

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 548.3

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ СУБДУКЦИОННОГО КОМПОНЕНТА
В АЛМАЗОНОСНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.С. Шацкий^{1,2,3}, Д.А. Зедгенизов^{2,3}, А.Л. Рагозин^{2,3}

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основании литературных данных и оригинальных исследований проведен анализ имеющихся свидетельств вклада субдукционного компонента в процессы образования алмазов. Исследование ксенолитов алмазоносных эклогитов, в том числе с применением метода рентгеновской томографии, свидетельствует о наложенном характере большинства алмазов. Процессы алмазообразования сопровождаются значительной модификацией эклогитового субстрата. Изотопно-геохимические данные показывают, что в качестве протолитов эклогитов выступали породы океанической земной коры. Гранаты и клинопироксены из ксенолитов вебстеритов имеют изотопный состав кислорода, близкий к среднемантийному значению (5.3—5.6 ‰). Минералы эклогитов демонстрируют значительные вариации изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 5.3 до 12.4 ‰). Показано резкое преобладание алмазов эклогитового парагенезиса в россыпях северо-востока Якутской алмазоносной провинции. У россыпных алмазов, относящихся к эклогитовому парагенезису, величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -27.2 до -3 ‰ ($n = 28$). В то же время у алмазов ультраосновного парагенезиса этот диапазон значительно меньше от -7.1 до -0.5 ‰. Все алмазы V разновидности характеризуются облегченным изотопным составом углерода (от -24.1 до -17.4 ‰). У целого ряда кристаллов с контрастным изотопным составом углерода изотопный состав каймы стремится к среднемантийному значению. Это дает основание предполагать, что при росте алмазов эклогитового парагенезиса сначала мог быть вовлечен углерод из субдуцированной континентальной коры, а на заключительном этапе мантийный углерод.

Эклогиты, вебстериты, алмаз, верхняя мантия.

EVIDENCE FOR A SUBDUCTION COMPONENT IN THE DIAMOND-BEARING MANTLE
OF THE SIBERIAN CRATON

V.S. Shatsky, D.A. Zedgenizov, and A.L. Ragozin

Evidence for the involvement of a subduction component in diamond generation is analyzed based on literature data and our studies. Examination of xenoliths of diamondiferous eclogites, including X-ray tomography analysis, testifies to the superposed character of most diamonds. Diamond generation is accompanied by the serious modification of eclogite substratum. Isotope-geochemical data show that the eclogites originated from oceanic-crust rocks. The oxygen isotope compositions of garnets and clinopyroxenes from websterite xenoliths are similar to the mantle average (5.3–5.6‰). The eclogite minerals vary considerably in oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ of 5.3 to 12.4‰). Diamonds of eclogitic paragenesis predominate dramatically in the placers of the northeastern Yakutsk diamond-bearing province. In placer eclogitic diamonds, $\delta^{13}\text{C}$ varies from -27.2 to -3 ‰ ($n = 28$). In diamonds of ultrabasic paragenesis, the range of $\delta^{13}\text{C}$ values is much narrower (from -7.1 to -0.5 ‰). All diamonds of variety V have a lighter carbon isotope composition (from -24.1 to -17.4 ‰). In a wide range of crystals with a contrasting carbon isotope composition, the isotope composition of the rim tends toward the average mantle value. This suggests that the eclogitic diamonds grew first with the participation of carbon from subducted continental crust and finally with the involvement of mantle carbon.

Eclogites, websterites, diamond, upper mantle

ВВЕДЕНИЕ

Изучение океанических базальтов показало, что земная мантия гетерогенна и большинство мантийных источников магм состоят из двух или более изолированных компонентов с длительной химической эволюцией [Allègre, 1982; White, 1985; Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997, 2003]. Многие исследователи предполагают, что наблюдаемые широкие вариации изотопного состава мантии являются результатом непрерывного частичного плавления и рециклирования океанической литосферы [Christensen, Hofmann, 1994; Donnelly et al., 2004; Sobolev et al., 2005, 2007; Rudge, 2006].

Академик Н.Л. Добрецов, которому посвящен настоящий выпуск журнала, в своих работах неоднократно возвращается к различным аспектам процессов в зонах субдукции [Добрецов, Кирдяшкин, 1997; Добрецов и др., 2001, 2006, 2013, 2015a], в том числе участия корового материала в образовании алмазов в породах литосферной мантии [Добрецов и др., 2015b].

Хотя первый образец ксенолита алмазоносного эклогита в ЮАР описан в XIX в. [Bonney, 1899], первые данные о составе граната в ассоциации с алмазом были приведены в статье А.П. Бобриевича, Г.И. Смирнова и В.С. Соболева, опубликованной в 1959 г. [Бобриевич и др., 1959].

В настоящее время подавляющим большинством исследователей признается коровое происхождение протолитов мантийных эклогитов [Jagoutz et al., 1984; Taylor, Neal, 1989; Jacob et al., 1994, 2004; Jacob, Foley, 1999; Taylor, Anand, 2004; Stachel et al., 2004, 2009; Tappert et al., 2005; Carmody et al., 2013; Pernet-Fisher et al., 2014]. Однако мантийные эклогиты значительно отличаются по составу от базальтов и габбро океанической коры, а также эклогитов складчатых поясов [Jacob, 2004]. Предполагается, что это отличие объясняется частичным плавлением базальтов океанической коры в ходе субдукции, в результате которого образуются тоналитовые или трондьемитовые расплавы [Ireland et al., 1994; Jacob, Foley, 1999; Barth et al., 2001; Добрецов и др., 2015b].

Существует ряд геохимических индикаторов, указывающих на коровую природу ксенолитов эклогитов, а также включений минералов эклогитового парагенезиса в алмазах. В качестве одного из таких индикаторов рассматривается наличие Eu аномалий, свидетельствующих о процессах фракционирования или аккумуляции плагиоклаза при низких давлениях. Отрицательные и положительные Eu аномалии отмечались у включений гранатов и пироксенов в алмазах из ряда кимберлитовых трубок [Stachel et al., 2000, 2004; Aulbach et al., 2002; Davies et al., 2004; Tappert et al., 2005]. Интересно отметить, что гранаты из суперглубинных алмазов демонстрируют отрицательные Eu аномалии [Stachel et al., 2000; Tappert et al., 2005]. Большие положительные Eu аномалии установлены Л. Тэйлором с соавторами [Taylor et al., 2000] у трех включений клинопироксенов в алмазах из ксенолита эклогита кимберлитовой тр. Удачная. Следует отметить, что клинопироксены из одного алмаза имеют разную по величине Eu аномалию и характер распределения РЗЭ. Клинопироксен из матрицы эклогита имеет слабую отрицательную Eu аномалию. Положительные Eu аномалии (1.2—2.2) отмечены у всех гранатов из эклогитов кимберлитовой тр. Дайвик [Schmidberger et al., 2007]. Однако существует также точка зрения, согласно которой появление Eu аномалии может быть обусловлено изменением окислительно-восстановительных условий в ходе метасоматоза [Griffin, O'Reilly, 2007].

Среди индикаторов участия корового компонента в процессах модификации верхней мантии рассматриваются вариации изотопного состава кислорода минералов эклогитов [Jagoutz et al., 1984; MacGregor, Manton, 1986; Jacob et al., 1994; Jacob, Foley, 1999; Jacob, 2004; Viljoen et al., 2005]. Большинство ксенолитов эклогитов имеют изотопный состав, отклоняющийся от среднемантийного значения ($5.5 \pm 0.4 \%$ [Mattey et al., 1994]). Это объясняется взаимодействием океанической коры, явившейся протолитом для эклогитов, с морской водой [Gregory, Taylor, 1981]. Сильным аргументом в пользу корового происхождения пород, имеющих изотопный состав кислорода, отличающийся от среднемантийного значения, также является установленная отрицательная корреляция изотопного состава включений эклогитового парагенезиса в алмазах с изотопным составом углерода алмазов [Schulze et al., 2013; Ickert et al., 2013]. Алмазы, имеющие облегченный изотопный состав углерода, содержат включения гранатов с утяжеленным изотопным составом кислорода. Аналогично, в алмазоносных известково-силикатных породах Кокчетавского массива реликтовый Mg-Ca-гранат [Sobolev et al., 2007] характеризуется исключительно высоким значением $\delta^{18}\text{O} = 12.8 \%$ [Sobolev et al., 2011]. Исследование изотопного состава кислорода в мэйджоритовых гранатах в алмазах из переходной зоны показало узкий интервал (от 8.6 до 10.0 ‰), значительно выше среднемантийного значения ($+5.5 \pm 0.4 \%$) [Ickert et al., 2015]. Наряду с облегченным составом углерода алмазов (от -17.4 до -23%) это дает основание авторам рассматривать в качестве среды кристаллизации субдукционный компонент.

Очевидно, что эклогиты занимают особое место среди ксенолитов глубинных пород в кимберлитовых трубках, которые, несмотря на то, что составляют незначительную часть верхней мантии ($> 2 \%$) [Schulze, 1989], дают важную информацию о геодинамических процессах на ранней стадии развития Земли, а также о процессах образования алмаза [Jagoutz et al., 1984; Shervais et al., 1988; Snyder et al.,

1993, 1995, 1997; Jacob et al., 1994; Beard et al., 1996; Jacob, Foley, 1999; Taylor et al., 2000, 2003; Menzies et al., 2003; Schmickler et al., 2004; Taylor, Anand, 2004; Jacob, 2004].

На основании оценок *P-T* параметров равновесия ксенолитов эколгитов было показано, что большинство из них концентрируются вблизи границы литосфера—астеносфера [Griffin, O'Reilly, 2007]. По мнению Дж. Хуанга с соавторами [Huang et al., 2012], несмотря на то, что субдукция океанической коры не вызывает сомнения, возникает вопрос, могут ли эколгиты, ввиду большой плотности, длительное время оставаться на границе литосферы и астеносферы.

Одним из индикаторов корового происхождения протолитов эколгитов является присутствие в них коэсита, кианита и санидина, которые не могут быть в равновесии с перидотитовыми парагенезисами [Jacob, 2004]. Кианитсодержащие эколгиты не могут быть высокобарическими кумулатами, поскольку в поле устойчивости алмаза кианит реагирует с оливином с образованием пироксена и граната [Jacob et al., 1998]. Однако Дж. Хуанг с соавторами [Huang et al., 2012] полагают, что присутствие кварца и санидина не является свидетельством корового происхождения протолитов эколгитов. По мнению этих авторов, санидин и коэсит или кварц могут иметь метасоматическое происхождение. В то же время по содержанию главных элементов ксенолиты эколгитов наиболее близки к пироксенитам, для которых предполагается магматогенное происхождение. Таким образом, очевидно, что критерии субдукционного происхождения ксенолитов эколгитов не имеют однозначной интерпретации.

Согласно имеющимся данным, ксенолиты эколгитов из кимберлитовой тр. Удачная имеют архейский возраст [Pearson et al., 1995; Jacob, Foley, 1999], а возраст самой трубки — палеозойский (365 млн лет [Кинни и др., 1997]). Из этих данных следует, что возраст пребывания субдуцированной литосферной плиты на границе литосферы и астеносферы превышает 2 млрд лет, в то же время в силу высокой плотности эколгиты должны погружаться в нижнюю мантию [Krystopowicz, Currie, 2013]. В связи с этим вопрос природы протолитов эколгитов имеет важные геодинамические следствия. Проведенные нами исследования ксенолитов эколгитов, в том числе алмазоносных из кимберлитовой тр. Удачная, а также алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы, наряду с новыми данными позволяют обосновать коровую природу их протолитов и участие корового компонента в процессах образования алмазов.

КСЕНОЛИТЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ЭКОЛГИТОВ

Петрография ксенолитов. Проведенные нами детальные исследования трех ксенолитов алмазоносных эколгитов, два из которых наиболее крупные из исследованных ранее, позволили сделать ряд заключений о процессах алмазообразования и источниках флюидов метасоматизирующих эколгиты [Степанов и др., 2007; Зедгенизов и др., 2007; Shatsky et al., 2008].

Ксенолит Уд-107 (18×12×9 см., вес 6.9 кг) сложен крупными, часто идиоморфными кристаллами клинопироксена, размер которых достигает 30 мм и округлыми зернами граната, размер которых не превышает 5 мм [Шацкий и др., 2005; Shatsky et al., 2008]. В отличие от описанных ранее ксенолитов эколгитов из тр. Удачная [Sobolev et al., 1994; Jacob et al., 1994; Taylor, Anand, 2004], содержание граната в исследованном образце не превышает 15 %. В значительном количестве встречаются сульфиды (около 5 %) и флогопит (5—7 %). Сульфиды расположены в межзерновом пространстве, а также в виде включений в пироксене и гранате. Флогопит замещает зерна пироксена и гранат, и встречается в виде идиоморфных зерен. В небольшом количестве отмечается рутил, который присутствует в ассоциации с сульфидами. Распределение минералов в пределах ксенолита неравномерно. Отмечаются зоны, обогащенные флогопитом и гранатом (рис. 1).

Ксенолит эколгита Уд-111-02 (размер 23×17×11 см., вес 8.8 кг) имеет форму, близкую к трехосному эллипсоиду. Он сложен темно-зеленым ксеноморфным клинопироксеном, составляющим 65 % объема породы, и оранжевым гранатом, имеющим округлые очертания и занимающим около 35 % [Степанов и др., 2007]. Размер большинства зерен граната от 3 до 10 мм, иногда достигает 20 мм, размер зерен пироксена 5—20 мм (рис. 2). В качестве акцессорного минерала присутствует пирротин с ламеллями пентландита.

Ксенолит алмазоносного эколгита UDR (10×9×5 см, вес около 800 г) представляет собой биминеральный эколгит, сложенный темно-зелеными ксеноморфными зернами клинопироксена (5—10 мм) и округлыми зернами граната (3—10 мм), составляющими 55 и 45 % объема породы соответственно [Зедгенизов и др., 2007].

Алмазы в ксенолитах эколгитов. Исследование распределения алмазов в ксенолитах, в том числе методами рентгеновской томографии, показало, что в большинстве ксенолитов алмазы имеют наложенный характер и присутствуют в межзерновом пространстве, либо в прожилках, сложенных вторичными минералами (рис. 3) [Степанов и др., 2007, 2008; Shatsky et al., 2008; Liu et al., 2009]. Однако в ксенолите Уд-111-02 в редких случаях устанавливаются включения алмазов в гранатах (рис. 4, а, б), а в



Рис. 1. Ксенолит эклогита Уд-107.

Выделяется зона, обогащенная грантом и флогопитом.



Рис. 2. Пластина, вырезанная из ксенолита Уд-111-02.

ксенолите Уд-107 в пироксенах и флогопите. Наши данные согласуются с результатами исследования методами рентгеновской топографии 17 ксенолитов из кимберлитовой тр. Удачная [Howarth et al., 2015]. Авторы статьи приходят к заключению, что алмазы в ксенолитах присутствуют в трех различных структурных позициях: 1) алмазы, полностью включенные в гранат; 2) алмазы на границах зерен и 3) алмазы в прожилках, сложенных вторичными минералами.

Распределение алмазов в ксенолитах крайне неравномерно. В ксенолите Уд-107 наибольшее количество алмазов встречается в зонах, обогащенных гранатом и флогопитом. В ксенолите Уд-111-02 максимальное содержание алмазов наблюдается в зоне с высоконатро-

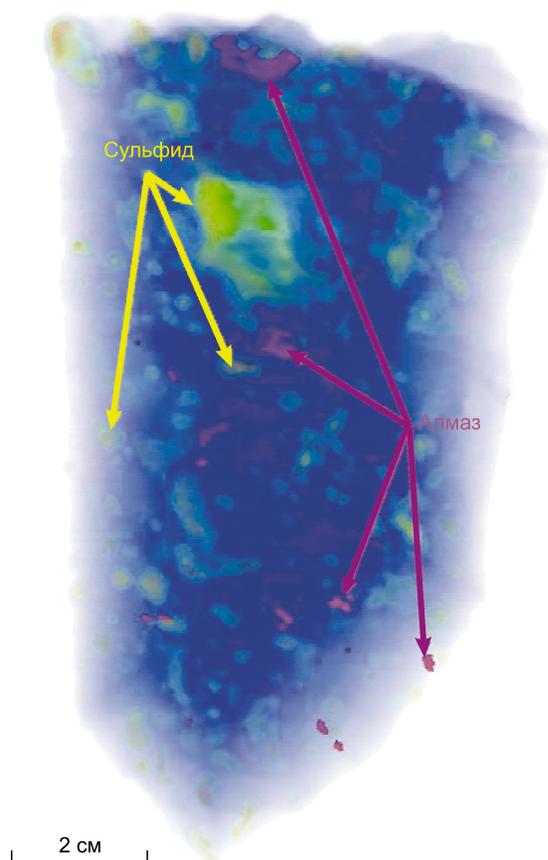


Рис. 3. Восстановленное 3-D изображение фрагмента ксенолита алмазоносного эклогита Уд-107.

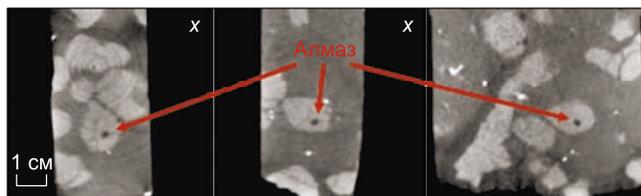
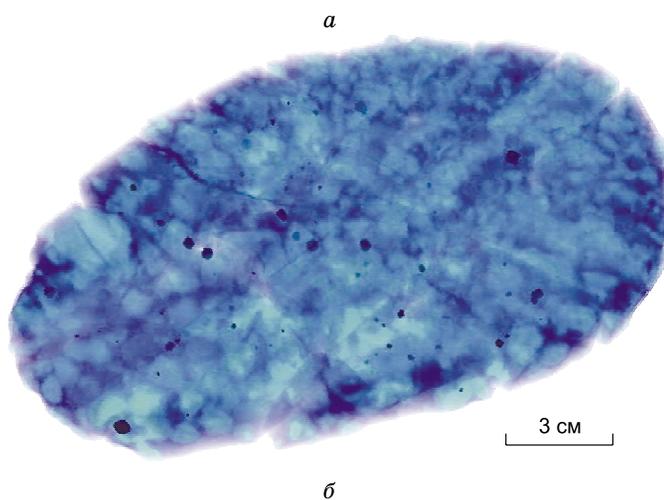


Рис. 4. а — восстановленное 3-D изображение пластины из ксенолита алмазоносного эклогита Уд-111-02; б — 2-D изображение фрагментов ксенолита.

Видны включения гранатов в алмазах.

вым пироксеном, а в магнезиальной части ксенолита алмазы практически отсутствуют [Степанов и др., 2008].

Проведенные исследования алмазов из ксенолитов дали свидетельства многостадийности процессов алмазообразования. Так, в ксенолите Уд-111-02 присутствуют алмазы октаэдрического и кубического габитусов [Степанов и др., 2007]. Октаэдрические кристаллы имеют яркосветящееся в катодolumинесценции ядро с октаэдрическими зонами роста и слабосветящуюся внешнюю зону. В центральных частях октаэдрических кристаллов значительная часть примесного азота присутствует в форме В1 (от 30 до 66 %), а во внешней зоне азот находится преимущественно в А-форме. Кристаллы кубооктаэдрического габитуса слабо светятся в КЛ. В центральных частях таких кристаллов значительная часть примесного азота присутствует в форме В1 (от 30 до 66 %), а во внешней зоне азот находится преимущественно в А-форме. Кристаллы кубооктаэдрического габитуса слабо светятся в КЛ. Содержание азота и степень его агрегации близки таковым во внешней зоне октаэдрических кристаллов (рис. 5, а).

В ксенолите Уд-107 цвет алмазов варьирует от бесцветного до канареечно-желтого. Следует отметить, что в одном сростке могут встречаться алмазы, имеющие разную интенсивность окраски [Shatsky et al., 2008]. При этом бесцветные алмазы и алмазы с желтой окраской отличаются как по общему содержанию азота, так и по степени его агрегации. Бесцветные алмазы характеризуются высокой степенью агрегации (до 35 % В1) и высоким содержанием азотных дефектов (до 1900 ppm). Алмазы с желтой окраской характеризуются более низкими концентрациями азота (менее 200 ppm) и степенью агрегации атомов азота, который встречается главным образом в виде А-центров (см. рис. 5, б). Степень агрегации азота свидетельствует, что алмазы первой генерации образовались не ранее 1 млрд лет до внедрения кимберлитовой трубки, а второй незадолго до выноса на поверхность.

В ксенолите UDR, согласно данным ИК-Фурье-спектроскопии, алмазы относятся к типу IaA, что свидетельствует о достаточно коротком времени их пребывания в верхней мантии, не более 1 млн лет [Taylor et al., 1996].

Алмазы в ксенолите Уд-111-02 характеризуются вариациями изотопного состава от -2.0 до -9.2 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ [Liu et al, 2009]. Более легкий изотопный состав углерода у алмазов из ксенолита Уд-107 [Shatsky et al., 2008]. Алмазы кубического габитуса из ксенолита UDR имеют изотопный состав, близкий к средне-мантийному (от -3.6 до -6.8 ‰ $\delta^{13}\text{C}$) [Зедгенизов и др., 2007].

Геохимические особенности минералов матрикса и включений в алмазах. Полученные данные указывают на образование алмаза в процессах мантийного метасоматоза. С образованием алмазов связана значительная модификация ксенолитов. В обр. Уд-111-02, как уже говорилось выше, выявлена ярко выраженная химическая неоднородность [Степанов и др., 2008]. Вдоль длинной оси ксенолита наблюдается закономерное изменение состава клинопироксенов и гранатов (рис. 6). У гранатов уменьшается магнезиальность (от 75 до 57 %) и растет содержание альмандинового и гроссулярового компонентов. В клино-

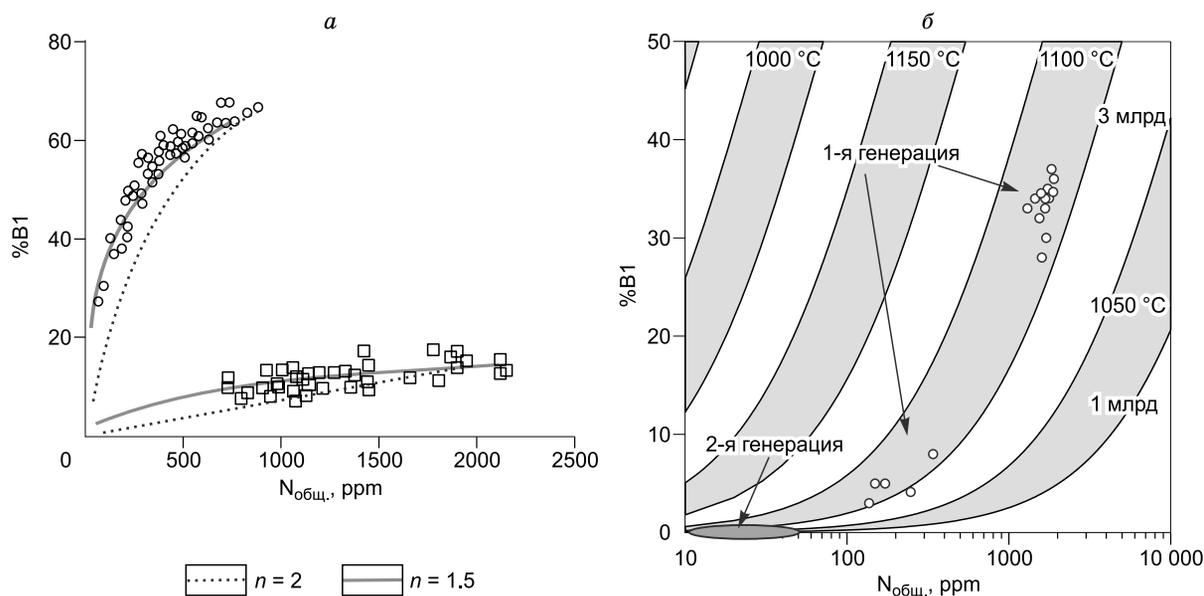


Рис. 5. Соотношения степени агрегации азота с его содержанием в алмазах первой (кружки) и второй (квадраты) генерации в ксенолитах.

