

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИРОДЫ ПРОТОЛИТОВ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ (Северный Казахстан)

В.С. Шацкий<sup>1,2,3</sup>, А.Л. Рагозин<sup>1,3</sup>, С.Ю. Скузоватов<sup>2,3</sup>, О.А. Козьменко<sup>1</sup>, Э. Ягоутц<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>4</sup>Max Planck Institute for Chemistry, 55128, Mainz, Germany

Изотопно-геохимические особенности алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизиионной 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 гранитогнейсов западного блока КСКЗ получена Sm-Nd изохрона, соответствующая  $1116 \pm 14$  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-слюдяные сланцы, гранофельсы) участка Барчинский, соответствует возрасту  $507 \pm 10$  млн лет, что дает основание предполагать частичное плавление этих пород на стадии эксгумации. Близкие значения  $\epsilon_{Nd}(1100)$  пород фундамента и гранат-кианит-слюдяного сланца, геохимические характеристики которого свидетельствуют, что он не был деплетирован в процессе высокобарического метаморфизма, показывают, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва пород фундамента Кокчетавского микроконтинента.

*Sm-Nd изотопные данные, континентальная субдукция, метаморфизм сверхвысоких давлений, континентальная коллизия, Кокчетавская субдукционно-коллизиионная зона*

## ISOTOPE-GEOCHEMICAL EVIDENCE OF THE NATURE OF THE PROTOLITHS OF DIAMONDIFEROUS ROCKS OF THE KOKCHETAV SUBDUCTION-COLLISION ZONE

V.S. Shatsky, A.L. Ragozin, S.Yu. Skuzovatov, O.A. Koz'menko, E. Yagoutz

The isotope-geochemical features of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav subduction-collision zone (KSCZ) show that both the basement rocks and the sediments of the Kokchetav massif were their protoliths. A whole-rock Sm-Nd isochron from the diamondiferous calc-silicate and garnet-pyroxene rocks and migmatized granite-gneisses of the western block of the KSCZ yielded an age of  $1116 \pm 14$  Ma, while an age of 1.2–1.1 Ga was obtained by U-Pb dating of zircons from the granite-gneiss basement of the Kokchetav microcontinent. Based on these data, we assume that the protoliths of the calc-silicate and garnet-pyroxene rocks and the granite-gneisses of the KSCZ were the basement rocks sharing an initially single Nd source, which was not influenced by high- to ultrahigh-pressure metamorphism (~530 Ma). Therefore, their geochemical features are probably not directly related to ultrahigh-pressure metamorphism. The corresponding rock associations lack isotope-geochemical evidence of partial melting that would occur during ultrahigh-pressure metamorphism, which suggests that they were metamorphosed under granulite facies conditions. At the same time, the high-alumina diamondiferous rocks of the Barchi area (garnet-kyanite-mica schists and granofelses), which were depleted to different degrees in light rare-earth elements (REE) and K, have yielded a Sm-Nd whole-rock isochron age of  $507 \pm 10$  Ma indicating partial melting of these rocks during their exhumation. The close  $\epsilon_{Nd}(1100)$  values of the basement rocks and garnet-kyanite-mica schist with geochemical characteristics arguing against its depletion during high-pressure metamorphism indicate that the basement rocks were a crustal source for high-alumina sediments.

*Sm-Nd isotope data, continental subduction, UHP metamorphism, continental collision, Kokchetav subduction-collision zone*

## 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; Zhang et al., 2011; Zheng et al., 2011; Zheng, 2012, 2019; Bebout et al., 2013; 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, будь 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 восточном блоке в породах установлен коэзит, но поле стабильности алмаза не было достигнуто (участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое).

