

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА РАЗНОВОЗРАСТНОГО ЦИРКОНА  
ИЗ ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ (ХИТОСТРОВ,  
оз. ВЕРХНЕЕ ПУЛОНГСКОЕ), БЕЛОМОРЬЕ**

© 2021 г. Д. П. Крылов<sup>1, \*</sup>, д. чл. С. Г. Скублов<sup>1, 2, \*\*</sup>, С.-Х. Ли<sup>3, \*\*\*</sup>,  
Ч.-Л. Ли<sup>3, \*\*\*\*</sup>, Е. В. Левашова<sup>1, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Лаборатория эволюции литосферы,  
Пекин, 100029 Китай

\*e-mail: dkrylov@dk1899.spb.edu

\*\*e-mail: skublov@yandex.ru

\*\*\*e-mail: lixh@gig.ac.cn

\*\*\*\*e-mail: liqiuli@mail.iggcas.ac.cn

\*\*\*\*\*e-mail: levashova.kateryna@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.11.2020 г.

После доработки 17.05.2021 г.

Принята к публикации 30.09.2021 г.

Проанализирован изотопный состав кислорода разновозрастных популяций циркона из толщи чупинских гнейсов в районе оз. Верхнее Пулонгское с целью определения возможного влияния флюидов, вызвавших экстремальное понижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  во включениях высокоглиноземистых недосыщенных кремнеземом (корундсодержащих) пород. Среди популяций циркона выделяются древние унаследованные ядра (с U-Pb возрастом >3 млрд лет) и внутренние каймы (около 2.8 млрд лет) магматического происхождения, метаморфогенные внешние каймы (~2.6 млрд лет) и оболочки (1.8–1.9 млрд лет). Изотопные отношения кислорода ядер, внутренних и внешних кайм циркона ( $\delta^{18}\text{O}$   $5.67 \pm 0.53$ ,  $7.48 \pm 0.26$  и  $5.70 \pm 0.44\%$  соответственно) обусловлены магматической и/или метаморфической кристаллизацией из необедненных изотопом  $^{18}\text{O}$  расплавов или взаимодействием циркона с необходимым изотопом  $^{18}\text{O}$  флюидом. Низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  ( $-22.04 \pm 0.41\%$ ) в цирконе, почти идентичные значениям  $\delta^{18}\text{O}$  во вмещающих корундсодержащих породах, характерны только для поздних оболочек циркона. Высказано предположение о том, что имела место инфильтрация флюидов, вызвавших понижение  $\delta^{18}\text{O}$  в породах с корундом, во вмещающие гнейсы на стадии регрессивных преобразований.

*Ключевые слова:* циркон, отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$ , чупинская толща, Беломорская провинция

DOI: 10.31857/S0869605521060046

В пределах Беломорского подвижного пояса ранее были выявлены породы с экстремально низкими изотопными отношениями  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (Krylov, 2007; Крылов, 2008). Минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  (менее  $-20\%$ , Krylov, 2007; Bindeman et al., 2010, 2014) были установлены в высокоглиноземистых породах основного состава с корундом Хитострова (оз. Верхнее Пулонгское, рис. 1); подобные изотопные характеристики,

вероятно, связаны с влиянием на них метеорных вод, образовавшихся при глобальном оледенении (Herwartz et al., 2015) до, во время или после метаморфических изменений. Меньше внимания уделялось изучению вмещающих пород, представляющих собой возможные протолиты пород с корундом (Крылов, 1982; Крылов и др., 2011; Bindeman et al., 2014). Эти породы характеризуются отсутствием существенных сдвигов валовых (измеренных по породам в целом) отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и ранее в них не отмечалось аномалий изотопного состава кислорода отдельных фаз (Bindeman et al., 2014). Цель настоящей работы – оценка влияния процессов, способствовавших понижению значений  $\delta^{18}\text{O}$ , на породы чупинской толщи путем анализа изотопного состава кислорода разновозрастного циркона из гнейсов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В составе чупинской толщи преобладают мигматизированные плагиогнейсы (обычно с гранатом, биотитом и кианитом), протолитами которых считаются граувакки вулканогенно-осадочных толщ (Миллер и др., 1999). Подчиненное значение имеют будины, линзы и прослои амфиболитов и кристаллических сланцев. Этапы становления чупинского парагнейсового пояса Беломорской провинции включают (см. например, Бибикова и др., 1993; 1999; 2004):