а — Уд-111-02, б — Уд-107, n — порядок реакции.

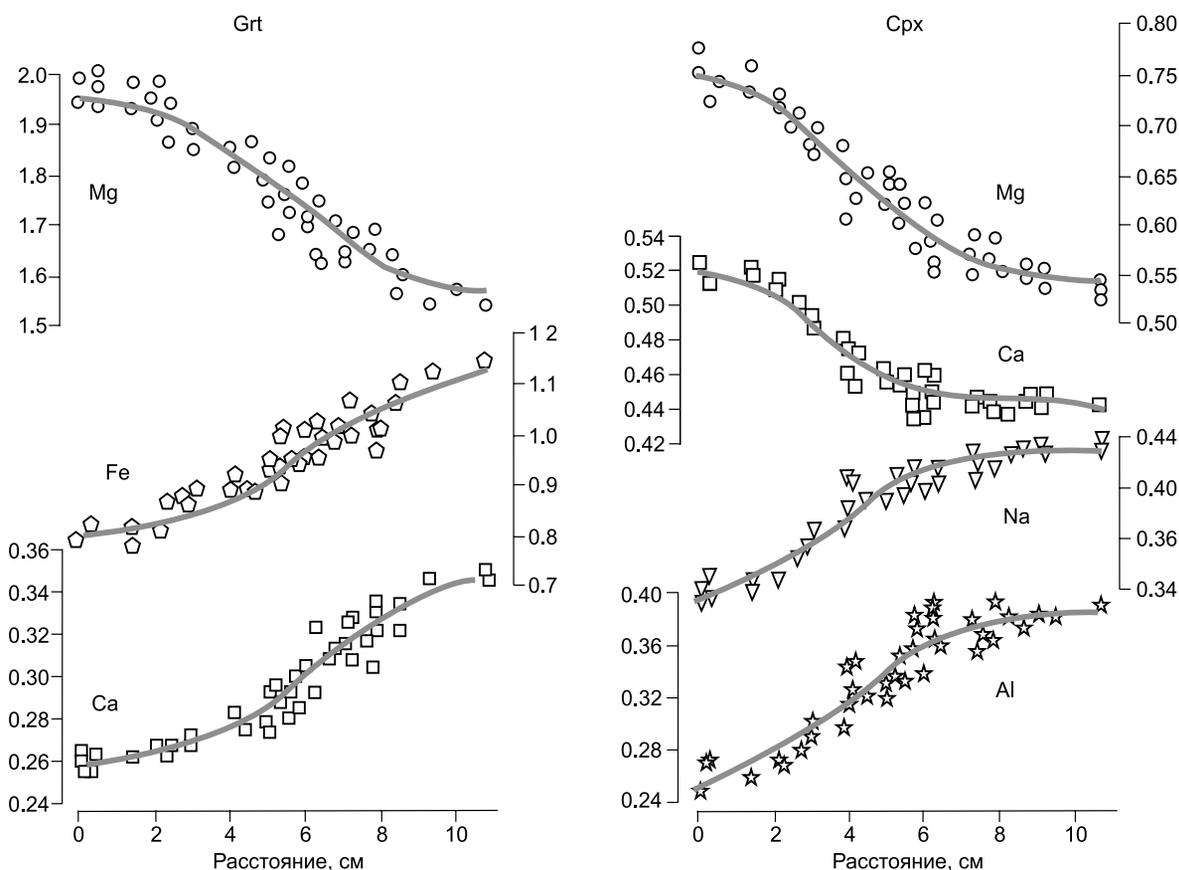


Рис. 6. Вариации состава клинопироксенов и гранатов в образце ксенолита Уд-111-02 [Степанов и др., 2008].

По горизонтальной оси расстояние (в см) вдоль длинной оси ксенолита, по вертикальной — содержание компонентов (в форм. ед.).

пироксенах с уменьшением магнезиальности растет содержание жадеитового минала (от 27 до 46 %). Минеральные включения, присутствующие только в алмазах первой генерации, по составу отличаются от минералов матрицы. Включения гранатов в алмазах содержат больше гроссулярового компонента и меньше пиропового. В то же время включения клинопироксенов имеют повышенное содержание Al и пониженную магнезиальность по сравнению с клинопироксенами ксенолита. Часть включений клинопироксенов содержат больше жадеитового минала. Включения пироксенов в алмазах характеризуются более высоким содержанием примеси K (от 0.19 до 0.58 мас. %) по сравнению с пироксеном матрицы (0.17 мас. %).

У гранатов матрикса и гранатов, присутствующих в виде включений в алмазах, наблюдается значительный положительный наклон в области тяжелых РЗЭ (рис. 7, а), который может свидетельствовать о фракционировании тяжелых РЗЭ в процессе частичного плавления в силу разных коэффициентов распределения $D_{\text{расп./гранат}}$ при процессе плавления эклогитов [Kessel et al., 2005]. Включение граната, имеющего наиболее высокое содержание гроссулярового и альмандинового компонентов, демонстрирует ровный характер распределения в области тяжелых РЗЭ. На основании этих данных мы можем заключить, что процесс образования алмазов сопровождался частичным плавлением эклогитового субстрата. Большинство пироксенов включений содержит больше жадеитового компонента по сравнению с пироксенами матрикса, что также свидетельствует о процессах плавления в период роста алмазов. Однако по содержанию легких редкоземельных элементов пироксены матрикса значительно обогащены по сравнению с пироксенами включений (см. рис. 7, б). Это свидетельствует об этапе метасоматоза после образования алмазов первой генерации.

Если в ксенолите Уд-111-02 процесс образования алмазов сопровождался деплетированием эклогитового субстрата, то в ксенолите Уд-107, который по составу минералов относится к эклогитам группы А, кристаллизация алмазов сопровождалась интенсивным метасоматозом. Алмазы из ксенолита Уд-107 со-

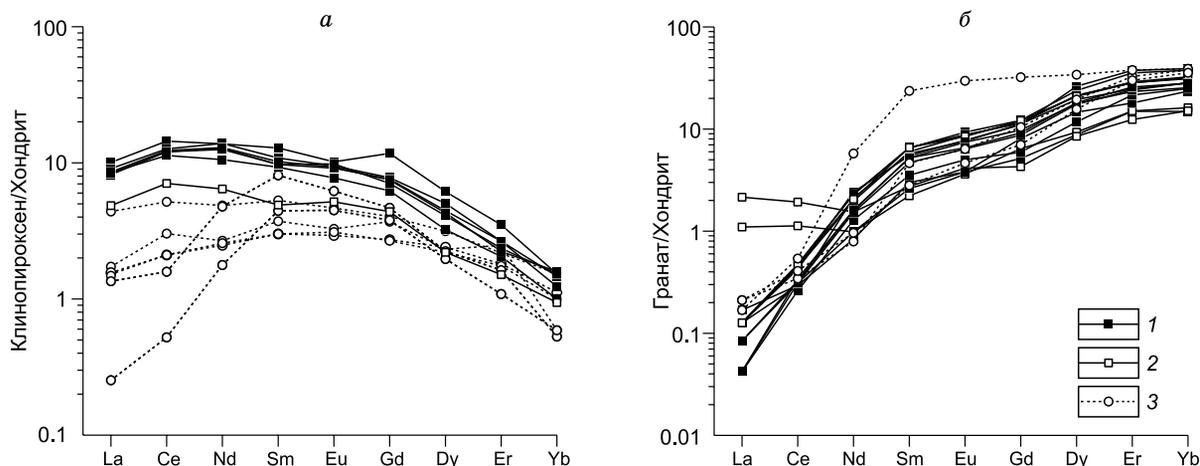


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в гранатах (а) и клинопироксенах (б) матрикса и включений в алмазах ксенолита Уд-111-02.

1, 2 — матрикс: 1 — магнезиальная часть, 2 — натровая часть; 3 — включения в алмазе.

держат включения гранатов, клинопироксенов, слюд, сульфидов, рутилов, коэситов и оливинов [Shatsky et al., 2006, 2008; Рагозин и др., 2006]. Кроме того, большинство алмазов содержит в центральной части ориентированные параллельно октаэдрическим граням кристаллов мелкие включения CaCO_3 [Рагозин и др., 2006]. В то время как состав включений граната в алмазах близок к составу граната матрицы, включения пироксенов демонстрируют более широкие вариации по содержанию калия и магнезиальности [Shatsky et al., 2008]. Большое различие существует в составе слюд из матрикса и включений в алмазах (рис. 8). Включения слюд в алмазах значительно обогащены SiO_2 (до 7.2 ф.е. Si) по сравнению с флогопитом матрикса (≤ 6 ф.е.), а также титаном (см. рис. 8) Следует отметить, что реконструированный валовой состав эклогита Уд-107 занимает промежуточное значение между составами эклогитов и перидотитов. Это, наряду с высоким содержанием LREE и K_2O в клинопироксене, а также включений в алмазах коэсита, оливина, высококальциевых слюд и кальцита, дает основание предполагать взаимодействие высококальциевого водно-силикатно-карбонатного углеродсодержащего флюида/расплава с субстратом ультраосновного состава. Обогащенность метасоматизирующего флюида многими несовместимыми элементами и облегченный изотопный состав углерода алмазов (от -12.8 до -16.6 ‰ $\delta^{13}\text{C}$) свидетельствует о том, что его источником могли быть субдуцированные породы земной коры. Низкая степень агрегации азота в алмазах с минеральными включениями предполагает их формирование незадолго до внедрения кимберлита.