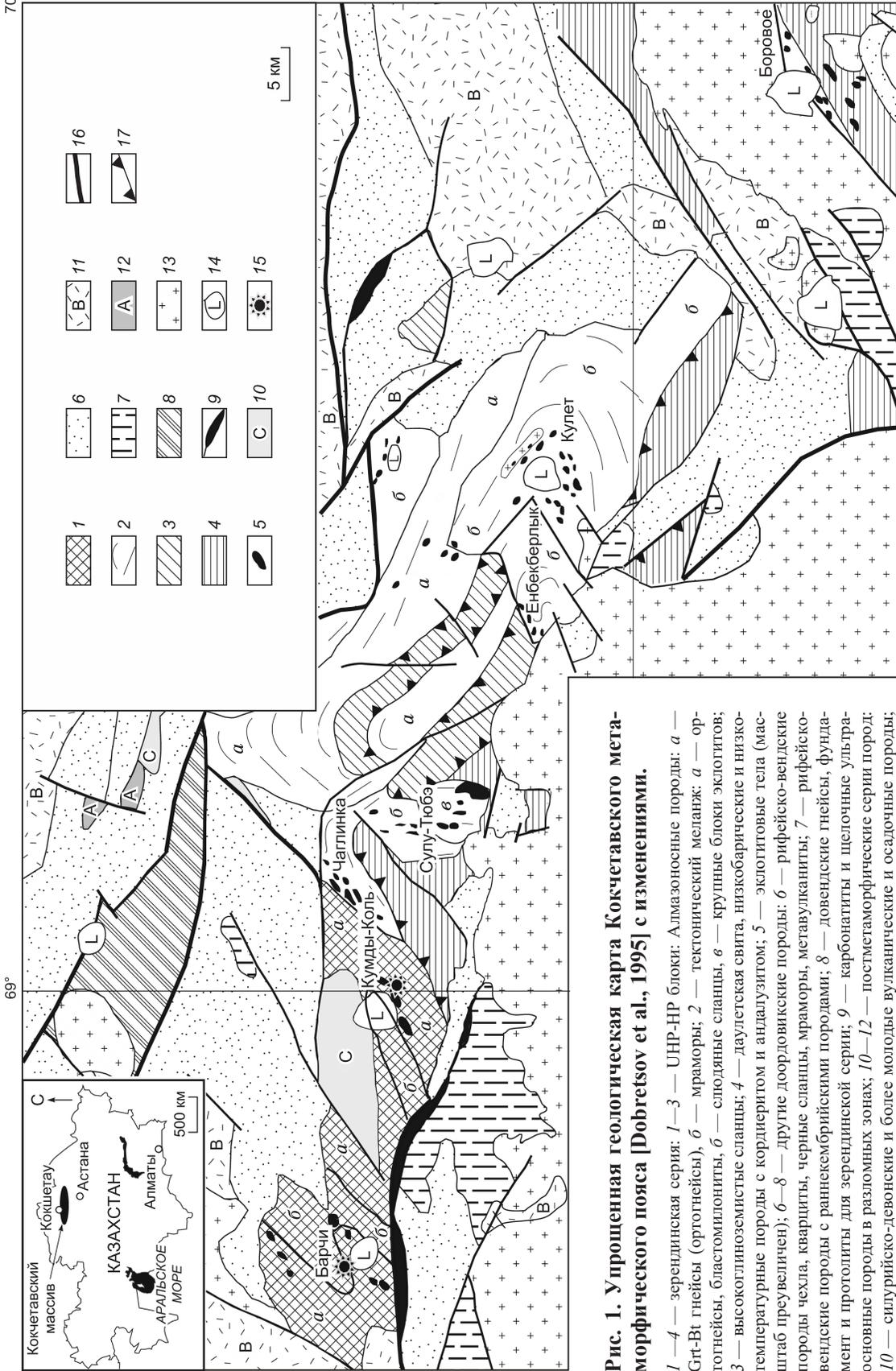
В качестве протолитов пород высоких и сверхвысоких давлений рассматриваются породы фундамента и чехла Кокчетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2006]. К породам фундамента относят гранитогнейсы с телами эклогитов, в качестве протолитов алмазоносных пород рассматриваются неопротерозойские терригенно-карбонатные породы чехла Кочетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2006; Буслов, Вовна, 2008, Буслов и др., 2015].

