

Изотопно-геохимические свидетельства природы протолитов алмазоносных пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны

В.С. Шацкий^{1,2,3}, А.Л. Рагозин^{1,3}, С.Ю. Скузоватов^{2,3}, О.А. Козьменко¹, Э. Ягоути⁴

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. Коптюга 3, Россия

²Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского 1А, Россия

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

⁴Институт химии Общества Макса Планка (Институт Отто Хана), 55128, Майнц, Германия

АННОТАЦИЯ

Изотопно-геохимические особенности алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (КСКЗ) показывают, что в качестве их протолитов выступали как породы фундамента, так и осадочные породы Кокчетавского микроконтинента. На основании изотопного состава известково-силикатных, гранат-пироксеновых пород, а также мигматизированных гранито-гнейсов западного блока, КСКЗ получена Sm-Nd изохрона, соответствующая возрасту 1116 ± 14 млн лет. Этот возраст близок к возрасту формирования гранитогнейсового фундамента (1.2-1.1 млрд лет) Кокчетавского микроконтинента. Эти данные позволяют сделать вывод, что протолитами известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород КСКЗ являлись породы фундамента. В такой трактовке их геохимические особенности могут быть не связаны с процессами высокобарического метаморфизма в зоне субдукции. Отсутствие изотопно-геохимических свидетельств плавления этих пород при метаморфизме сверхвысоких давлений может объясняться тем, что до попадания в зону субдукции они были дегитратированы при метаморфизме в условиях гранулитовой фации. В то же время, изохрона, рассчитанная на основании изотопного состава валовых проб в различной степени деплетированных высокоглиноземистых алмазоносных пород (гранат-кианит-слюдавые сланцы, гранофелсы) участка Барчинский, соответствует возрасту 507 ± 10 млн лет, что дает

основание предполагать частичное плавление этих пород на стадии эксгумации. Близкие значения $\epsilon\text{Nd}(1100)$ пород фундамента и гранат-кианит слюдяного сланца, геохимические характеристики которого свидетельствуют, что он не был деплетирован в процессе высокobarического метаморфизма, свидетельствуют о том, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва пород фундамента Кокчетавского микроконтинента

Ключевые слова: Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона; Sm-Nd изотопные данные; континентальная субдукция; метаморфизм сверхвысоких давлений; континентальная коллизия

ВВЕДЕНИЕ

Высокобарические метаморфические породы, экспонированные на поверхность в орогенных поясах, свидетельствуют о том, что коровый материал тектонически транспортируется и эксгумируется с больших глубин, в ряде случаев, превышающих 150 км. Вследствие этого, метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений дают уникальную возможность исследовать поведение элементов в зонах субдукции на различных глубинах (Bebout, 2007; Bebout et al., 2013; Zhang et al. 2011; Zheng 2012, 2019; Zheng et al. 2011; Chen et al., 2017, 2019; Tian et al., 2019).

В то же время в зонах континентальной субдукции, маркирующих переход от субдукции океанической коры к начальным этапам коллизии блоков континентальной коры, могут быть совмещены породы фундамента и осадочного чехла субдуцирующей континентальной плиты. Редкоэлементный состав пород фундамента, до попадания в зону субдукции мог быть модифицирован вследствие метаморфизма в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций метаморфизма. В этой связи установление протолитов метаморфических пород высоких давлений, были это породы чехла или фундамента, является необходимым условием при исследовании процессов геохимического транспорта элементов в зонах субдукции.

Раннекембрийский комплекс метаморфических пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива (Северный Казахстан) является примером субдукции пород континентальной коры на глубины отвечающие области стабильности алмаза. Среди пород высоких и сверхвысоких давлений КСКЗ (Добрецов и др., 2006) (рис. 1) можно выделить породы эксгумированные, по крайней мере с двух уровней (Dobretsov, Shatsky, 2004). Породы западного блока были метаморфизованы при давлениях, отвечающих полю стабильности алмаза (участки Кумды-Коль, Барчинский), в то же время в восточном блоке в породах установлен коэсит, но поле стабильности алмаза не было достигнуто (участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое).

В качестве протолитов пород высоких и сверхвысоких давлений рассматриваются породы фундамента и чехла Кокчетавского микроконтинента (Добрецов и др., 2006). К породам фундамента относят гранито-гнейсы с телами эклогитов, в то же время в качестве

протолитов алмазоносных пород рассматриваются неопротерозойские терригенно-карбонатные породы чехла Кочетавского микроконтинента (Добрецов и др., 2006, Буслов, Вовна, 2008, Буслов и др., 2015).

Корсаков и Херманн (2006) установили полифазные включения в гранатах и пироксенах алмазоносных известково-силикатных пород месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль, которые они интерпретировали как включения раскристаллизованных расплавов. По мнению этих авторов, взаимодействие расплавов, образующихся при частичном плавлении метапелитов, с карбонатными породами, приводит к образованию граната, К-содержащего клинопироксена и кристаллизации алмазов. Близкая точка зрения, основанная на результатах геохимических исследований известково-силикатных пород, высказана в работе Шацкого и др. (2006). Согласно этой модели, минеральная ассоциация известково–силикатных пород образовалась в результате взаимодействия высокоплотного флюида, обогащенного калием и легкими РЗЭ, с прослоями карбонатных пород.

