

УДК 552.11:548.4

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ЦИРКОНЫ И ИХ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ (Hf, O) В ПОРОДАХ ОСЕВОЙ ЗОНЫ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОДНОКРАТНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ГЕТЕРОГЕННОЙ МАНТИИ И ЭПИЗОДИЧЕСКОЙ АККРЕЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СПРЕДИНГА

© 2022 г. Н. С. Бортников^a, С. А. Силантьев^{b, *}, Ф. Беа^c, П. Монтеро^c,
Т. Ф. Зингер^d, С. Г. Сколотнев^e, Е. В. Шарков^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия

^cDepartment of Mineralogy and Petrology, University of Granada, Campus Fuentenueva, Granada, Spain

^dИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^eГеологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: silantyev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 20.05.2021 г.

После доработки 12.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Синтезированы все существующие данные о U-Pb возрасте и изотопном составе гафния и кислорода в цирконе из габброидов и перидотитов, слагающих внутренние океанические комплексы (ВОК) Срединно-Атлантического хребта (САХ), расположенные на протяжении 2000 миль его гребневой зоны. Целью проведенного исследования являлась попытка реконструировать картину эволюции во времени магматизма САХ и определить геохимическую и геодинамическую природу резервуаров, принимавших участие в образовании циркона ВОК. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в магматизме рифтовой долины САХ на всем протяжении геологической истории существования бассейна Атлантического океана, возможно, принимали участие реликты древней континентальной литосферы, спорадически сохранившиеся под осевой зоной хребта и вовлекающиеся в процесс частичного плавления малоглубинной мантии. Показано, что, судя по характерным вариациям возраста циркона из плутонических пород, участвующих в строении океанического фундамента в зонах трансформных разломов на удалении от рифтовой долины, в этих районах, вероятно, имели место проявления молодого магматизма, не соответствующие возрасту установленных здесь магнитных аномалий. Очевидно, на всем протяжении геологической истории бассейна Атлантического океана в эволюции состава магматических расплавов в осевой зоне САХ, на заключительных этапах которой кристаллизовался циркон, участвовал водный (или водно-солевой) флюид. Полученные выводы, подтверждают фундаментальное значение взаимодействия гидротермальных и магматических систем в медленно-скоростных центрах спрединга.

Ключевые слова: цирконы, U-Pb возраст, изотопы кислорода, изотопы гафния, океаническая литосфера, Срединно-Атлантический хребет

DOI: 10.31857/S0869590322010046

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о поведении U-Pb и Lu-Hf изотопных систем и об изотопном составе кислорода в цирконе, выделенном из пород трондjemит-габбро-перидотитовой ассоциации Срединно-Атлантического хребта (САХ), несут важную информацию о наращивании молодой земной коры в зоне океанического спрединга, о времени протекания процессов петрогенезиса и природе главных агентов, участвующих в них. Образование океанической ко-

ры в срединно-океанических хребтах является важным положением в тектонике плит. Большая часть новой коры в медленно-спрединговых хребтах создается, когда при остывании магматического расплава в нижней коре кристаллизуются габброиды. Ранее предполагалось, что кора в медленно-спрединговых хребтах наращивается в результате многократно повторяющихся инъекций (интрузий) небольших порций магмы вдоль оси хребта из расплавов, поступающих из камер, залегающих в основании коры (Nisbet, Fowler, 1978)

или из вертикальных “кашеобразных зон” (mush zones) (Sinton, Detrick, 1992). В последние десятилетия в зонах медленных и ультрамедленных хребтов выявлены признаки симметричной и асимметричной аккреции (Escartin et al., 2008; Smith et al., 2006). В последнем случае движение плит, сопровождается образованием разломов срыва типа детачмент (detachment fault). Корни этих разломов располагаются в нижней коре или в малоглубинной мантии под осью хребта. На поверхности морского дна эти разломы проявляются в виде куполообразных выходов блоков нижней коры и верхней мантии (внутренних океанических комплексов – ВОК), расположенных в их лежащих боках. Многочисленные ВОК были обнаружены вдоль САХ. Срединно-Атлантический хребет является частью глобальной цепи срединно-океанических хребтов, простирающейся примерно на 50000–60000 км, где происходит наращивание океанической коры (White et al., 1992), а гидротермальная циркуляция обеспечивает круговорот энергии и массы между литосферой и океанами (German, Lin, 2004). Срединно-Атлантический хребет – это типичный медленно-спрединговый хребет с максимальной скоростью спрединга ≤ 36 мм/год (Husson et al., 2015).

Ассоциация трондьемитов, габброидов и перидотитов, характерная для внутренних океанических комплексов САХ, является ключевым объектом в реконструкции последовательности магматических, метаморфических и гидротермальных событий, сопровождающих аккрецию океанической коры в медленно-спрединговых СОХ (например, MacLeod et al., 2009). Характерные изотопные отношения изотопов свинца и гафния, наблюдаемые в цирконе из пород ВОК, позволяют оценить возраст формирования корового субстрата, время отделения родительского для него расплава от мантийного источника, а также относительный вклад в эволюцию магматической системы вещества континентальной литосферы (Hawkesworth, Kemp, 2006; Kemp et al., 2007). Опираясь на данные об изотопном составе кислорода в цирконе, можно судить о геохимической природе возможного кристаллического субстрата, в котором был образован этот минерал, а также о возможных признаках гидротермального преобразования, которому подвергались вмещающие его породы (Peck et al., 2001; Wilde et al., 2001; Bindeman, 2008). Индикаторные свойства упомянутых выше изотопных систем в цирконе предоставляют эффективный инструмент для реконструкции временных и вещественных ограничений, накладываемых на каноническую модель спрединга, подразумевающую закономерное увеличение возраста океанической литосферы в крест простирающейся осевой зоны срединно-океанического хребта.

Общепринято, что продукты магматизма рифтовой долины САХ имеют современный возраст и

связаны с магматическими расплавами, образованными при частичном плавлении двух главных в изотопно-геохимическом отношении мантийных резервуаров: деплетированного – DM и обогащенного – HIMU (например, Hofmann, 1997; Jackson, Dasgupta, 2008; Workman, Hart, 2005). Относительный вклад этих резервуаров в магматизм САХ неодинаков в различных сегментах хребта, что определяет его вещественную сегментацию. Обнаружение геохимической сегментации, проявленной в базальтах и мантийных перидотитах осевой зоны САХ (Schilling et al., 1983; Klein, Langmuir, 1987; Дмитриев, 1998; Dosso et al., 1999; Силантьев, 2003), предоставило возможность реконструкции мантийных резервуаров, в которых генерируются магматические расплавы, родительские для MORB. В северном полушарии на всем протяжении САХ обнаружено чередование сегментов с мощным базальтовым слоем и сегментов, в которых базальтовый слой редуцирован, а океаническая кора сложена преимущественно плутоническими породами. Эти породы, как было замечено выше, представлены трондьемит-габбро-перидотитовой ассоциацией, участвующей в строении ВОК. Важнейшая особенность ВОК заключается в тесных соотношениях между слагающими их породами: жильный комплекс габбро в перидотитах, жильный комплекс плагиогранитов в габбро и перидотитах. Почти треть из общего объема изученных в настоящее время образцов абиссальных перидотитов содержит жилы и линзы магматических пород (Warren et al., 2015). Сильно деплетированные мантийные рестины в областях развития некоторых ВОК резко преобладают среди пород фундамента, в то время как базальтовый слой здесь редуцирован или отсутствует вообще. Это несоответствие лучше всего объясняется захватом базальтового расплава в субстрате малоглубинной мантии, что подтверждается частым присутствием в мантийных перидотитах жильных и дайковых тел габбро.

Ранее, на основании изучения поведения Sm-Nd изотопной системы в мантийных перидотитах, слагающих ВОК Центральной Атлантики, было показано, что неоднократное плавление мантии под осевой зоной САХ является универсальной чертой магматизма низкоскоростных центров спрединга (Силантьев и др., 2000). Этот феномен противоречит геодинамической парадигме перманентного спрединга в осевой зоне СОХ и указывает на возможность пульсаций в проявлениях магматизма рифтовой долины САХ. Данные об изотопном составе мантийных перидотитов САХ, приведенные в цитируемой работе, позволили ее авторам прийти к заключению, что под осевой зоной САХ присутствуют фрагменты древней литосферы, чужеродные для вещества

малоглубинной мантии под рифтовой долиной хребта. Ранее к тому же выводу пришли Л. Доссо с коллегами, представившие в (Dosso et al., 1999) результаты анализа изотопно-геохимических особенностей базальтов САХ, которые продемонстрировали возможность существования в некоторых районах осевой зоны хребта вещественной гетерогенности мантийных источников магматизма, сформированной до открытия бассейна современной Атлантики и унаследованной от литосферы древнего суперконтинента Гондвана. В свою очередь, изотопный состав неодама в габброидах из ВОК, расположенных на восточном пересечении офсета разлома Вима с САХ, свидетельствует в пользу участия в формировании родительских для этих габброидов расплавов древнего субстрата основного состава (Костицын и др., 2018).

Полученные в последние десятилетия результаты изотопного датирования циркона, выделенного из перидотитов, габброидов, диоритов и трондьемитов ВОК в различных сегментах гребневой зоны САХ, позволяют предполагать существование здесь не только изотопно-геохимической неоднородности мантийного и корового субстратов, но и его возрастной гетерогенности. Приведенные в (Беляцкий и др., 1997; Pilot et al., 1998; Бортников и др., 2005, 2008, 2019; Сколотнев и др., 2010; Костицын и др., 2012, 2015, 2018; Веа et al., 2020) оценки возраста циркона, выделенного из пород ВОК, расположенных в осевой зоне САХ (или вблизи нее), продемонстрировали их существенную неоднородность (от 0.8 до 3000 млн лет). Таким образом, возникает необходимость объяснения феномена присутствия древнего циркона в продуктах магматизма рифтовой долины, где образуется молодая океаническая кора. Следует заметить, что в ряде работ, посвященных изотопному датированию циркона, выделенного из плутонических пород, расположенных вне осевой зоны низкоскоростных срединно-океанических хребтов, приводятся возрастные оценки циркона, не соответствующие возрасту магнитных аномалий, установленных в том же районе, где были добыты изученные образцы, и позволяющие судить о цикличности магматизма в рифтовой долине. Высокоточное U-Pb датирование циркона из габбро САХ показало длительное эпизодическое образование океанической коры, что связывалось с кристаллизацией габбро в мантии с последующим подъемом в более высокие горизонты океанической коры и возобновлением магматизма (Schwartz et al., 2005; Grimes et al., 2008). U-Pb датирование циркона из габброидов керна скв. 735В на банке Атлантик (Юго-Западный Индийский хребет – ЮЗИХ) установило следующие возрастные интервалы импульсов магматизма,

ответственных за аккрецию океанической коры в современной рифтовой долине ЮЗИХ: 12.18–11.99 млн лет, 11.97–11.93 млн лет, 11.94–11.90 млн лет и 0.27–0.29 млн лет (Baines et al., 2009; Rioux et al., 2016). Более молодой возраст пород океанического фундамента, чем возраст местных магнитных аномалий, интерпретируется как отражение одного или нескольких эпизодов магматической активности вне зоны спрединга (Baines et al., 2009). Синтез существующих данных о возрасте циркона, выделенного из пород внутренних океанических комплексов медленно-спрединговых хребтов, позволяет предполагать, что кристаллизация циркона в плутонических породах рифтовой долины протекает в интервале времени около 90000–235000 лет (Lissenberg et al., 2009).

В настоящей работе предпринята попытка представить непротиворечивую геодинамическую интерпретацию данных о поведении U-Pb и Lu-Hf изотопных систем и об изотопном составе кислорода в цирконе, выделенного из плутонических пород, слагающих внутренние океанические комплексы САХ, расположенные на протяжении 2000 миль его гребневой зоны (рис. 1). Районы опробования находятся преимущественно на так называемых внутренних угловых поднятиях, маркирующих точки пересечения рифтовой долины с трансформными разломами и сложенными трондьемит-габбро-перидотитовой ассоциацией пород. В сферу внимания авторов статьи были включены также цирконы, полученные из плутонических пород, слагающих борта трансформных разломов или поперечные хребты (transverse ridge), расположенные в них. Таким образом, вовлеченные в настоящее исследование объекты, будучи связанными со всеми важнейшими тектоническими элементами гребневой зоны САХ, позволяют провести тестирование ряда основополагающих постулатов канонической модели спрединга в низкоскоростных срединно-океанических хребтах.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы были отобраны в районах пересечения осевой зоны САХ с крупными трансформными разломами (рис. 1, табл. 1). Специфической чертой этих районов является присутствие здесь ассоциации плутонических пород ВОК, представленной перидотитами, габбро и трондьемитами. Как уже было отмечено выше, породы ВОК являются ключевым объектом в реконструкции последовательности магматических, метаморфических и гидротермальных событий, сопровождающих аккрецию океанической коры в медленно-спрединговых СОХ, поскольку в них записана информация об условиях петрогенезиса на глуби-

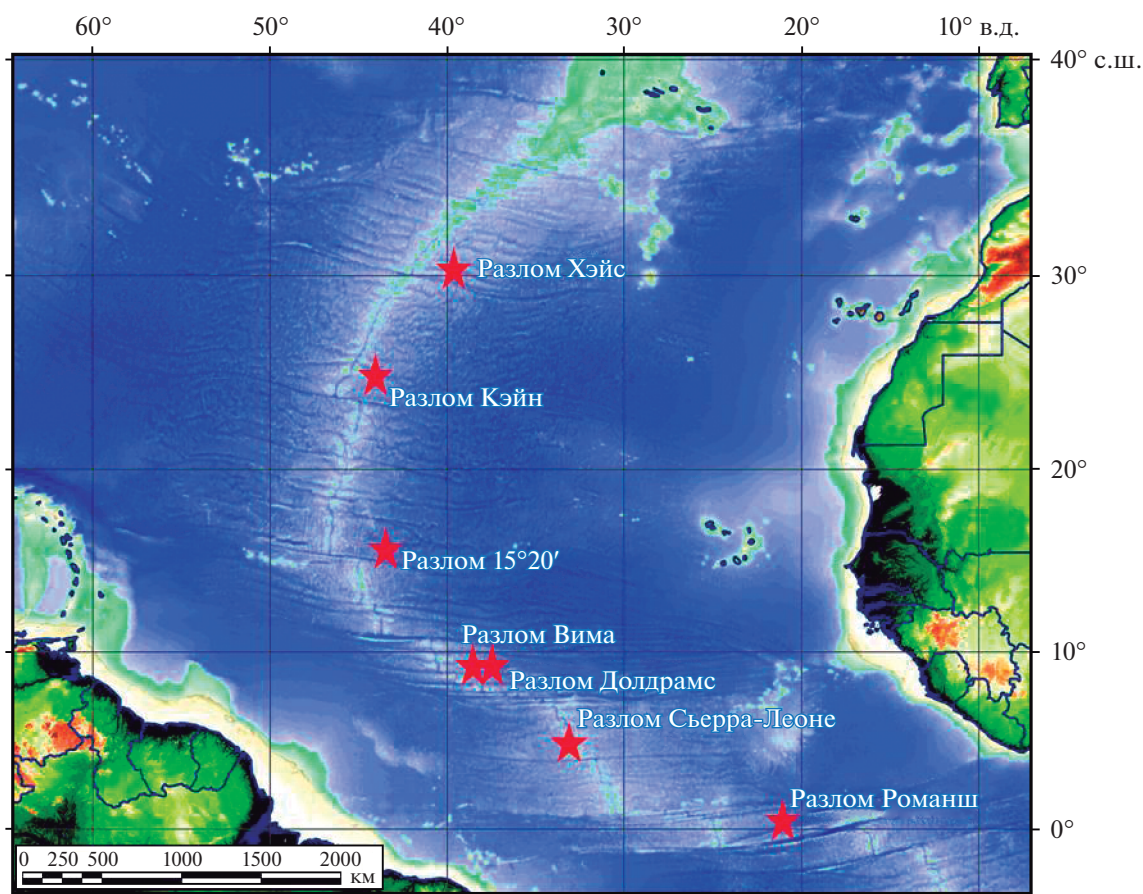


Рис. 1. Районы опробования гребневой зоны САР, в которых были получены изученные образцы. Карта заимствована из GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>).