А.В. Корсаков и Дж. Херманн [Korsakov, Hermann, 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 В.С. Шацкого с соавторами [2006б]. 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 иллектинской серии [Буслов, Вовна, 2008; Буслов и др., 2015], то нормировка на их редкоэлементный состав 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 А.В. Корсакова и Дж. Херманна [Korsakov, Hermann, 2006] и В.С. Шацкого с соавторами [2006б], 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 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 (535—524 млн лет) и о том, что до метаморфизма породы имели одинаковые начальные отношения изотопов неодима. К выводу о плавлении алмазоносных пород участка Барчинский (см. рис. 1) пришли А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2014, 2016].

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



**Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Кокчетавского метаморфического пояса [Dobretsov et al., 1995] с изменениями.**

1 — 4 — зеренднская серия: 1 — 3 — УНР-НР блоки: Алмазоносные породы; а — ортогнейсы, blastsилониты, б — мраморы; 2 — тектонический меланж: а — ортогнейсы, blastsилониты, б — слюдяные сланцы, в — крупные блоки эклогитов; 3 — высокоглиноземистые сланцы; 4 — даулетская свита, низкобарические и низкотемпературные породы с кордиеритом и андалузитом; 5 — эклогитовые тела (масштаб преувеличен); 6 — 8 — другие доордовикские породы: б — рифейско-вендские породы чехла, кварциты, черные сланцы, мраморы, метавулканы; 7 — рифейско-вендские породы с раннекембрийскими породами; 8 — довендские гнейсы, фундамент и протолиты для зеренднской серии; 9 — карбонатиты и щелочные ультраосновные породы в разломных зонах; 10 — 12 — постметаморфические серии пород: 10 — силурийско-девонские и более молодые вулканические и осадочные породы; 11 — ордовикские островужные комплексы; 12 — ордовикские бимодальные вулканические породы; 13 — палеозойские граниты и основные интрузивные породы, 14 — озера, 15 — места отбора образцов; 16 — разломы, 17 — надвиги.

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 [Шацкий и др., 2015]. Эти породы при близком составе по главным элементам за исключением калия характеризуются разным типом распределения некогерентных элементов: от аналогичных глинистым сланцам ( $La/Yb = 13$ ) до сильнодеплетированных ( $La/Yb = 1.4$ ). На основании этого 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 неодима алмазоносных известково-силикатных (обр. 81-21), гранат-пироксеновых (Р-1) пород и мигматизированного гранитогнейса (88-4) [Shatsky et al., 1999]. Данные о минералогии, содержаниях главных и рассеянных элементов в этих типах пород были опубликованы ранее [Shatsky et al., 1995, 1999; 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—7.0 ГПа и температурах 1420—1700 °С, 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; Korsakov et al., 2002; Shatsky, Sobolev, 2003; Dobretsov, Shatsky, 2004; Stepanov et al., 2014, 2016; Шацкий и др., 2015].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