Таким образом, имеются разные точки зрения на природу протолитов алмазоносных пород. Это, в свою очередь, создает проблемы при изучении подвижности некогерентных элементов при метаморфизме протолитов алмазоносных пород в условиях сверхвысоких давлений. Если в качестве протолитов рассматриваются осадочные породы илেকтинской серии (Буслов, Вовна, 2008, Буслов и др., 2015), то нормировка на их редкоэлементный состав составов алмазоносных пород даст возможность определить ряд подвижности элементов при метаморфизме в условиях сверхвысоких давлений в зоне субдукции. Если же алмазоносные породы имеют гибридную природу, согласно модели Корсакова и Херманна (2006) и Шацкого и др. (2006), или были метаморфизованы до попадания в зону субдукции, то делать корректные выводы о подвижности элементов при субдукции таких пород не представляется возможным.

Проведенные нами ранее изотопные исследования различных типов алмазоносных и неалмазоносных метаморфических пород КСКЗ показали, что алмазоносные породы, в отличие от неалмазоносных, характеризуются повышенными Sm/Nd отношениями и, как следствие, повышенными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Полученная минеральная изохрона для алмазосодержащих и других метаморфических пород свидетельствует о среднекембрийском возрасте метаморфизма (524-535 млн лет) и о том, что до метаморфизма породы имели одинаковые начальные отношения изотопов неодима. К заключению о плавлении алмазоносных пород участка Барчинский (Рис.1), пришли Степанов с соавторами (Stepanov et al., 2014, 2016).

В то же время, в отличие от других типов алмазоносных пород, известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы не деплетированы легкими редкими землями (Шацкий и др., 2006). Имеющиеся единичные данные исследования Sm-Nd системы известково-силикатных пород показывают, что они характеризуются величинами Sm/Nd отношений близких к континентальной коре (0.12) и низкими величинами отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Shatsky et al., 1999).

Ранее нами были приведены результаты исследования обнаруженных в районе оз. Барчи в элювиальных отложениях обломков высокоглиноземистых гранат-кианит-слюдяных сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофелсов, в том числе алмазоносных. Эти породы, при близком составе по главным элементам, за исключением калия, характеризуются разным характером распределения некогерентных элементов: от аналогичных глинистым сланцам ($\text{La}/\text{Yb} = 13$) до сильно деплетированных ($\text{La}/\text{Yb} = 1.4$). На основании этого было высказано предположение, что породы имели единый протолит, но были в разной степени деплетированы на одном из этапов их эксгумации. В то же время выводы о том, к какому событию относится этап деплетирования и насколько обоснованно принимать, что у пород был единый протолит, остаются дискуссионными.

Учитывая неоднозначность в трактовке природы протолитов различных типов алмазоносных пород КСКЗ нами были проведены изотопные исследования алмазоносных высокоглиноземистых пород участка Барчинский, а также продолжены определения Sm-Nd изотопного состава гранат-пироксеновых и известково-силикатных пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский. При интерпретации полученных результатов и построении изохрон были использованы опубликованные ранее анализы изотопного состава неодама алмазоносных известково-силикатных (81-21), гранат-пироксеновых (P-1) пород и мигматизированного гранито-гнейса (88-4) (Shatsky et al., 1999). Данные о минералогии, содержаниях главных и рассеянных элементов в этих типах пород были опубликованы ранее (Shatsky et al., 1999, 1995; Шацкий и др., 2006а, 2015, Schertl, Sobolev, 2013). Образцы известково-силикатной породы К-92-99 и гранат-пироксеновой породы 2-4 ранее использовались в экспериментах при давлениях 5.7-7 ГПа и температурах 1420-1700°C, проведенных для изучения процессов алмазообразования (Shatsky et al., 2005).

Геологическое строение и петрографические особенности пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский приведены в ряде статей (Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995, 1999; Shatsky, Sobolev, 2003; Dobretsov, Shatsky, 2004; Korsakov et al., 2002, Stepanov et al., 2014, 2016, Шацкий и др., 2015).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Sm-Nd изотопный анализ пород и минеральных фракций был выполнен в Институте химии Макса Планка, согласно методике изложенной в работах (Jagoutz, 1988) и (Jacob et al., 1994). Изотопные анализы высокоглиноземистых пород были приготовлены в центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН с использованием многоколлекторного термоионизационного масс-спектрометра a Finnigan MAT 262. Образцы для измерений готовились в центре изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Пробы разлагались в смеси кислот HF–HCl–HNO₃ в тефлоновых бикерах. Выделение элементов проводили в две стадии на ионнообменных смолах марки BioRad и LN-Eicrome. Для изотопного анализа и дальнейших расчетов в методе двойного изотопного разбавления использовали смешанный индикатор ¹⁴⁹Sm + ¹⁵⁰Nd. Измеряемые изотопные отношения контролировались стандартными образцами JNdi-1 и BCR-2. Точность определения концентраций Sm и Nd была в пределах ±0.5% (2σ). Более детально аналитическая процедура изложена в Skuzovатов et al. (2018). Nd модельный возраст рассчитывался на основании модели деплетированной мантии (Michard et al., 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрография и минералогия исследованных пород. Алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы встречаются в виде линз и прослоев среди биотитовых гнейсов месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль.

Алмазоносные гранат-пироксеновые породы сложены гранатом и пироксеном с небольшим количеством карбонатов и калиевого полевого шпата. Амфибол и хлорит присутствуют в качестве вторичных минералов. Особенностью пироксенов из этих пород является высокое содержание примеси калия и низкое содержание натрия. В клинопироксене матрикса и включениях зерен пироксена в гранате присутствуют ламели калиевого полевого шпата (1-20 μm) и иглы кварца (Shatsky et al., 1985, 1995; Sobolev, Shatsky; 1990). Известково-силикатные породы характеризуются разными соотношениями доломита, магнезильного кальцита, диопсида и гранта. Для известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород характерна полосчатость (рис. 2). В гранат-пироксеновых породах наблюдается чередование слоев, обогащенных карбонатом, со слоями, обогащенными пироксеном. Особенностью известково-силикатных пород является

чередование слоев, сложенных карбонатом, со слоями, сложенными пироксеном и пироксеном с гранатом.