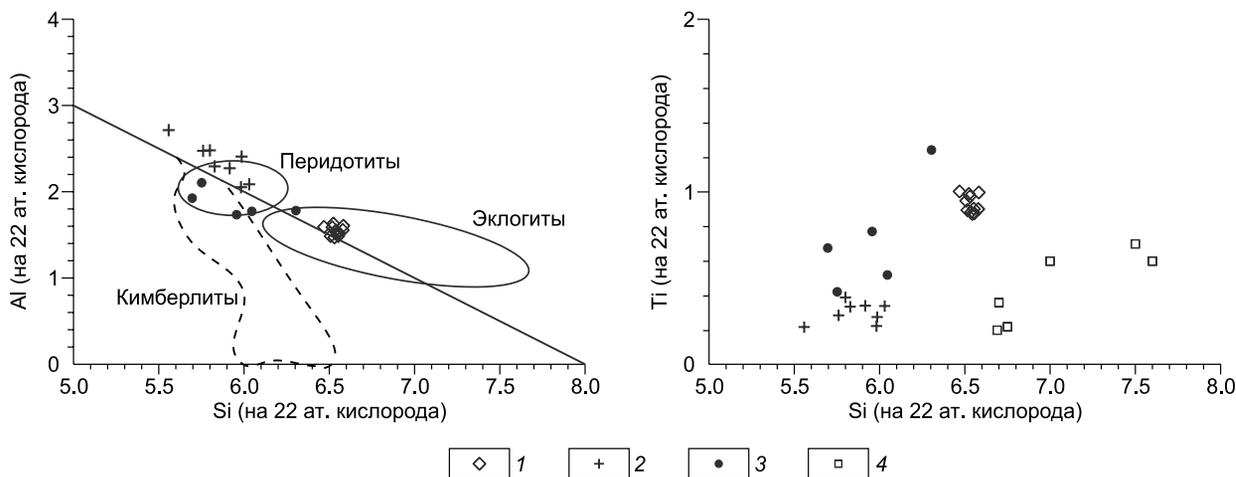


Рис. 8. Состав слюд ксенолита Уд-107 [Shatsky et al., 2008].

1, 2 — обр. Уд-107: 1 — включения в алмазах, 2 — матрикс; 3 — тр. Спутник [Sobolev et al., 1997]; 4 — микровключения в алмазах [Izraeli et al., 2004; Klein-ben-Devid et al., 2005].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ ЭКЛОГИТОВ

Вариации изотопного состава кислорода минералов эклогитов рассматриваются среди главных индикаторов их корового происхождения [Jagoutz et al., 1984; Macgregor, Manton, 1986; Jacob et al., 1994; Jacob, Foley, 1999; Jacob, 2004; Viljoen et al., 2005].

Так, было установлено, что большинство гранатов алмазоносных ксенолитов эклогитов из тр. Нюрбинская имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно выше среднемантийного [Spetsius et al., 2008]. В то время как значение $\delta^{18}\text{O}$ большинства перидотитовых гранатов соответствует мантийному значению, эклогитовые гранаты демонстрируют диапазон от 4.7 до 9.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, а большинство гранатов вебстеритового парагенезиса имеют значения выше 6 ‰. Эклогитовые гранаты из кимберлитовой тр. Нюрбинская, помимо значений $\delta^{18}\text{O}$ выше мантийного, демонстрируют отрицательную корреляцию между #Mg и содержанием Yb, в то время как высокобарические кумулаты, образующиеся при фракционировании граната, должны демонстрировать противоположную тенденцию [Aulbach et al., 2007; Riches et al., 2010]. В силу того, что коэффициент распределения $D_{\text{Yb}}^{\text{гранат/расп.}} > 1$, по мере кристаллизации граната расплав будет обедняться иттрием. Следовательно, гранаты с высокой магниальностью должны содержать больше иттрия. Противоположная тенденция наблюдается при фракционировании оливина. Коэффициент распределения Yb ($D^{\text{oliv/basalt}} = 0.2$) [Nikogosian, Sobolev, 1997]. Вследствие этого в остаточном расплаве будет наблюдаться отрицательная корреляция между Mg и Yb. В качестве свидетельства корового происхождения протолитов алмазоносных эклогитов из кимберлитовой тр. Комсомольская, наряду с повышенным значением $\delta^{18}\text{O}$ [Pernet-Fisher et al., 2014], приводят реконструированные редкоземельные профили эклогитов, перекрывающиеся с типичными океаническими базальтами. Авторы отмечают, что, в отличие от эклогитов, метасоматизированные перидотиты имеют узкий интервал колебаний $\delta^{18}\text{O}$. Метасоматическая минеральная ассоциация (MARID) также имеет ограниченный интервал колебаний $\delta^{18}\text{O}$. В работе [Jacob et al., 2009] показано, что изотопный состав кислорода вторичного флогопита в ксенолите эклогита из кимберлитовой тр. Кимберли близок к среднемантийному значению, гранаты же имеют облегченный изотопный состав (4.51—4.67 ‰).

Существует альтернативная точка зрения, согласно которой вариации изотопного состава кислорода определяются взаимодействием эклогитов с флюидами/расплавами, имеющими высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ [Gréau et al., 2011]. В качестве основания этого предположения авторы приводят имеющуюся корреляцию изотопного состава кислорода с рядом несовместимых элементов (La, Ce, Zr, Hf). Однако, по мнению Д. Пирсона с соавторами [Pearson et al., 2003], изотопный состав кислорода мантийного флюида будет буферироваться оливином, который составляет 80 % мантии. Имеющиеся данные показывают очень узкий интервал $\delta^{18}\text{O}$ у оливинов мантийных перидотитов [Mattey et al., 1994]. Исключение составляют только алмазоносные перидотитовые ксенолиты, у которых гранат имеет значение $\delta^{18}\text{O}$ значительно ниже среднемантийного [Lowry et al., 1999]. По мнению Д. Пирсона с соавторами, это является следствием высокотемпературного гидротермального изменения пород в глубинных частях океанической литосферы [Pearson et al., 2003]. Согласно данным [Miscović et al., 2012], изотопный состав оливинов из ксенолитов перидотитов в кимберлитах и базальтах разного возраста показывает значения, аналогичные среднемантийному ($\delta^{18}\text{O} = 5.30 \text{ ‰} \pm 0.22$). Подчеркивается отсутствие корреляции между величиной $\delta^{18}\text{O}$ и содержанием редких элементов. На основании этих данных делается вывод, что нет статистического различия между изотопным составом кислорода кратонных перидотитов и современной мантии источника MORB базальтов.

В этой связи нами проведено исследование изотопного состава кислорода минералов из пяти ксенолитов эклогитов, четыре из которых являются алмазоносными, и трех гранатовых вебстеритов. Также определен микроэлементный состав гранатов и клинопироксенов этих ксенолитов для определения степени их модификации при процессах мантийного метасоматоза (табл. 1). Вебстериты взяты в качестве пород, которые представляют высокобарические кумулаты, и их изотопный состав должен соответствовать среднемантийному [Gonzaga et al., 2010].

Как видно на графике (рис. 9), клинопироксены из эклогитов и вебстеритов показывают положительный наклон от La до Sm и отрицательный на-

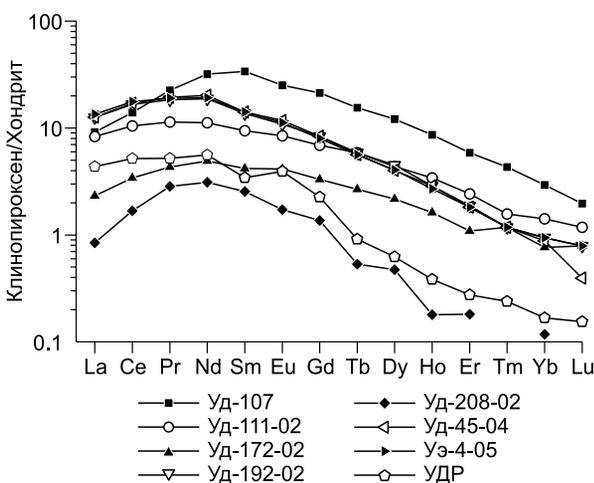


Рис. 9. Распределение РЗЭ в клинопироксенах ксенолитов.

Таблица 1. Содержания редких и рассеянных элементов (ppm) в гранатах и клинопироксенах

Элемент	Уд-107		Уд-111-02		Уд-172-02		Уд-192-02		Уд-208-02		Уд-45-04		Уэ-4-05		УДР	
	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт	Срх	Грт
Cs	0.030	0.120	0.010	нпо	нпо	нпо	0.010	0.010	0.070	нпо	нпо	нпо	0.100	0.030	0.105	нпо
Rb	0.650	4.39	0.210	0.090	1.12	1.12	0.350	1.85	3.56	0.070	0.020	0.350	3.16	1.05	3.92	»
Ba	7.010	нпо	0.300	нпо	3.350	0.060	1.620	0.000	0.150	0.010	1.170	0.030	2.860	0.350	177.165	0.025
Th	0.060	»	0.010	»	0.000	0.000	0.100	нпо	нпо	нпо	0.040	нпо	0.090	0.020	0.034	0.009
U	0.000	0.020	нпо	»	0.000	0.000	0.040	0.020	»	»	нпо	»	0.010	0.020	0.009	0.011
Nb	0.110	0.010	0.380	0.170	0.310	0.170	0.990	0.330	»	»	0.340	0.190	0.780	0.370	0.544	0.349
Ta	нпо	нпо	0.070	0.010	0.060	нпо	0.030	0.030	»	»	0.030	0.010	0.050	0.040	0.053	0.028
La	2.17	0.000	1.97	0.030	0.550	0.010	2.98	0.030	0.200	0.020	3.00	0.010	3.19	0.070	1.03	0.018
Ce	8.55	0.020	6.39	0.220	2.09	0.100	10.2	0.340	1.03	0.380	10.4	0.150	10.8	0.380	3.17	0.187
Pr	2.14	0.020	1.08	0.070	0.410	0.040	1.75	0.160	0.270	0.230	1.84	0.070	1.80	0.140	0.494	0.079
Sr	385	0.210	184	0.740	103	0.460	147	0.370	84.0	1.51	154	0.180	153	0.630	696	1.70
Nd	15.0	0.330	5.220	0.860	2.300	0.440	8.75	1.67	1.45	2.87	9.41	0.770	8.96	1.37	2.61	0.931
Zr	28.0	4.300	21.1	23.1	12.8	21.8	20.4	111	7.030	47.7	22.2	54.8	21.6	106	4.07	11.7
Hf	1.57	0.210	0.910	0.420	0.670	0.430	1.39	2.57	1.35	1.02	1.53	1.37	1.47	2.29	0.324	0.306
Sm	5.17	0.660	1.44	0.800	0.640	0.530	2.09	1.81	0.390	2.36	2.16	0.720	2.16	1.33	0.525	0.928
Eu	1.46	0.340	0.490	0.410	0.240	0.360	0.630	0.930	0.100	0.940	0.680	0.420	0.650	0.680	0.228	0.429
Ti	840	960	2340	2760	3540	3540	1200	3540	1560	1500	840	1980	1140	3240	1654	3171
Gd	4.36	2.02	1.42	2.17	0.680	1.59	1.72	4.07	0.280	3.50	1.72	1.97	1.64	3.02	0.464	1.52
Tb	0.580	0.500	0.220	0.550	0.100	0.450	0.220	0.940	0.020	0.630	0.210	0.540	0.210	0.720	0.034	0.297
Dy	3.07	4.90	1.11	4.92	0.550	4.62	1.14	7.84	0.120	4.13	1.02	4.71	1.03	6.30	0.158	2.33
Y	11.4	35.8	4.46	33.4	2.21	31.0	3.42	44.0	0.410	21.2	3.51	29.6	3.39	39.5	0.544	13.7
Ho	0.480	1.270	0.190	1.29	0.090	1.15	0.160	1.81	0.010	0.840	0.160	1.23	0.150	1.48	0.021	0.540
Er	0.970	4.41	0.400	4.38	0.180	4.10	0.310	5.37	0.030	2.28	0.300	4.08	0.300	4.63	0.046	1.71
Tm	0.110	0.700	0.040	0.720	0.030	0.640	0.030	0.810	0.000	0.320	0.030	0.650	0.030	0.700	0.006	0.252
Yb	0.500	5.020	0.240	5.37	0.130	4.70	0.160	5.70	0.020	2.220	0.150	4.79	0.160	4.90	0.029	1.80
Lu	0.050	0.780	0.030	0.840	0.020	0.760	0.020	0.860	0.000	0.330	0.010	0.790	0.020	0.760	0.004	0.310

Примечание. нпо — ниже предела обнаружения.