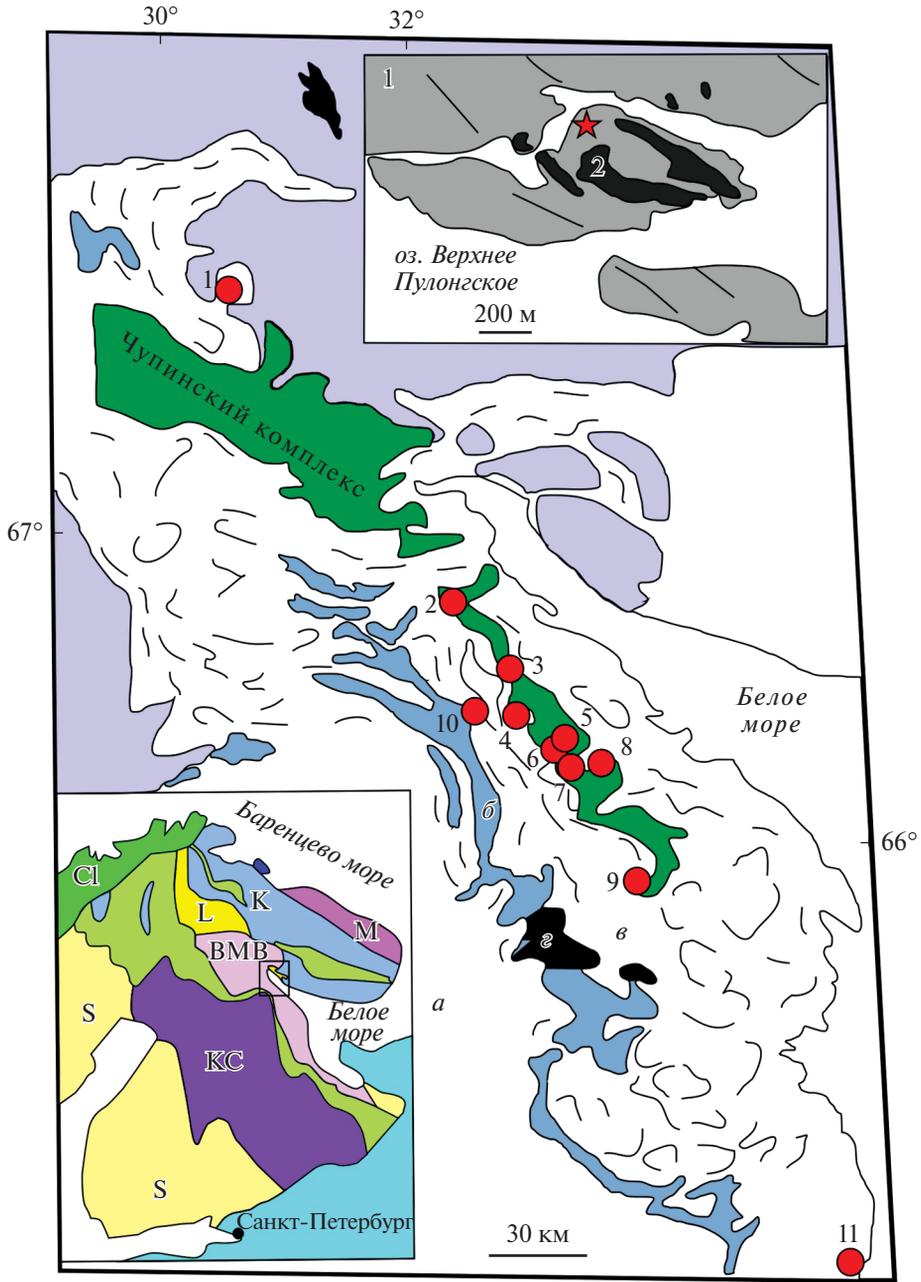
1. Формирование вулканогенно-осадочной толщи, включающей вулканические породы разнообразного (от кислого до основного и ультраосновного) состава и кластический материал из Карельского кратона, 2880–2820 млн лет назад в обстановке преддугового островодужного бассейна.

2. Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений (6–8 кбар, 700–800 °С) приблизительно 2.7–2.8 млрд лет назад.

3. По крайней мере два периода рифтообразования под воздействием плюма, вызвавших внедрение расплавов из мантии, с которыми связано образование интрузивных тел друзитов (коронитовых габбро) с возрастными 2.5–2.4 и 2.3–2.1 млрд лет (Stepanova, Stepanov, 2010). Кристаллизация друзитов происходила на глубинах 20–25 км при давлениях 7–9 кбар (Шарков и др., 1997).