Составы минералов типичны для этого типа алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль и были опубликованы ранее (Shatsky et al., 2005). Температуры равновесия по гранат-пироксеновому геотермометру лежат в интервале 950-1000°C (при давлении 40 кбар), что характерно для этого типа пород (Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995, 1999).

На участке Барчинский среди высокоглиноземистых пород выделяются гранат-биотитовые гнейсы, гранат-кианитовые слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы (Шацкий и др., 2015). Предметом настоящего исследования являлись гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранат-кианит-кварцевые гранофельсы. Гранат-кианит-слюдяные сланцы сложены кварцем, гранатом, кианитом, белыми слюдами (мусковит, фенгит), биотитом, хлоритом. Гранат-кианит-кварцевые гранофельсы сложены гранатом, кианитом и кварцем. Эта минеральная ассоциация аналогична реститовой ассоциации, полученной в экспериментах по плавлению пелитов (Schmidt et al., 2004; Thomsen, Schmidt, 2008; Hermaan, Spandler, 2008, Auzanneau et al., 2010). Температуры равновесия этих пород, оцененные по гранат-фенгитовому геотермометру, лежат в интервале 800-950°C (Шацкий и др., 2015).

Sm-Nd изотопные данные. Ранее нами были опубликованы данные изотопных исследований метаморфических пород с разных участков КСКЗ, а также алмазоносных и неалмазоносных метаосадочных пород и ортогнейсов месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль (Shatsky et al., 1999). Было показано, что не алмазоносные породы зерендинской серии характеризуются относительно узкими вариациями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, близкими к значения континентальной коры. В то же время алмазоносные породы имеют широкие вариации отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1525-0.5815). Особняком выделяются алмазоносные известково-силикатные породы, имеющие величины отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, близкие к континентальной коре (0.12) (табл. 1). В то же время гранат-пироксеновые породы характеризуются повышенными, относительно континентальной коры, значениями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1989-0.2359) (табл. 1).

Фигуративные точки мономинеральных фракций и породы, в целом, образца гранат-пироксеновой породы 2-4, образуют эрохрону угол наклона которой отвечает возрасту 536 ± 8 Ма (рис. 3). Этот возраст близок к возрасту пика высокobarического метаморфизма пород Кокчетавского массива определенному ранее Sm-Nd и U-Pb методами (530-536 млн

лет) (Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001; Stepanov et al., 2016). Большая величина СКВО (15) может объясняться полосчатостью этого образца, которая выражается в чередовании полос, обогащенных гранатом и клинопироксеном и, как следствие, не представительностью взятого для анализа объема породы.

Фигуративные точки алмазоносных известково-силикатных пород, гранатовые пироксениты и гранито-гнейсы образуют изохрону с возрастом 1116 ± 14 млн лет (рис. 4).

Гранат-кианит-слюдяные сланцы и гранофельсы участка Барчинский в разной степени деплетированы несовместимыми элементами (рис. 5) (Шацкий и др., 2015). Разная степень деплетирования сланцев и гранофельсов объясняется разной степенью частичного плавления (Шацкий и др., 2015). Наиболее деплетированы легкими редкими землями и рядом других несовместимых элементов гранат-кианит-кварцевые гранофельсы, которые характеризуются или отсутствием слюд, или их присутствием в небольшом количестве. В то же время гранат-кианит-слюдяные сланцы имеют характер распределения несовместимых элементов близкий к постархейскому австралийскому сланцу (PAAS) (рис. 5).

Для изотопных исследований нами были отобраны в разной степени деплетированные высокоглиноземистые породы (рис. 6). У образца гранат-кианит-слюдяного сланца Б-11-11 распределение редкоземельных элементов аналогично PAAS ($La/Yb_N - 10.3$) (Шацкий и др., 2015). У гранат-слюдяного сланца Б 11-14 величина La/Yb_N значительно ниже (3.64). В то же время гранат-кианит-кварцевые гранофельсы (Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24) значительно деплетированы легкими редкими землями (рис. 6) ($La/Yb_N - 0.66-0.82$) относительно гранат-кианит-слюдяных сланцев. Величина Sm/Nd отношения в породах варьирует от 0.178 до 0.647. Фигуративные точки высокоглиноземистых пород образуют изохрону, отвечающую возрасту 507 ± 10 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами новые изотопно-геохимические данные, наряду с имевшимися ранее, дают возможность высказать предположение о том, что в качестве протолитов алмазоносных метаморфических пород сверхвысоких давлений КСКЗ выступали породы фундамента Кокчетавского микроконтинента и осадочные породы, имеющие палеопротерозойский Nd модельный возраст, а также внести коррективы в сделанные ранее

выводы о мобильности элементов в процессах высокобарического метаморфизма известково-силикатных и гранат-пироксеновых алмазоносных пород.