клон от Sm до Lu. Они демонстрируют значительные вариации в обогащенности РЗЭ. Наиболее обогащен РЗЭ клинопироксен из ксенолита Уд-107. На мультиэлементной диаграмме клинопироксены вебстеритов демонстрируют одинаковый характер распределения элементов. Они характеризуются отрицательными аномалиями по Ti, Zr и Y (рис. 10).

Кривые распределения некогерентных элементов клинопироксенов эклогитов, за исключением ксенолита Уд-107, лежат ниже кривых распределения для клинопироксенов вебстеритов. У всех клинопироксенов эклогитов ярко выраженная аномалия по Sr и отрицательные аномалии по Zr и Y. Часть эклогитов демонстрируют положительные, а часть отрицательные аномалии по Ti. Интересно отметить, что клинопироксен из ксенолита УДР демонстрирует сильную положительную аномалию по Ba. Исследование микровключений в алмазах из этого ксенолита показывает, что они обогащены Ba, Cl и K [Зедгенизов и др., 2007].

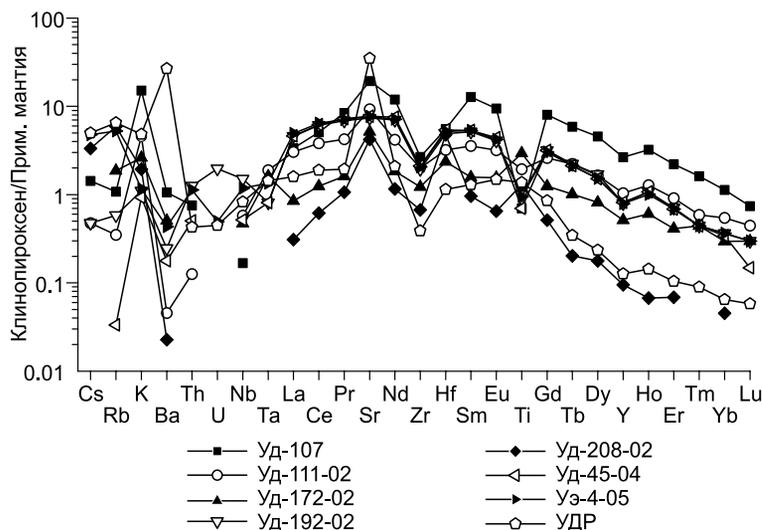


Рис. 10. Мультиэлементная диаграмма распределения несовместимых элементов в пироксенах эклогитов и вебстеритов.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода

Образец	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, ‰
Уд-107	Grt	12.4
Уд-111-02	»	7.1
Уд-111-02	Срх	7.6
Уд-172-02	Grt	6.8
Уд-172-02	Срх	7.3
Уд-192-02	Grt	5.6
Уд-208-02	»	5.5
Уд-208-02	Срх	5.7
Уд-45-04	Grt	5.3
Уд-45-04	Срх	5.5
УДР	Grt	5.3
Уэ-4-05	»	5.4

Изотопный анализ кислорода силикатов выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, в лаборатории стабильных изотопов. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода осуществлялась по лазерной методике [Игнатьев, 2005]. Измерение изотопных соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ проведено на масс-спектрометре Finnigan MAT 252.

Гранаты и клинопироксены вебстеритов имеют изотопный состав кислорода, близкий к среднемантийному значению (5.3—5.6 ‰). Минералы эклогитов демонстрируют значительные вариации изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 5.3 до 12.4 ‰) (см. табл. 2). Значения величин $\delta^{18}\text{O}$ клинопироксенов и гранатов в эклогитах свидетельствуют о достижении изотопного равновесия [Zheng et al., 1999]. Следует отметить, что гранат из эклогита Уд-107 характеризуется самым тяжелым изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ –12.4 ‰), приближающимся к максимальной величине в базальтах низкотемпературной зоны изменения в разрезе офиолитов Семаил [Gregory, Taylor, 1981]. Однако, согласно имеющимся литературным данным, значение величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах эклогитов не превышает 10 ‰ [Gonzaga et al., 2010]. Эклогит Уд-107, как упоминалось выше, характеризуется мультистадийной эволюцией. Легкий изотопный состав углерода алмазов ($\delta^{13}\text{C}$ от –15 до –17 ‰ [Shatsky et al., 2008]), наряду с обогащенностью рядом несовместимых элементов, дает основание предполагать в качестве источника флюидов субдуцированные породы земной коры.

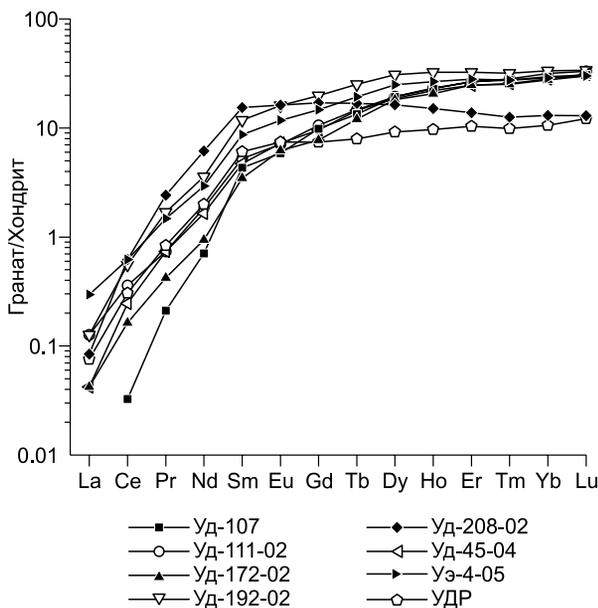


Рис 11. Распределение РЗЭ в гранатах ксенолитов.

Гранаты из эклогитов имеют пологий положительный наклон в области тяжелых РЗЭ и крутой в области легких (рис. 11). Только гранат из эклогита Уд-208-02 имеет отрицательный наклон в области тяжелых РЗЭ. На графике распределения РЗЭ реконструированные составы эклогитов, за исключением обр. Уд-107 лежат ниже N-MORB (рис. 12). Эклогит Уд-107 обогащен относительно N-MORB Eu, Sm, Nd, Pr.

Как видно на мультиэлементной диаграмме, кривые распределения некогерентных элементов в реконструированных составах эклогитов лежит ниже N-MORB (рис. 13). Но в отличие от N-MORB все эклогиты характеризуются положительными аномалиями по Sr, что может свидетельствовать о том, что в качестве их протолитов выступало габбро третьего слоя океанической коры. Однако отсутствие Eu аномалий свидетельствует о том, что Sr аномалия является следствием одного из этапов метасоматоза.

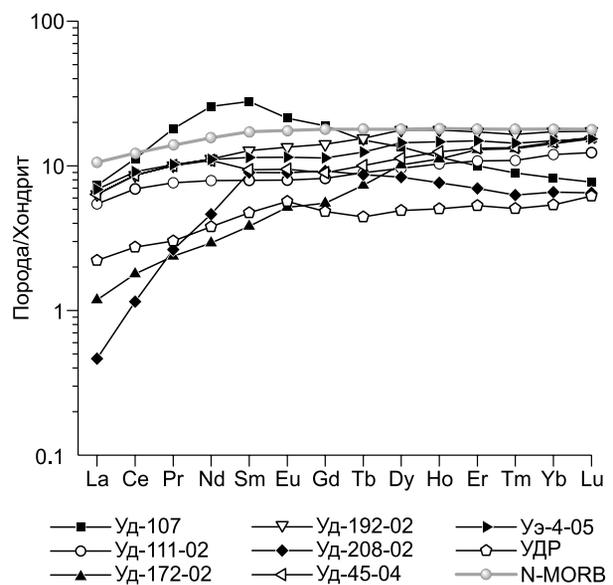
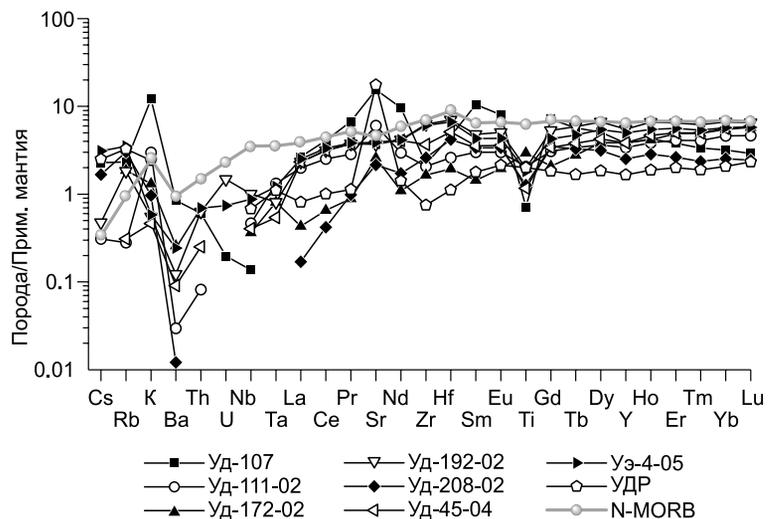


Рис. 12. Распределение РЗЭ в реконструированных составах эклогитов и вебстеритов.

Рис. 13. Мультиэлементная диаграмма распределения несовместимых элементов в реконструированных составах эклогитов.



Утяжеленный изотопный состав кислорода (6.8—7.6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) наблюдается у минералов из эклогитов Уд-111-02 и Уд-172-02. В то же время эти эклогиты деплетированы относительно N-MORB всеми несовместимыми элементами (см. рис. 13).

Два алмазоносных эклогита (Уд-208-02 и УДР) имеют изотопный состав кислорода отвечающий среднемантийному (5.3—5.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). Эклогит

УДР, хотя и характеризуется деплетированностью легкими редкими землями, обогащен крупноионными литофильными элементами (Sr, Ba, K, Rb, Cs), что свидетельствует об интенсивном метасоматозе. Как говорилось выше, микровключения в алмазах, обогащенные K, Cl и Ba, свидетельствуют о взаимодействии эклогитового субстрата с флюидами.

Таким образом, полученные нами данные не выявили корреляции изотопного состава минералов эклогитов со степенью их модификации в процессе мантийного метасоматоза, но минералы вебстеритов, которые рассматриваются как высокобарические кумулаты, имеют среднемантийные значения величины $\delta^{18}\text{O}$. Согласно результатам наших исследований, в процессе мантийного метасоматоза не происходит сдвига в изотопном составе кислорода. Поэтому мы полагаем, что протолитами ксенолитов эклогитов являлись породы океанической коры, которые претерпели многостадийную эволюцию, включающую частичное плавление и рефертилизацию в процессе взаимодействия с метасоматизирующими флюидами/расплавами.

СВИДЕТЕЛЬСТВА СУБДУКЦИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Сингенетичные минеральные включения в алмазах несут важную информацию о среде их кристаллизации. Было установлено, что минеральные включения в алмазах представляют два контрастных типа — перидотитовый (лерцолитовый, гарцбургитовый и верлитовый парагенезисы) и эклогитовый [Соболев и др., 1971, 1972; Meyer, Boyd, 1972; Prinz et al., 1975; Shirey et al., 2013]. Включения эклогитового парагенезиса свидетельствуют о широких вариациях состава среды кристаллизации [Sobolev et al., 1999]. Как было показано в работе Н.В. Соболева с соавторами [Соболев и др., 1979], имеются существенные различия в изотопном составе алмазов эклогитового и перидотитового парагенезисов. Алмазы эклогитового парагенезиса характеризуются значительно более широким диапазоном вариаций величины $\delta^{13}\text{C}$ от -38.5 до $+2.7$ ‰ [Cartigny, 2005]. Кроме того, значительно большая доля алмазов эклогитового парагенезиса характеризуется облегченным изотопным составом углерода.