нах от мантийных источников магматизма до поверхности океанического дна. Детальные сведения о геологическом строении районов, петрографии, минералогии пород и их химическом составе были приведены ранее в (Трухалев и др., 1990; Силантьев, 2003; Силантьев и др., 2011; Бортников и др., 2008; Савельева и др., 2008; Разницын, 2004; Сколотнев и др., 2010).

Все образцы подвергались дроблению и истиранию в условиях, исключающих контаминацию пробами чужеродного материала. U-Th-Pb возраст и изотопный состав кислорода в цирконе изучался с помощью SHRIMP, а гафния – с помощью MC-LA-ICP-MS на кафедре минералогии и петрологии Университета Гранады, Испания. Детальное описание использованных при аналитическом изучении циркона методик приводится в (Веа et al., 2020). Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов в породах, вмещающих циркон, выполнено А.И. Якушевым (Лаборатория анализа минерального вещества, ИГЕМ РАН) методом рентгенофлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дис-

персией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНОВ ОТБОРА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Разломная зона Хэйс (обр. 16АВР1-7В)

Образец был драгирован в 16-ом рейсе НИС “Академик Борис Петров” на северном склоне разломной зоны Хэйс (33°40' с.ш.) в районе ее сочленения с южным сегментом САР (рис. 1, табл. 1). Трансформный разлом Хэйс является одним из наименее изученных крупных трансформов Атлантического океана. В этом районе ассоциируют контрастные по химическому составу магматические породы (Casey et al., 1991). Разломная зона Хэйс считается естественной южной границей сферы “влияния” Азорского мантийного плюма (Casey et al., 1991). На станции 16АВР1 обнаружены габбро, диабазы и подчиненные базальты. Их фрагменты присутствуют в литокластических брекчиях. Предполагается, что плутонические породы были эксгумированы с глубинных коровых горизонтов, располагавшихся на восточном

Таблица 1. U-Pb возраст и изотопный состав Hf и O в цирконе из ВОК Срединно-Атлантического хребта

Номер образца	Район САХ (с.ш.; з.д.)	Порода	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	U-Pb возраст, млн лет	$\Delta^{18}\text{O}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$
Разломная зона 15°20' (обр. 16АВР63-1, 17, 44)									
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000668	0.000031	0.283297	0.000035	15	4.9	18.44
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001425	0.000057	0.283309	0.000043	15	4.97	18.86
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000924	5.0E-06	0.283318	0.000041	15	5.43	19.18
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000566	7.0E-06	0.283296	0.000044	15	5.2	18.4
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001087	0.00002	0.283384	0.000087	15	5.77	21.52
16АВР63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000901	0.000024	0.283345	0.000048	15	5.56	20.14
16АВР63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001419	0.000065	0.283318	0.000075	15	5.28	19.18
16АВР63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.00198	0.00031	0.283107	0.000092	15	4.76	11.68
16АВР63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.00568	0.00021	0.2832	0.00024	15	5.58	14.94
16АВР63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001547	0.00002	0.283351	0.000099	15	5.18	20.35
16АВР63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.001845	0.000013	0.283353	0.000088	15	5.37	20.38
16АВР63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.002142	0.000016	0.283346	0.000097	15	6.49	20.14
16АВР63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.001352	7.0E-06	0.283314	0.000047	15	4.86	19.04
Разломная зона Хэйс (обр. 16АВР1-7В)									
16АВР1 - 17В	33°35'; 47°43'	Офитовое габбро	0.001407	0.000078	0.28268	0.00027	309	4.93	2.88
16АВР1 - 17В	33°35'; 37°43'	Офитовое габбро	0.00054	0.000011	0.282712	0.000048	288	5.12	3.72

Таблица 1. Продолжение

Номер образца	Район САХ (с.ш.; з.д.)	Порода	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	U-Pb возраст, млн. лет	$\Delta^{18}\text{O}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$
Блоковое поднятие к востоку от рифтовой долины, севернее разлома Кейн (обр. FRS67-3)									
FRS67-3	25°50'; 44°58'	Офитовое габбро	0.001436	0.000012	0.283198	0.000044	1.6	4.93	14.64
FRS67-3	25°50'; 44°58'	Офитовое габбро	0.001235	5.0E-06	0.283313	0.000046	15.4	4.83	19.01
FRS67-3	25°50'; 44°58'	Офитовое габбро	0.000856	0.000046	0.28335	0.000096	15.4	6.98	20.32
FRS67-3	25°50'; 44°58'	Офитовое габбро	0.0015	0.000014	0.283224	0.000053	1.6	5.34	15.56
FRS67-3	25°50'; 44°58'	Офитовое габбро	0.001429	0.000062	0.283345	0.00004	15.4	5.8	20.15
Разломная зона Долдрам (обр. S0969-2 и S0981-12)									
S0969-2	8°12'; 38°18'	Аполерцолитовый серпентинит	0.000101	1.0E-05	0.283177	0.000044	7	7	14.02
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.003737	0.000013	0.28305	0.00023	10	4.87	9.56
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.004547	0.000051	0.28293	0.00029	1	6.39	5.15
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.00417	0.00027	0.28319	0.00022	1	5.9	14.34
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.002136	0.000036	0.283121	0.00007	10	5.65	12.1
Разломная зона Долдрам (обр. S0981-12)									
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.004531	0.000019	0.28319	0.00016	10	5.78	14.51
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.00333	0.000048	0.28314	0.0001	10	4.74	12.74
S0981-12	8°11'; 38°21'	Габбро	0.004381	0.000024	0.28307	0.0001	10	5.06	10.27

Таблица 1. Окончание

Номер образца	Район САХ (с.ш.; з.д.)	Порода	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	U-Pb возраст, млн лет	$\Delta^{18}\text{O}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$
Впадина Маркова (обр. L1097-1, L1097-3 и L1122-15)									
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.001042	0.000065	0.283272	0.000099	1	6.22	17.24
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.001397	0.000052	0.283292	0.000085	1	5.58	17.95
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.002345	0.000032	0.283248	0.000044	1	4.88	16.4
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.00167	0.00011	0.283246	0.000047	1	5.05	16.32
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.001001	0.000022	0.281421	0.000036	2044	6.74	-3.41
L1097-1	5°58'; 33°11'	Лейкогаббро	0.001244	0.000044	0.283287	0.000044	1	4.96	17.77
L1097-3	5°58'; 33°11'	Оливинное габбро	0.001177	0.000056	0.28156	0.00016	2000	7.2	0.3
L1122-15	5°54'; 33°10'	Серпентинизированный троктолит	0.00171	0.00025	0.281498	0.000058	1980	6.3	-3.04
Разломная зона Романш (обр. S01605-5)									
S01605-5	0°47' ю.ш.; 20°36'	Апогарцбургитовый серпентинит	0.001177	0.000031	0.283306	0.000047	2.9	nd	18.49

Примечание. nd – параметр не определялся.

фланге офсета разломной зоны на глубине около 6 км, а на западном фланге — 12 км (Силантьев и др., 1995).

Блоковое поднятие к востоку от рифтовой долины САХ и к северу от разломной зоны Кейн (обр. FRS67-3)

Образец FRS67-3 был драгирован в ходе проведения 1-го рейса НИС “Геолог Ферсман” в районе блокового поднятия, расположенного в 11 милях к востоку от рифтовой долины (25°50′ с.ш., 44°58′ з.д.) Участки гребневой зоны САХ, расположенные к северу от разломной зоны Кейн, возможно, одни из наиболее детально изученных в геологическом и геофизическом отношении районов Центральной Атлантики. В (Karson, Dick, 1984) приводятся сведения о интенсивно деформированных и метаморфизованных габброидах, собранных в ходе картирования сегмента рифтовой долины, расположенного на 24° с.ш. Субвулканические породы (преимущественно диабазы) и гнейсовидные габбро широко распространены в этом районе. В работе цитируемых авторов сделан вывод о том, что осевая зона САХ к северу от 23° с.ш. характеризуется низкой магматической активностью, а базальтовый слой здесь очень маломощный и в некоторых местах отсутствует вообще. В 1-ом рейсе НИС “Ферсман” в этом районе были драгированы базальты, габбро, долериты и единственный крупный фрагмент гранито-гнейса. В (Трухалев и др., 1990) представлены результаты изотопного датирования драгированного здесь метагаббро. Возраст, полученный К-Аг методом по валу, клинопироксену и плагиоклазу для этого образца, составил 517–562 млн лет; а для гранито-гнейса — 1631 млн лет. Приведенные выше возрастные оценки, несомненно, внушают сомнения, вследствие несовершенства использованного метода.

Разломная зона 15°20′ (обр. 16АВР63-1, 17, 44).

Образцы 16АВР63-1, 17, 44 были драгированы в 16-ом рейсе НИС “Академик Борис Петров” на подводном поднятии в северном борту трансформного разлома вблизи от восточного фланга его офсетной зоны. Разлом 15°20′ смещает осевую зону САХ почти на 200 км. В нем и в примыкающих к нему с юга и севера сегментах САХ широко распространены серпентиниты и их брекчии. В этом районе гребневой зоны САХ магматическая активность низкая. Выявлено несоответствие мощности базальтового слоя, оцененного геохимическими методами, и реального строения океанической коры (например, Cannat, Casey, 1995). Данные глубоководного бурения (Shipboard ..., 2003) и многочисленных драгирований (Силантьев, 2003) показали, что в обоих сегментах САХ,

примыкающих к разломной зоне с юга и севера, широко распространены абиссальные перидотиты. Среди них выявлены наиболее деплетированные из известных в мировой системе срединно-океанических хребтов реститовые перидотиты. В этом районе располагается наиболее резко градиентная геохимическая аномалия осевой зоны САХ, центр которой находится на 14°48′ с.ш. (Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991).

Разломная зона Долдрамс (обр. S0969-2 и S0981-12)

Район детально изучен в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (Пушаровский и др., 1992) и в 16-м рейсе НИС “Академик Иоффе” (Сколотнев и др., 2006). Этот участок САХ резко выделяется среди прочих очень частым расположением разломов (через 25–50 км), обладающих большими левосторонними смещениями (более 100 км). Вместе с базальтами типа N-MORB в этом районе широко распространены габброиды и ультраосновные породы (Сколотнев и др., 2006). Габброиды считаются производными расплавам, родительских для деплетированных MORB. Образцы отобраны на поперечном хребте, расположенном в активной части разлома Долдрамс. Образец S0969-2 представляет собой перидотит, а обр. S0981-12 — габбро. Ранее в драгированных здесь габброидах был обнаружен циркон, U-Pb возраст которого составил 11.26 ± 0.85 млн лет (Сколотнев и др., 2010).

Впадина Маркова (обр. L1097-1, L1097-3 и L1122-15)

Впадина Маркова детально изучена в рейсах НИС: “Академик Николай Страхов”, “Академик Иоффе” и “Профессор Логачев” (Пейве и др., 2003; Бельтнев и др., 2004). В этом районе в осевой зоне САХ выявлена серия нетрансформных смещений, крупнейшим из которых является разлом Сьерра Леоне. При пересечении САХ нетрансформными смещениями происходит углубление рифтовой долины, что приводит в ряде случаев к появлению внутри нее аномально глубоких впадин. Одной из них является впадина Маркова с глубиной около 5000 м. В настоящее время впадина Маркова расположена вне осевой зоны хребта и заполнена осадками. В бортах рифтовой долины выявлен полный разрез океанической литосферы: слабо серпентинизированные ультрамафиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты), габброиды, долериты, плагиограниты, базальты и катаклазированные и гидротермально измененные породы с сульфидной минерализацией (Сколотнев и др., 2003). Габброиды и плагиограниты обнаружены в виде жил в перидотитах. Циркон наблюдался в плагиогранитах, в плагиоклаз-амфиболовом ксенолите в плагиогранитах и в ам-

фиболсодержащем габбро-норите (Бортников и др., 2005). Выделено несколько генераций циркона, встреченных в разных ассоциациях минералов. U-Pb датирование показало, что возраст циркона из плагиогранитов 1.304 ± 0.041 млн лет, из ксенолита — 1.21 ± 0.20 млн лет, из габбро-норита — 1.43 ± 0.40 млн лет (Бортников и др., 2005; Бортников и др., 2008; Сколотнев и др., 2010). Наиболее молодой циркон присутствует в плагиогранитах. Изученные нами образцы были отобраны в восточном борту впадины Маркова, расположенной между 5° с.ш. и 7° с.ш.

Разломная зона Романш (обр. S01605-5)

Трансформный разлом Романш с офсетом около 950 км является самым крупным в Атлантике. Он изучен в 13-ом и 16-ом рейсах НИС “Академик Страхов” (Bonatti et al., 1994) и рейсе G96 НИС “Геленджик” (Gasperini et al., 1997). В рейсе G96 НИС “Геленджик” в офсетной части разломной зоны, на ее западном пересечении с САХ и на северном склоне поперечного хребта были выявлены серпентиниты, габбро, долериты, базальты, литокластические брекчии и известняки. Часть вершины поперечного хребта, ранее выступавшей выше уровня моря, сложена рифовыми известняками с возрастом от 23 до 5 млн лет. Под известняками залегают базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты, находящиеся в тектонических взаимоотношениях друг с другом, а также деформированные осадочные отложения с возрастом от нижнего мела до среднего эоцена (Разницын, 2004).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Петрография

Образец 16ABP1-7B представлен офитовым габбро, сложенным плагиоклазом, клинопироксеном (авгитом) и магнетитом. Клинопироксен частично замещен актинолитом и хлоритом. Минеральный и химический состав (см. ниже) соответствует габброидам, типичным для плутонических производных семейства MORB.