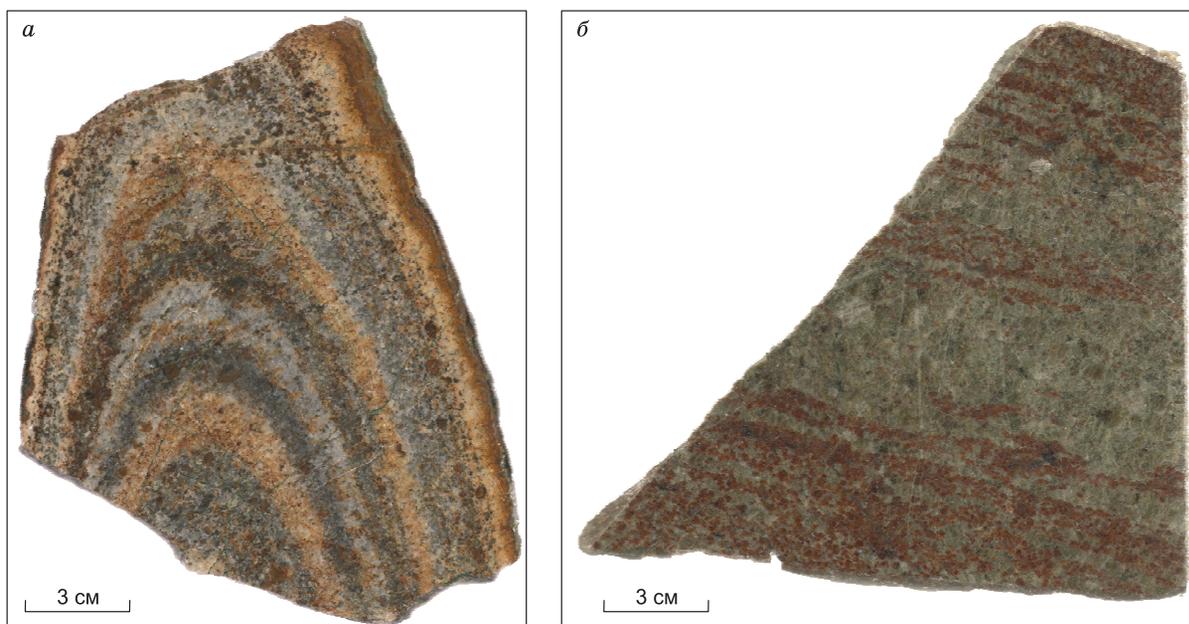
Sm-Nd изотопный анализ пород и минеральных фракций был выполнен в Институте химии Макса Планка согласно методике, изложенной в работах [Jagoutz, 1988; Jacob et al., 1994]. Изотопные анализы высокоглиноземистых пород были приготовлены в центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН с использованием многоколлекторного термоионизационного масс-спектрометра Finnigan MAT 262. Образцы для измерений готовились в Центре изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Пробы разлагались в смеси кислот HF–HCl–HNO<sub>3</sub> в тefлоновых бикерах. Выделение элементов проводили в две стадии на ионно-обменных смолах марки BioRad и LN-Eicrome. Для изотопного анализа и дальнейших расчетов в методе двойного изотопного разбавления использовали смешанный индикатор <sup>149</sup>Sm + <sup>150</sup>Nd. 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 [Skuzovatov 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 ламеллы калиевого полевого шпата (1—20 мкм) и иглы кварца [Shatsky et al., 1985, 1995; Sobolev, Shatsky, 1990]. Известково-силикатные породы характеризуются разными соотношениями доломита, магнезильного кальцита, диопсида и граната. Известково-силикатным и гранат-пироксеновым породам свойственна полосчатость (рис. 2). В гранат-пироксеновых породах наблюдается чередование слоев, обогащенных карбонатом, со слоями, обогащенными пироксеном. Особенностью известково-силикатных пород является чередование карбонатных слоев со слоями, сложенными пироксеном и пироксеном с гранатом.

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



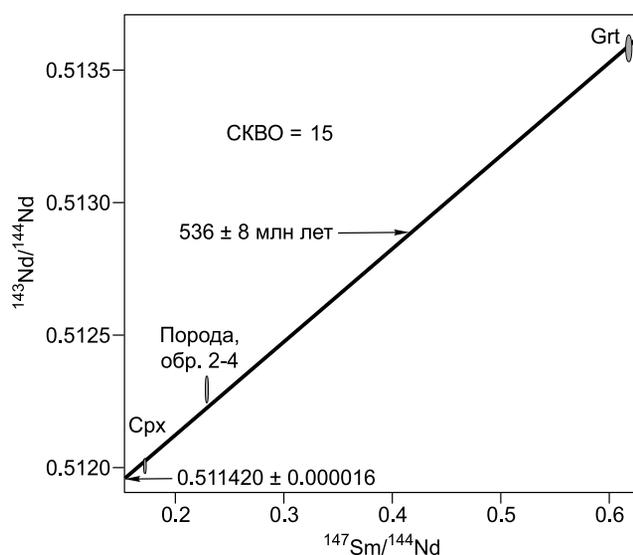
**Рис. 2.** Полосчатые образцы известково-силикатных (а) и гранат-пироксеновых пород (б).