Ранее нами было показано, что алмазоносные породы месторождения Кумды-Коль в различной степени деплетитрованы по целому ряду несовместимых элементов (Shatsky et al., 1999). Деплетитрование объяснялось частичным плавлением пород в процессах высокобарического метаморфизма. Поздней были получены данные свидетельствующие о деплетировании высокоглиноземистых пород участка Барчинский (Stepanov et al., 2014; Шацкий и др., 2015). Полученная Sm-Nd изохрона для в разной степени деплетитрованных высокоглиноземистых пород участка Барчинский, свидетельствует о том, что до высокобарического метаморфизма эти породы имели одинаковые первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и, следовательно, одинаковые Sm/Nd отношения. Изменение величин Sm/Nd отношения в породах в ходе метаморфизма может быть связано либо с процессами дегидратации и удаления флюидов, либо с частичным плавлением. Согласно имеющимся экспериментальным данным (Manning, 2004; Hermann et al., 2006; Spandler et al., 2007) водный флюид, образующийся при дегидратации пород в зоне субдукции, характеризуется низкими концентрациями рассеянных элементов и не может рассматриваться в качестве их транспортера. (Bebout et al., 2013). На это же указывают и результаты исследования метаморфических пород из комплексов сверхвысоких давлений (Zhao et al., 2007, Xia 2012, 2014), свидетельствующие о низкой подвижности редких земель в процессе дегитратации пород в зоне субдукции. Sm/Nd отношения в породах, подвергшихся метаморфизм сверхвысоких давлений, постоянны, поскольку они аккумулируются одними и теми же минералами и имеют одинаковое геохимическое поведение. В то же время, образующиеся при отделении расплавов, гранатсодержащие рститы должны иметь повышенные Sm/Nd отношения.

Как говорилось выше, высокоглиноземистые алмазоносные породы участка Барчинский показывают изохронную зависимость определяющую возраст 507 ± 10 млн. лет, что значительно моложе возраста пика высокобарического метаморфизма. Ранее было показано, возраст метаморфизма сверхвысоких давлений пород участка Барчинский, полученный U-Pb датированием цирконов составляет 528 ± 3 млн лет. (Hermann et al., 2001). U-Pb возраст, полученный Катаямой с соавторами (Katayama et al., 2001) для ядер цирконов из алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль – 537 ± 9 млн лет. В то же время кайма имеет возраст 507 ± 8 млн. лет. Возраст 537 млн. лет интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. Близкий возраст (535 ± 3 млн лет) дает Sm-Nd минеральная изохрона, полученная для эклогитов месторождения Кумды-Коль (Shatsky et

al. 1999). Возраст, полученный при датировании монацита из кианитовых сланцев участка Барчинский, U-Pb методом составляет 526 ± 7 млн. лет (Stepanov et al, 2016). Этот возраст интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. Степанов и др. (2016) получили U-Pb возраст монацитов и цирконов из пород, имеющих различные P-T параметры. U-Pb возраст монацита из высокобарического образца -528 ± 8 млнлет. Близкий возраст (522 млнлет) получен для монацита из слюдяного сланца, метаморфизованного в условиях сверхвысоких давлений. U-Pb возраста полученные для цирконов из различных участков гнейса, претерпевшего метаморфизм сверхвысоких давлений варьируют от 503 ± 7 до 532 ± 6 млн лет.

Имеющиеся данные показывают, что P-T тренд, отвечающий эксгумации метаморфическ пород КСКЗ пересекает кривую разложения фенгита на глубинах порядка 100-120 км (Dobretsov, Shatsky, 2004; Hermann et al., 2013; Stepanov et al., 2016). Таким образом мы можем предполагать, что при эксгумации высокобарических пород, содержащих фенгит, имело место декомпрессионное плавление (Auzanneau et al., 2006).

Наиболее неожиданным оказалось, что алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы, а также ортогнейсы месторождения Кумды-Коль показывают изохронную зависимость, отвечающую возрасту 1116 ± 14 млн. лет. Этот возраст близок к U-Pb возрасту цирконов (1.2 – 1.1 млрд лет) гнейсо-гранитов фундамента Кокчетавского массива (Туркина и др., 2011; Третьяков и др., 2011; Glorie et al., 2015).

С учетом этих данных можно сделать вывод, что протолиты известково-силикатных пород и гранат-пироксеновых относились к породам фундамента Кокчетавского массива. Тот факт, что изотопный состав неодима в разных типах пород имел одинаковые начальные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ дает основание предполагать, что гранат-пироксеновые породы образовались при взаимодействии гранитных расплавов с доломитовыми мраморами.

В подтверждение этому предположению отметим, что среди пород зерендинской серии на контакте мраморов и алюмосиликатных пород отмечаются магнезальные скарны и кальцифиры (Екимова и др., 1992). Среди скарнов выделяются форстеритовые, пироксен-форстеритовые, пироксеновые, пироксен-флогопитовые, шпинель-пироксеновые. Тот факт, что для мигматизированных гнейсов, известково-силикатных породы и гранат-пироксеновых пород получена изохрона, (рис. 4) свидетельствует о едином начальном отношении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в этих типах пород. На наш взгляд наиболее правдоподобным объяснением этого факта является взаимодействие гранитоидов с доломитовыми мраморами в период становления фундамента Кокчетавского микроконтинента.

В раннем кембрии породы фундамента и чехла пассивной окраины Кокчетаского массива были субдуцированы на глубины, отвечающие полю устойчивости алмаза. Полученные данные свидетельствуют о том, что Sm-Nd система в известково-силикатных и гранат-пироксеновых породах не была нарушена в процессе высокобарического метаморфизма. То есть эти породы, в отличие от высокоглиноземистых пород участка Барчинский, не подвергались плавлению, что может быть связано с низким содержанием в них воды. Низкое содержание воды может объясняться тем, что ранее они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Корсаков и Херманн (Korsakov, Hermann, 2006), как упоминалось выше, интерпретировали полифазные включения в гранатах и пироксенах карбонатных пород как раскристаллизованные включения расплавов. Основываясь на этом, они предположили, что водный гранитный расплав из метапелитов взаимодействовал с доломитом в условиях сверхвысоких давлений. Однако полученная нами изохрона свидетельствует о закрытом поведении Sm-Nd системы в известково-силикатных и гранат-пироксеновых породах на этапе высокобарического метаморфизма, имеющего возраст 530 млн лет.