Образец FRS67-3 — габброид с габбро-офитовой структурой. В нем обнаружены плагиоклаз, клинопироксен, оливин, аксессуарные хромит и ильменит. Первичные минералы подвергались метаморфизму, в результате чего кристаллизовались паргасит и актинолит.

Среди образцов, драгированных на станции 16ABP63, установлены две петрографических разновидностей габбро. В них отчетливо видны признаки синтетектонической перекристаллизации. Габброиды первой разновидности сложены плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном (в габбро-норитах около 5%), магнетитом,

ильменитом. В образце присутствуют также вторичные роговая обманка, актинолит и хлорит. Габбро второй разновидности обладают структурой, характерной для гнейсовидных габброидов ВОК. Она обусловлена наличием в них гранобластовой тонкозернистой матрицы, состоящей из плагиоклаза, клино- и ортопироксена и рудной фазы и помещенными в нее крупными веретенообразными зернами плагиоклаза (обр. 16ABP63-44). Между габброидами первой и второй разновидностей установлены постепенные переходы (образцы 16ABP63-1, 16ABP63-17).

Образец S0969-2 является лерцолитом и состоит из серпентинизированных в разной степени оливина (60–70%) и ортопироксена (5–10%), а также реликтов клинопироксена и шпинели (1%). Сохранность всех первичных минералов, за исключением оливина, хорошая.

Образец S0981-12 представлен литокластической брекчией и сложен двумя различными петрографическими типами габбро и цементирующими их жильными образованиями (Аранович и др., 2013): (1) измененное средне-крупнозернистое катаклазированное оливинсодержащее лейкогаббро, которое прорывается (2) свежим мелкозернистым мезократовым оливиновым феррогаббро с керсутитом и Fe–Ti оксидами, преимущественно ильменитом; (3) метасоматические жилы, состоящие из крупных кристаллов олигоклаза и паргасита, которые пересекают габброиды. В габброидах обнаружены слабые вторичные изменения: сосюритизация основного плагиоклаза и замещение волокнистым актинолитом пироксена и керсутита.

Образец L1097-1 сложен крупнозернистыми лейкогаббро. Порода сильно изменена и состоит из плагиоклаза (An_{63-65}) и пироксена, частично замещенных хлоритом и актинолитом, обнаружены псевдоморфозы светло-бурого илдингсита по оливину. Порода подверглась брекчированию. В ней выявлены многочисленные поверхности скольжения и сохранились реликты первичной кумулятивной структуры.

Образец L1097-3 сложен катаклазированными оливиновыми лейкогабброноритами с роговой обманкой и ильменитом. Преобладающей фазой является плагиоклаз (An_{65-66}). Оливин (Fo_{77-78}) частично замещен илдингситом. Клинопироксен представлен авгитом; коричневая роговая обманка (паргасит) и ильменит присутствуют в незначительном количестве.

Образец L1122-15 представлен слабо катаклазированным троктолитом с хорошо сохранившейся кумулятивной структурой. Он сложен плагиоклазом (An_{77-79}), оливином (Fo_{83-84}) и интеркулусным клинопироксеном. Порода частично серпентинизирована.

Образец S01605-5 сложен гарцбургитом, сильно серпентинизированным. В нем обнаружены

почти не сохранившиеся ортопироксен и клинопироксен, шпинель. Очень редко встречался плагиоклаз, замещенный хлоритом и пренитом.

Практически во всех изученных образцах plutonic пород установлены признаки метаморфического преобразования, связанного с гидратацией протолита, которая, судя по составу амфибола (от актинолита до паргасит-эденитовой роговой обманки) и характерным минеральным парагенезисам (*Act + Chl + Ep; Hbl + Ep + Pl*), происходила в широком температурном интервале, а метаморфизм корового субстрата развивался по регрессивному тренду.

Геохимия

Изученные породы характеризуются распределением главных элементов, соответствующим всему спектру составов пород, слагающих мафит-ультрамафитовую ассоциацию ВОК Срединно-Атлантического хребта (табл. 2, рис. 2). Габброиды из изученной коллекции, судя по их минеральному составу и структурным особенностям, в петрографическом отношении варьируют от магнезиальных оливиновых габбро до типичных гнейсовидных габбро, обогащенных железом и титаном. На рис. 2 и 3 видно, что плутонические породы, из которых был выделен циркон, по содержанию главных элементов и их ковариациям соответствуют габброидам ранней, средней и поздней стадий, выделенных ранее в классической работе (Miyashiro, Shido, 1980). Следует подчеркнуть, что, несмотря на то что эта работа была опубликована много лет назад, предложенная в ней классификация может быть успешно использована в изучении плутонических комплексов САХ, для которых в настоящее время накоплен огромный объем петрологических и геохимических данных, существенно превосходящий имевшийся в распоряжении авторов цитируемой работы. Согласно (Miyashiro, Shido, 1980), габбро ранней стадии (троктолиты и оливиновые габбро) образуются при фракционной кристаллизации толеитовой магмы примитивного состава, в то время как габброиды поздней стадии (Fe–Ti габбро) являются продуктом эволюции сильно фракционированного расплава. В современных работах, посвященных плутоническим комплексам медленно-спрединговых хребтов, габбро поздней стадии обозначаются как гнейсовидные габбро и рассматриваются как продукт синтетектонической кристаллизации поздних дериватов толеитового расплава (например, Dick et al., 1991). С гнейсовидными габброидами обычно ассоциируют жильные породы кислого состава, известные как океанические плагиограниты, которые в минералогическом отношении соответствуют трондьемитам (Dick et al., 1991; Силантьев и др., 2010). Таким образом, вариации содержания главных элементов в об-

разцах из изученной коллекции позволяют выделять среди этих пород две главные группы: нормальные (офитовые) габбро – обр. 16ABP1-7B, 16ABP63-1, FRS67-3, S0981-12, L1097-1, L1097-3, L1122-15 ($TiO_2 = 0.08–0.76$ мас. %, $MgO/(MgO + FeO^*) = 0.48–0.71$) и гнейсовидные габбро – обр. 16ABP63-17, 16ABP63-44 ($TiO_2 = 1.29–4.47$ мас. %, $MgO/(MgO + FeO^*) = 0.37–0.43$).

Характер распределения РЗЭ в изученных габброидах свидетельствует об их принадлежности к плутоническим производным деплетированных расплавов, родительских для N-MORB (рис. 4). Спектр нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в образце измененного лерцолита (S0962-2) идентичен таковому РЗЭ в типичных реститогенных абиссальных перидотитах САХ. Ультрамафит, представленный обр. S01605-5, обнаруживает заметное обогащение ЛРЗЭ и четко выраженный цериевый экстремум, который, очевидно, отражает влияние низкотемпературного преобразования протолита этой породы в восстановительных условиях. Гнейсовидные габбро характеризуются относительно более высоким содержанием ЛРЗЭ по сравнению с оливиновыми габбро: $(Ce/Yb)_{cn} = 1.20$ и 048–077 соответственно. В этой связи следует заметить, что, как было показано во многих работах (например, Kelley, Delaney, 1987; Dick et al., 1991; Grimes et al., 2009; Силантьев и др., 2010; Аранович и др., 2017), габброиды, испытавшие перекристаллизацию в зонах контакта с жильными трондьемитами, также обнаруживают признаки обогащения ЛРЗЭ и являются продуктами перекристаллизации нормальных габбро с участием высокотемпературного водно-солевого флюида.

Механизм этого своеобразного гидротермального анатексиса, приводящий к образованию океанических трондьемитов, был успешно воспроизведен в эксперименте по частичному плавлению океанических габбро с участием водного флюида (Коерке et al., 2004). Гнейсовидные габбро с высоким модалным содержанием титаномагнетита и ильменита участвуют в строении ВОК, расположенных в районе деятельности активных гидротермальных полей САХ. Как следует из рис. 1, некоторые из изученных в настоящей работе образцов были получены в районах осевой зоны САХ, где находятся активные гидротермальные поля: 16ABP63-1, 17, 44 – непосредственно к северу от гидротермального поля Логачев; FRS67-3 – к югу от гидротермального поля TAG; S01097-1, 3 и L1122-15 – вблизи гидротермального рудопроявления впадины Маркова. Следует заметить, что хотя породы кислого состава отсутствуют в изученной коллекции, в районах отбора образцов распространены трондьемиты, ассоциирующие с гнейсовидными габбро (Сколотнев и др., 2003; Силантьев и др., 2011). Тренды изме-

Таблица 2. Содержание главных и некоторых редких элементов в изученных породах мафит-ультрамафитовой ассоциации ВОК Срединно-Атлантического хребта

Компоненты	16ABP1-7B	16ABP63-1	16ABP63-17	16ABP63-44	FRS67-33	L1097-1	L1097-3	L1122-15	S0969-2	S0981-12	S01605-5
SiO ₂	47.67	53.46	48.88	46.41	47.65	48.05	48.37	41.92	39.90	47.52	38.78
TiO ₂	0.21	0.73	1.29	4.47	0.55	0.44	0.26	0.08	0.03	0.76	0.08
Al ₂ O ₃	19.07	14.92	11.24	12.41	16.13	14.62	16.83	21.66	1.28	19.19	2.38
FeO*	5.121	7.956	12.042	12.267	5.868	5.427	4.752	4.059	7.191	7.758	11.61
MnO	0.108	0.144	0.235	0.180	0.130	0.121	0.104	0.068	0.134	0.122	0.867
MgO	9.04	5.85	9.18	7.23	11.53	11.95	11.14	14.66	41.04	7.35	28.35
CaO	12.15	10.83	11.93	10.14	12.92	9.20	14.37	10.88	1.02	11.72	1.91
Na ₂ O	3.29	3.80	2.26	3.70	2.30	4.25	2.12	1.58	0.10	3.41	0.71
K ₂ O	0.13	0.13	0.10	0.08	0.07	0.20	0.05	0.18	0.03	0.08	0.08
P ₂ O ₅	0.02	0.15	0.24	0.49	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.10
П.п.п.	2.36	0.93	0.99	1.04	1.93	4.90	1.27	4.29	7.41	0.93	11.92
Сумма	99.169	98.9	98.387	98.417	99.108	99.188	99.286	99.397	98.155	98.9	96.797
Cr	401	211	531	<10	684	103	266	163	2992	296	4750
V	94	83	162	194	171	183	136	24	42	144	155
Co	26	38	51	56	32	28	23	30	110	36	234
Ni	142	95	128	124	171	85	149	294	2119	182	2141
Cu	69	56	84	47	118	88	97	80	27	60	380
Zn	43	81	102	51	58	43	36	34	63	61	229
Rb	7	8	8	7	7	8	6	7	6	6	7
Sr	184	121	106	164	128	130	99	143	21	143	47
Zr	13	246	38	62	32	30	17	9	14	72	37
Ba	55	75	68	63	54	66	51	37	22	32	47

Примечание. Содержание главных элементов даны в мас. %, содержание редких элементов — в г/г.

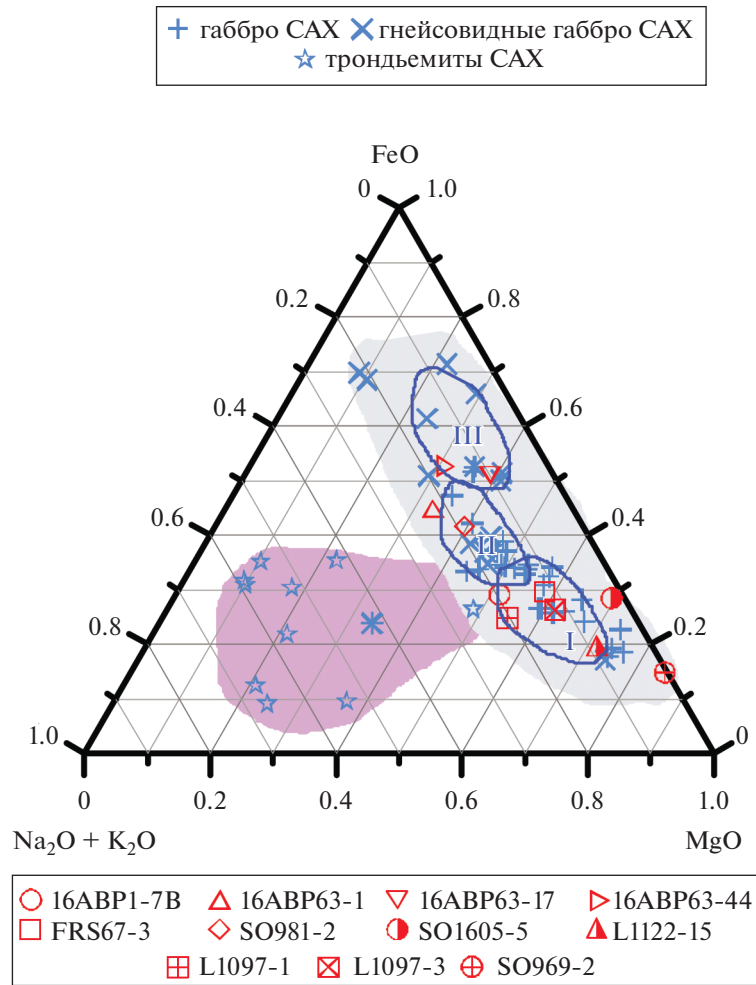


Рис. 2. Вариации содержания главных элементов в изученных породах на диаграмме AFM.

Серое поле – составы габброидов ВОК Срединно-Атлантического хребта; розовое поле – составы трондьемитов атлантических ВОК. Синими контурами и римскими цифрами обозначены также поля составов габбро ранней (I), средней (II) и поздней (III) стадий по (Miyashiro, Shido, 1980).