**Рис. 1.** Схема геологического строения Беломорской провинции (по: Bindeman et al., 2014, с изменениями). *a* – Карельский и Кольский архейские блоки, *b* – архейские метавулканики и метаосадки, *в* – другие комплексы Беломорского подвижного пояса, *г* – габбронориты и расслоенные интрузии (2.45–2.4 млрд лет). Цифры на рисунке – проявления пород с аномально пониженным изотопным составом кислорода (1 – Перуселька, 2 – Лягкомина, 3 – Высота 128, 4 – Дядина гора, 5 – Хитостров, 6 – Пулонга, 7 – Варацкое, 8 – Плотина, 9 – Кулежма, 10 – Миронова губа, 11 – Шуерецкое). На верхней врезке звездочкой отмечено место отбора пробы (1 – гнейсы чупинского комплекса; 2 – амфиболиты). На нижней врезке (по: Travin, 2015, с изменениями) показано положение района исследований в структуре Фенноскандинавского щита (М – Мурманский кратон, К – Центрально Кольский домен, L – Лапландский гранулитовый пояс, BMB – Беломорский подвижный пояс, KC – Карельский кратон, S – свекофениды, Cl – каледониды).

**Fig. 1.** Geological scheme of the Belomorian Province (modified after Bindeman et al., 2014). (*a*) Karelian and Kola Archean blocks, (*b*) Archean metavolcanics and metasediments, (*в*) other terranes of the Belomorian Province, (*г*) gabbronorites and layered intrusions (2.45–2.4 Ga). (1–11) locations of rocks with the extreme  $^{18}\text{O}$  depletion (1 – Peruselka, 2 – Lyagkomina, 3 – Height 128, 4 – Mt Dyadina, 5 – Khitoostrov, 6 – Pulonga, 7 – Varatskoye, 8 – Plotina, 9 – Kulezhma, 10 – Mironova Guba, 11 – Shueretskoye). The star in the upper insertion indicate the sample locality (1 – Chupa gneiss, 2 – amphibolites). Lower insertion (modified after Travin, 2015) shows the location of the study region within the Fennoscandinavian Shield (M – Murmansk Craton, K – Central Kola domen, L – Lapland Granulite Belt, BMB – Belomorian Mobile Belt, KC – Karelian Craton, S – Svecofennides, Cl – Caledonides).



4. Локально проявленный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (6 кбар, 600 °С) с возрастом  $1875 \pm 5$  млн лет (согласно результатам U-Pb датирования циркона). К свекофеннскому периоду эволюции толщи относится также образование пегматитов и маломощных прожилков с хлоритом, карбонатами, серицитом и кварцем; возникновение этих минеральных образований отражает мобилизацию остаточных флюидов вдоль трещин при декомпрессии в условиях фации зеленых сланцев.

На Хитострове породы чупинской толщи представлены главным образом лейкократовыми средне- и крупнозернистыми кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами (“чупинскими” гнейсами) с линзами и прослоями амфиболитов. Гнейсы содержат акцессорные циркон, титанит, ильменит, рутил, апатит, ортит, а также вторичные мусковит, серицит, хлорит.