Хванг с соавторами (Hwang et al., 2006) исследовали наноразмерные включения в алмазах из известково-силикатных и гранат-пироксен-кварцевых пород Кокчетавского массива. Они установили, что во включениях в алмазах известково-силикатных пород присутствует высококалийевый C-O-H флюид. В то же время в алмазах из гнейсов обнаружены включения силикатного расплава с высокими содержаниями фосфора и калия (Hwang et al., 2006). Эти данные подтверждают вывод о плавлении протолитов гранат-пироксен-кварцевых пород и отсутствии частичного плавления в известково-силикатных породах. Еще одним свидетельством отсутствия плавления известково-силикатных пород являются широкие вариации составов гранатов и пироксенов, даже в пределах одного слоя полосчатых образцов (Шацкий и др., 2006б). Как показывают проведенные исследования, в различных слоях полосчатого образца известково-силикатной породы (Кар-200) встречается пироксен с примесью калия и пироксен, не содержащий калий. При этом в гранате из слоев с калийсодержащим пироксеном наблюдаются включения фенгита. Это свидетельствует о сохранении первичной гетерогенности протолита известково-силикатных пород. Отмеченная выше гетерогенность не могла сохраниться в присутствии расплава.

Имеется еще один аспект в проблеме происхождения протолитов алмазоносных метаморфических пород. Как упоминалось выше в качестве протолитов алмазоносных пород рассматриваются породы песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты (Буслов,

Вовна, 2008, Буслов и др., 2015). Однако данные изучения Sm-Nd системы алмазоносных пород свидетельствуют, что в качестве их протолитов не могут рассматриваться породы этой свиты. Породы шарыкской свиты характеризуются колебаниями величины $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +4.1 до -3.3 и величинами модельного возраста от 1.9 до 1.25 млрд лет (Kovach et al., 2017). В то же время, алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы имеют величину $\epsilon\text{Nd}(t)=-11.2$, рассчитанную на возраст 1.1 млрд лет, а высокоглиноземистые сланцы участка Барчинский – -12.6. Так же имеются значительные различия в величинах Nd модельного возраста. Сланцы шарыкской свиты имеют модельный возраст 1.4-1.3 млрд лет, а кварциты 1.9-1.7 млрд лет. В то же время, алмазоносные породы, имеющие изохронный возраст 1.1 млрд лет, а также высокоглиноземистые породы, образующие изохрону с возрастом 507 ± 10 млн.л., имеют близкие значения двухстадийных модельных возрастов, которые лежат в интервале 2.4-2.57 млрд лет (табл. 1). Близкие значения Nd модельного возраста получены для пород фундамента (Shatsky et al., 1999) и для Lu-Hf системы цирконов пород КСКЗ (Glorie et al., 2015) (2,5-2,3 млрд.л.). Это свидетельствует о том, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Полученные данные свидетельствуют о том, что протолитами алмазоносных метаморфических пород были как породы фундамента, так и осадочные породы, имеющие палеопротерозойский Nd модельный возраст, в отличии от пород шарыкской свиты имеющих неопротерозойский модельный возраст. Алмазоносные породы, в качестве протолитов которых рассматриваются осадочные породы пассивной окраины, претерпели этап плавления на стадии эксгумации, о чем свидетельствует изохрона, полученная по гранат-кианит-слюдяным сланцам и гранофельсам. В ходе плавления высокоглиноземистые породы были деплетированы по целому ряду несовместимых элементов (Шацкий и др., 2015). В качестве протолитов алмазоносных известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород выступали породы фундамента Кокчетавского массива, образовавшиеся при взаимодействии карбонатных отложений с гранитоидами в период консолидации фундамента Кокчетавского массива в мезопротерозое.

ВЫВОДЫ

На основании изотопного состава пород КСКЗ, включающих кальций-силикатные, гранат-пироксеновые породы, а также мигматизированные гнейсы, получена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 1116 ± 14 млн лет. Этот возраст близок возрасту

формирования гранитогнейсового фундамента Кокчетавского массива (1.2-1.1 млрд лет) (Туркина и др., 2011, Третьяков и др., 2011, Glorie et al., 2015). Это свидетельствует о том, что протолитами кальций-силикатных и гранат-пироксеновых пород были породы фундамента.

Полученная Sm-Nd изохрона свидетельствует о том, что при метаморфизме сверхвысоких давлений не происходило нарушения Sm-Nd системы в гранат-пироксеновых и кальций-силикатных алмазоносных породах. Это может объясняться тем, что ранее они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Изохрона рассчитанная на основании изотопного состава валовых проб высокоглиноземистых пород участка Барчинский соответствует возрасту 507 ± 1 4млн. лет, что предполагает плавление метапелитов на стадии эксгумации.

Авторы выражают благодарность Г.-П. Шертлу и Е.В. Склярову за ценные замечания, позволившие существенно улучшить первоначальный вариант статьи.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Кокчетавского метаморфического пояса (Dobretsov et al., 2006) с изменениями.

Рис. 2. Полосчатые образцы известково-силикатных (а) и гранат-пироксеновых пород (б).