На участке Барчинский среди высокоглиноземистых пород выделяются гранат-биотитовые гнейсы, гранат-кианит-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. Минеральная ассоциация гранофельсов включает в себя гранат, кианит и кварц. Эта минеральная ассоциация аналогична реститовой ассоциации, полученной в экспериментах по плавлению пелитов [Schmidt et al., 2004; Auzanneau et al., 2006; Thomsen, Schmidt, 2008; Hermaan, Spandler, 2008]. Температуры равновесия этих пород, оцененные по гранат-фенгитовому геотермометру, лежат в интервале 800—950 °С [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 неалмазоносные породы зерендинской серии характеризуются относительно узкими вариациями отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , близкими к значениям 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) (таблица). Гранат-пироксеновые породы характеризуются повышенными относительно континентальной коры значениями отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.1989—0.2359) (см. таблицу).

Фигуративные точки мономинеральных фракций и породы в целом образца гранат-пироксеновой породы 2-4 образуют эрохрону, угол наклона которой отвечает возрасту  $536 \pm 8$  млн лет (рис. 3). Этот возраст близок к возрасту пика высокбарического метаморфизма пород Кокчетавского массива, определенному ранее Sm-Nd и



**Рис. 3.** Sm-Nd изохронная диаграмма для гранат-пироксеновой породы, обр. 2-4.

Здесь и далее: диаграммы построены с помощью ISOPLOT [Ludwig, 2003].

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

Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(1100)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(510)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млрд лет <sup>2</sup>	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млрд лет <sup>3</sup>
	ppm								
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 Срх	0.2355	0.8027	0.1774	0.512006	0.000011	—	—	—	—
P-1 <sup>1</sup>	0.443	1.101	0.2359	0.512383	0.000012	-10.5	—	2.47	2.11
83-13 <sup>1</sup>	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
Б-95-49	2.136	8.086	0.1598	0.511833	0.000017	-10.6	—	2.47	2.13
Б-95-49 Grt	1.828	4.886	0.2263	0.511886	0.000018	—	—	—	—
81-21b <sup>1</sup>	2.168	10.556	0.1204	0.51154	0.00001	-10.7	—	2.46	2.13
81-21c <sup>1</sup>	2.45	10.96	0.1310	0.51162	0.00001	-10.7	—	2.58	2.12
88-4b <sup>1</sup>	11.611	62.2	0.1094	0.51139	0.00003	-12.1	—	2.47	2.22
88-4d <sup>1</sup>	11.485	64.81	0.1039	0.51142	0.00001	-10.8	—	2.45	2.13
88-4f <sup>1</sup>	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

Примечание. Образцы 2-4, P-1, 83-13 — гранат-пироксеновые породы; 92-99, Б-95-49, 81-21 — известково-силикатные породы; 88-4 — гранитогнейс; Б-11-14, Б-11-11 — гранат-кианитовые сланцы; Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24 — гранат-кианит-кварцевые гранофельсы района Барчи.

<sup>1</sup> Bulk rock Sm-Nd данные из [Shatsky et al., 1999].

<sup>2</sup> Sm-Nd модельные возрасты, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии и уравнения из работы [Liew, Hofmann, 1988].

<sup>3</sup> Sm-Nd модельные возрасты, вычисленные с использованием тренда эволюции деплетированной мантии. Использовано отношение Sm/Nd в обр. Б-11-11.

U-Pb методами (530—536 млн лет) [Claoué-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, непредставительностью взятого для анализа объема породы.

Фигуративные точки алмазоносных известково-силикатных пород, гранатовые пироксениты и гранитогнейсы образуют изохрону с возрастом  $1116 \pm 14$  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