Уже достаточно давно известно, что среди алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы повышенный процент представляют кристаллы с облегченным изотопным составом углерода [Galimov, 1991]. Н.В. Соболевым с соавторами [Соболев и др., 1976] впервые в алмазах из россыпей севера был установлен парагенезис гранат—коэсит—омфацит. В работе Н.В. Соболева с соавторами [Ефимова, Соболев, 1977; Sobolev et al., 1999] было показано, что, в отличие от алмазов из кимберлитовых трубок Сибирского кратона, среди россыпных алмазов северо-востока Сибирского кратона преобладают кристаллы с включениями эклогитового парагенезиса. Наряду с данными по составу включений в россыпных алмазах, это предполагает необычно высокую долю алмазов эклогитового парагенезиса среди россыпных алмазов.

Изучение типоморфных особенностей алмазов показало [Shatsky et al., 2014], что в россыпях северо-востока Сибирской платформы присутствуют, по меньшей мере, три группы алмазов, тип источника которых неизвестен и которые, возможно, связаны с разными типами коренных источников: 1) типичные округлые алмазы, так называемые додекаэдрониды эбеляхского (уральского или бразильского) типа (предположительно кимберлитового генезиса); 2) желто-оранжевые «кубоиды» II разновидности, по классификации Орлова [Орлов, 1984]; 3) алмазы V и VII разновидностей. Алмазы V, VII и II разно-

видностей, по классификации Орлова, отнесены к первоисточникам невыясненного генезиса [Зинчук и др., 1999; Зинчук, Коптиль, 2003]. У исследованных нами россыпных алмазов, относящихся к эклогитовому парагенезису, величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -27.2 до -3 ‰ ($n = 28$) [Shatsky et al., 2014], а у алмазов ультраосновного парагенезиса этот диапазон значительно меньше от -7.1 до -0.5 ‰. Все алмазы V разновидности характеризуются облегченным изотопным составом углерода (от -24.1 до -17.4 ‰).

Причины широких вариаций изотопного состава углерода алмазов на протяжении длительного времени обсуждаются в литературе [Javoy et al., 1986; Galimov, 1991; Cartigny et al., 2001; Kirkley et al., 1991]. Облегченный изотопный состав алмазов эклогитового парагенезиса [Соболев и др., 1979] дал основание предложить модель субдукции органического углерода в мантию [Соболев, Соболев, 1980]. Дополнительным свидетельством субдукционного происхождения алмазов эклогитового парагенезиса является установленная корреляция облегченного изотопного состава углерода алмазов с высокими или предельно высокими значениями изотопного состава кислорода включений коэсита и гранатов [Schulze et al., 2013; Ickert et al., 2013].

Наблюдаемая для большинства литосферных алмазов зависимость содержания азота и изотопного состава углерода используется в моделях, объясняющих облегченный изотопный состав алмазов фракционированием углерода при эволюции среды кристаллизации, в которой углерод присутствует в виде CO_2 во флюиде или карбонатитовом расплаве [Javoy, Pineau, 1986; Cartigny et al., 2001]. Удаление CO_2 будет сдвигать изотопный состав оставшегося в резервуаре углерода в сторону облегченного изотопного состава. Предполагается, что параллельно с удалением CO_2 происходит удаление азота. Это объясняет отмеченную ранее закономерность уменьшения содержания азота в алмазах с уменьшением $\delta^{13}\text{C}$ [Stachel, Harris, 1997; Cartigny et al., 2001]. Однако эта закономерность отсутствует у целого ряда изученных нами алмазов из россыпей северо-востока Сибирского кратона [Shatsky et al., 2014] (рис. 14). На приведенном рисунке видно, что значительное количество алмазов из россыпей попадает вне выделенного сектора алмазов из кимберлитов и лампроитов. Следовательно, вариации их изотопного состава не могут объясняться в рамках предлагаемых ранее моделей фракционирования.

Независимое поведение примеси азота и изотопного состава углерода в алмазах из россыпей дает основание предполагать их разные источники. Об этом особенно убедительно свидетельствуют алмазы V разновидности. Ранее мы приводили результаты изучения флюидных включений в алмазах этой разновидности, минеральных макро- и микровключений, изотопного состава углерода и содержание при-

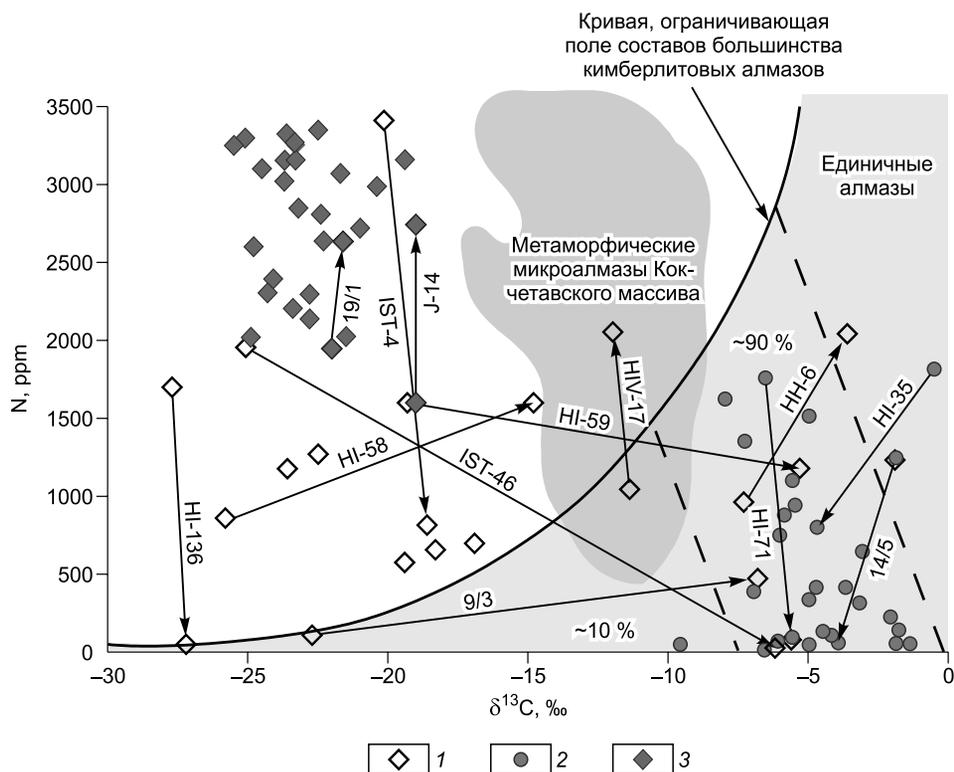


Рис. 14. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$ ‰) и общее содержание азота у алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы в сравнении с мировой базой данных [Cartigny et al., 2001].

1 — эклогитовый парагенезис, 2 — перidotитовый парагенезис, 3 — V разновидность.

меси азота [Томиленко и др., 2001; Рагозин и др., 2002, 2009]. Полученные данные показывают, что наряду с облегченным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -11.4 до -24.1 ‰) алмазы содержат высокие концентрации примеси азота (до 2700 ppm) и попадают вне сектора выделенного П. Картины с соавторами [2001] (см. рис. 14). Из макровключений в алмазах V разновидности идентифицирован коэзит [Рагозин и др., 2002]. Среди субмикронных включений присутствуют рутил, гранат, апатит, калиевый полевой шпат, диопсид, омфацил [Рагозин и др., 2009]. Набор минеральных включений, наряду с облегченным изотопным составом углерода, свидетельствует о том, что источником алмазообразующих флюидов могли быть субдуцированные породы земной коры. Следует отметить, что изучение флюидных включений в алмазах этой разновидности указывает на то, что в процессе их роста менялись окислительно-восстановительные условия [Томиленко и др., 2001], однако это не нашло отражения в изменении изотопного состава углерода. В центральной части в составе включений преобладает углекислота, а в периферической — углеводороды.

Особо следует отметить, что у целого ряда кристаллов с контрастным изотопным составом углерода изотопный состав каймы стремится к среднемантийному значению (см. рис. 14). В этой связи отметим, что в качестве аргумента против субдукционного происхождения углерода алмазов П. Картины с соавторами [2004] приводят следующие доводы. Если алмазы образуются в результате смешения мантийного углерода и углерода органического происхождения, то рециклированный конечный член должен характеризоваться низким содержанием азота, поскольку алмазы из трубок Джваненг и Орапа наряду с низким $\delta^{13}\text{C}$ имеют низкое содержание азота, однако метаморфогенные алмазы характеризуются высоким содержанием примеси азота [Cartigny et al., 2001]. Кроме того, смесь мантийного углерода с углеродом метасадочного источника должна приводить к сильной зональности кристаллов алмаза с низким $\delta^{13}\text{C}$ в ядре и каймой, близкой к -5 ‰. Полученные нами данные показывают отсутствие связи содержания азота и изотопного состава углерода. В то же время ряд кристаллов демонстрируют тренд в изменении изотопного состава углерода, согласующийся с моделью смеси субдукционного и мантийного углерода.

Наши данные подтверждают преобладание включений эклогитового (гранат, омфацил, коэзит, калиевый полевой шпат, рутил, корунд) парагенезиса (> 72 %) в исследованных алмазах [Shatsky et al., 2015]. Если принять во внимание, что алмазы V-VII разновидностей также относятся к эклогитовому парагенезису [Рагозин и др., 2009], а их содержание относительно других разновидностей варьирует в разных россыпях от 20 до 57 % [Граханов и др., 2007], то совершенно очевидно исключительное преобладание алмазов эклогитового парагенезиса в россыпях северо-востока Сибирского кратона.

В этой связи следует отметить преобладающую роль алмазов эклогитового парагенезиса в кимберлитах Венесуэлы [Sobolev et al., 1998] и тот факт, что процент алмазов россыпью Нового Южного Уэльса с включениями коэзита достигает почти 40 % [Соболев и др., 2006].

Имеющиеся данные о редкоэлементном составе сосуществующих в алмазах включений гранатов и клинопироксенов дали возможность оценить модельный состав эклогитового субстрата [Shatsky et al., 2015]. При расчетах принималось допущение о равном соотношении гранатов и клинопироксенов в эклогитах. Большинство реконструированных составов эклогитов на мультиэлементном графике демонстрируют распределение тяжелых и средних РЗЭ, аналогичное N-MORB (рис. 15). В то же время они имеют отрицательные аномалии по Zr, Ti и Hf, а также деплетированны относительно N-MORB легкими редкими землями, Nb и Ba (за исключением МТ-56). Деплетированность относительно Ti, Zr, Nb и Hf может объясняться присутствием в эклогитовом субстрате рутила, который не учитывался при расчетах. Обращает на себя внимание наличие положительной Sg аномалии у всех реконструированных эклогитов, за исключением обр. МТ-56. В алмазе МТ-56 гранат, в отличие от других гранатов, не имеет положительной Eu аномалии (рис. 16), а пироксен характеризуется отрицательной Eu аномалией.