Рис. 3. Sm-Nd изохронная диаграмма для гранат-пироксеновой породы 2-4 (здесь и далее диаграммы построены с помощью ISOPLOT (Ludwig, 2003)).

Рис. 4. Sm-Nd изохронная диаграмма метаморфических пород сверхвысоких давлений района Кумды-Коль.

Fig. 5. Спектры РЗЭ, нормированные на хондрит (McDonough, Sun, 1995) для высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофельсов района Барчи. PAAS - постархейский

Fig. 6. Sm-Nd-изохронная диаграмма высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофельсов района Барчи.

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М., Вовна Г.М. Состав и геодинамическая природа протолитов алмазосодержащих пород Кумдыкольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геохимия, 2008, № 9, с. 955-964.

Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1-2), с. 89-109.

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., Соболев Н.В., Шацкий В.С. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, 236 с.

Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Петрова М.А. Включения алмазов в породообразующих минералах метаморфических пород // Докл. АН СССР, 1992, т. 332, № 3, с. 366-368.

Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста. // ДАН, 2011, т. 438, №5, с. 644-648

Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 499-503.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. Проведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006а, т. 47 (4), с. 485-489.

Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л. Изотопно-геохимические свидетельства коровой контаминации протолитов эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 1958-1978.

Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1928-1321.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гильберт А.Э. Эклогиты Кокчетавского массива. Эклогиты и глаукофановые сланцы. Новосибирск, 1989, Наука, 54-82.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гильберт А.Э. Эклогиты Кокчетавского массива. // В кн.: Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989, с. 54-83.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Рагозин А.Л. Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (1), с. 105-118.

Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // Contrib. Miner. Petrol., 2006, v. 152, p. 125-148.

Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 260, p. 373-393.

Bebout G.E., Agard P., Kobayashi K., Moriguti T., Nakamura E. Devolatilization history and trace element mobility in deeply subducted sedimentary rocks: Evidence from Western Alps HP/UHP suites // Chem. Geol., 2013, v. 342, p. 1-20.

Chen Y-X, Lu W., He Y., Schertl H-P., Zheng Y-F., Xionf J-W., Zhou K. Tracking Fe mobility and Fe speciation in subduction zone fluids at the slab-mantle interface in a subduction channel: A tale of whiteschist from the Western Alps // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, v. 267, p. 1-16.

Chen Y-X, Zhou K., Zheng Y-F., Schertl H-P. Zircon geochemical constraints on the protolith nature and metasomatic process of the Mg-rich whiteschist from the Western Alps // *Chemical Geology*, 2017, v. 467, p. 177-195.

Claoue-Long J., Sobolev N., Shatsky V., Sobolev A. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710-713.

Dobretsov N., Shatsky V. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307-318.

Gerya T., Perchuk L., Burg J.-P. Transient hot channels: perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust–mantle associations in collision belts // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 236-256.

Glorie S., Zhimulev F., Buslov M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction–collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Research*, 2015, v. 27, p. 424-438.

Green T.H., Hellman P.L. Fe–Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer // *Lithos* 1982, v. 15, 253–266.

Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib Mineral Petrol*, 2001, v. 141, p. 66-82.

Hermann J., Spandler C.J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *Journal of Petrology*, 2008, v. 49, p. 717-740.

Hermann, J., Spandler, C., Hack, A., and Korsakov, A.V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones// *Lithos*, 2006, v. 92, p. 399–417.

Hermann J., Zheng Y-F., Rubatto D. Deep fluids in subducted continental crust // *Elements*, 2013, v. 9(4), p. 281-287.

Hwang S-L., Chu H-T., Yui T-F., Shen P., Schertl H-P., Liou J.G., Sobolev N.V. Nanometer-size P/K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from the gneisses of Kokchetav and Erzgebirge massifs: Diversified characteristics of the formation media of

metamorphic microdiamond in UHP rocks due to host-rock buffering // *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, v. 243, p. 94-106.

Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, v. 58, p. 5191-5207.

Jagoutz E. Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere // *Geochimica et cosmochimica Acta*, 1988, v. 52, p. 1285-1293.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185-198.

Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104-118.

Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachokovsky A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *European Journal of Mineralogy*, 2002, v. 14, p. 915-928.

Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*, 2017, v. 47, p. 28-43.

Liew T, Hofmann A (1988) Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1988, v. 98, p. 129-138.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 2003, v. 4, p. 70.

Manning, C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, v. 223, p. 1-16.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223-253.

Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, v. 49, p. 601-610.

Pourmand A., Dauphas N., Ireland T.J. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances // *Chemical Geology*, 2012, v. 291, p. 38-54.

Schertl H.P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: "Type locality" of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, v. 63, p. 5-38.

Schmidt M.W., Vielzeuf D., Auzanneau E. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 228, p. 65-84.

Shatsky V., Pal'yanov Y.N., Sokol A., Tomilenko A., Sobolev N. Diamond formation in UHP dolomite marbles and garnet-pyroxene rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan: natural and experimental evidence // *International Geology Review*, 2005, v. 47, p. 999-1010.

Shatsky V., Sobolev N., Stenina N. Structural peculiarities of pyroxenes from eclogites // *Terra Cognita*, 1985, v. 5, p. 436-437.

Shatsky V., Sobolev N., Vavilov M. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Ultrahigh pressure metamorphism*, 1995, v. 427, p. 55.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, v. 137, p. 185-205.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Carswell D., Compagnoni R. The Kokchetav massif of Kazakhstan // *Ultrahigh pressure metamorphism*, 2003, v. 5, p. 75-103.