нения состава габбро ВОК при их перекристаллизации с образованием трондьемитового жильного комплекса можно реконструировать, используя данные о вариациях состава пород из ВОК, ассоциирующих с крупнейшим гидротермальным кластером Атлантики Ашадзе–Логачев–Семенов (САХ между 12° и 15° с.ш.). Рисунок 5 демонстрирует четко проявленную в габбро-трондьемитовой ассоциации каждого конкретного региона тенденцию изменения содержаний Na_2O и SiO_2 в ряду от нормальных (офитовых) габбро до гнейсовидных габброидов и наконец – трондьемитов. Тренды, представленные на рис. 5, хорошо согласуются с существующими экспериментальными данными и составом расплавных включений в цирконе из трондьемитовых жил в габброидах и ультрамафитах, отобранных в САХ и ЮЗИХ (Коекке et al.,

2004; Grimes et al., 2009). На рис. 5 представлены также вариации состава пород из изученной коллекции, которые, в свете вышесказанного, могут отражать не только эффект фракционной кристаллизации, но и влияние процесса гидротермального анатексиса габброидов с участием высокотемпературного гидротермального флюида.

Приведенные выше данные о геохимических особенностях пород, послуживших донорами циркона в проведенном исследовании, позволяют отнести их ко всему петрографическому и геохимическому спектру габброидов САХ. Представленные данные также могут свидетельствовать в пользу присутствия в изученной коллекции образцов габбро, испытавших высокотемпературную перекристаллизацию с участием водно-солевого флюида.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Из петрографического описания изученных образцов следует, что они в разной степени подверглись синтетектонической перекристаллизации и метаморфическому перерождению, связанному с гидратацией протолита, что отразилось как на породообразующих минералах, так и на цирконе. Ниже приведено краткое описание морфологических особенностей циркона из изученной коллекции образцов.

Образец 16ABP1-17B. Из образца было выделено два зерна (рис. 6). Одно из них (зерно 2) представлено фрагментом призматического кристалла со следами трансляционного скольжения на поверхности призмы. Распад зерна не явился результатом механического дробления, о чем свидетельствуют наблюдаемые на поверхности призм и в сколах пирамид межзерновые темные флюидные пленки. Размер фрагментов ~50–40 мк. В зерне в CL-излучении видна зональность. Такие формы зерен циркона характерны для катаклазированных габброидов. Другое зерно (зерно 1) характеризуется изометрической формой, с мелкими гранями, размером <40 мк. В CL-излучении наблюдается светло-серое ядро в темной зональной (<1 мк) оболочке. Значения Th/U отношения: в первом зерне 1.47, а во втором – 1.10.

Образец FRS67-3. Из образца было выделено двенадцать зерен циркона, которые по морфологическим особенностям можно разделить на две группы. Первая группа представлена зернами циркона неправильной формы с раковистыми изломами на поверхности, со следами трансляционного скольжения и с отдельными, четко выраженными гранями (рис. 6, зерна 1, 6). В CL-излучении в них видны фрагменты секториальной зональности. Вторая преобладающая группа зерен – идиоморфные, субидиоморфные, с четко выраженными гранями призм и пирамид (зерна 10, 11, 8). В CL-излучении в них наблюдается слабая секториальная зональность (к сожалению, зерна слабо вскрыты). В зерне 8, возможно, присутствуют включения плагиоклаза. Ни в одном зерне из обеих групп осцилляторная зональность в CL не наблюдалась. Значения Th/U отношения наиболее высокие для зерен первой группы циркона – от 1.3 до 0.7, а во второй группе – от 0.6 до 0.3.

Образцы: 16ABP63-17, 16ABP63-44, 16ABP63-1. Из петрографического описания следует, что в серии образцов, полученных на станции драгирования 16ABP63, присутствуют две разновидности габбро, в которых видны отчетливые признаки синтетектонической перекристаллизации. В первой разновидности обнаружены вторичные изменения габбро с образованием роговой обманки, актинолита и хлорита. Габбро второй разновид-

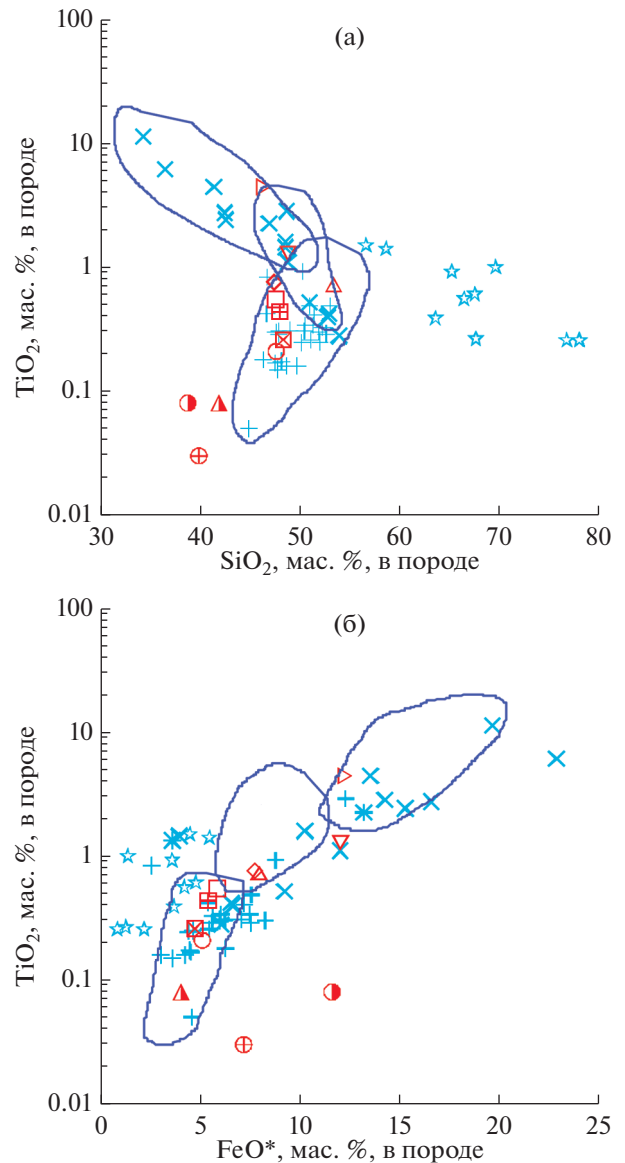


Рис. 3. Вариации содержания SiO_2 и TiO_2 (а), FeO^* и TiO_2 (б) в изученных породах.

Поля состава габбро ранней (I), средней (II) и поздней (III) стадий показаны по (Miyashiro, Shido, 1980). Незалитые звездочки – трондьемиты ВОК Срединно-Атлантического хребта. Условные обозначения см. на рис. 2.

ности обладают структурой, характерной для гнейсовидных габброидов ВОК. Таким образом, по этой серии образцов можно судить о том, как степень перекристаллизации габбро с участием гидротермального флюида влияет на морфологию и внутреннюю структуру циркона, выделенного из этих пород. Из указанных образцов было выделено достаточно много зерен циркона разнообразных по форме, размерам и внутреннему строению.

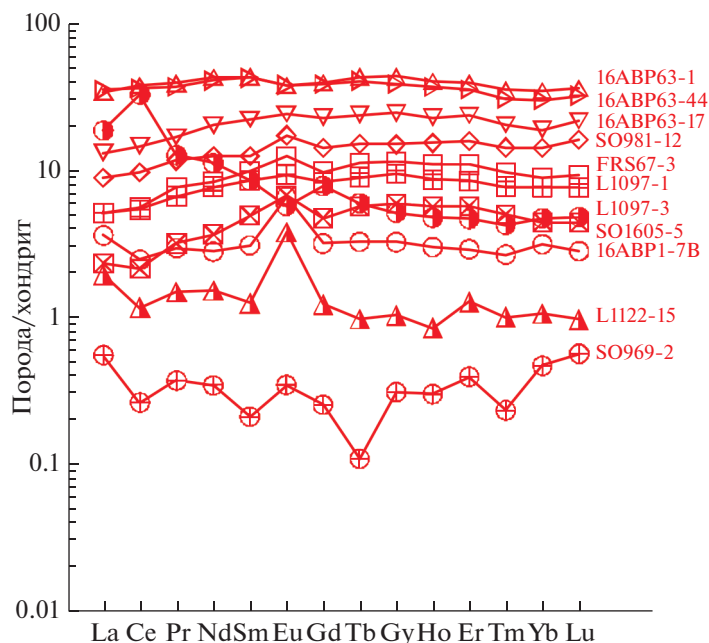


Рис. 4. Характер распределения содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995), в изученных образцах. Условные обозначения см. на рис. 2.

В обр. 16ABP63-17 изучено 25 зерен циркона. Преобладающее количество зерен представлено природными фрагментами неправильных угловатых форм с редкими следами трансляционного скольжения на поверхности призм. В большинстве фрагментов зерен наблюдается кавернозная поверхность призм и пирамид. В этих зернах в СL-излучении видно полное или частичное исчезновение тонкой осцилляторной зональности (рис. 6, зерна 26, 13, 6, 4). Наиболее хорошо фрагменты зонального строения сохранились в мелких фрагментах зерен циркона. Во фрагменте зерна 6 в СL-излучении видно, как тонкая оболочка срезает осцилляторную зональность. В зернах с фрагментами осцилляторной зональности значения Th/U отношения колеблются от 1.21 до 0.63. Из этого образца был сепарирован только один идиоморфный призматический кристалл циркона с гладкой поверхностью призмы (рис. 6, зерно 15). В СL-излучении в нем наблюдается перекристаллизованная центральная часть, возможно с включением плагиоклаза. В этом зерне значение отношения Th/U составляет 0.45, одно из самых низких в ряду изученных образцов с этой станции.

Из обр. 16ABP63-44 было выделено и изучено 30 зерен циркона. По морфологическим особенностям и внутреннему строению эти зерна циркона близки описанным выше в обр. 16ABP63-17. В образце преобладают природные фрагменты зерен циркона, на поверхности которых видны следы трансляционного скольжения и слабой корро-

зии. Отличительной чертой от выше описанной пробы является появление на поверхности фрагментов зерен новообразованных граней (рис. 6, зерна 1, 18, 9, 21, 19, 5). В СL-излучении в этих зернах наблюдается перекристаллизация с полным или частичным исчезновением тонкой осцилляторной зональности. Новообразованные грани в СL-излучении выглядят в виде тонких оболочек срезающих фрагменты ранней зональности. На рис. 6 представлены два фрагмента призматических кристаллов (зерна 9, 3). В зерне 9 (в СL, в районе пирамиды) видна новообразованная грубозональная оболочка, а в зерне 3 – включения плагиоклаза. Сохранившихся первичных призматических кристаллов с тонкой осцилляторной зональностью в этом образце не встречено. В обр. 16ABP63-44 отмечаются наиболее высокие значения Th/U отношения от 2.65 (зерно 21) до 0.47 (зерно 19) и ниже.

Из обр. 16ABP63-1 было выделено наибольшее количество крупных зерен циркона (>300 мк). В образце было изучено 24 кристалла. В этой выборке встречаются единичные кристаллы со следами трансляционного скольжения на поверхности призмы. Встречен катаклазированный кристалл, на внешней форме которого прослеживается его распад с последующей грануляцией на мелкие зерна. В обоих зернах в СL-излучении наблюдаются фрагменты зонально-секториального строения (рис. 6, зерна 4, 9). В образце преобладают вторично идиоморфные кристаллы с четко выраженными гранями призм и пирамид (рис. 6, зерна

19, 15, 5, 16, 1). Преобразования фрагментов кристаллов с кристалло-пластическими деформациями в субидиоморфные-идиоморфные формы показаны на рис. 6. Во вторично идиоморфных кристаллах в CL-излучении наблюдается процесс перекристаллизации с исчезновением ранней тонкой зональности, появление фрагментов с секториальной зональностью и новых, грубозональных оболочек, часто контролируемых включениями плагиоклаза (рис. 6, зерна 19, 15, 5, 16, 1). В зернах циркона этого образца значения Th/U отношения низкие, от 0.57 до 0.30.

Морфологические особенности зерен циркона, выделенного из габброидов станции 16ABP63, хорошо согласуются с петрографическими характеристиками этих пород, свидетельствующими о постепенных переходах между ними от наименее перекристаллизованных офитовых габбро до типичных гнейсовидных габбро, в которых признаки синтетектонической перекристаллизации проявлены в наибольшей степени. Практически во всех изученных зернах циркона с этой станции отмечены следы воздействия на их морфологию гидротермального процесса.

Образец S0962-2. Из этого образца, представленного серпентинизированным лерцолитом был выделен один фрагмент циркона размером ~60 мк, с кристалло-пластической деформацией, наблюдаемой на поверхности призмы. В CL-излучении виден распад кристалла на мелкие фрагменты с секториальным строением. В зерне очень низкое отношение Th/U = 0.06.

Образец S0981-12. Морфологические особенности циркона из этого неоднородного, по петрографической характеристике, образца подробно описаны ранее в (Аранович и др., 2013). На рис. 6 приведены разнообразные по морфологии и внутреннему строению зерна циркона, возможно, принадлежащие к различным петрографическим типам габбро, слагающим фрагменты литокластической брекчи, представленной обр. S0981-12. К первой группе (катаклазированное оливинсодержащее лейкогаббро) принадлежат наиболее крупные фрагменты зерен циркона (>150 мк) с корродированной поверхностью призмы и пирамиды, пористой оболочкой (рис. 6, зерна 11, 10). В одном из них (зерно 10) видна грануляция с распадом на крупный и мелкий фрагменты. В зернах в CL-излучении частично сохраняется ранняя осцилляторная зональность. К той же группе можно отнести мелкое (<50 мк) перекристаллизованное зерно 13 с вторичным идиоморфизмом. Ко второй группе (мелкозернистое оливинное ферро-габбро) отнесены субидиоморфные и идиоморфные зерна с тонкой зональностью в CL-излучении (зерна 5, 8, 3). В них встречаются включения, которые в настоящей работе не были изучены. Значения Th/U отношения в первой группе зерен колеблются от

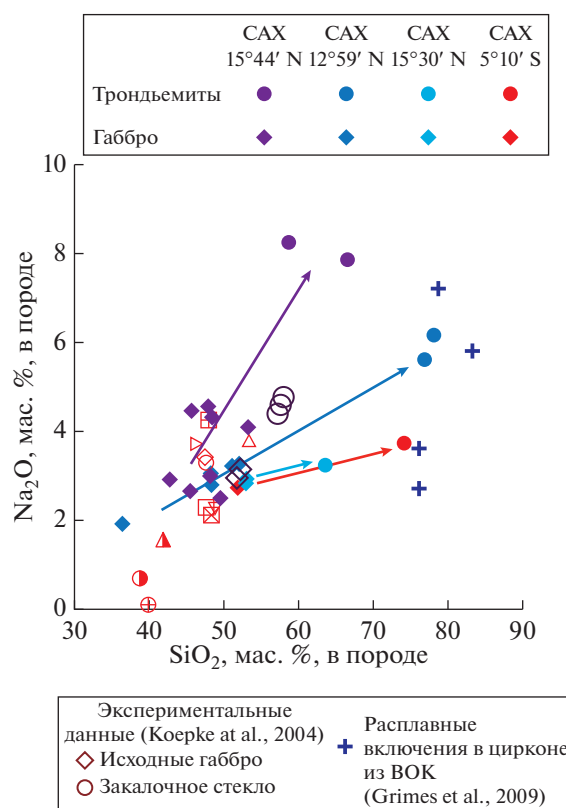


Рис. 5. Вариации содержания SiO₂ и Na₂O в офитовых и гнейсовидных габбро, а также в трондьемитах, отобранных из различных ВОК Срединно-Атлантического хребта. Состав расплавных включений в цирконе из трондьемитовых жил в габбро и ультрамафитах САХ и ЮЗИХ приведен по (Grimes et al., 2009). Экспериментальные данные по (Коерке et al., 2004). Условные обозначения см. на рис. 2.