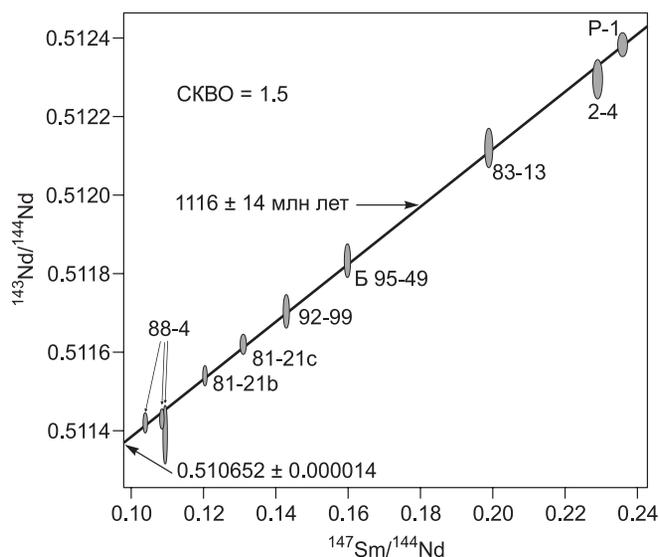
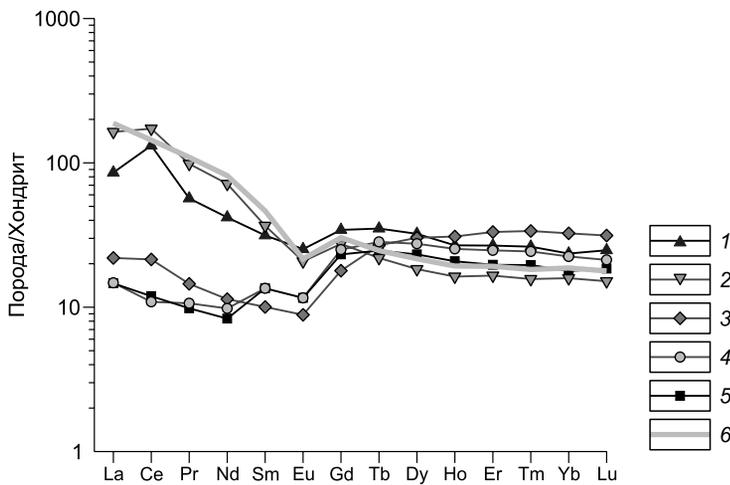


Рис. 4. Sm-Nd изохронная диаграмма метаморфических пород сверхвысоких давлений района Кумды-Коль.



**Рис. 5. Спектры РЗЭ, нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995]:**

для высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев (1 — обр. Б-11-14, 2 — обр. Б-11-11) и гранат-кианит-кварцевых гранофелсов (3 — обр. Б-11-9, 4 — обр. Б-11-24, 5 — обр. Б-11-19) района Барчи; 6 — постархейский австралийский сланец [Pourmand et al., 2012].

тированных высокоглиноземистые породы (рис. 6). У образца гранат-кианитового сланца Б-11-11 распределение редкоземельных элементов аналогично РААС ((La/Yb)<sub>N</sub> = 10.3) [Шацкий и др., 2015]. У гранат-кианитового сланца Б-11-14 величина (La/Yb)<sub>N</sub> значительно ниже (3.64). Гранат-кианит-кварцевые гранофелсы (Б-11-9, Б-11-19, Б-11-24) значительно деплетированы легкими редкими землями (см. рис. 6) ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0.66—0.82) относительно гранат-кианит-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.

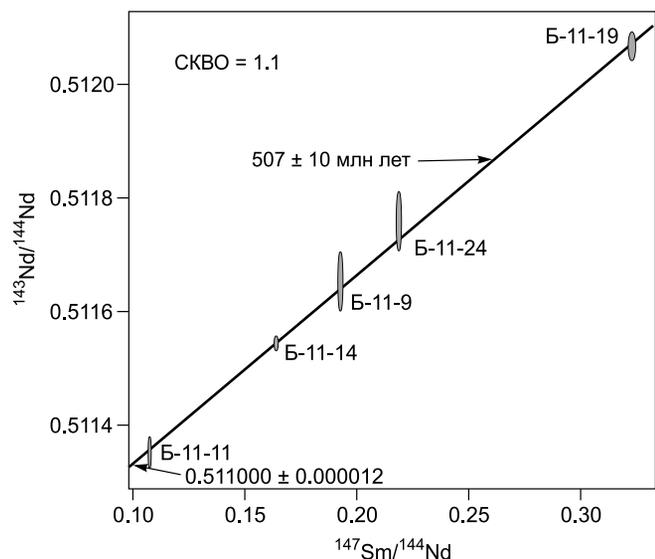
небольшом количестве. В то же время гранат-кианит-сланцы имеют тип распределения несовместимых элементов, близкий к постархейскому австралийскому сланцу (РААС) (см. рис. 5).