Skuzovatov S.Y., Shatsky V., Dril S., Perepelov A. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyin-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, v. 167, p. 33-51.

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

Spandler, C., Mavrogenes, J., Hermann, J., Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-P synthetic fluid/melt inclusions // *Chem. Geol.*, 2007, v. 239, 228-249.

Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2014, v. 167, p. 1002.

Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V. Contrasting PT paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Am. Miner.*, 2016, v. 101, p. 788-807.

Tian Y., Xiao Y., Chen Y.-X., Sun H., Liu H., Tong F., Yang J.-H., Schertk H.-P. Serpentine-derived low $\delta^7\text{Li}$ fluids in continental subduction zones: Constraints from the fluid metasomatic rocks (whiteschist) from the Dora-Maira Massif, Western Alps // *Lithos*, 2019, v. 348-349, 105177.

Thomsen T.B., Schmidt M.W. Melting of carbonated pelites at 2.5-5.0 GPa, silicate-carbonate liquid immiscibility, and potassium-carbon metasomatism of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 17-31.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society*, 2007, v. 164, p. 31-47.

Xiao, Y., Lavis, S., Niu, Y., Pearce, J.A., Li, H., Wang, H., and Davidson, J., Trace-element transport during subduction-zone ultrahigh-pressure metamorphism: Evidence from western Tianshan, China // *Geological Society of America Bulletin*, 2012, v. 124, p. 1113-1129.

Xiao, Y., Niu, Y., Li, H., Wang, H., Liu, X., and Davidson, J. Trace element budgets and (re-)distribution during subduction-zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan, China // *Chemical Geology*, 2014, v. 365, p. 54-68.

Zhang C., Zhang L., Van Roermund H., Song S., Zhang G. Petrology and SHRIMP U-Pb dating of Xitieshan eclogite, North Qaidam UHP metamorphic belt, NW China // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, v. 42, p. 752-767.

Zhao, Z.-F., Zheng, Y.-F., Chen, R.-X., Xia, Q.-X., Wu, Y.-B. Element mobility in mafic and felsic ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 5244-5266.

Zheng Y.-F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones // *Chem. Geol.*, 2012, v. 328, p. 5-48.

Zheng Y.-F., Xia Q.-X., Chen R.-X., Gao X.-Y. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision // *Earth-Sci. Rev.*, 2011, v. 107, p. 342-374.

Zheng Y.-F. Subduction zone geochemistry // *Geoscience Frontiers*, 2019, v. 10, p. 1223-1254.

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	εNd(1100)	εNd(510)	$T_{\text{Nd(DM)}}(\text{Ga})^b$	$T_{\text{Nd(DM)}}(\text{Ga})^c$
2-4	0.4237	1.0836	0.2292	0.512295	0.00002	-11.3		2.51	2.17
2-4 Grt	0.7113	0.6743	0.6380	0.513582	0.00002				
2-4 Cpx	0.2355	0.8027	0.1774	0.512006	0.000011				
p-1 ^a	0.443	1.101	0.2359	0.512383	0.000012	-10.5		2.47	2.11
83-13 ^a	0.606	1.842	0.1989	0.51212	0.00002	-10.4		2.51	2.13
92-99	1.825	7.486	0.1429	0.511704	0.000017	-10.7		2.45	2.11
В 95-49	2.136	8.086	0.1598	0.511833	0.000017	-10.6		2.47	2.13
В 95-49 Grt	1.828	4.886	0.2263	0.511886	0.000018				
81-21b ^a	2.168	10.556	0.1204	0.51154	0.00001	-10.7		2.46	2.13
81-21c ^a	2.45	10.96	0.1310	0.51162	0.00001	-10.7		2.58	2.12
88-4b ^a	11.611	62.2	0.1094	0.51139	0.00003	-12.1		2.47	2.22
88-4d ^a	11.485	64.81	0.1039	0.51142	0.00001	-10.8		2.45	2.13
88-4f ^a	10.628	57.43	0.1085	0.51143	0.00001	-11.2		2.47	2.16
Б-11-9	5.96	1.9	0.1868	0.511653	0.000021		-18.6	2.63	2.27
Б-11-19	4.25	2.27	0.3131	0.512067	0.00001		-18.7	2.64	2.28
Б-11-11	60.7	10.8	0.1043	0.511352	0.000011	-12.1	-19.1	2.67	2.30
Б-11-24	8.7	3.15	0.2122	0.511759	0.000021		-18.2	2.60	2.24
Б-11-14	19.9	5.4	0.1590	0.511544	0.00005		-18.9	2.66	2.29

2-4, P-1,83-13 - гранат-пироксеновые породы; 92-99, Б-95-49, 81-21 - известково-силикатные породы; 88-4 - гранито-гнейс

Б-11-14, Б-11-11 гранат-кианитовые сланцы; Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24 гранат-кианит-кварцевые гранофелсы района Барчи

^a Bulk rock Sm-Nd данные из Shatsky et al. (1999)

^b $T_{\text{Nd(DM)}}$ (млрд) - Sm-Nd модельные возраста, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии и уравнения из работы Liew an

