

УДК 552.11:548.4

U–Pb-ДАТИРОВАНИЕ, СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА И ГАФНИЯ В ЦИРКОНЕ ПОРОД ВНУТРЕННИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: СВИДЕТЕЛЬСТВО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МОЛОДОЙ И ДРЕВНЕЙ КОР В ЗОНЕ СПРЕДИНГА ДНА ОКЕАНА

Академик РАН Н. С. Бортников¹, С. А. Силантьев^{2,*}, иностранный член РАН Ф. Беа³, П. Монтеро³, Т. Ф. Зингер⁴, С. Г. Сколотнев⁵, Е. В. Шарков¹

Поступило 01.10.2019 г.

С помощью SHRIMP- и MC–LA–ICP–MS-методов анализа изучены соответственно изотопный U–Pb-возраст, изотопный состав кислорода и гафния циркона из пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта. U–Pb-изотопное датирование выявило четыре группы циркона: 1) 0,6–1,7 млн лет, 2) 6,7–11,2 млн лет, 3) 12,9–17,6 млн лет, 4) древнее 200 до 2044 млн лет. Величина $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от 4,74 до 7,2‰ и различается в разновозрастных зёрнах циркона. Соотношение изотопов гафния в цирконе с возрастом 0,6–17,6 млн лет соответствует или близко к таковому в MORB Центральной Атлантики. Изотопный состав гафния и кислорода в цирконе древнее 280 млн лет соответствует сиалической континентальной коре. Высказана гипотеза вовлечения древней “доатлантической” сиалической (≥ 280 млн лет) и “старой атлантической” (7–17 млн лет) кор в образование современной “юной” океанической коры при рифтогенезе при становлении медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта.

Ключевые слова: циркон, U–Pb-возраст, изотопы кислорода, изотопы гафния, внутренний океанический комплекс, Срединно-Атлантический хребет.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524895483-489>

Одна из основополагающих посылок канонической модели спрединга — закономерное увеличение возраста океанической коры по мере удаления от осевой зоны срединно-океанического хребта, соответствующее картине распределения линейных магнитных аномалий. Из неё следует вывод о современном возрасте продуктов магматизма рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ). Однако появились сведения, что изотопный U–Pb-возраст циркона из пород, слагающих перидотит-габбро-трондьемитовую ассоциацию внутренних океанических комплексов (ВОК) САХ, предполагает присутствие в кристаллическом фундаменте осевой зоны хребта экзотического древнего циркона, что

противоречит канонической модели спрединга. Изотопное U–Pb-датирование циркона из плутонических пород САХ дало значения возраста: 330 ± 17 и 1623 ± 12 млн лет [1]; $299 \pm 0,1$ и 3117 ± 27 млн лет [2]; 50 и 3200 млн лет [3]. В большинстве случаев наряду с древним цирконом в одних и тех же образцах габбро и трондьемитов обнаружен молодой циркон, возраст которого не превышает 2 млн лет. Таким образом, возникает вопрос: как древний циркон оказался в магматических породах осевой зоны хребта, где образуется молодая океаническая кора? В поисках ответа на этот вопрос мы изучили изотопный U–Pb-возраст, соотношение изотопов гафния и кислорода циркона из габброидов и трондьемитов, отобранных в шести районах, расположенных вдоль простирания осевой зоны САХ на протяжении около 3700 км между экватором и разломной зоной Хэйс, $33^\circ 35'$ с.ш. (рис. 1).

Большая часть образцов была собрана в районах пересечения САХ с крупными трансформными разломами. Специфическая черта этих районов — присутствие здесь внутренних угловых поднятий, сложенных ассоциацией плутонических пород, типичной для ВОК, приуроченных к медленно-спрединговому океаническим хребтам. Внутренние океани-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва

³ Department of Mineralogy and Petrology, University of Granada, Spain

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург

⁵ Геологический институт Российской Академии наук, Москва

*E-mail: silantjev@geokhi.ru

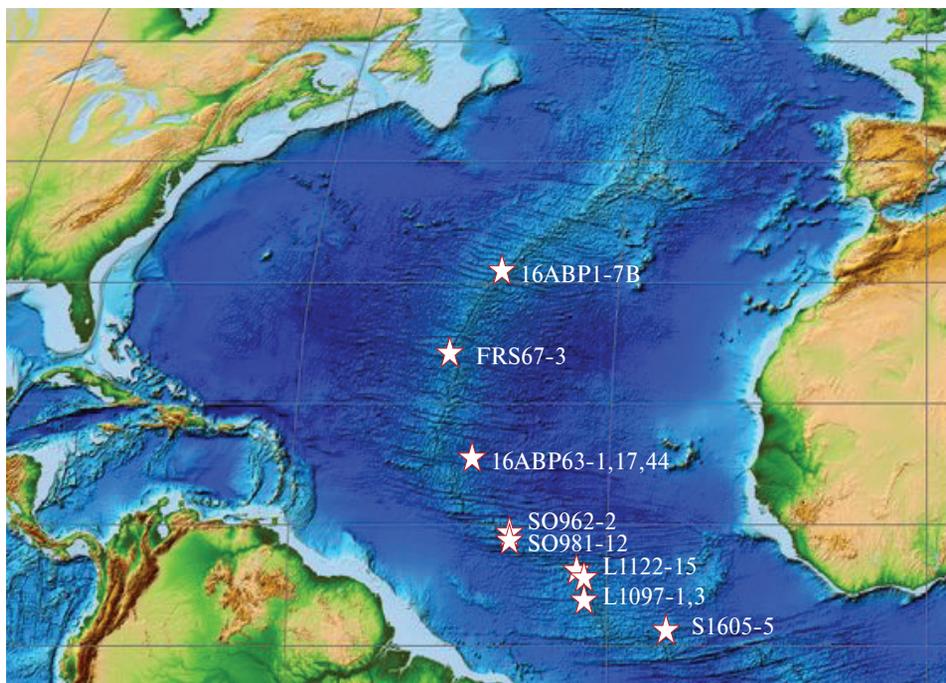


Рис. 1. Схема расположения изученных образцов циркона вдоль Срединно-Атлантического хребта.

ческие комплексы являются глубинными блоками океанической коры, сложенными ниже-коровыми и мантийными породами, которые подняты вдоль пологих разломных зон на поверхность морского дна. Внутренние океанические комплексы — ключ в реконструкции последовательности магматических, метаморфических и гидротермальных событий, связанных с аккрецией океанической коры в медленно-спрединговых СОХ. Таким образом, в породах, выбранных для U–Pb-датирования выделенного из них циркона, записаны главные этапы эволюции океанической литосферы: от частичного плавления в малоглубинной мантии до гидротермального преобразования в коровых условиях. Среди изученных пород — типичные офитовые габбро (обр. 16ABP1-7B, 33°35′ с.ш.; FRS67-3, 25°50′ с.ш.), лейкократовые габбро (L1097-1 и L1097/3, 5°58′ с.ш.), в различной степени перекристаллизованные (гнейсовидные) габбро (обр. 16ABP63-1, 17, 44, 15°16′ с.ш.; S0981/12, 8°11′ с.ш.), троктолиты (L1122/15, 5°54′ с.ш.) и перидотиты (S969/2, 8°12′ с.ш.; S1605-5, 0°47′ с.ш.). Подготовку проб (дробление, просеивание и истирание) осуществляли на ранее неиспользованном оборудовании, чтобы исключить загрязнение их чужеродным материалом. U–Th–Pb-возраст и изотопный состав кислорода изучили с помощью SHRIMP, а гафния — с помощью MC–LA–ICP–MS на кафедре минералогии и петрологии Университета Гранады, Испания [4]. Было проанализировано 350 индивидуальных зёрен циркона.

Таблица 1 показывает, что U–Pb-датирование циркона из пород ВОК в изученных районах САХ дало значения, изменяющиеся от 0,6 до 2044 млн лет. Выделяется четыре возрастных периода:

- 1) 0,6–1,7 млн лет (обр. FRS67-3, L1097-1);
- 2) 6,7–11,2 млн лет (обр. SO969-2, SO981-12);
- 3) 12,9–17,6 млн лет (обр. 16ABP63-1,17,44; SO1065-5; FRS67-3);
- 4) древнее 200 млн лет (обр. 16ABP1-17B, L1097-1, L1122-15).