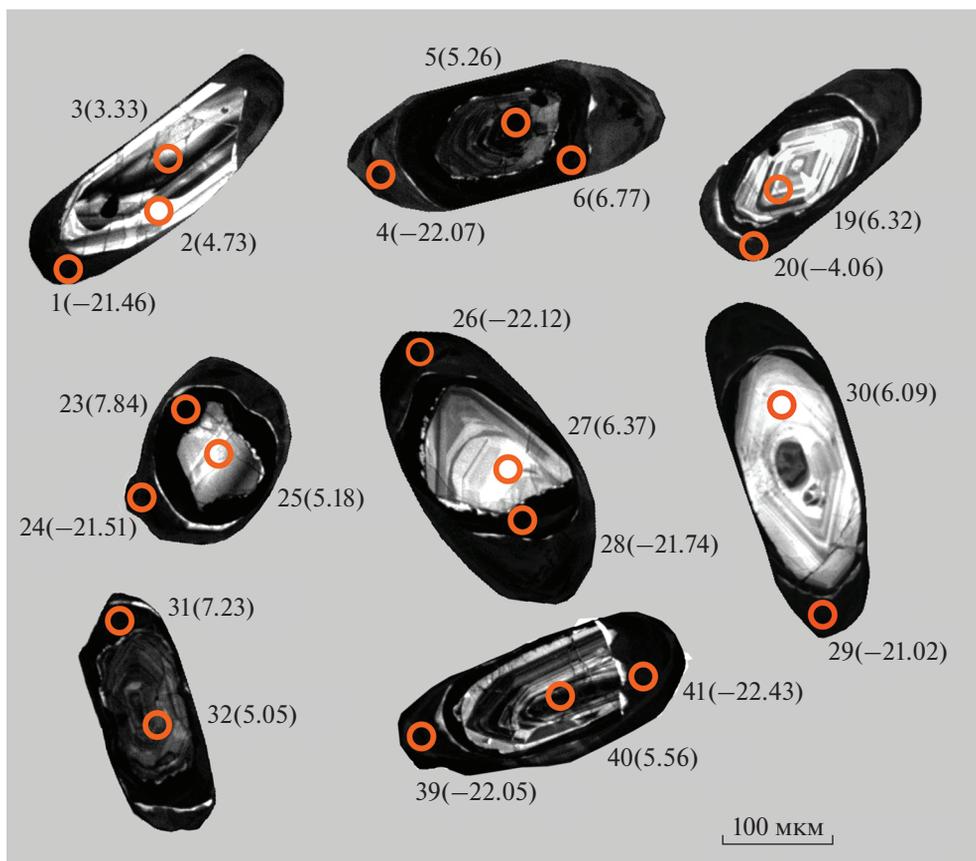
## КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования из наименее измененных разновидностей гнейсов чупинской толщи, вблизи контакта с корундсодержащими породами Хитострова (рис. 1), была отобрана представительная проба кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов массой 30 кг (пр. Kг10). Минеральный состав плагиогнейсов отвечает условиям верхней амфиболитовой–гранулитовой фаций метаморфизма (ранние этапы преобразования вулканогенно-осадочной толщи, Бибикова и др., 2004). В гнейсах проявлены более низкотемпературные изменения, соответствующие условиям фации зеленых сланцев (хлоритизация). Акцессории представлены цирконом, рутилом, апатитом и рудными минералами.

СЛ-изображения циркона приведены на рис. 2. В цирконе наблюдаются: а) субидоморфные полупрозрачные унаследованные ядра коричневого цвета, в различной степени деформированные и корродированные, иногда с реликтами осцилляционной зональности, б) зональные прозрачные коричневато-розовые (“внутренние”) каймы, в ряде случаев вокруг ядер, в) призматические коричневые полупрозрачные или непрозрачные “внешние” каймы и г) желто-розовые замутненные оболочки. Локальное U-Pb датирование по зонам циркона (SHRIMP-II, Крылов и др., 2012) позволяет выделить несколько этапов кристаллизации циркона: (1) древнее 3 млрд лет (детритовые ядра), (2) 2.6–2.7 млрд лет (внешние каймы) и (3) ~1.9 млрд лет (оболочки циркона). Дополнительно выполненные U-Pb изотопные анализы внутренних кайм циркона дают оценки возраста около 2.8 млрд лет (табл. 1).

Величины изотопного сдвига  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконе измерялись на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук) по ранее опубликованной методике (Gao et al., 2014). Диаметр пучка  $\text{Cs}^+$  составлял 15–20 мкм, внутренняя воспроизводимость определения значений  $\delta^{18}\text{O}$  0.21‰ (2 $\sigma$ ). Каждый анализ включал 16 циклов измерений. Фактор приборного фракционирования масс определялся с помощью измерения стандарта циркона Temoga-2 (20 анализов) и контролировался независимым измерением стандарта 91500 (7 анализов), имплантированными в тот же препарат. Для согласования с возрастом циркона, анализы выполнялись вблизи от кратеров анализа изотопных отношений U-Pb (Крылов и др., 2012).

Выделение генераций циркона проводилось по морфологическим признакам с учетом U-Pb возраста и величин Th/U отношения. Эти же признаки, а также осцилляционная зональность (Hoskin, 2003) использовались для разделения магматогенного и метаморфического циркона (Rubatto, 2002; Kirkland et al., 2014). Изотопные отношения кислорода для генетической дискриминации магматогенного и метаморфогенного циркона не использовались, поскольку выявленный разброс значений  $\delta^{18}\text{O}$  может определяться и магматическим, и метаморфическим процессом (Valley et al., 1994; Valley, 2003; и др.).



**Рис. 2.** Катодолюминесцентные изображения представительных зерен циркона. Показаны положение и номера точек анализа, значения  $\delta^{18}\text{O}$ , ‰. Ядра древнее 3 млрд лет: ан. 5, 19, 25, 27, 32, 40, (3). Оболочки: 6, 23, 30, 31, (2, 20). Каймы: 1, 4, 24, 26, 28, 29, 39, 41. В скобках указаны номера анализов, для которых возможно нарушение изотопных систем (промежуточные значения  $\delta^{18}\text{O}$ ).