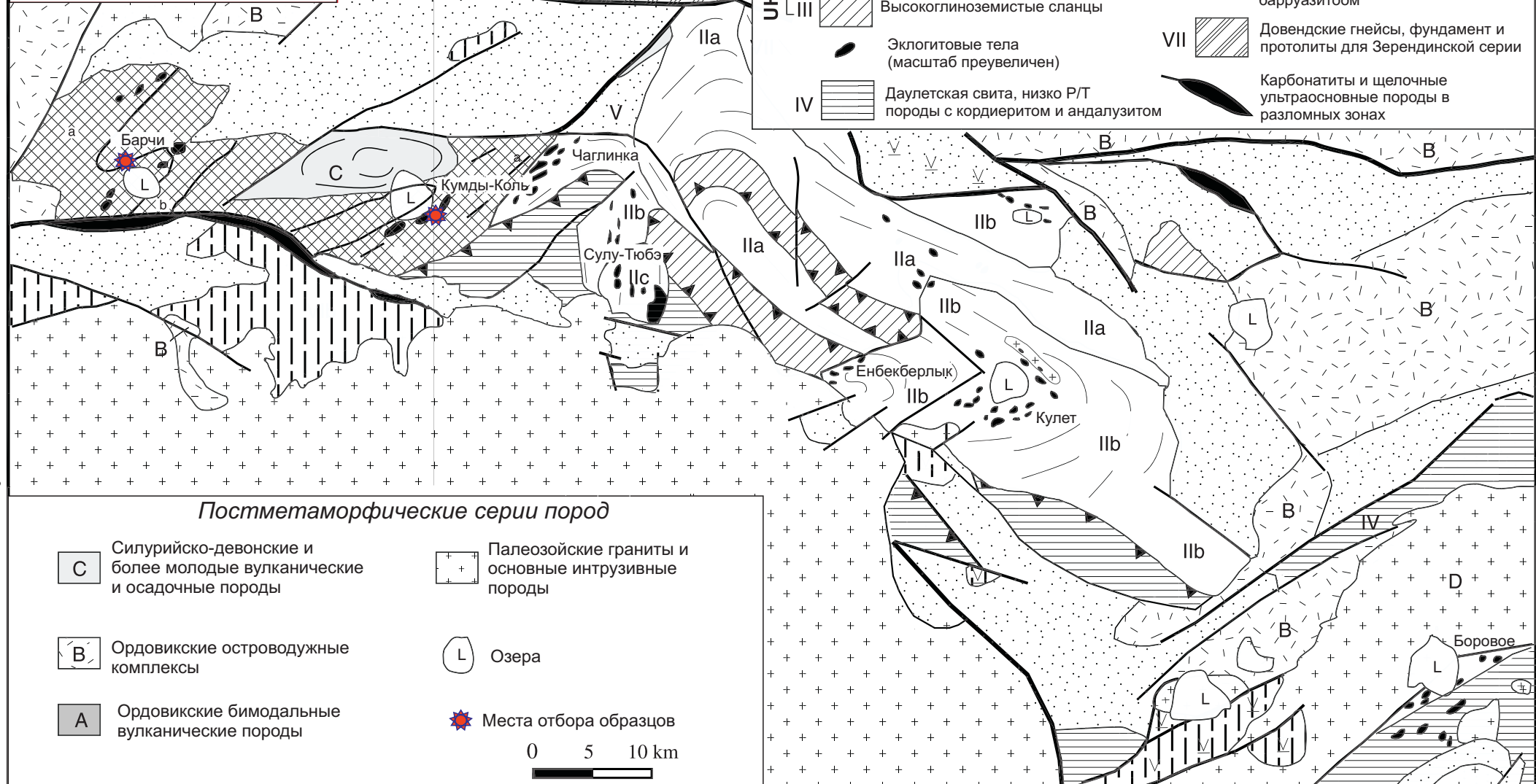
^c $T_{\text{Nd(DM)}}$ (млрд) - Sm-Nd модельные возраста, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии. Использовано отношение Sm/

d Hofman (1988)

Nd в образце Б-11-11.

69°E

70°E

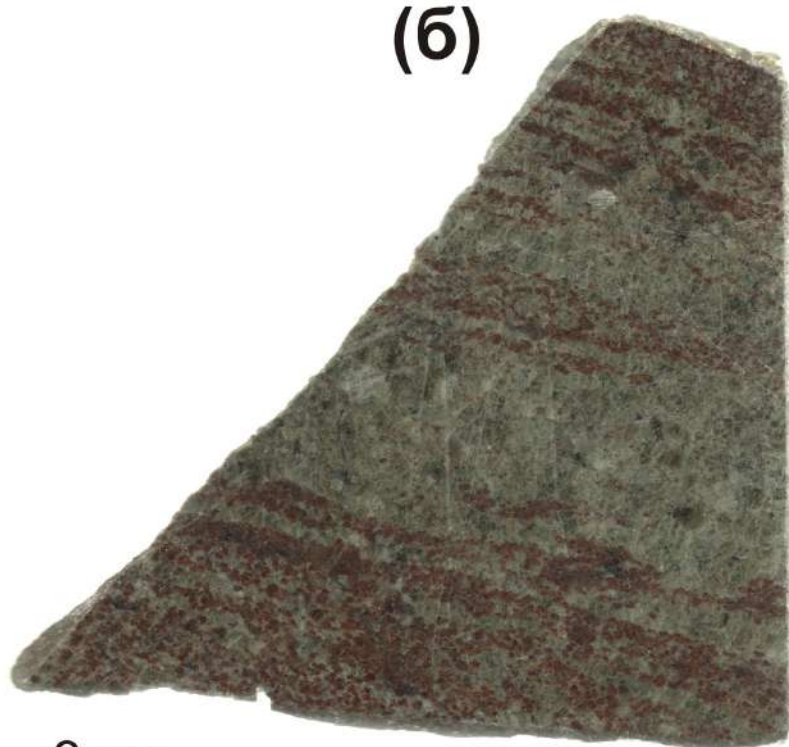


(a)



3 cm

(b)



3 cm