0.5 до 0.3 (зерно 13), а во второй (более высокие) от 2.0 до 0.5 (зерна 5, 3).

Образец L1097-1. Морфологические особенности зерен циркона, выделенного из этого образца (катаклазированый лейкогаббро), подробно были описаны в (Бортников и др., 2008; Зингер и др., 2010). Все зерна в разной степени интенсивности претерпели кристалло-пластические и хрупкие деформации. В CL-излучении в кристаллах сохраняются фрагменты осцилляторной зональности (рис. 6, зерна 24, 27, 11, 3). Гидротермальные преобразования проявлены слабо. Они выглядят в виде темных пленок на внешних формах молодых и унаследованных зерен циркона. Значения Th/U отношения в зернах циркона с осцилляторной зональностью колеблются в широких пределах от 1.55–1.88 до 0.24–0.80.

Образец L1097-3. Из образца этого катаклазированного оливинного габбро выделен деформированный циркон размером ~100 мк (рис. 6, зерно 3). На поверхности кристалла в мелких тре-

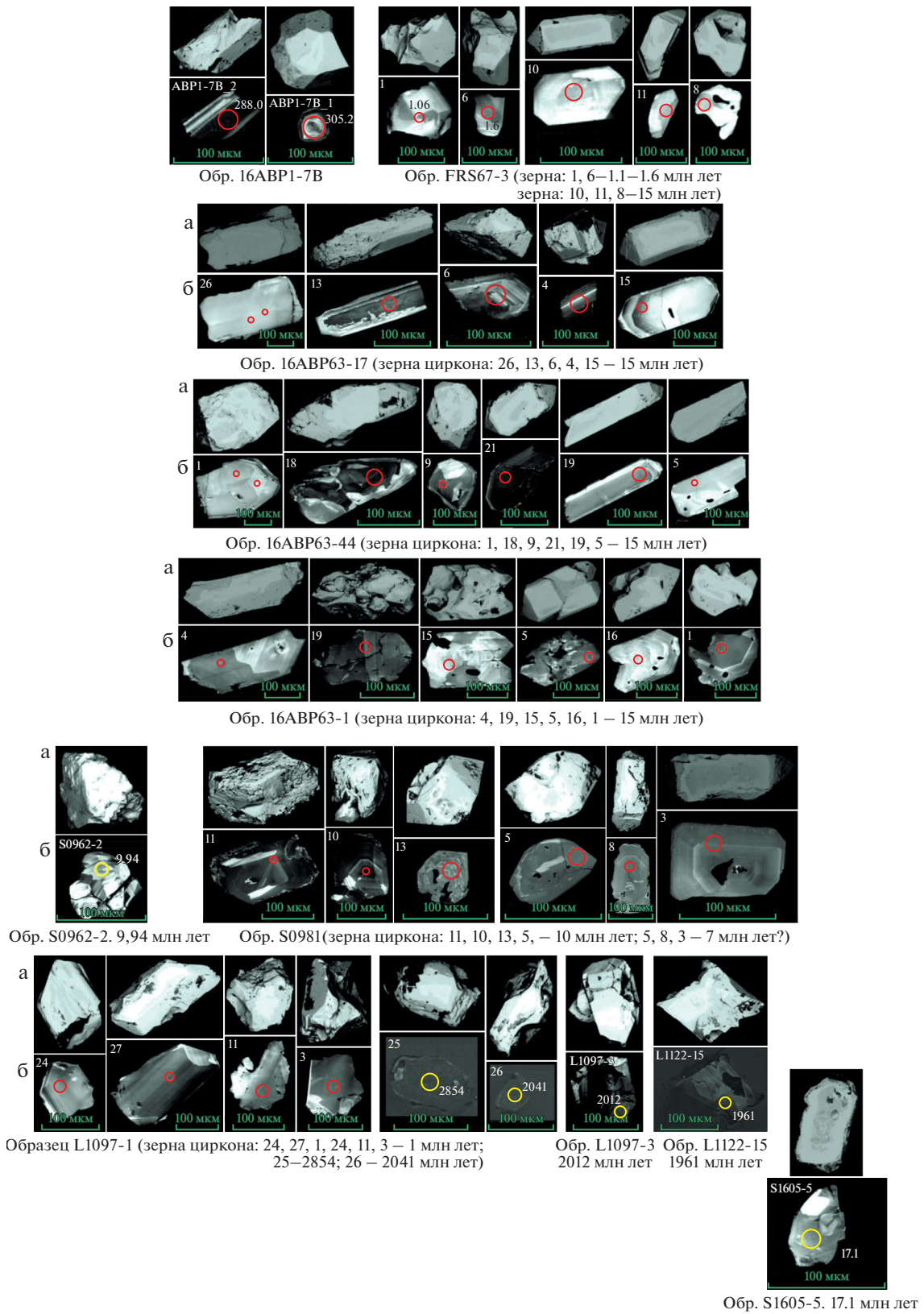


Рис. 6. Морфология и внутреннее строение циркона из изученных образцов (изображения получены с помощью катодной люминесценции).

щинках и сколах наблюдаются темные пленки. Катодная люминесценция фрагментов кристалла от серого до черного цвета. Значение Th/U отношения составляет 0.68.

Образец L1122-15. В этом слабо катаклазированном и частично серпентинизированном троктолите сепарировано только одно зерно циркона, представленное фрагментом катаклазированного призматического кристалла (~100 мк). На поверхности призмы и сколах пирамид видны темные, межзерновые пленки, свидетельствующие, что данный фрагмент кристалла имеет немеханическую природу (рис. 6, зерно 1). Катодная люминесценция кристалла от темно-серого до черного цвета. Значение Th/U отношения очень низкое – 0.33.

Образец S01605-5. Из этого апогарцбургитового серпентинита был выделен один призматический кристалл размером ~50 мк (рис. 6). На его поверхности наблюдается слабая коррозия призм и пирамид, а в CL-излучении слабый катаклаз и перекристаллизация. Значение Th/U отношения составляет 0.33.

В результате изучения морфологии и внутреннего строения циркона из серии проанализированных проб, отобранных из плутонических пород ВОК, были установлены определенные закономерности в образовании и преобразовании циркона. Первично идиоморфные формы циркона с осцилляторной зональностью практически не встречаются. Ведущими процессами, приводящими к преобразованию циркона, являются кристалло-пластические и хрупкие деформации, сопровождающиеся в разной степени интенсивности неоднократными гидротермальными преобразованиями. Гидротермальное изменение происходит дискретно, что отражается на морфологии и внутреннем строении циркона. Этим объясняется разнообразие форм зерен циркона в одном и том же образце. Разная интенсивность наложенных преобразований материнской (вмещающей) породы определяет появление разнообразия форм циркона (например, серия образцов: 16ABP63-17; 16ABP63-44; 16ABP63-1).

Несомненный интерес представляют зерна циркона, сепарированные из образцов S0962-2 (серпентинизированный лерцолит) и S01605-5 (серпентинизированный гарцбургит). В этих зернах наблюдались самые низкие значения Th/U отношения. Для пород ультраосновного состава присутствие циркона представляет большую редкость. Можно предполагать, что в обоих случаях этот феномен связан со спецификой состава маломощных (микроскопических) жил плаггиогранитов, импрегнирующих вмещающие ультраосновные породы. Низкие значения Th/U характерны для циркона из пород кислого состава (Kirkland et al., 2017).

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ГАФНИЯ В ЦИРКОНЕ ИЗ ПОРОД ВНУТРЕННИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САХ

U-Pb изотопный возраст

Выявлено по крайней мере четыре возрастные популяции циркона из плутонических пород из осевой долины САХ и трансформных разломов, секущих гребневую зону САХ (табл. 1). Три из них соответствуют возрасту кристаллизации пород: это самые молодые зерна циркона с возрастом 1 млн лет, обнаруженные во впадине Маркова и вблизи пересечения САХ с разломом Долдрам; 1.6 млн лет – к северу от разломной зоны Кейн, на блоковом поднятии, расположенном в 11 милях к востоку от рифтовой долины САХ; 2.9 млн лет – вблизи пересечения САХ и разлома Романш. Отметим, что “юный” циркон был обнаружен еще в трех районах: в районе гидротермального поля Ашадзе, САХ – 12°58' с.ш. (Костицын и др., 2012), у разлома Зеленого Мыса, САХ – 15°07.0' с.ш. и САХ – 13°31.2' с.ш. (Сколотнев и др., 2010). Наиболее молодой циркон (0.48 ± 0.045 млн лет) выявлен в плаггиогранитах, отобранных на САХ – 13°31.2' с.ш. (Сколотнев и др., 2010). U-Pb изотопный возраст циркона из габбро и трондьемитов, отобранных в этом районе, оказался практически неразличимым в пределах ошибки и равным 1.043 ± 0.034 млн лет (Костицын и др., 2015). Возраст циркона из обогащенного афирового базальта из района разлома 15°20' – 1.8 ± 0.6 млн лет (Сколотнев и др., 2010). Ранее в породах ВОК вблизи разломной зоны Кейн и массива Атлантис были обнаружены породы с возрастом цирконов 1.20 ± 0.03 млн лет и 1.07 ± 0.03 – 1.28 ± 0.05 млн лет соответственно (Grimes et al., 2008, 2011). Вблизи разломной зоны 15°20' также были установлены более молодые породы ВОК, возраст циркона в которых составил 1.12–2.4 млн лет (Grimes et al., 2011).

Более древние зерна циркона, скорее всего, также соответствуют возрасту образования пород в осевой зоне САХ, но перемещенных от нее в результате спрединга. Этот циркон обнаруживает возраст 7–10 млн лет (разлом Долдрамс) и 15–15.4 млн лет (гребневая зона САХ к северу от разломной зоны Кейн и разломная зона 15°20'). Возраст цирконов из разлома Хейс (288–309 млн лет) и впадины Маркова (1980–2044 млн лет) существенно древнее времени открытия Атлантического океана (190–170 млн лет) (например, Labails et al., 2010). Приведенные в табл. 3 данные указывают на то, что древние цирконы систематически обнаруживают низкие значения отношения Th/U.

Совместное нахождение разновозрастных популяций циркона в одних и тех же образцах габбро, драгированных в гребневой зоне САХ к северу

Таблица 3. Содержание U и Th в цирконе ВОК Срединно-Атлантического хребта

Номер образца и точки определения	U, г/т	Th, г/т	²⁰⁶ Pb, г/т	Th/U
16ABP1-7B-2.1	431.1	616.9	17.0	1.47
16ABP1-7B-1.1	281.6	301.4	12.0	1.10
FRS67-3-1.1	135.3	127.1	0.0	0.96
FRS67-3-6.1	402.3	472.1	0.1	1.20
FRS67-3-10.1	47.9	17.5	0.1	0.38
FRS67-3-11.1	57.0	31.9	0.2	0.57
FRS67-3-8.1	28.4	14.6	0.1	0.53
16ABP63-17-26.1	25.8	13.0	0.1	0.51
16ABP63-17-26b.1	23.9	11.6	0.1	0.50
16ABP63-17-13.1	580.0	431.2	1.2	0.76
16ABP63-17-6.1	292.9	180.3	0.6	0.63
16ABP63-17-4.1	868.1	890.3	1.7	1.05
16ABP63-17-15.1	148.7	65.5	0.3	0.45
16ABP63-44-1.1	45.0	26.8	0.1	0.61
16ABP63-44-1b.1	47.1	28.2	0.1	0.62
16ABP63-44-18.1	862.5	413.0	1.8	0.49
16ABP63-44-9.1	215.6	125.3	0.4	0.60
16ABP63-44-21.1	795.7	2057.5	1.6	2.65
16ABP63-44-19.1	253.4	115.7	0.5	0.47
16ABP63-44-5.1	67.2	43.6	0.2	0.67
16ABP63-1-4.1	23.3	12.1	0.1	0.53
16ABP63-1-19.1	28.0	14.6	0.1	0.53
16ABP63-1-15.1	20.9	9.9	0.1	0.49
16ABP63-1-5.1	46.5	14.1	0.1	0.31
16ABP63-1-16.1	14.1	6.3	0.0	0.46
16ABP63-1-1.1	21.4	11.0	0.1	0.53
S0981-12-11.1	245.6	116.5	0.4	0.49
S0981-12-10.1	200.5	104.0	0.3	0.53
S0981-12-13.1	541.8	130.6	0.8	0.25
S0981-12-5.1	114.0	218.6	0.2	1.97
S0981-12-8.1	301.0	172.3	0.5	0.59
S0981-12-3.1	223.7	116.9	0.3	0.54
L1097-1-25.1	614.8	143.3	305.7	0.24
L1097-1-26.1	766.1	601.1	247.4	0.80
L1097-1-24.1	502.0	757.9	0.1	1.55
L1097-1-27.1	644.2	710.2	0.1	1.13
L1097-1-11.1	406.0	445.8	0.1	1.13
L1097-1-3.1	112.1	96.7	0.0	0.88
L1097-3-1.1	53.7	35.6	16.9	0.68
S0962-2-1.1	36.4	2.0	0.1	0.06
S01605-5-1.1	37.2	12.1	0.2	0.33

Примечание. Отношение Th/U приведено в атомных значениях. Точечные ошибки, рассчитанные на репликах TEMORA, стандартные – 0.27% для $r^{206\text{Pb}/238\text{U}}$ и 0.49 для $r^{207\text{Pb}/206\text{Pb}}$.

от разломной зоны Кейн (поздний циркон с возрастом 1.6 млн лет и ранний циркон — 15.4 млн лет) и в разломной зоне Долдрамс (поздний циркон 1.0 млн лет, ранний — 10 млн лет), позволяет предположить наложение поздних магматических процессов на ранние плутонические породы, перемещенные от осевой зоны в результате спрединга вне или внутри трансформных разломов. Однако, следует заметить, что до настоящего времени признаки активного магматизма в указанных районах не обнаружены. Совместное нахождение популяции автокрстов циркона (1 млн лет) и унаследованных зерен циркона с возрастом 2044 млн лет, установленным только в лейкогаббро из впадины Маркова, возможно, указывает на вовлечение в процесс магматизма рифтовой долины более древней популяции циркона, происхождение которой обсуждается ниже.