Для изотопных исследований нами были отобраны в разной степени деплетированные высокоглиноземистые породы (рис. 6).

### 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 деплетированы по целому ряду несовместимых элементов [Shatsky et al., 1999]. Деплетирование объяснялось частичным плавлением пород в процессах высокобарического метаморфизма. Позднее были получены данные, свидетельствующие о деплетировании высокоглиноземистых пород участка Барчинский [Stepanov et al., 2014; Шацкий и др., 2015]. Полученная Sm-Nd изохрона для деплетированных в разной степени высокоглиноземистых пород участка Барчинский свидетельствует о том, что до высокобарического метаморфизма эти породы имели одинаковые первичные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>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.,



**Рис. 6. Sm-Nd изохронная диаграмма высокоглиноземистых гранат-кианитовых сланцев и гранат-кианит-кварцевых гранофелсов района Барчи.**

2013]. На это же указывают и результаты исследования метаморфических пород из комплексов сверхвысоких давлений [Zhao et al., 2007; Xiao et al., 2012, 2014], свидетельствующие о низкой подвижности редких земель в процессе дегитратации пород в зоне субдукции. Sm/Nd отношения в породах, подвергшихся метаморфизму сверхвысоких давлений, постоянны, поскольку они аккумулируются одними и теми же минералами, имеют одинаковое геохимическое поведение. В то же время образующиеся при отделении расплавов гранатсодержащие респиты должны иметь повышенные Sm/Nd отношения.

Как говорилось выше, высокоглиноземистые алмазоносные породы участка Барчинский показывают изохронную зависимость, определяющую возраст  $507 \pm 10$  млн лет, что значительно моложе возраста пика высокобарического метаморфизма. Ранее было показано, что возраст метаморфизма сверхвысоких давлений пород участка Барчинский, полученный U-Pb датированием цирконов, составляет  $528 \pm 3$  млн лет [Hermann et al., 2001]. U-Pb возраст из работы [Katayama et al., 2001] для ядер цирконов из алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль составляет  $537 \pm 9$  млн лет. Кайма имеет возраст  $507 \pm 8$  млн лет. Величина 537 млн лет интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. Близкий возраст ( $535 \pm 3$  млн лет) дает Sm-Nd минеральная изохрона для эклогитов месторождения Кумды-Коль [Shatsky et al., 1999]. Возраст при датировании монацита из кианитовых сланцев участка Барчинский U-Pb методом составил  $526 \pm 7$  млн лет [Stepanov et al., 2016]. Он интерпретируется как возраст метаморфизма сверхвысоких давлений. А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2016] получили U-Pb возраст монацитов и цирконов из пород, имеющих различные *PT*-параметры. U-Pb возраст монацита из высокобарического образца  $528 \pm 8$  млн лет. Близкий возраст (522 млн лет) получен для монацита из слюдяного сланца, метаморфизованного в условиях сверхвысоких давлений. U-Pb возрасты для цирконов из различных участков гнейса, претерпевшего метаморфизм сверхвысоких давлений, варьируют от  $503 \pm 7$  до  $532 \pm 6$  млн лет.

Имеющиеся данные показывают, что *PT*-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  $1116 \pm 14$  млн лет. Этот возраст близок к U-Pb возрасту цирконов (1.2—1.1 млрд лет) гнейсогранитов 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 и гранат-пироксеновых пород 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 магнезиальные 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 пород 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, т. е. 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.

Авторы работы [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.