Очевидно, что только циркон из 1-й группы представлен автокристами (autocrysts) [5], т.е. кристаллами, образование которых связано с кристаллизацией пород ВОК.

Зёрна циркона 2-й и 3-й групп являются антекристами (antecrysts), т.е. кристаллами циркона, кристаллизация которых произошла из магм ранних фаз и захваченных при внедрении поздних магм, или ксенокристами (xenocrysts), т.е. зёрнами, захваченными из окружающих более древних пород [5]. Циркон из 4-й группы не относится к комплексам магматических пород, образовавшихся при открытии современного бассейна Центральной Атлантики, которое началось около 190–170 млн лет тому назад [6], и это унаследованные (inherited) кристаллы — их возраст значительно древнее большинства изученных зёрен. Кристаллизация зёрен циркона, U–Pb-датирование которых дало 287,2–395,2 млн лет, может быть связана с ранними эта-

Таблица 1. U–Pb-возраст и изотопный состав Hf и O циркона из пород внутренних океанических комплексов САХ

Образец	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	U–Pb-возраст, млн лет	$\delta^{18}\text{O}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$
16ABP63-1	0,000668	0,000031	0,283297	0,000035	15	4,9	18,44
16ABP63-1	0,001425	0,000057	0,283309	0,000043	15	4,97	18,86
16ABP63-1	0,000924	$5,0 \cdot 10^{-6}$	0,283318	0,000041	15	5,43	19,18
16ABP63-1	0,000566	$7,0 \cdot 10^{-6}$	0,283296	0,000044	15	5,2	18,4
16ABP63-1	0,001087	0,00002	0,283384	0,000087	15	5,77	21,52
16ABP63-1	0,000901	0,000024	0,283345	0,000048	15	5,56	20,14
16ABP63-17	0,001419	0,000065	0,283318	0,000075	15	5,28	19,18
16ABP63-17	0,00198	0,00031	0,283107	0,000092	15	4,76	11,68
16ABP63-17	0,00568	0,00021	0,2832	0,00024	15	5,58	14,94
16ABP63-17	0,001547	0,00002	0,283351	0,000099	15	5,18	20,35
16ABP63-44	0,001845	0,000013	0,283353	0,000088	15	5,37	20,38
16ABP63-44	0,002142	0,000016	0,283346	0,000097	15	6,49	20,14
16ABP63-44	0,001352	$7,0 \cdot 10^{-6}$	0,283314	0,000047	15	4,86	19,04
16ABP1-17B	0,001407	0,000078	0,28268	0,00027	309	4,93	2,88
16ABP1-17B	0,00054	0,000011	0,282712	0,000048	288	5,12	3,72
FRS67-3	0,001436	0,000012	0,283198	0,000044	1,6	4,93	14,64
FRS67-3	0,001235	$5,0 \cdot 10^{-6}$	0,283313	0,000046	15,4	4,83	19,01
FRS67-3	0,000856	0,000046	0,28335	0,000096	15,4	6,98	20,32
FRS67-3	0,0015	0,000014	0,283224	0,000053	1,6	5,34	15,56
FRS67-3	0,001429	0,000062	0,283345	0,00004	15,4	5,8	20,15
L1097-1	0,001042	0,000065	0,283272	0,000099	1	6,22	17,24
L1097-1	0,001397	0,000052	0,283292	0,000085	1	5,58	17,95
L1097-1	0,002345	0,000032	0,283248	0,000044	1	4,88	16,4
L1097-1	0,00167	0,00011	0,283246	0,000047	1	5,05	16,32
L1097-1	0,001001	0,000022	0,281421	0,000036	2044	6,74	-3,41
L1097-1	0,001244	0,000044	0,283287	0,000044	1	4,96	17,77
L1097-3	0,001177	0,000056	0,28156	0,00016	2000	7,2	0,3
L1122-15	0,00171	0,00025	0,281498	0,000058	1980	6,3	-3,04
SO969-2	0,000101	$1,0 \cdot 10^{-6}$	0,283177	0,000044	7	7	14,02
SO981-12	0,003737	0,000013	0,28305	0,00023	10	4,87	9,56
SO981-12	0,004547	0,000051	0,28293	0,00029	1	6,39	5,15
SO981-12	0,00417	0,00027	0,28319	0,00022	1	5,9	14,34
SO981-12	0,002136	0,000036	0,283121	0,00007	10	5,65	12,1
SO981-12	0,004531	0,000019	0,28319	0,00016	10	5,78	14,51
SO981-12	0,00333	0,000048	0,28314	0,0001	10	4,74	12,74
SO981-12	0,004381	0,000024	0,28307	0,0001	10	5,06	10,27
SO1605-5	0,001177	0,000031	0,283306	0,000047	2,9	nd	18,49