Результаты проведенного исследования и ранее опубликованные данные позволяют сделать вывод о том, что на поверхности дна в гребневой зоне САХ обнажаются плутонические породы, образовавшиеся в интервале от 0.5 до 15.4 млн лет назад. Получены сведения, свидетельствующие о возможном внедрении молодых магматических расплавов в коровый субстрат более зрелого возраста в зонах трансформных разломов. Это позволяет высказать предположение о проявлении молодого вне осевого магматизма в бортах крупных трансформных разломов, как это было установлено ранее вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия (Canales et al., 2010). Наши и ранее опубликованные данные свидетельствуют о том, что аккреция океанической коры в САХ, характеризуется не только кратковременной эпизодичностью (от десятков до сотен тысяч лет, Grimes et al., 2008, 2011), но и проявлениями магматизма с периодичностью порядка от 0.73 до 2.28 млн лет (впадина Маркова).

Изотопный состав гафния

Изотопный состав гафния в изученных зернах циркона характеризуется гораздо большей однородностью по сравнению с измеренным в них изотопным составом кислорода (табл. 1). Поскольку поведение Lu-Hf изотопной системы в цирконе зависит, главным образом, от его возраста, существует четко выраженная зависимость между величиной изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, наблюдаемой в цирконе, и полученной для него оценкой U-Pb возраста. Изотопный состав гафния в цирконе из плутонических пород, слагающих рассмотренные ВОК, обнаруживает четкую тенденцию к уменьшению величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ с увеличением возраста этого минерала. Можно выделить следующие главные интервалы вариаций величины отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для разновозрастных групп циркона из различных районов гребне-

вой зоны САХ: 1) 0.2827, U-Pb возраст — 309 и 288 млн лет, западное пересечение САХ с разломом Хэйс, 33°35' с.ш.; 2) 0.2832–0.2834, U-Pb возраст — 1.6 и 15.4 млн лет, САХ, 26° с.ш.; 3) 0.2831–0.2833, U-Pb возраст — 15 млн лет, северный борт разлома 15°20' вблизи его восточного пересечения САХ; 4) 0.2829–0.2832, U-Pb возраст — 1 и 7–10 млн лет, разломная зона Долдрамс, 8°11' с.ш.; 5) 0.2833–0.2832, U-Pb возраст — 1 млн лет; 0.2814, U-Pb возраст — 2044 млн лет; 0.2816, U-Pb возраст — 2000 млн лет, впадина Маркова, 5°58' с.ш.; 6) 0.2815, U-Pb возраст — 1980 млн лет, впадина Маркова, 5°54' с.ш.; 7) 0.2833, U-Pb возраст — 2.9 млн лет, разломная зона Романш, 0°47' с.ш. Приведенные выше данные отображены на рис. 7, который наглядно демонстрирует, что цирконы, возраст которых соответствует возрасту литосферы Атлантического океана (≤ 190 млн лет), характеризуются значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, соответствующими изотопному составу гафния в мантийных магмах, продуцирующих MORB: величина $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в MORB по (Salters, Stracke, 2004) составляет 0.2833. Напротив, обнаруженные в габброидах ВОК Атлантики цирконы с древним возрастом (≥ 1980 млн лет) имеют значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, близкое к установленному в древнем сиалическом коровом субстрате с возрастом более 2000 лет: ≈ 0.2817 (Andersson et al., 2011; Chauvel et al., 2014).

Приведенные данные об изотопном составе гафния в цирконе, выделенном из плутонических пород рассмотренных в настоящей работе ВОК Атлантики, как будет показано ниже, хорошо согласуются с данными об изотопном составе кислорода в тех же зернах циркона, которые свидетельствуют об участии в формировании родительских для габброидов САХ расплавов вещества древней коры континентального типа.

Изотопный состав кислорода

Большинство измеренных величин $\delta^{18}\text{O}$ (28 зерен) циркона располагаются между 4.74–5.9‰, но почти четвертая часть значений указывает на то, что циркон обогащен тяжелым изотопом ^{18}O : 6.22–7.2‰. В эту выборку циркона попадают зерна, U-Pb возраст которых от 1 до 15.4 млн лет, а также обнаруживающие древний возраст, достигающий в обр. L1097-3, 2000 млн лет. В этом образце отмечается максимальное значение величины $\delta^{18}\text{O}$: 7.2‰. Ранее исследование 221 зерен циркона из 46 образцов габброидов молодой океанической коры (U-Pb возраст циркона от 1 до 13 млн лет), отобранных в медленно-спрединговом Срединно-Атлантическом хребте и ультрамедленно-спрединговом Юго-Западном Индийском хребте, показало, что магматические значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем $5.2 \pm 0.5\text{‰}$) чрезвычайно однородны (Cavosie et al., 2009; Grimes et al., 2011) и соответ-

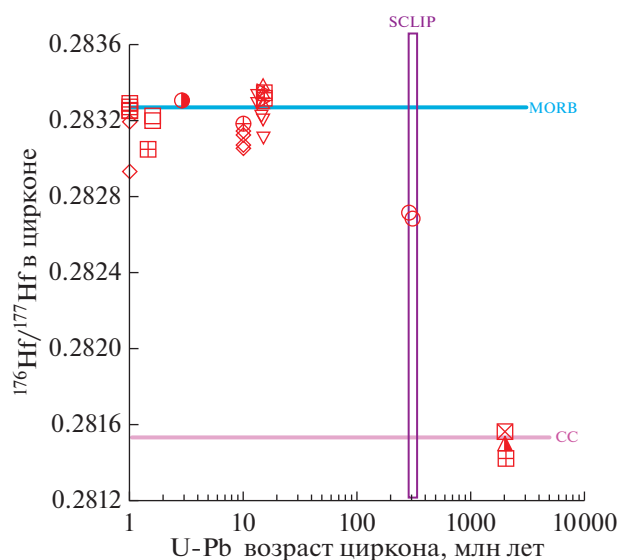


Рис. 7. Вариации величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и U-Pb возраста в цирконе из изученных пород. Изотопный состав гафния в MORB (голубая линия) и в континентальной коре (розовая линия) (CC) приведен по (Salters, Stracke, 2004; Chauvel et al., 2014; Andersson et al., 2011). Возрастной интервал образования Осло-Скагерракской магматической провинции (SCLIP) – сиреневый незалитый прямоугольник по (Torsvik et al., 2008).

ствуют соотношению изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 5.3 \pm 0.8\text{‰}$) в мантийном расплаве (Valley et al., 1998). Величина $\delta^{18}\text{O}$ циркона из дацита, отобранного на ВТП 9° с.ш., составила 4.6–5.0‰ (при среднем значении для породы, равном 4.8‰) и соответствует нижней части мантийного диапазона $\delta^{18}\text{O}$ (Grimes et al., 2013). Как следует из данных, приведенных на рис. 7 и 8, в изученных нами образцах по изотопному составу кислорода можно выделить три группы. В одной из которых величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от характерной для деплетированной мантии (5.3‰, см. рис. 6) до наблюдаемой в неизмененных MORB (5.5–5.6‰). В другой группе присутствуют зерна циркона с высоким $\delta^{18}\text{O} = 6.22\text{--}7.2\text{‰}$. Третья группа циркона, одновозрастная с двумя перечисленными выше, обнаруживает величины $\delta^{18}\text{O}$ более низкие, чем 5‰, достигающие в обр. 16ABP63-17 значения 4.74‰. Следует заметить, что, как было отмечено выше, в цирконе из этого образца наблюдаются морфологические признаки участия в его кристаллизации гидротермального флюида.

Таким образом, полученные нами оценки изотопного состава кислорода в цирконе могут свидетельствовать о впервые установленной изотопно-кислородной гетерогенности циркона из пород ВОК САХ. Это позволяет предполагать различия в геохимической природе возможного субстрата, плавление которого генерировало магматические

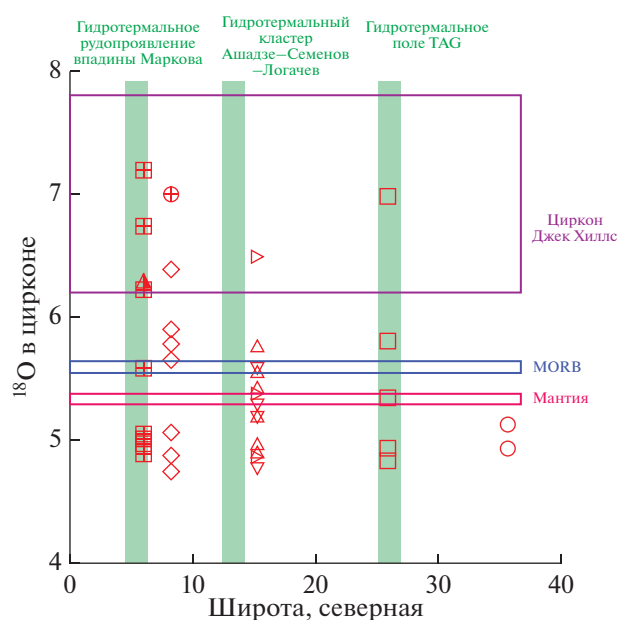


Рис. 8. Вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из изученных плутонических пород САХ вдоль простирания его осевой зоны.

Изотопный состав кислорода в мантии (красный контур), MORB (синий контур) и древнем цирконе конгломератов Джек Хиллс (сиреневый контур) показан по (Bindeman, 2008; Cavosie et al., 2009; Rumble et al., 2013). Районы гидротермальных полей и рудопроявлений САХ обозначены зелеными прямоугольниками.

расплавы, родительские для плутонических пород, слагающих рассмотренные в настоящей работе ВОК. Очевидно, что циркон с соотношением изотопов кислорода от 5.3 до 5.6‰ кристаллизовался из мантийных расплавов, для которых интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ хорошо установлен и достаточно однородный (Bindeman, 2008; Valley et al., 1998). Отклонения от мантийных соотношений могут свидетельствовать о субсолидусной эволюции вмещающих пород или контаминации магматического расплава веществом измененной коры с более высоким значением $\delta^{18}\text{O}$. Иными словами, циркон с повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ относительно мантии мог кристаллизоваться из расплава, обогащенного тяжелым изотопом ^{18}O . Такой расплав мог возникнуть при плавлении корового субстрата с высоким $\delta^{18}\text{O}$, который перед этим испытал низкотемпературное изменение с участием водного раствора при температуре $<200^\circ\text{C}$ (Cavosie et al., 2007; Valley et al., 2002). Это неявно подразумевает, что циркон с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (например, $\delta^{18}\text{O} > 6.3\text{‰}$) не мог кристаллизоваться из неконтаминированного мантийного расплава. Очевидно, что для создания фракционированного родительского резервуара, способного обеспечить кристаллизацию

циркона с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, необходимы низкотемпературные условия. Эти результаты подтверждают ранее сделанные выводы о том, что значения $\delta^{18}\text{O}$, превышающие $\sim 6.3\%$ в магматическом цирконе, не встречаются в мантийных магматических породах. Следует подчеркнуть, что рассмотренные в настоящей работе ВОК расположены преимущественно в районах САХ, где обнаружены активные гидротермальные поля, которые маркируют зоны циркуляции сквозь океаническую кору гидротермальных растворов (рис. 8). Древние цирконы из изученных образцов характеризуются изотопным составом кислорода и гафния, свидетельствующим об их бесспорной чужеродности относительно океанической коры, сформированной в САХ на всем протяжении его существования, начиная с ранней юры. Установленный в них изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ достигает 7.2%), так же как приведенные выше данные об изотопном составе гафния в тех же образцах, можно объяснить за счет ассимиляции магматическим расплавом фельзитового субстрата с резко отличающимся от мантийной метки изотопным составом кислорода.

Высказывалось мнение (Cavosie et al., 2009), что циркон, обогащенный тяжелым изотопом ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} > 6.3\%$), не мог образоваться в геодинамической обстановке, аналогичной наблюдаемой в Срединно-Атлантическом хребте (Cavosie et al., 2007). Этот вывод не подтверждается нашими данными. Циркон, выделенный из пород, отобранных в трех районах САХ, U-Pb изотопное датирование которого дало одинаковые значения возраста, оказался обогащенным тяжелым изотопом ($\delta^{18}\text{O} > 6.2\%$). Циркон с высоким $\delta^{18}\text{O}$ присутствует также в образцах, в которых эта фаза обладает мантийными значениями изотопного состава гафния. Это дает основание полагать, что в образовании циркона и вмещающих его пород в этих образцах принимали участие не только расплавы мантийного происхождения, но и продукты плавления корового субстрата, испытавшего низкотемпературное преобразование. Имея в виду полученные данные, можно считать, что кристаллизация циркона при смешении расплавов различного происхождения: мантийного и возникшего при плавлении измененной коры, происходила в габброидах из разлома Долдрамс. Отметим различия в U-Pb возрасте этих зерен циркона: ранний циркон (10 млн лет), судя по его изотопному составу кислорода, образовался из мантийного расплава, тогда как поздний (7 и 1 млн лет) — из расплава, образованного при плавлении измененной океанической коры.

Интересны различия в изотопном составе кислорода в древних зернах циркона. Циркон из разломной зоны Хэйс, U-Pb изотопный возраст которого 288 и 309 млн лет, кристаллизовался из

мантийного расплава, на что указывает его изотопный состав кислорода — величины $\delta^{18}\text{O}$ для него составляют 5.12 и 4.93 ‰, соответственно. Наиболее древние зерна циркона, обнаруженные во впадине Маркова, обогащены тяжелым изотопом кислорода ^{18}O — $\delta^{18}\text{O} = 6.3\text{--}7.2\%$, т.е. имеют не мантийное происхождение (рис. 9). Подобные высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для горных пород, которые претерпели осадочный цикл или гидротермальные изменения на морском дне. Следы изотопных меток этих пород прослеживаются в цирконе из гранитоидов, образованных при плавлении субстрата подобного происхождения (Hawkesworth, Kemp, 2006). Указанный изотопный состав кислорода характерен для цирконов из древнейших сиалических коровых комплексов Земли, например, гнейсового комплекса Акаста, Канада (Rumble et al., 2013). Таким образом, получены убедительные доказательства того, что в образовании габброидов из ВОК САХ принимали участие компоненты с повышенным относительно мантии содержанием тяжелого изотопа кислорода ^{18}O , источником которого послужили расплавы, образованные при частичном плавлении гидротермально-измененной океанической коры (циркон с U-Pb изотопным возрастом 1–15.4 млн лет) или древней гранитной коры (циркон с U-Pb изотопным возрастом древнее 1800 млн лет).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ О ВОЗРАСТЕ И ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ ГАФНИЯ И КИСЛОРОДА В ЦИРКОНЕ ВНУТРЕННИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САХ

Представленные выше данные свидетельствуют о том, что циркон из изученной коллекции образцов характеризуется отчетливой согласованностью измерений в нем U-Pb возраста, изотопного состава гафния и кислорода, а также его морфологических особенностей.