**Fig. 2.** Cathodoluminescence images of representative zircon grains. The crater locations, numbers of analyses and  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ are indicated. Cores older 3 Ga: 5, 19, 25, 27, 32, 40, (3). Mantles: 6, 23, 30, 31, (2, 20). Rims: 1, 4, 24, 26, 28, 29, 39, 41. Analyses with possible isotope system disturbances (intermediate values of  $\delta^{18}\text{O}$ ) are enclosed in brackets.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ: ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЦИРКОНА

Реликты осцилляционной зональности и включения вулканических стекол в древних унаследованных (детритовых) ядрах изученных кристаллов циркона указывают на их магматическое происхождение. По изотопным отношениям U-Pb эти ядра образовались 3.1–3.3 млрд лет назад, т.е. их возраст превышает возраст метаморфизма чупинской толщи (2880–2820 млн лет, Бибикова и др., 2004). Ядра характеризуются низкими содержаниями U (40–70 ppm) и Th (30–40 ppm) с отношением Th/U равным 0.5–0.7. Примитивный изотопный состав кислорода ядер ( $\delta^{18}\text{O}$   $5.67 \pm 0.53\text{‰}$ ) свидетельствует об их кристаллизации из мантийных расплавов (Valley, 2003). Приблизительно для половины проанализированных точек наблюдаются вариации значений

**Таблица 1.** Изотопный состав циркона из гнейсов чупинской толщи (пр. Kf10)  
**Table 1.** Isotope composition of zircons from gneiss of the Chupa sequence

$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VSMOW)	Возраст (млн лет)		$D$ (%)	U (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
Ядра > 3.0 млрд лет					
$+5.67 \pm 0.53$ ( $n = 10$ )	$3073 \pm 56$	$3184 \pm 40^*$	+4	49	0.64
	$3281 \pm 50$	$3250 \pm 16^*$	–1	67	0.55
Измененные ядра					
$+3.71 \dots -6.69$ ( $n = 8$ )	–	–	–	–	–
Внутренние каймы					
$+7.48 \pm 0.26$ ( $n = 4$ )	$2771 \pm 31$	$2779 \pm 21$	+0	278	0.27
	$2786 \pm 33$	$2802 \pm 14$	+1	166	0.96
Внешние каймы					
$+5.70 \pm 0.44$ ( $n = 11$ )	$2565 \pm 25$	$2624 \pm 7^*$	+3	949	0.06
	$2681 \pm 26$	$2656 \pm 27^*$	–1	1127	0.01
Измененные каймы					
$-2.00 \dots +4.99$ ( $n = 9$ )	$2383 \pm 37$	$2645 \pm 27$	+12	70	1.00
Оболочки					
$-22.04 \pm 0.41$ ( $n = 23$ )	$1816 \pm 21$	$1887 \pm 16^*$	+4	319	0.01
	$1975 \pm 35$	$2011 \pm 70$	+2	53	0.33
Оболочки с повышенными значениями отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$					
$-20.39 \dots +2.82$ ( $n = 9$ )	–	–	–	–	–

Примечание.  $D$  – дискордантность,  $n$  – количество проанализированных точек.

\* – по данным: Крылов и др., 2012.

$\delta^{18}\text{O}$ , приводящие к появлению отрицательных величин изотопного сдвига, что может быть связано с нарушением изотопных систем кислорода при посткристаллизационных процессах и взаимодействии между ядрами и внешними зонами кристаллов циркона.

Генерация циркона, соответствующая внутренним каймам, образовалась около 2.8 млрд лет назад. Вариации содержаний U и Th и осцилляционная зональность (рис. 2) свидетельствуют о магматической кристаллизации этих кайм; величина  $\delta^{18}\text{O}$  равная  $7.48 \pm 0.26\text{‰}$  соответствует кристаллизации циркона из расплавов с более высоким содержанием коровой компоненты.

Циркон, слагающий внешние каймы, имеет возраст около 2.6 млрд лет, повышенное содержание U и низкую величину отношения Th/U (0.01–0.06). Измеренные изотопные отношения кислорода во внешних каймах близки к составу древних ядер ( $5.70 \pm 0.44\text{‰}$ ). В то же время, пониженные значения отношения Th/U свидетельствуют в пользу метаморфического происхождения этих кайм (Yakovchuk et al., 2018). Предполагается, что, как и у ядер, изотопный состав кислорода в каймах отражает изменения, имевшие место после кристаллизации циркона; с подобными изменениями обычно сопряжено повышение дискордантности U-Pb возрастов.