С.Л. 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 С-О-Н 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  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +4.1 до -3.3 и величинами модельного возраста от 1.9 до 1.25 млрд лет [Kovach et al., 2017]. Алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы имеют величину  $\epsilon_{Nd}(T) = -11.2$ , рассчитанную на возраст 1.1 млрд лет, а высокоглиноземистые сланцы участка Барчинский -12.6. Также есть 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 с изохронным возрастом 1.1 млрд лет, а также высокоглиноземистые породы, образующие изохрону с возрастом  $507 \pm 10$  млн лет, имеют близкие значения двухстадийных модельных возрастов, которые лежат в интервале 2.4—2.57 млрд лет (см. таблицу). 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 лет). Это свидетельствует о том, что протолиты высокоглиноземистых пород формировались за счет размыва фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Полученные данные свидетельствуют, что протолитами алмазоносных метаморфических пород были как породы фундамента, так и осадочные породы, имеющие палеопротерозойский Nd модельный возраст, в отличие от пород шарыкской свиты с неопротерозойским модельным возрастом. 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 известково-силикатные, гранат-пироксеновые породы, а также мигматизированные гнейсы, получена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту  $1116 \pm 14$  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 известково-силикатных и гранат-пироксеновых пород были породы фундамента.

Полученная Sm-Nd изохрона показывает, что при метаморфизме сверхвысоких давлений не происходило нарушения Sm-Nd системы в гранат-пироксеновых и известково-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  $507 \pm 14$  млн лет, что предполагает плавление метapelитов на стадии эксгумации.

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

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

## ЛИТЕРАТУРА

- Буслов М.М., Вовна Г.М.** Состав и геодинамическая природа протолитов алмазодержащих 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.** Вендраннеордовикская 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.
- 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 возрастное обоснование // *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.** Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // *Геология и геофизика*, 2006а, т. 47 (4), с. 485—498.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // *Геология и геофизика*, 2006б, т. 47 (1), с. 105—118.
- 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.
- Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W.** Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // *Contrib. Mineral. 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., 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 // *Chem. Geol.*, 2017, v. 467, p. 177—195.
- Chen Y.-X., Lu W., He Y., Schertl H.-P., Zheng Y.-F., Xiong 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019, v. 267, p. 1—16.
- 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.
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G.** Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Isl. Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.
- Glorie S., Zhimulev F., Buslov M., Andersen T., Plavska 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 Res.*, 2015, v. 27, p. 424—438.
- Hermann J., Spandler C.J.** Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 717—740.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** 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., Hack A., 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 Planet. Sci. Lett.*, 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Eur. J. Mineral.*, 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 Res.*, 2017, v. 47, p. 28—43.

**Liew T., Hofmann A.** Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 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, 70 p.

**Manning C.E.** The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 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 // *Geochim. Cosmochim. 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 // *Chem. Geol.*, 2012, v. 291, p. 38—54.

**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.

**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.S., Sobolev N.V.** The Kokchetav massif of Kazakhstan // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. D. Carswell, R. Compagnoni. Budapest, Eötvös University Press, 2003, v. 5, p. 75—103.

**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*. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 427—455.

**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) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

**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 // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 999—1010.

**Skuzovatov S.Yu., Shatsky V., Dril S., Perepelov A.** Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): Crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // *J. Asian Earth Sci.*, 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, p. 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 1002.

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

**Tian Y., Xiao Y., Chen Y.-X., Sun H., Liu H., Tong F., Yang J.-H., Schertl 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, p. 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.

**Xiao Y., Lavis S., Niu Y., Pearce J.A., Li H., Wang H., Davidson J.** Trace-element transport during subduction-zone ultrahigh-pressure metamorphism: Evidence from western Tianshan, China // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2012, v. 124, p. 1113—1129.

**Xiao Y., Niu Y., Li H., Wang H., Liu X., Davidson J.** Trace element budgets and (re-)distribution during subduction-zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan, China // *Chem. Geol.*, 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 // *J. Asian Earth Sci.*, 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.** Subduction zone geochemistry // *Geosci. Front.*, 2019, v. 10, p. 1223—1254.

**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, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.04.004.

*Рекомендована  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 20 августа 2020 г.,  
принята в печать 3 декабря 2020 г.*