Зерна циркона, с возрастом порядка 1980–2044 млн лет, судя по их изотопному составу гафния и кислорода, не могут рассматриваться как продукты кристаллизации мантийных расплавов, однако, соответствуют по этим параметрам циркону, характерному для древнего сиалического субстрата континентальной коры. По существующим представлениям бассейн современного Атлантического океана был сформирован в результате раскола суперконтинента Пангея, начавшегося около 200 млн лет тому назад (Labails et al., 2010; Stampfli et al., 2013). Суперконтинент Пангея возник в результате амальгамации континентов и микроконтинентов, завершившейся в ранней перми около 300 млн лет тому назад и приведшей к консолидации материковых масс Гондваны (Юж-

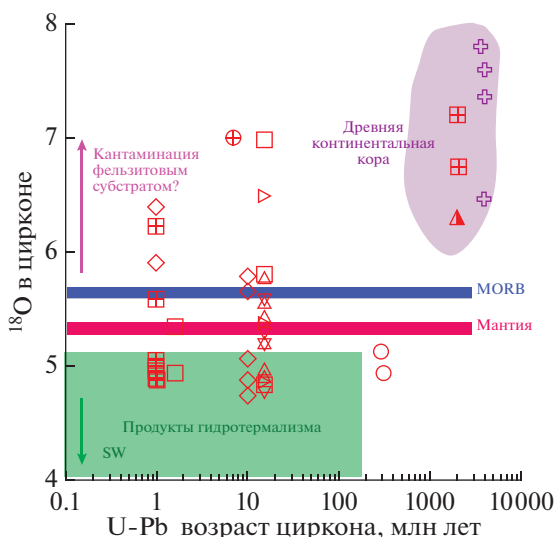


Рис. 9. Вариации изотопного состава кислорода и U-Pb возраста в цирконе из изученных пород. Изотопный состав кислорода в MORB (синее поле) и в цирконах САХ гидротермального происхождения (зеленое поле) показаны по (Bindeman, 2008; Grimes et al., 2009; 2011). Изотопный состав кислорода в деплетированной мантии (красное поле) — по (Cavosie et al., 2009). Изотопный состав кислорода в древнейших тоналитовых ортогнейсах Акаста (незалитые синевенные крестики) показан по (Rumble et al., 2013).

ная Америка, Африка, Антарктида, Индия, Австралия) и Лавразии (Stampfli et al., 2013). Континентальная кора этого суперконтинента включала древнейшие комплексы пород, послужившие субстратом современных кратонов. Возраст метаморфических и магматических комплексов пород континентальной коры Пангеи соответствует огромному временному интервалу, включающему хадейский эон, неопротерозой и палеозой: 4000–270 млн лет. Циркон из этих комплексов пород характеризуется теми же возрастными и изотопными метками гафния и кислорода, что и древнейшие зерна циркона, обнаруженные в плутонических породах осевой зоны САХ.

Группа зерен циркона с возрастом порядка 288–309 млн лет обнаруживает изотопные метки гафния и кислорода, которые позволяют связывать его образование с этапами формирования магматических комплексов пород, представленных базальтовыми покровами, силлам и дайками, относящимися к крупной Осло-Скагерракской магматической провинции (SCLIP – Skagerrak-Centered LIP) с возрастом 287–307 млн лет (Torsvik et al., 2008). Проявления магматизма, связанные с этой крупной магматической провинцией, являются следствием активизации в позднем карбоне–ранней перми Африканского суперплюма, которая в указанный интервал времени имела место в районе оз. Чад (Центральная Африка) и

иницировала раскол суперконтинента Пангея (Torsvik et al., 2008).

Изотопный состав гафния зерен циркона с возрастом 1–2.9 и 7–10 и 15–15.4 млн лет соответствует или близок к таковому в современных MORB, поэтому можно предполагать, что эти цирконы своим происхождением обязаны магматизму рифтовой долины САХ. Однако изотопные метки кислорода в цирконе этой возрастной группы во многих случаях обнаруживают обогащение тяжелым изотопом ^{18}O : $\delta^{18}\text{O} = 6.22\text{--}7.2\text{‰}$. Этот изотопный эффект свидетельствует в пользу участия в формировании расплавов, родительских для вмещающих молодые кристаллы циркона габбро, вещества гидротермально-измененного океанического корового субстрата. При этом необходимо иметь в виду, что экспериментальные данные, приведенные в (Borisov, Aranovich 2019), демонстрируют, что кристаллизация циркона в ходе эволюции “сухих” базальтовых расплавов весьма маловероятна, однако становится возможной при участии водного флюида в магматической системе такого состава. Участие водно-солевого флюида в образовании перекристаллизованных габбро из трондземит-габбро-перидотитовой ассоциации ВОК установлено во многих районах САХ (например, Силантьев и др., 2011).

Очевидно, что наиболее дискуссионным вопросом остается необходимость объяснения феномена присутствия древних зерен циркона в продуктах магматизма рифтовой долины, где образуется молодая океаническая кора. По (Bindeman, 2008), появление в молодых магматических породах древних кристаллов циркона с высоким изотопным отношением кислорода и низким гафния, можно объяснить за счет ассимиляции магматическим расплавом субстрата с резко отличающимся изотопным составом. В этом случае возникает неизбежный вопрос о природе подобного контаминанта. Причем, проблема заключается не в реконструкции геохимического типа протолита, с которым генетически связан древний циркон. Огромный объем изотопно-геохимических данных, посвященных описанию зерен древнего циркона, позволяет достаточно уверенно идентифицировать возможный тип протолита, с которым этот минерал связан генетическими узлами. Предметом дискуссии остается присутствие древнего циркона в продуктах магматизма современной рифтовой долины срединно-океанического хребта. Проблема сохранности субстрата, соответствующего древнего возраста в активной зоне спрединга, может быть рассмотрена в свете существующих данных о характере геохимической сегментации САХ и о строении малоглубинной мантии под ним по геофизическим данным.

Существующие данные свидетельствуют о том, что мантийному субстрату под осевой зоной

САХ свойственна вещественная гетерогенность, которая отчетливо отражается в вариациях содержания некогерентных элементов и изотопных характеристик (например, ϵ_{Hf} и ϵ_{Nd}) в продуктах магматизма рифтовой долины (Chauvel, Blichert-Toft, 2001; Силантьев, 2003; Костицын и др., 2018). Характер проявлений геохимической сегментации осевой зоны САХ отражается в строении ее фундамента. В северном полушарии установлено чередование сегментов хребта с мощным базальтовым слоем и сегментов, в которых базальтовый слой редуцирован, а разрез океанической коры сложен преимущественно породами габбро-перидотитовой ассоциации (например, Klein, Langmuir, 1987; Bougault et al., 1998; Dosso et al., 1999). Были определены вариации изотопного состава неодима в образцах плутонических пород активной части разлома Вима, свидетельствующие о химической и изотопной гетерогенности источников магматизма рифтовой долины САХ (Костицын и др., 2018). Судя по приведенным в цитируемой работе данным, вещество этих обогащенных источников могло быть представлено древним базальтовым субстратом. Реконструкция геохимической природы мантийных источников магматизма под рифтовой долиной САХ (Силантьев, 2003) позволила прийти к заключению о том, что в осевой зоне САХ к северу от экватора присутствуют мантийные перидотиты, представляющие вещество субконтинентальной литосферной мантии. Это вывод подтверждают результаты анализа данных об изотопно-геохимических особенностях базальтов рифтовой долины САХ (Dosso et al., 1999). Таким образом, есть основания предполагать присутствие под осевой зоной САХ фрагментов вещества древней континентальной или океанической литосферы. В этом случае возможными кандидатами на роль донора древнего циркона могут претендовать тела габброидов, родителские расплавы которых захватывались субстратом малоглубинной мантии в течение всей геологической истории современного бассейна Атлантического океана. Альтернативная точка зрения на присутствие древнего циркона в продуктах магматизма рифтовой долины САХ допускает долгий транспорт этого минерала из зоны субдукции в мантийные источники магматизма под современным центром спрединга (например, Guitreau et al., 2012). Однако существует альтернативная точка зрения, подвергающая сомнению способность циркона сохраняться при высоких P - T параметрах. Например, в работе (Костицын и др., 2015) сделано предположение, что в условиях верхней мантии, при температурах порядка 1200–1300°C, U-Pb система независимо от размера зерен циркона будет полностью омоложена за несколько тысяч лет. Однако, в любом случае остается нерешенной проблема возможности присутствия субстрата

древней литосферы, являющейся донором древнего циркона, в активной зоне океанического спрединга, соответствующей дивергентной границе литосферных плит, которая маркирует восходящую ветвь мантийной конвекции.

Проблема заключается в необходимости допущения присутствия под некоторыми районами осевой зоны САХ блоков литосферы, периодически вовлекающихся в процессы частичного плавления, но не участвующих в латеральном перемещении вещества сублитосферной мантии вдоль верхней ветви конвективного конвейера. Было показано, что во многих случаях сильно деплетированные мантийные перидотиты САХ по мере своей эволюции во времени должны были испытывать неоднократное плавление (Силантьев и др., 2000). В свою очередь, интерпретация изотопных характеристик базальтов и габброидов, ассоциирующихся с этими перидотитами, допускает их происхождение за счет повторного плавления мантийного источника. Возможно, неоднократное плавление мантии под осевой зоной САХ является универсальной чертой магматизма низкоскоростных спрединговых центров и служит возможным свидетельством в пользу периодической стагнации спрединга в осевой зоне хребта. Был предпринят сравнительный анализ тепловых характеристик мантии под срединно-океаническими хребтами (Husson et al., 2015), оценка которых производилась на основе данных сейсмической томографии, использованных в модели (Debayle, Ricard, 2012). Было показано, что термальная структура литосферы срединно-океанических хребтов постепенно отклоняется от полупространственной модели охлаждения для медленно-спрединговых хребтов, особенно для ультра-медленно-спрединговых хребтов. Приведенные данные (Husson et al., 2015) указывают на то, что признаки мантийной конвекции под медленно- и ультрамедленно-спрединговыми срединно-океаническими хребтами в большей степени носят хаотичный характер. В этом случае была использована термомеханическая модель, представляющая конвективную ячейку, поверхность которой транспортирует континентальную литосферу. По этой модели континенты постепенно дрейфуют в направлении от срединно-океанического хребта, где образуется океаническая литосфера, в то время как на противоположной стороне плитного конвейера они испытывают коллизию. Эта геодинамическая схема подразумевает радикальное изменение кинематики верхней части конвектирующей мантии, которая эволюционирует от мобильного до практически стагнирующего режима. При этом океанические плиты становятся более жесткими при сопутствующем возникновении многочисленных мелких и недолговечных плюмов, нарушающих структуру океанической литосферы. При этом происходит уменьшение теплового по-

тока, что, в случае ультрамедленно-спредингового хребта, может привести к прекращению частичного плавления. Таким образом, данные о термальном состоянии мантии под медленно-спрединговыми хребтами (каковым является САХ) позволяют предполагать, по меньшей мере, возможность нарушения постоянства кинематического режима мантийной конвекции под осевой зоной хребта.

Наиболее древние возрасты циркона (1980–2040 млн лет) из изученной коллекции установлены в породах, драгированных во впадине Маркова. Попадание зерен циркона такого возраста в мантийные расплавы, из которых образуется современная океаническая кора САХ, может быть объяснено следующим механизмом. На раннем этапе раскрытия бассейна Атлантического океана мантийные расплавы были контаминированы древним субстратом суперконтинента Пангея и приняли зерна циркона с древним возрастом. При кристаллизации этих расплавов в малоглубинной мантии формировались жильные тела и дайки габброидов с возрастом, соответствующем начальному этапу раскрытия Атлантического океана. При вовлечении этого мантийного субстрата в повторное плавление его продукты могли бы содержать зерна циркона нескольких возрастных генераций. Именно этот феномен наблюдается во впадине Маркова. Рассматриваемый механизм взаимодействия габброидных тел разного возраста находит подтверждение в модели многократных интрузий габброидных силлов (“multiple sill”), предложенной в (Grimes et al., 2008) для габбро/трондьемитовой ассоциации САХ. В цитируемой работе предполагается, что кора медленно-спрединговых хребтов в основании разломов срыва (detachment faults) включает серию габброидных силлов, интрузирующих друг друга и внедренных на различных уровнях глубинности океанической литосферы.

Плутонические породы, вмещающие древние кристаллы циркона, возможно, связаны с аномальными мантийными резервуарами, не являющимися источниками магматизма, продуцирующими MORB. На всем простирании осевой зоны САХ в строении океанической коры принимают участие две группы мантийных перидотитов, одна из которых по величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ близка к DM и MORB, связанным с этим мантийным резервуаром. Другая группа обнаруживает низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что может отражать как влияние низкотемпературного изменения протолита этих пород, так и первичную изотопно-геохимическую метку мантийного субстрата. Имеющиеся данные (Силантьев, 2003) позволяют прийти к заключению, что среди мантийных рестигов САХ с низким изотопным отношением неодима присутствуют обе эти группы перидоти-

тов. В пользу этого говорит также то обстоятельство, что с подобными аномальными перидотитами во впадине Маркова ассоциируют габброиды и плагиограниты с такими же низкими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Савельева и др., 2008). Та же ассоциация плутонических пород описана в других районах САХ (Силантьев и др., 2000, 2003). Таким образом, можно предполагать, что циркон с аномально древними возрастными связан с древним субстратом континентальной природы, который явился контаминантом для мантийных расплавов рифтовой долины САХ.

Оценки U-Pb возраста циркона, выделенного из плутонических пород, драгированных вне рифтовой долины САХ: блоковое поднятие к востоку от рифтовой долины – 1.6 и 15.4 млн лет (обр. FRS67-3); разломная зона $15^{\circ}20'$ – 15 млн лет (обр. 16ABP63-1, 17, 44); разломная зона Долдрамс – 1 и 7–10 млн лет (обр. SO969-2, SO981-12), позволяют прийти к следующим выводам. В случае разломной зоны $15^{\circ}20'$ возраст циркона, выделенного из различных петрографических типов габбро (15 млн лет), соответствует возрасту местных магнитных аномалий (14.8 млн лет, по Müller et al., 2008). Однако в разломной зоне Долдрамс и в расположенном к северу от разлома Кейн блоковом поднятии к востоку от рифтовой долины в одних тех же образцах плутонических пород обнаружен циркон зрелого (7–10 и 15.4 млн лет, соответственно) и молодого (1 и 1.6 млн лет) возрастов. Этот феномен свидетельствует о возможном внедрении более молодых магматических расплавов в субстрат более зрелого возраста в зонах трансформных разломов. Это позволяет предполагать проявления молодого вне осевого магматизма в бортах крупных трансформных разломов Атлантического океана.