Поздняя генерация циркона (оболочки) образовалась 1.9–1.8 млрд лет назад во время свекофеннского метаморфизма. Отношение Th/U для этой генерации варьирует от 0.01 до 0.33. Изотопный сдвиг ( $\delta^{18}\text{O} = -22.04 \pm 0.41\text{‰}$  для большинства оболочек) практически не отличается от состава оболочек циркона из корундсодержащих пород

Хитострова (Bindeman et al., 2010, 2014). Повышенные значения изотопного сдвига в некоторых оболочках ( $-4.0 \pm 5.0\text{‰}$ ,  $n = 6$ ) свидетельствуют, вероятно, об изменении  $\delta^{18}\text{O}$  за счет изотопного обмена с внутренними зонами циркона.

Величина фракционирования изотопов кислорода между расплавом и цирконом ( $\Delta_{\text{liq-zrn}}$ ) при кристаллизации из мантийных магм основного-ультраосновного состава ( $\text{SiO}_2$  45–50 мас. %) оценивается величиной 0.3–0.6‰ (в зависимости от кислотности магм, Lackey et al., 2008). Для более кислых магм ( $\text{SiO}_2$  57–65 мас. %)  $\Delta_{\text{liq-zrn}}$  возрастает до 1.0–1.5‰. Таким образом, древние ядра циркона ( $\delta^{18}\text{O}$  5.7‰) могли образоваться из расплавов с величиной  $\delta^{18}\text{O}$  около 6‰, а внутренние каймы ( $\delta^{18}\text{O}$  7.5‰) – из более кислых магм с повышенными значениями изотопного сдвига (до 8.5–9.0‰).

## ВЫВОДЫ

В цирконе из гнейсов чупинской толщи выделяются генерации циркона древнее 2.8 млрд лет, которые образовались в результате магматической кристаллизации из ювенильных мантийных магм (древнее 3 млрд лет) и коровых расплавов (2.8–2.9 млрд лет). Генерация циркона с возрастом около 2.8 млрд лет, как и более древние ядра, вероятно, имеет магматическое происхождение. Более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные для этой генерации, свидетельствуют о ее кристаллизации из коровых расплавов (связанных с процессами кислого вулканизма в преддуговых бассейнах при образовании чупинского парагнейсового пояса) или мантийных расплавов, контаминированных коровым материалом. Возможным сценарием кристаллизации циркона данной генерации служит его кристаллизация в ходе мигматизации протолита чупинской толщи в условиях гранулитового метаморфизма (Бибикова, 1989). Более молодые генерации циркона метаморфического генезиса (2.6–2.7 и 1.8–1.9 млрд лет) по возрасту и изотопному составу кислорода существенно не отличаются от циркона из корундсодержащих ассоциаций Хитострова. Однако в корундсодержащих породах, в отличие от вмещающих гнейсов, понижение величины отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  наблюдается не только в каймах и оболочках циркона свекофеннского возраста, но и в сосуществующих минералах (Крылов и др., 2011). Понижение значений  $\delta^{18}\text{O}$ , зафиксированное в цирконе свекофеннского возраста на значительном удалении от Хитострова (Bindeman et al., 2014; Скублов и др., 2017), предположительно свидетельствует о инфильтрации флюида на регрессивной стадии метаморфизма, приводящей к значительному понижению значений  $\delta^{18}\text{O}$  в каймах циркона; в то же время воздействие этого флюида практически не затрагивает ранее образовавшиеся минеральные фазы. Следует отметить, что внутренние каймы циркона из корундсодержащих пород по химизму отличаются от внутренних зон циркона из пород чупинской толщи (Крылов и др., 2012; Скублов и др., 2017); это свидетельствует либо об аллохтонной природе первых, либо о гетерогенности чупинской толщи.

Экстремальные различия изотопных отношений кислорода в ядрах и оболочках проанализированного циркона (до 28‰) подтверждают устойчивость изотопной системы кислорода в цирконе после кристаллизации (Pech et al., 2003). В некоторых случаях, тем не менее, происходит уменьшение изотопного сдвига  $\delta^{18}\text{O}$  в ядрах (до отрицательных значений) и увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в поздних оболочках и каймах, что может свидетельствовать о перераспределении изотопов кислорода внутри кристаллов циркона при его поздней перекристаллизации.