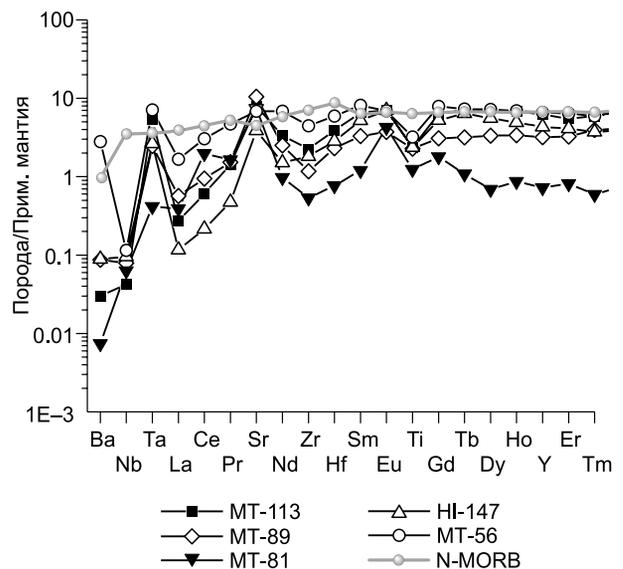


Рис. 15. Мультиэлементная диаграмма реконструированных составов эклогитов на основании сосуществующих в одном алмазе гранатов и пироксенов.

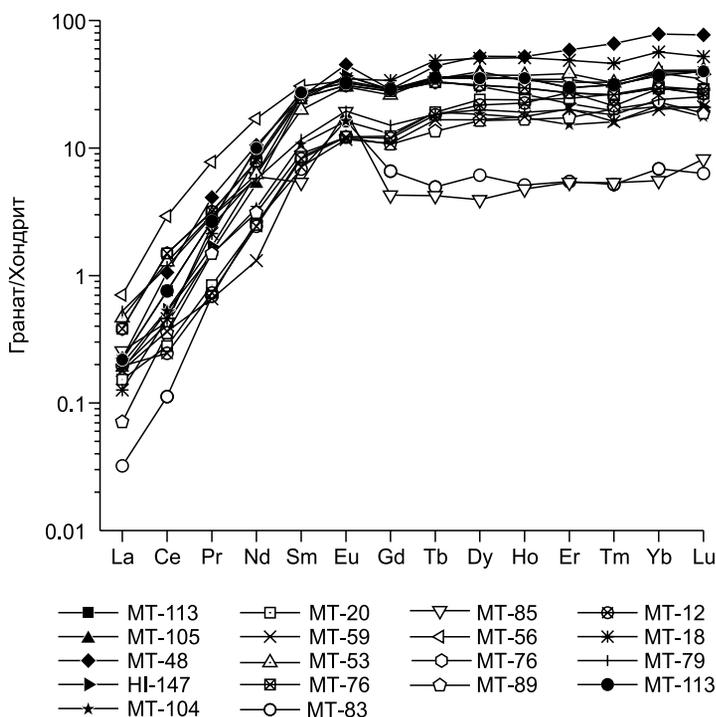


Рис. 16. Распределение РЗЭ в гранатах из россыпных алмазов.

Наиболее сильная положительная Eu аномалия наблюдается у граната из алмаза MT-85. Помимо граната в алмазе присутствует включение жадеита. Как видно из графика (см. рис. 15), реконструированный состав характеризуется значительно более низким содержанием всех редких элементов, за исключением европия и стронция. Отметим, что по характеру распределения редкоземельных элементов реконструированный эклогит близок к габбро из третьего слоя океанической литосферы [Barling et al., 1997].

В реконструированных составах положительная Eu аномалия сопровождается положительной аномалией по Sr, что согласуется с предположением об аккумуляции плагиоклаза и предполагает низкобарическое фракционирование. Следует также

отметить, что гранаты с наиболее ярко выраженной Eu аномалией характеризуются достаточно низким по сравнению с другими гранатами содержанием тяжелых РЗЭ (4—6 больше хондрита), что также согласуется с кумулятивной моделью. О наличии корового компонента в алмазоносной мантии свидетельствуют и алмазы с включениями калиевого полевого шпата и коэсита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты наших исследований, наряду с имеющимися литературными данными, показывают значительный вклад субдукционного компонента в процессы образования алмазов эклогитового парагенезиса. Изотопный состав кислорода эклогитов, а также их геохимические особенности свидетельствуют о том, что в качестве их протолитов выступали породы океанической коры. Данные рентгеновской томографии свидетельствуют о преимущественно наложенном характере большинства алмазов в эклогитах. Это подтверждается также вариациями состава минеральных включений в алмазах из ксенолитов эклогитов. Процессы образования алмазов могут сопровождаться значительной модификацией первичного субстрата, о чем свидетельствует изучение включений в алмазах из ксенолита Уд-107. Наряду с включениями эклогитового парагенезиса (гранат, омфациит, коэсит, рутил, высококремниевые слюды, карбонат) в алмазах установлены включения оливина.

Результаты исследования алмазов из россыпей северо-востока Сибирского кратона показали, что среди них алмазы эклогитового парагенезиса составляют > 72 %, а с учетом алмазов V разновидности > 80. Это свидетельствует о повышенной роли субдукционного компонента в литосферной мантии на краю Сибирского кратона. Исследования изотопного состава углерода алмазов из россыпей и содержания в них азота показали, что характер направленности в изменении изотопного состава углерода алмазов свидетельствует в пользу модели смещения мантийного углерода с органическим углеродом из пород субдуцированной коры, который может быть как биогенного, так и абиогенного происхождения. Интересной закономерностью является то, что у алмазов с изотопным составом, который отличается от среднемантийного значения в сторону утяжеления или облегчения, изотопный состав каймы стремится к среднемантийному значению. Таким образом, показано, что при росте алмазов эклогитового парагенезиса сначала мог быть вовлечен углерод из субдуцированной континентальной коры, а на заключительном этапе мантийный углерод.

Прямым свидетельством участия корового компонента в процессах образования алмазов являются алмазоносные породы земной коры, субдуцированные на глубины, отвечающие верхней мантии и затем эксгумированные на поверхность [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov, Shatsky, 2004; Sobolev et al., 2011; Dobrzhinetskaya, 2012; Schertl, Sobolev, 2013]. Полученные данные свидетельствуют о значительных вариациях изотопного состава метаморфогенных алмазов [Dobrzhinetskaya, 2012]. В известково-силикатных породах Кокчетавского массива валовой изотопный состав алмазов укладывается в интер-

вал от -10.22 до -18.0 $\delta^{13}\text{C}$. Определение изотопного состава алмазов на ионном зонде [Imamura et al., 2004] показал, что у алмазов из известково-силикатных пород, в которых предполагается две стадии роста, центральная часть характеризуется относительно утяжеленным изотопным составом углерода ($-9.3 \dots -13.0$ ‰) по сравнению с периферической областью ($-17.2 \dots -26.9$ ‰).

В гнейсах диапазон вариаций изотопного состава углерода алмазов составляет от -8.7 до -17.6 ‰. Алмазы из пироксен-карбонатных пород характеризуются значительно меньшими вариациями изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -10.3 до -12.0 ‰). Наиболее тяжелым изотопным составом характеризуются алмазы из гранат-пироксен-кварцевых пород ($-7 \dots -8$ ‰).

Значительные вариации изотопного состава наблюдаются у алмазов из метаморфических пород сверхвысоких давлений Эрцгебирге ($\delta^{13}\text{C}$ $-17.8 \dots -25.5$ ‰) [Dobrzhinetskaya et al., 2010]. При этом алмазы, находящиеся в виде включений в центральных частях гранатов, характеризуются более тяжелым изотопным составом (-17.8 ‰) по сравнению с алмазами из внешней зоны (от -21.0 до -25.5 ‰). Эти данные свидетельствуют о гетерогенности изотопного состава алмазов в субдуцированных породах и о том, что субдуцированный углерод мог быть вовлечен в процессы мантийного алмазообразования.

Еще одним свидетельством того, что породы земной коры могли быть источником флюидов, модифицирующих мантию, является утяжеленный изотопный состав кислорода гранатов алмазоносных кальций-силикатных пород Кокчетавского массива, в которых величина $\delta^{18}\text{O}$ достигает значения 12.8 ‰ [Sobolev et al., 2011].

Авторы выражают благодарность академику Н.В. Соболеву и члену-корреспонденту РАН Е.В. Скляркову, конструктивные замечания которых позволили значительно улучшить первоначальный вариант статьи.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 14-27-00054).

ЛИТЕРАТУРА

Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. Ксенолит эклогита с алмазами // Докл. АН СССР, 1959, в. 126, № 3, с. 637—640.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 454 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Моделирование процессов субдукции // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 846—856.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Полянский О.П. Геодинамика, поля напряжений и условия деформаций в различных геодинамических обстановках // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 469—499.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015а, т. 56 (1—2), с. 21—55.

Добрецов Н.Л., Зедгенизов Д.А., Литасов К.Д. Доказательства и следствия «горячей» модели субдукции // ДАН, т. 2015б, т. 462, № 3, с. 330—334.

Ефимова Э.С., Соболев Н.В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Докл. АН СССР, 1977, 237, № 6, с. 1475—1478.

Зедгенизов Д.А., Рагозин Л.А., Шацкий В.С. Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // ДАН, 2007, т. 414, № 6, с. 800—803.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М., Недра, 2003, 603 с.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел в связи с прогнозированием и поисками месторождений алмазов // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая, 1999, № 7, с. 155—166.

Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов // Тез. докл. «Всероссийская конференция. Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы», М., 2005, ИС-1.

Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возраста перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 91—99.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М., Наука, 1984, 264 с.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Митюхин С.И. Свидетельства эволюции среды кристаллизации алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН, 2006, т. 407, № 5, с. 660—663.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2009, т. 425, № 4, с. 527—531.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., Горяйнов С.В. Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2002, т. 384, с. 509—513.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 683—685.

Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита // Докл. АН СССР, 1972, 207, № 1, с. 164—167.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В. Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 95—104.

Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н., Футергендлер С.И., Шеманина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Докл. СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 190—193.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита // Доклады АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1442—1444.

Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1217—1220.

Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Соболев Н.В. Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 974—988.

Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Особенности химической неоднородности в ксенолите алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки «Удачная» // ДАН, 2008, т. 418, № 6, с. 817—820.

Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // ДАН, 2001, т. 378, с. 802—805.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Митюхин С.И., Соболев Н.В. Свидетельства метасоматического образования алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН, 2005, v. 402, p. 239—242.

Allègre C.J., Dupre´ B., Bre´vart O. Chemical aspects of the formation of the core // Phil. Trans. R. Soc. London, Series A, 1982, v. 306, p. 49—59.

Aulbach S., Stachel T., Viljoen K.S., Brey G.P., Harris J.W. Eclogitic and websteritic diamond sources beneath the Limpopo Belt — is slab-melting the link? // Contrib. Miner. Petrol., 2002, v. 143, p. 56—70.

Aulbach S., Pearson N.J., O’Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // J. Petrol., 2007, v. 48, p. 1843—1873.

Barling J., Hertogen J., Weis D. Whole-rock geochemistry and Sr-, Nd-, and Pb isotopic characteristics of undeformed, deformed, and recrystallized gabbros from sites 921, 922, and 923 in the mark areal 1 // Eds. J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1997, v. 153, p. 351—362.

Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001, v. 65, p. 1499—1527.

Beard B.L., Frarcci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.A., Mayeda T.S., Sobolev N.V. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, v. 125, p. 293—310.

Bonney T.G. The parent-rock of the diamond in South Africa // Proceedings of the Royal Society of London, 1899, v. 65, p. 223—236.

Carmody L., Barry P.H., Shervais J.W., Kluesner J.W., Taylor L.A. Oxygen isotopes in subducted oceanic crust: A new perspective from Siberian diamondiferous eclogites // Geochim. Geophys. Geosyst., 2013, v. 14, p. 3479—3493.