пами образования раннеюрских базальтовых покровов, силлами и дайками крупной магматической провинции CAMP (Central Atlantic Magmatic Province). Этот магматизм проявился на восточном континентальном обрамлении Атлантики от Иберийского п-ова до Гвинеи, а на западном — от Канады до Бразилии. Соотношение изотопов гафния в цирконе с возрастом 0,6–1,7; 6,7–11,2 и 12,9–17,6 млн лет соответствует или близкое к таковому в MORB Центральной Атлантики. Последние два интервала древнее, чем следовало ожидать для ми-

нерала из пород в зоне спрединга. Тем не менее мы полагаем, что образование циркона связано с магматическими процессами в зоне САХ. Циркон, возраст которого $11,9 \pm 0,2$ и $12,2 \pm 0,3$ млн лет, т.е. древнее “современного”, ранее был обнаружен в габброидах из ядра скважин, пробуренных в районе банки Атлантики на Юго-Западном Индийском хребте [7]. Предполагается, что этот циркон кристаллизовался в габброидном теле, захваченном в малоглубинной мантии под осевой частью хребта, и впоследствии был вовлечён в более молодые магматические со-

бытия. Мы допускаем, что циркон с возрастом 6,7–11,2 и 12,9–17,6 млн лет может быть вовлечён в продукты современного магматизма САХ таким же образом. Изотопный состав гафния циркона, U–Pb-датирование которого превысило 1000 млн лет (обр. L1097-1, L1097-3, L1122-15), предполагает его кристаллизацию при образовании древней сиалической коры.

Соотношение изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе изменяется от 4,74 до 7,2‰. Обнаружено, что эта величина различается в разновозрастных зёрнах этого минерала. Многие из зёрен с возрастом 0,6–17,6 млн лет образуют три группы с разными величинами $\delta^{18}\text{O}$. Первая группа включает циркон с величинами $\delta^{18}\text{O}$ от значений, типичных для деплетированной мантии (5,3‰), до значений, присущих MORB (5,5–5,6‰). Вторая группа объединяет зёрна циркона с самыми высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, изменяющимися от 6 до 7,2‰. Третья группа — это зёрна циркона, для которых величина $\delta^{18}\text{O} < 5\text{‰}$, уменьшающаяся до значения 4,64‰ (обр. 16ABP63-17). Изменчивость изотопного состава кислорода в одном образце может быть обусловлена следующими причинами:

1) гидротермальным преобразованием магматического протолита;

2) ассимиляцией магматическим расплавом породы с резко отличающимся изотопным составом кислорода;

3) частичным плавлением гидротермально изменённой породы с последующим смешением с ювенильным магматическим расплавом [8].

Рисунок 2 показывает, что родительский расплав MORB, из которого кристаллизовался циркон с величиной $\delta^{18}\text{O} < 5\text{‰}$, был, возможно, контаминирован субстратом океанической коры, преобразованным при взаимодействии с гидротермальным флюидом. В пользу этого свидетельствует то, что этот циркон был извлечён из образцов пород ВОК САХ, с которыми ассоциируются крупные современные гидротермальные поля или сульфидные постройки. Циркон с $\delta^{18}\text{O} \geq 6\text{‰}$ мог быть вовлечён в процесс образования пород ВОК вместе с продуктами частичного плавления габброидов (трондьемитов) при взаимодействии их с высокотемпературным водно-солевым флюидом — дериватом нагретой морской воды. В породах, в которых обнаружен циркон, образовавшийся таким путём, возможно нахождение унаследованного циркона с мантийными изотопными метками из исходных габброидов (рис. 2).