Авторы признательны А.А. Ярмаку за помощь в отборе материала. Измерения изотопного состава кислорода в цирконе проводились при поддержке национальной программы Key R&D КНР грант No. 2016YFE0203000, National Natural Science Foundation

КНР грант No. 41673018. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 19-05-00175 и 18-55-53022) и НИР ИГГД РАН (FMNU-2019-0002).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, **1989**. 179 с.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрондзод NORDSIM) // Петрология. **2004**. Т. 12. № 3. С. 227–244.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. **1999**. Т. 7. № 2. С. 115–140.
- Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., Другова Г.М., Лобач-Жученко С.Б.* Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. **1993**. № 10. С. 1393–1411.
- Крылов Д.П.* Анализ распределения изотопов кислорода в полиметаморфических комплексах // Геохимия. **1982**. № 11. С. 1581–1586.
- Крылов Д.П.* Аномальные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в корундсодержащих породах Хитоострова // Докл. РАН. **2008**. Т. 419. № 4. С. 533–536.
- Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В.* Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Докл. РАН. **2012**. Т. 443. № 3. С. 352–357.
- Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В.* Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. **2011**. Т. 19. № 1. С. 80–88.
- Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., Львов А.В.* Новые данные о составе, структуре и геотектонике Чупинской пластины Беломорского пояса // Докл. РАН. **1999**. Т. 366. № 3. С. 379–382.
- Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х., Глебовицкий В.А., Мельник А.Е.* Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. **2017**. № 1. С. 3–16.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. **1997**. Т. 5. № 5. С. 503–522.
- Травин В.В.* Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. **2015**. № 5. С. 78–93.

### Oxygen Isotope Composition of Heterochronous Zircons from Gneiss of the Chupa Sequence (Khitostrov, Upper Pulonga Lake), Belomorian Province

D. P. Krylov<sup>a, \*</sup>, S. G. Skublov<sup>a, b, \*\*</sup>, Xian-Hua Li<sup>c, \*\*\*</sup>,  
Qiu-Li Li<sup>c, \*\*\*\*</sup>, and E. V. Levashova<sup>a, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

<sup>b</sup>Saint-Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

<sup>c</sup>State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

\*e-mail: dkrylov@dk1899.spb.edu

\*\*e-mail: skublov@yandex.ru

\*\*\*e-mail: lixh@gig.ac.cn

\*\*\*\*e-mail: liqiuli@mail.iggcas.ac.cn

\*\*\*\*\*e-mail: levashova.kateryna@yandex.ru

Isotope composition of oxygen has been analyzed in heterochronous zircon populations from the Chupa gneiss at the Pulonga Lake area with the purpose to reveal the possible influence of fluids which caused the extreme  $^{18}\text{O}$  depletion in the enclosed high-aluminous silica-undersaturated (corundum-bearing) rocks. Previous studies of Chupa gneiss did not indicate an  $^{18}\text{O}$  decrease in these rocks, and any  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  shifts in accessory minerals. There are distinguished among zircon populations the ancient detrital cores (the estimated U-Pb

age exceeding 3 Ga), internal rims (ca. 2.8 Ga) of magmatic origin, metamorphic outer rims (ca. 2.6 Ga) and envelopes (1.8–1.9 Ga). The isotope ratios of oxygen in cores, internal and outer rims of zircon ( $\delta^{18}\text{O}$   $5.67 \pm 0.53$ ,  $7.48 \pm 0.26$  and  $5.70 \pm 0.44\%$ , respectively) are determined by the magmatic and/or metamorphic crystallization from the  $^{18}\text{O}$ -undepleted melts or by the interaction between zircon and  $^{18}\text{O}$ -undepleted fluids. Low  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $-22.04 \pm 0.41\%$ ), near identical to those in corundum-bearing rocks, are typical only for the latest zircon envelopes. Thus, there may be suggested an infiltration of fluids, responsible for the  $\delta^{18}\text{O}$  decrease in corundum-bearing rocks, inside the host gneiss during the regressive alteration.