Группа зерен циркона с возрастом от 1 до 15.4 млн лет, как было продемонстрировано выше, была образована в результате специфического взаимодействия магматических и гидротермальных систем САХ, подразумевающего участие в формировании расплавов, родительских для вмещающих габбро, вещества гидротермально-измененного океанического корового субстрата или водно-солевого гидротермального раствора. Следует заметить, что в образцах с цирконом такого происхождения может присутствовать и унаследованный из исходных габброидов циркон с мантийными изотопными метками.

ВЫВОДЫ

В заключение, имея в виду рассмотренные выше сведения о U-Pb возрасте и изотопном составе гафния и кислорода в цирконе из плутонических пород, слагающих внутренние океанические комплексы САХ, можно сформулировать несколько выводов о главных факторах, определяющих спе-

цифику петрогенезиса и крупномасштабную геохимическую сегментацию его гребневой зоны. Эти выводы подтверждают фундаментальное значение взаимодействия гидротермальных и магматических систем в низкоскоростных центрах спрединга и позволяют реконструировать природу главных агентов, контролирующих формирование океанической литосферы в рифтовой долине САХ.

1. В магматизме рифтовой долины САХ на всем протяжении геологической истории существования бассейна Атлантического океана принимали участие реликты древней континентальной литосферы, спорадически сохранившиеся под осевой зоной хребта и вовлекающиеся в процесс частичного плавления малоглубинной мантии.

2. Возможно, в верхней ветви мантийного конвейерного конвейера существуют локальные участки стагнации в движении литосферной плиты по направлению от оси спрединга.

3. Субстрат малоглубинной мантии вмещает линзовидные или дайковые тела габброидов, возраст которых соответствует всему диапазону времени существования бассейна Атлантического океана.

4. Мантийные резервуары, участвующие в формировании родительских для MORB расплавов, под некоторыми сегментами САХ могли подвергаться неоднократному плавлению.

5. На всем протяжении геологической истории бассейна Атлантического океана в эволюции состава магматических расплавов осевой зоны САХ, на заключительных этапах которой кристаллизовался циркон, участвовал водный (или водно-солевой) флюид и вещество гидротермально измененной океанической коры.

6. Установлены признаки возможного внедрения молодых магматических расплавов в коровый субстрат более зрелого возраста в зонах трансформных разломов. Это позволяет предполагать проявления молодого вне осевого магматизма в бортах крупных трансформных разломов.

Благодарности. Авторы признательны академику В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН) за внимательное ознакомление с содержанием рукописи и высказанные им полезные замечания, а также д-ру С.Ю. Соколову (ГИН РАН) за помощь в использовании геофизических данных о возрасте литосферы САХ в Центральной Атлантике.

Финансовые источники. Настоящее исследование осуществлялось при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00001а и средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 “Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С. и др.* Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 4–19.
- Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И. и др.* Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° с.ш.): результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геохимия. 1997. № 8. С. 876–880.
- Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г. и др.* Новые данные о сульфидных рудопроявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте в экваториальной Атлантике (6° с.ш.) // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 2. С. 215–220.
- Бортников Н.С., Савельева Г.Н., Матуков Д.И. и др.* Возраст цирконов из плагиогранитов и габбро по данным SHRIMP: плейстоценовая интрузия в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, 5°30.6'–5°32.4' // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 1. С. 94–99.
- Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А. и др.* Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb датирования): значение для понимания глубинной динамики современных океанов // Докл. АН. 2008. Т. 421. № 2. С. 240–248.
- Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф. и др.* U-Pb датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельство взаимодействия молодой и древней коры в зоне спрединга дна океана // Докл. АН. 2019. Т. 489. № 5. С. 49–55.
- Дмитриев Л.В.* Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 340–362.
- Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В. и др.* Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова 6° с.ш.) // Докл. АН. 2010. Т. 433. № 6. С. 785–791.
- Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А. и др.* Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе (Срединно-Атлантический хребет, 12°58' с.ш.) по результатам исследования циркона // Докл. АН. 2012. Т. 447. № 4. С. 424–428.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А. и др.* Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.
- Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О. и др.* Возраст плутонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников // Геохимия. 2018. № 2. С. 1–23.

- Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и происхождение океанической коры в регионе “сухого спрединга” Центральной Атлантики (7°–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанической литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15–26.
- Разницин Ю.Н. Тектоническое расслоение литосферы Атлантического океана // Тр. Геологического ин-та. Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 2004. Т. 560. 246 с.
- Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Баянова Т.Б. и др. Изотопные Sm-Nd, Rb-Sr системы, захваченный He и углеводородные газы как маркеры источников расплава и флюидного режима при формировании океанической коры Срединно-Атлантического хребта в районе 5–6° с.ш. // Геохимия. 2008. № 8. С. 803–817.
- Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик рестиновых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.
- Силантьев С.А., Кэйси Дж.Ф., Смит С.Е. Вещественный состав и условия метаморфизма пород третьего слоя океанической коры в офсете разломной зоны Хэйс, Центральная Атлантика // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 469–486.
- Силантьев С.А., Карпенко С.Ф., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного субстрата САХ, 14°–16° с.ш. и 33°40′ с.ш.: временные и вещественные ограничения процессов аккреции океанической литосферы по данным исследования Sm-Nd изотопной системы // Наука о Земле. 2000. Т. 2. № 3/4. С. 227–242.
- Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М. и др. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58′–14°45′ с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. Т. 49. № 4. С. 339–372.
- Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 18–31.
- Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Лаврушин В.Ю. и др. Геологическое строение и признаки гидротермальной рудоносной активности в зоне сочленения южного сегмента рифта с трансформным разломом Долдрамс (Центральна Атлантика) // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 3. С. 372–377.
- 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.
- Трухалев Ф.И., Силантьев С.А., Куренцова Н.А. и др. Древний возраст метагаббро и гранито-гнейса, драгированных в осевой части Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 6. С. 1447–1452.
- Andersson U.B., G.C. Begg G.C., Griffin W.I., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. <https://doi.org/10.1130/L162.1>
- Baines A.G., Cheadle M.J., John B.E. et al. SHRIMP Pb/U zircon ages constrain gabbroic crustal accretion at Atlantis Bank on the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. P. 540–550.
- Bea F., Bortnikov N., Montero P. et al. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge // Lithos. 2020. V. 354–355. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105361>
- Bindeman I. Oxygene isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 445–478.
- Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 21779–21802.
- Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chemical Geol. 2019. V. 510. P. 103–112.
- Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle Heterogeneity from Trace Elements: MAR Triple Junction near 14° N // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 88. P. 27–36.
- Canales J.P., Carton H., Carbotte S.M. et al. Network of off-axis melt bodies at the East-Pacific Rise // Nature Geosci. 2010. V. 5. № 4. P. 279–283.
- Cannat M., Casey J.F. An ultramafic lift at the Mid-Atlantic Ridge: Successive stages of magmatism in serpentinized peridotites from the 15° N region // Eds. R.L.M. Vissers, A. Nicolas. Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites. Kluwer Acad. Publ., 1995. P. 5–34.
- Casey J.F., Bryan W.B., Klitgord K. et al. Long wavelength inter-segment and inter-segment-scale geochemical variations in basalts between 30° and 34° N, Mid-Atlantic Ridge // USGU Fall Meet. Abstract. V. 1991. P. 584.
- Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. The oldest terrestrial mineral record: a review of 4400 to 4000 Ma detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia // Eds. M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. Earth's oldest rocks. Dev. Precambrian Geol. 2007. V. 15. P. 91–111.
- Cavosie A.J., Kita N.T., Valley J.W. Primitive oxygen-isotope ratio recorded in magmatic zircon from the Mid-Atlantic Ridge // Amer. Mineral. 2009. V. 94. P. 926–934.
- Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth. Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 137151.
- Chauvel C., Garçon M., Bureau S., Besnault A. Bor-ming Jahn, Zhongli Ding. Constraints from loess on the Hf–Nd isotopic composition of the upper continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 388. P. 48–58.
- Debayle E., Ricard Y. A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2012. V. 117. № B10. P. 10308.
- Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomes et al. Lithostratigraphic evolution of an in situ section of oceanic layer 3 // Proc. Ocean Drill. Program: Sci. Res. 1991. V. 118. P. 439–538.
- Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al. Sr–Nd–Pb geochemical morphology between 10° and 17° N on the Mid-Atlantic Ridge: A new MORB isotope signature // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 106. P. 29–43.
- 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.

- Escartin J., Smith D.K., Cann J., Shouten H. et al.* Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // *Nature*. 2008. V. 455. P. 790–794.
- Gasparini L., Bonatti E., Brunelli D. et al.* New data on the geology of the Romanche FZ, equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report // *Giornale di Geologia*. 1997. V. 59. № 1–2. P. 3–18.
- GEBCO 30° N Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. <http://www.gebco.net>
- German C.R., Lin J.* The thermal structure of the oceanic crust, ridge-spreading and hydrothermal circulation: How well do we understand their inter-connections? // *Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions Between the Lithosphere and Oceans*. Geophysical Monograph 148. Amer. Geophys. Union. 2004. <https://doi.org/10.1029/148GM01>
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L.* Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon ages from Atlantis Massif and IODP hole U1309D (30° N, MAR) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 8. Q08012. <https://doi.org/10.1029/2008GC002063>
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J. et al.* On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 158. P. 757–783.
- Grimes C.B., Ushikubo T., John B.E., Valley J.W.* Uniformly mantle-like $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 13–33.
- Grimes C.B., Ushikubo T., Kozdon R., Valley J.W.* Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon // *Lithos*. 2013. V. 179. P. 48–66.
- Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H. et al.* Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 337–338. P. 211–223.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.C.* Evolution of the continental crust // *Nature*. 2006. V. 443. № 7113. P. 811–817.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- 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.
- Jackson M.G., Dasgupta R.* Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.023>
- Karson J.A., Dick H.J.B.* Deformed and metamorphosed oceanic crust on the Mid-Atlantic Ridge // *Ophioliti*. 1984. V. 9. P. 279–301.
- Kelley D.S., Delaney J.R.* Two phase separation and fracturing in mid-ocean ridge gabbros at temperatures greater than 700°C // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. P. 53–66.
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L. et al.* Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon // *Science*. 2007. V. 315. P. 980–983.
- Kirkland C.I., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al.* Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2017. V. 212–215. P. 397–414.
- Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 8089–8115.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M.* Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. P. 414–432.
- 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.
- Lissenberg C.J., Rioux M., Shimizu N. et al.* Zircon dating of oceanic crustal accretion // *Science*. 2009. V. 323. P. 1048–1050.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J.* Life cycle of oceanic core complexes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 333–344.
- Miyashiro A., Shido F.* Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24° N // *Geochem. J.* 1980. V. 14. № 4. P. 145–154.
- Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 4. Q04006. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Nisbet E.G., Flower M.F.G.* The Mid-Atlantic Ridge at 37 and 45° N: Some geophysical and petrological constraints // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 1978. V. 54. P. 631–660.
- Peck W.H., Valley J.W., Wolde S.A., Graham C.M.* Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. № 22. P. 4215–4229.
- 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.
- Rioux M., Garber J., Bauer A. et al.* Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision UPb zircon geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 451. P. 185–195.
- Rumble D., Bowring S., Iizuka T. et al.* The oxygen isotope composition of earth's oldest rocks and evidence of a terrestrial magma ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 4. № 6. <https://doi.org/10.1002/ggge20128>
- Salter V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. № 5. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. et al.* Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27° N and 73° N // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.
- Shipboard Scientific Party.* Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16° N // *Ocean Drilling Program, Leg 209 Preliminary Report*, Texas A&M University, College Station TX. 2003. 160 p.
- Sinton J.M., Detrick R.S.* Mid-Ocean Ridge magma chambers // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B1. P. 197–216.
- Smith D.K., Cann J.R., Escartín J.* Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13° N on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 2006. V. 442. P. 440–443.

- Stampfli G.M., Hochard C., Verard C. et al.* The formation of Pangea // *Tectonophysics*. 2013. V. 593. P. 1–19.
- Schwartz J., John B.E., Cheadle M.J. et al.* Inherited zircon and the magmatic construction of oceanic crust // *Science*. 2005. V. 310. P. 654–657.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.* Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the ~300 Ma Skagerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 267. P. 444–452.
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A.* A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 351–354.
- Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J.* Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 1–11.
- Warren J.M.* Global variations in abyssal peridotite compositions // *Lithos*. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.023>
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. 2001. V. 409. P. 175–178.
- White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 19 683–19 715.
- Workman R.K., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72.

Zircons of Different Age and Their Isotopic Composition (Hf, O) in the Rocks of the Axial Zone of the Mid-Atlantic Ridge: Evidence of Repeated Melting of the Heterogeneous Mantle and Episodic Accretion of Oceanic Crust in the Spreading Center

**N. S. Bortnikov¹, S. A. Silantyev², F. Bea³, P. Montero³,
T. F. Zinger⁴, S. G. Skolotnev⁵, and E. V. Sharkov¹**

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

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

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

⁴ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

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

This paper synthesizes available and original U-Pb geochronological and hafnium and oxygen isotope data on zircon from gabbro and peridotites in the oceanic core complexes (OCC) situated at different segments of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) extending for 2000 miles along the its crest zone. We attempted to reproduce the evolution of MAR magmatism and to determine the geochemical and geodynamic nature of zircon protolith in OCC. It is shown that the relicts of old continental lithosphere have been preserved locally beneath the ridge axial zone and were involved in the partial melting of a shallow mantle during the magmatic evolution of the MAR rift valley. Age variations of zircon from plutonic rocks of the oceanic basement of fracture zones at some distance from the rift valley suggest the occurrence of young magmatism that differs in age from established magnetic anomalies. During geological history of the Atlantic Ocean, the evolution of the melt originated in the Rift Valley of MAR, with zircon crystallization at final stages, was influenced by aqueous (or aqueous–saline) fluid. Obtained conclusions confirm the fundamental significance of the interaction between hydrothermal and magmatic systems in the slow-spreading Mid-Ocean Ridges.

Keywords: zircon, U-Pb dating, hafnium isotopy, oxygen isotopy, oceanic lithosphere, Mid-Atlantic Ridge