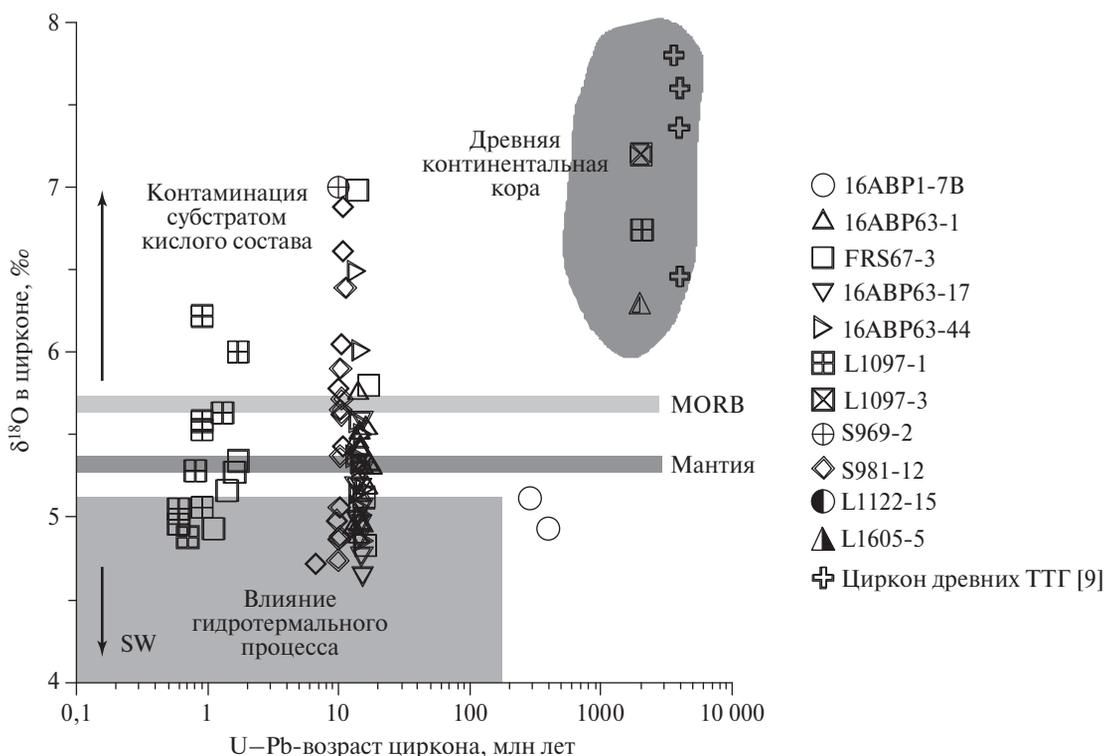


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и U–Pb-возраст циркона. Изотопный состав кислорода в деплетированной мантии, MORB и в цирконах САХ гидротермального происхождения показан по [8]. Изотопный состав кислорода в древнейших тоналитовых ортоogneйсах комплекса Акаста (незалитые крестики) показан по [9].

Величина $\delta^{18}\text{O}$ древнего циркона с U–Pb-возрастом свыше 1000 млн лет оказалась большей, чем 6‰, а для зерна циркона с возрастом 2011,6 млн лет составила 7,2‰ (табл. 1, рис. 2). Причиной, обусловившей появление в породах ВОК САХ древнего циркона с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и низким соотношением изотопов гафния, могла быть ассимиляция магматическим расплавом субстрата с резко отличающимся изотопным составом кислорода [8]. В этом случае возникает неизбежный вопрос о природе этого субстрата и древнего циркона в породах ВОК рифтовой долины САХ.