## REFERENCES

- Bibikova E.V.* U-Pb geochronology of the early evolution of ancient shields. Moscow: Nauka, 1989. 179 p. (in Russian).
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skiöld T.* Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology*. **2004**. Vol. 12. N 3. P. 195–210.
- Bibikova E.V., Sheld T., Bogdanova S.V., Drugova G.M., Lobach-Zhuchenko S.B.* Belomoride geochronology: Interpretation of a multistage history. *Geochem. Int.* **1994**. Vol. 31. N 5. P. 15–34 (in Russian).
- Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Sheld T., Stepanov V.S., Borisova E. Yu.* Early magmatism of the Belomorian mobile belt (Baltic Shield): lateral zonation and isotopic age. *Petrology*. **1999**. Vol. 7. N 2. P. 123–146 (in Russian).
- Bindeman I.N., Schmitt A.K., Evans D.A.D.* Limits of hydrosphere-lithosphere interaction: Origin of the lowest known  $\delta^{18}\text{O}$  silicate rock on Earth in the Paleoproterozoic Karelian rift. *Geology*. **2010**. Vol. 38. P. 631–634.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K., J.A. Vazquez J.A., Guan Y., Azimov P.Ya.* Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in  $^{18}\text{O}$  Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. *Geosphere*. **2014**. Vol. 10. P. 308–339.
- Gao Y.-Y., Li X.-H., Griffin W.L., O’Reilly S.Y., Wang Y.-F.* Screening criteria for reliable U–Pb geochronology and oxygen isotope analysis in uranium-rich zircons: a case study from the Suzhou A-type granites, SE China. *Lithos*. **2014**. Vol. 192–195. P. 180–191.
- Herwartz D., Pack A., Krylov D., Xiao Y., Muehlenbachs K., Sengupta S., Di Rocco T.* Revealing the climate of snowball Earth from  $\Delta^{17}\text{O}$  systematics of hydrothermal rocks. *PNAS*. **2015**. Vol. 112. P. 5337–5341.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53(1). P. 27–62.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*. **2014**. Vol. 212–215. P. 397–414.
- Krylov D.P., Glebovitskii V.A., Skublov S.G., Tolmacheva E.V.* Rare-earth and rare elements in zircons of different ages from corundum-bearing rocks of Khitoostrov (Northern Karelia). *Dokl. Earth Sci.* **2012**. Vol. 443. N 1. P. 406–411.
- Krylov D.P., Sal’nikova E.B., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Anisimova I.V.* Age and origin of the corundum-bearing rocks of Khitoostrov Island, Northern Karelia. *Petrology*. **2011**. Vol. 19. N 1. P. 79–86.
- Krylov D.P.* Analysis of oxygen isotopic distribution in polymetamorphic terrains. *Geochemistry*. **1982**. N 11. P. 1581–1586 (in Russian).
- Krylov D.P.*  $^{18}\text{O}$  depletion in corundum bearing rocks from North Karelija (the Baltic Shield). In: *Water-Rock Interaction XII*. Eds. Bullen T.D., Wang, Y. London: Taylor & Francis Group, **2007**. P. 87–89.
- Krylov D.P.* Anomalous  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in the corundum-bearing rocks of Khitoostrov, Northern Karelia. *Dokl. Earth Sci.* **2008**. Vol. 419A. N 4. P. 453–456.
- Lackey J.S., Valley J.W., James H., Chen J.H., Stockli D.F.* Dynamic magma systems, crustal recycling, and alteration in the central Sierra Nevada batholith: The oxygen isotope record. *J. Petrol.* **2008**. Vol. 49. P. 1397–1426.
- Miller Yu.V., Glebovitsky V.A., Myskova T.A., L’vov A.V.* New data on the composition, structural position and geotectonic significance of the Chupa Nappe of the Belomorian Mobile Belt. *Dokl. Earth Sci.* **1999**. Vol. 366. N 3. P. 379–382 (in Russian).
- Peck W.H., Valley J.W., Graham C.M.* Slow oxygen diffusion rates in igneous zircons from metamorphic rocks. *Amer. Miner.* **2003**. Vol. 88. No. 7. P. 1003–1014.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **2002**. Vol. 184. N 2. P. 123–138.
- Sharkov E.V., Smolkin V.F., Krassivskay I.S.* Early Proterozoic magmatic province of siliceous high-Mg boninite-like series in the eastern Baltic Shield. *Petrology*. **1997**. Vol. 5. N 5. P. 448–465.

*Skublov S.G., Azimov P.Ya., Li X.H., Glebovitskii V.A., Melnik A.E.* Polymetamorphism of the Chupa Sequence of the Belomorian mobile belt (Fennoscandia): Evidence from the isotope-geochemical (U-Pb, REE, O) study of zircon. *Geochem. Int.* **2017**. Vol. 55. N 1. P. 47–59.

*Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.* **2010**. Vol. 183. P. 602–616.

*Travin V.V.* The structural position and age of eclogite rocks in the area of the Gridino village in the Belomorian Mobile Belt. *Geotectonics.* **2015**. Vol. 49. N 5. P. 425–438.

*Valley J.W.* Oxygen isotopes in zircon. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53. P. 343–385.

*Yakomchuk C., Kirkland C.L., Clark C.* Th/U ratios in metamorphic zircon. *J. Metamorph. Geol.* **2018**. Vol. 36. P. 715–737.

*Valley J.W., Chiarenzelli J.R., McLelland J.M.* Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1994**. Vol. 126. P. 187–206.