- Cartigny P.** Stable isotopes and the origin of diamond // *Elements*, 2005, v. 1, p. 79—84.
- Cartigny P., Harri J.W., Javoy M.** Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of $\delta^{13}\text{C}$ -N concentrations in diamond // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 185, p. 85—98.
- Cartigny P., Stachel T., Harris J.W., Javoy M.** Constraining diamond metasomatic growth using C- and N-stable isotopes: examples from Namibia // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 359—373.
- Christensen U.R., Hofmann A.W.** Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 19867—19884.
- Davies G.F.** Reconciling the geophysical and geochemical mantles: Plume flows, heterogeneities, and disequilibrium // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, v. 10, Q10008, doi:10.1029/2009GC002634
- Davies R.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., McCandless T.E.** Inclusions in diamonds from the K14 and K10 kimberlites, Buffalo Hills, Alberta, Canada: diamond growth in a plume? // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 99—111.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.
- Dobrzhinetskaya L.F.** Microdiamonds — Frontier of ultra-high-pressure metamorphism: a review // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 207—223.
- Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Takahata N., Sano Y., Shirai K.** Crustal signature of $\delta^{13}\text{C}$ and nitrogen content in microdiamonds from Erzgebirge, Germany: Ion microprobe studies // *J. Earth Sci.*, 2010, v. 21, p. 623—634.
- Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M.** Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 347—366.
- Galimov E.M.** Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 1697—1708.
- Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E., LeRoex A., Schulze D., Menzis M.A.** Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2010, v. 190, p. 235—247.
- Gréau Y., Huang J.-X., Griffin W.L., Renac C., Alard O., O'Reilly S.Y.** Type I eclogites from Roberts Victor kimberlites: Products of extensive mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, v. 75, p. 6927—6954.
- Gregory R.T., Taylor Jr. H.P.** An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 2737—2755.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // *Episodes*, 2007, v. 30, p. 43—53.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Hofmann A.W.** Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // *Treatise on geochemistry*, v. 2 // *The mantle and core*. Ed. R.W. Carlson. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 61—101.
- Howarth G.H., Sobolev N.V., Pernet-Fisher J.F., Ketcham R.A., Maisano J.A., Pokhilenko L.N., Taylor D., Taylor L.A.** 3-D X-ray tomography of diamondiferous mantle eclogite xenoliths, Siberia: A review // *J. Asian Earth Sci.*, 2015, v. 101, p. 39—67.
- Huang J.X., Gréau Y., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.** Multi-stage origin of Roberts Victor eclogites: Progressive metasomatism and its isotopic effects // *Lithos*, 2012, v. 142—143, p. 161—181.
- Ickert R.B., Stachel T., Stern R.A., Harris J.W.** Diamond from recycled crustal carbon documented by coupled $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ measurements of diamonds and their inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 364, p. 85—97.
- Ickert R.B., Stachel T., Stern R.A., Harris J.W.** Extreme $\delta^{18}\text{O}$ -enrichment in majorite constrains a crustal origin of transition zone diamonds // *Geochemical Perspectives Letters*, 2015, v. 1, p. 65—74.
- Imamura K., Ogasawara Y., Yurimoto H., Kusakabe M.** Carbon isotope compositions of microdiamond in UHP marble // *Abstracts of 32nd International Geological Congress*, 2004, Part 1, p. 720—721.
- Ireland T.R., Rudnick R.L., Spetsius Z.** Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 199—213.
- Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O.** Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffiefontein, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, p. 2561—2575.
- Jacob D.E.** Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 295—316.
- Jacob D., Foley S.F.** Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317—336.

- Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G.** Trace elements in diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5191—5207.
- Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D., Zinngrebe E.** Comment on «The origin of Yakutian eclogite xenoliths» // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1257—1533.
- Jacob D.E., Viljoen K.S., Grassineau N.V.** Eclogite xenoliths from Kimberley, South Africa — A case study of mantle metasomatism in eclogites // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 1002—1013.
- Jagoutz E., Dawson J.B., Hoernes S., Spettel B., Wänke H.** Anorthositic oceanic crust in the Archean Earth // 15th Lunar Planet. Sci. Conf., 1984, Houston, TX, p. 395—396.
- Javoy M., Pineau F., Delorme H.** Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, p. 41—62.
- Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T.** Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120—180 km depth // *Nature*, 2005, v. 437, p. 724—727.
- Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L., Hill S.J., Daniels L.R.** The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: review // *Appl. Geochem.*, 1991, v. 6, p. 477—494.
- Krystopowicz N.J., Currie C.A.** Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 361, p. 195—207.
- Liu Y., Taylor L.A., Sarbadhikari A.B., Valley J.W., Ushikubo T., Spicuzza M.J., Kita N., Ketcham R.A., Carlson W., Shatsky V.** Metasomatic origin of diamonds in the world's largest diamondiferous eclogite // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 1014—1024.
- Lowry D., Matthey D.P., Harris J.W.** Oxygen isotope composition of syngenetic inclusions in diamond from the Finsch Mine, RSA // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 11, p. 1825—1836.
- MacGregor I.D., Manton W.I.** Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 14063—14079.
- Matthey D., Lowry D., Macpherson C.** Oxygen-isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet Sci Lett*, 1994, v. 128, p. 231—241.
- Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J.** Re-Os systematics of diamond-bearing eclogites from the Newlands kimberlite // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 323—336.
- Meyer H.O.A., Boyd F.R.** Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36 (11), p. 1255—1273.
- Mišković A., Ickert R.B., Pearson D.G., Stern A., Kopylova M., Kjarsgaard B.** Global oxygen isotope survey of lithospheric mantle: Implications for the evolution of cratonic roots // *Miner. Mag.*, 2012, v. 76, p. 2116.
- Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V.** Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146, p. 696—714.
- Nikogosian I.K., Sobolev A.V.** Ion-microprobe analysis of melt inclusions in olivine: experience in estimating the olivine-melt partition coefficients of trace elements // *Geochem. Intern.*, 1997, v. 35, p. 119—126.
- Pearson D., Snyder G., Shirey S., Taylor L., Carlson R., Sobolev N.** Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // *Nature*, 1995, v. 374, № 6524, p. 711—713.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.** Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise Geochem.*, 2003, v. 2, p. 171—275.
- Pernet-Fisher J.F., Howarth G.F., Liu Y., Barry P.H., Carmody L., Valley J.W., Bodnar R.J., Spetsius Z.V., Taylor L.A.** Komsomolskaya diamondiferous eclogites: evidence for oceanic crustal protoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 1—17.
- Prinz M., Manson D.V., Hlava P.F., Keil K.** Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Physics Chem. Earth*, 1975, v. 9, p. 797—815.
- Riches A.J.V., Liu Y., Day J.M.D., Spetsius Z.V., Taylor L.A.** Subducted oceanic crust as diamond hosts revealed by garnets of mantle xenoliths from Nyurbinskaya, Siberia // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 368—378.
- Rudge J.F.** Mantle pseudo-isochrons revisited // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 249, p. 494—513.
- Schertl H.P., Sobolev N.V.** The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «Type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5—38.
- Schmidberger S.S., Simonetti A., Heaman L.M., Creaser R.A., Whiteford S.** Lu-Hf, in-situ Sr and Pb isotope and trace element systematics for mantle eclogites from the Diavik diamond mine: evidence for Paleoproterozoic subduction beneath the Slave craton, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 254, p. 55—68.
- Schmickler B., Jacob D.E., Foley S.F.** Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes // *Lithos*, 2004, v. 75, p. 173—207.
- Schulze D.J.** Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 4205—4212.

Schulze D.J., Harte B., Page F.Z., Valley J.W., Channer D.M.D.R., Jaques A.L. Anticorrelation between low $\delta^{13}\text{C}$ of eclogitic diamonds and high $\delta^{18}\text{O}$ of their coesite and garnet inclusions requires a subduction origin // *Geology*, 2013, v. 41, p. 455—458.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L. Evidence of mantle modification in diamondiferous eclogite xenolith from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70(18) doi: 10.1016/j.gca.2006.06.1069

Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // *Lithos*, 2008, v. 105, № 3, p. 289—300.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Carbon isotopes and nitrogen contents in placer diamonds from the NE Siberian craton: implications for diamond origins // *Eur. J. Mineral.*, 2014, v. 26, p. 41—52.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana. Res.*, 2015, v. 28, p. 106—120.

Shervais J.W., Taylor L.A., Lugmair G.W., Clayton R.N., Mayeda T.K., Korotev R.L. Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: eclogites and related rocks from southern Africa // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1988, v. 100, p. 411—423.

Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2013, v. 75, p. 355—421.

Snyder G.A., Jerde E.A., Taylor L.A., Halliday A.N., Sobolev V.N., Sobolev N.V. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 118, p. 91—100.

Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Deines P., Rossman G., Sobolev N.V. Archean mantle heterogeneity and the origin of diamondiferous eclogites, Siberia: evidence from stable isotopes and hydroxyl in garnet // *Amer. Miner.*, 1995, v. 80, p. 799—809.

Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V. The origins of Yakutian eclogite xenoliths // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 85—113.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412—417.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, № 3, p. 135—157.

Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D.D., Anderson P., Barron K. Unusual upper mantle beneath Guianamo, Guyana Shield, Venezuela: evidence from diamond inclusions // *Geology*, 1998, 26, № 11, 971—974.

Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A. Significance of eclogite and related parageneses of natural diamonds // *Intern. Geol. Rev.*, 1999a, v. 41, p. 129—140.

Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province // *Proc. VIIth Int. Kimberlite Conf.* / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson. Red Roof Design, Cape Town, 1999b, v. 2, p. 816—822.

Sobolev N.V., Schertl H.-P., Neuser R.D., Shatsky V.S. Relict unusually low iron pyrope-grossular garnets in UHPM calc-silicate rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Intern. Geol. Rev.*, 2007, v. 49, № 8, p. 717—731.

Sobolev N.V., Schertl H.P., Valley J.W., Page F.Z., Kita N.T., Spicuzza M.J., Neuser R.D., Logvinova A.M. Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calc-silicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, v. 162, № 5, p. 1079—1092.

Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. Diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Int. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, № 1, p. 42—64.

Spetsius Z.V., Taylor L.A., Valley J.W., Deangelis M.T., Spicuzza M., Ivanov A.S., Banzeruk V.I. Diamondiferous xenoliths from crustal subduction: garnet oxygen isotopes from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia // *Eur. J. Mineral.*, 2008, v. 20, p. 375—385.

Stachel T., Harris J.W. Syngenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana) — a deep peridotitic profile with a history of depletion and re-enrichment // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997, v. 127, p. 336—352.

Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W. Kankan diamonds (Guinea); II. Lower mantle inclusion parageneses // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 140, p. 16—27.

Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review // *Lithos*, 2004, v. 77 (1—4), p. 1—19.

Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 625—637.

Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K., Ludwig T., Brey G.P. Subducting oceanic crust: The source of deep diamonds // *Geology*, 2005, v. 33, p. 565—568.

Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signature from Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry // *J. Geol.*, 1989, v. 97, p. 551—567.

Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from Siberian mantle // *Chemie der Erde*, 2004, v. 64, p. 1—74.

Taylor L.A., Keller R.A., Snyder A., Wang W., Carlson W.D., Hauri E.H., McCandless T., Kim K., Sobolev N.V., Bezborodov S.M. Diamonds and their mineral inclusions, and what they tell us: a detailed «Pull-Apart» of a diamondiferous eclogite // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, p. 959—983.

Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Weisli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003, v. 145, p. 424—443.

Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 4725—4733.

Viljoen K., Schulze D., Quadling A. Contrasting Group I and Group II eclogite xenolith petrogenesis: petrological, trace element and isotopic evidence from eclogite, garnet-websterite and alkremite xenoliths in the Kaalvallei kimberlite, South Africa // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 10, p. 2059—2090.

White W.M. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence // *Geology*, 1985, v. 13, p. 115—118.

Zheng Y-F., Fu B., Xiao Y., Li Y., Gong B. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid—rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 677—693.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Anu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

Поступила в редакцию

23 июля 2015 г.