Изотопные метки гафния и кислорода в древнем цирконе САХ определённо указывают на кристаллизацию этого минерала при образовании сиалической континентальной коры. Современный бассейн Атлантического океана возник при расколе суперконтинента Пангея около 200 млн лет тому назад. Суперконтинент Пангея образовался за счёт амальгамации континентов и микроконтинентов, завершившейся в ранней Перми около 300 млн лет тому назад, что обусловило консолидацию континентальной коры Гондваны и Лавразии [10]. В строении континентальной коры Пангеи участвовали древние метаморфические и магматические породы, возраст которых соответствовал огромному интервалу времени от Хадея до Неопротерозоя (4000–2700 млн лет). Возраст и изотопный состав гафния и кислорода циркона из этих комплексов пород совпадают с U–Pb-датировками и изотопными характеристиками гафния и кислорода древнего циркона из пород ВОК САХ.

Геохимическая и реологическая неоднородность мантии под осевой зоной хребта и его сегментация хорошо обоснованы [11]. Считается, что в осевой зоне хребта реализуются два геодинамических сценария: 1) формирование нормальной базальтовой коры в “горячих” сегментах САХ и 2) формирование коры, сложенной преимущественно породами перидотит-габбровой ассоциации в “холодных” сегментах САХ с низким магматическим бюджетом. Фрагменты мантийного материала, не связанного с современным магматизмом рифтовой долины, возможно, принимают участие в строении литосферы “холодных” сегментов САХ. Изотопно-геохимические особенности абиссальных перидотитов позволили предположить, что в строении малоглубинной мантии под осевой зоной САХ к северу от экватора участвует материал субконтинентальной литосферной мантии [11, 12]. Вариации изотопного состава MORB вдоль простираения оси хребта связаны с изотопной неоднородностью мантийных

источников магматизма Центральной Атлантики, которая возникла до открытия современного Атлантического океана и унаследовала особенности литосферы Гондваны [12]. Это позволило предполагать существование фрагментов древней континентальной или океанической литосферы под осевой зоной САХ. Поэтому возможным донором древнего циркона могут служить тела габброидов, родительские расплавы которых захватывались в малоглубинной мантии в период раскрытия Атлантического океана. Альтернативное объяснение присутствия древнего циркона в породах ВОК САХ подразумевает его транспорт в составе древней океанической литосферы из зоны субдукции в область генерации мантийных расплавов под осевой зоной хребта. Привлечение этого механизма сталкивается с трудностями, так как сохранность изотопной U–Pb-системы циркона в условиях верхней мантии при температуре 1200–1300 °C вызывает сомнение [13].

Следовательно, остаётся нерешённым вопрос, каким образом реликты древней литосферы сохраняются под современным центром спрединга. Принято считать, что активные зоны спрединга маркируют восходящие ветви мантийной конвекции. Допуская присутствие блоков древней литосферы под осевой зоной САХ, необходимо также предполагать, что эти блоки периодически подвергались частичному плавлению, но не вовлекались в латеральное перемещение сублитосферной мантии от оси спрединга. Сравнительный анализ термальных характеристик и данных сейсмической томографии для мантии под срединно-океаническими хребтами [14] показал, что мантийная конвекция под медленно- и ультрамедленно-спрединговыми хребтами носит преимущественно хаотический характер. Геодинамическая модель [14] демонстрирует, что в кинематике верхней ветви конвектирующей мантии возможны резкие изменения, приводящие к образованию зон стагнации в “мантийном конвейере”. Вследствие этого океанические литосферные плиты становятся более жёсткими. Это приводит к образованию многочисленных короткоживущих очагов магматизма, которые обеспечивают деструкцию океанической литосферы. В результате этих процессов тепловой поток уменьшается и процесс частичного плавления в условиях низкоскоростного центра спрединга может прекратиться. Таким образом, термальное состояние мантии под низкоскоростным срединно-океаническим хребтом, каковым является САХ, может способствовать нарушению кинематического режима конвектирующей под ним мантии.

Большая часть изотопного U–Pb-датирования циркона из пород габбро-трондьемитовой ассоциации ВОК САХ попадает в интервал $\leq 1\text{--}2$ млн лет, соответствующий возрасту продуктов магматизма рифтовой долины, обнажающихся в её бортах. Изотопное U–Pb-датирование циркона в 7–15,6 млн лет и 309–288 млн лет может соответствовать возрасту силлов и даек габбро, которые образовались при захвате их родительских расплавов малоглубинной мантией при открытии бассейна Атлантики на протяжении всей его истории. Древнейшие изотопные U–Pb-датировки получены для циркона из пород, драгированных во впадине Маркова на $5^{\circ}58'$ с.ш. Эти датировки соответствуют возрасту коровых объектов суперконтинента Пангея. Присутствие древнего циркона в породах ВОК рифтовой долины можно интерпретировать, предположив близость возраста магматических пород, ассимилировавших вещество континентальной литосферы Пангеи, и времени начала раскрытия Атлантического океана (для Центральной Атлантики — около 200 млн лет). Циркон такого возраста ассоциируют с древним цирконом из габброидов во впадине Маркова [3].

Таким образом, если расплавы, образующиеся в сублитосферной мантии при раскрытии Центральной Атлантики, усваивали её вещество, древний циркон в виде ксенокристов попадал в плутонические породы САХ. При кристаллизации магматических расплавов в малоглубинной мантии древний циркон мог входить в состав жильных тел и даек габброидов с возрастом около 200 млн лет. Продукты повторного плавления этого мантийного субстрата могли содержать уже несколько разновозрастных генераций циркона. Именно этот феномен наблюдается в породах, слагающих ВОК осевой зоны САХ. Предложенный механизм взаимодействия габброидных тел разного возраста находит подтверждение в модели многократных интрузий габброидных силлов (“multiple sill”) габбро/трондьемитовой ассоциации САХ [15]. Согласно этой модели кора медленно-спрединговых хребтов в основании разломов срыва включает серию габброидных силлов, интрузирующих друг друга и внедрённых на различных уровнях глубинности океанической литосферы.

Нами предлагается следующая интерпретация результатов U–Pb-датирования и изучения соотношения изотопов гафния и кислорода циркона из пород ВОК осевой зоны САХ. Циркон, U–Pb-датировки которого соответствуют возрасту бассейна Атлантического океана (≤ 200 млн лет), присутствовал в древней океанической коре, захваченной

в виде даек и линз основного состава в малоглубинной мантии. При её повторном плавлении минерал вовлекался в более молодые магматические породы, образующиеся в рифтовой долине. Циркон, U–Pb-датировки которого древнее самого Атлантического океана, поступил в породы ВОК САХ в виде ксеногенного материала (“унаследованный циркон”) вместе с магмой родительской для молодых MORB, образовавшейся при плавлении даек и линз древней океанической коры, в свою очередь, ассимилировавшей циркон из древнего доатлантического субстрата суперконтинента Пангея.

Таким образом, впервые получены данные, позволяющие высказать гипотезу вовлечения древней “доатлантической” сиалической коры (≥ 280 млн лет) и “старой атлантической” (7–17 млн лет) в образование современной “юной” океанической коры при рифтогенезе при становлении медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта.

Источники финансирования. Исследования проведены при финансовой поддержке Программы президиума РАН “Мировой океан”, государственного задания 0137–2019–0012 (С.А. Силантьев) и грантов РФФИ № 18–55–7806 (С.Г. Сколотнев), CGL2013-40785-P и CGL2017-84469-P (Ф. Беа и П. Монтеро).

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N.* Palaeozoic and Proterozoic Zircons from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1998. V. 393. P. 676–679.
2. *Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А.* Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, $5^{\circ}30,6'\text{--}5^{\circ}32,4'$ с.ш. (результаты SHRIMP-II U–Pb-датирования): значение для понимания глубинной динамики современных океанов // *ДАН*. 2008. Т. 421. № 2. С. 240–248.
3. *Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.* Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия // *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 24–59.
4. *Bea F., Montero P.* Diffusion-Induced Disturbances of the U–Pb Isotope System in Premagmatic Zircon and Their Influence on SIMS Dating: A Numerical Study // *Chemical Geology*. 2013. V. 340. P. 3501–3517.
5. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon Growth and Recycling During the

- Assembly of Large, Composite Arc Plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
6. *Labails C., Olivet J.-L., Aslanian D., Roest W.R.* An Alternative Early Opening Scenario for the Central Atlantic Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 297. № 3/4. P. 355–368.
 7. *Schwartz J.J., John B.E., Cheadle M.J., Miranda E.A., Grimes C.B., Wooden J.L., Dick H.J.* // Dating the Growth of Oceanic Crust at a Slow-Spreading Ridge // *Science.* 2005. V. 310. № 5748. P. 654–657.
 8. *Bindeman I.* Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis // *Revs in Miner. Geochem.* 2008. V. 69. P. 445–478.
 9. *Rumble D., Bowring S., Iizuka T., Komiya T., Lepland A., Rosing M.T., Ueno Y.* The Oxygen Isotope Composition of Earth's Oldest Rocks and Evidence of a Terrestrial Magma Ocean // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2013. V. 4. № 6. DOI: 10.1002/ggge20128.
 10. *Stampfli G.M., Hochard C., Verard C., Wilhem C., von Raumer J.* The Formation of Pangea // *Tectonophysics.* 2013. V. 593. P. 1–19.
 11. *Силантьев С.А.* Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // *Петрология.* 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.
 12. *Dosso L., Bougault H., Langmuir C., et al.* The Age and Distribution of Mantle Heterogeneity along the Mid–Atlantic Ridge (31°–41°N) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 179. P. 269–286.
 13. *Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.* Современные проблемы геохимических и U–Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // *Геохимия.* 2015. № 9. С. 771–800.
 14. *Husson L., Yamato F., Bézard A.* Ultraslow, Slow, or Fast Spreading Ridges: Arm Wrestling Between Mantle Convection and Far-Field Tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 429. P. 205–215.
 15. *Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L.* Protracted Construction of Gabbroic Crust at a Slow Spreading Ridge: Constraints from ²⁰⁶Pb/²³⁸U Zircon Ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30° N, MAR) // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2008. V. 9. № 8. Q08012. DOI: 10.1029/2008GC002063.

U–Pb DATING, OXYGEN AND HAFNIUM ISOTOPIC RATIOS OF ZIRCON FROM ROCKS OF OCEANIC CORE COMPLEXES AT MID-ATLANTIC RIDGE: EVIDENCE FOR AN INTERACTION OF YOUNG AND ANCIENT CRUSTS AT SPREADING OF THE OCEAN FLOOR

Academician of the RAS N. S. Bortnikov¹, S. A. Silantiev², Foreign Member of the RAS F. Bea³, P. Montero³, T. F. Zinger⁴, S. G. Skolotnev⁵, E. V. Sharkov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

³*Department of Mineralogy and Petrology, University of Granada, Granada, Spain*

⁴*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation*

⁵*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

Received October 1, 2019

U–Pb age, oxygen and hafnium isotopic ratios in zircon from rocks of ocean core complexes at Mid-Atlantic Ridge have been studied using SHRIMP and MC–LA–ICP–MS techniques. U–Pb dating revealed four group of zircons: 1) 0,6–1,7 Ma, 2) 6,7–11,2 Ma, 3) 12,9–17,6 Ma, 4) ≥200 to 2044 Ma. The δ¹⁸O values range from 4,74 to 7,2‰ and are distinct for zircon grains of different ages. Hafnium isotopic ratio for zircon aged from 0,6 to 17,6 Ma corresponds or is close to that of MORB from Central Atlantic. The oxygen and hafnium isotopic compositions of zircon elder than 280 Ma correspond to those of the sialic continental crust. A hypothesis of involvement of the ancient “pre-Atlantic” sialic (≥280 млн лет) and “old Atlantic” (7–17 Ma) crusts in a generation of the contemporary (“young”) oceanic crust during formation of the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge has been proposed.

Keywords: zircon, U–Pb age, oxygen isotopes, hafnium isotopes, ocean core complexes, Mid-Atlantic Ridge.