

СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 1, 2022

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 <i>Н. С. Бортников, С. А. Силантьев, Ф. Беа, П. Монтеро, Т. Ф. Зингер, С. Г. Сколотнев, Е. В. Шарков</i>	3
Остаточный расплав после кристаллизации оксид-габбро: пример кислого дифференциата MORB в современной океанической коре (комплекс Ашадзе, Центральная Атлантика) <i>К. Н. Шолухов, В. Ю. Прокофьев, И. П. Соловова, С. Е. Борисовский, О. М. Жиличева, А. Н. Перцев</i>	31
Палеогеновый вулканизм Северного Приохотья <i>В. В. Акинин, В. Н. Смирнов, П. И. Федоров, Г. О. Ползуненков, Д. И. Алексеев</i>	47
Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) <i>Е. Ю. Акимова, А. Б. Кольцов</i>	69
Колчеданоносные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции <i>А. М. Косарев, В. Н. Пучков, И. Б. Серавкин, Г. Т. Шафигуллина</i>	91

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-

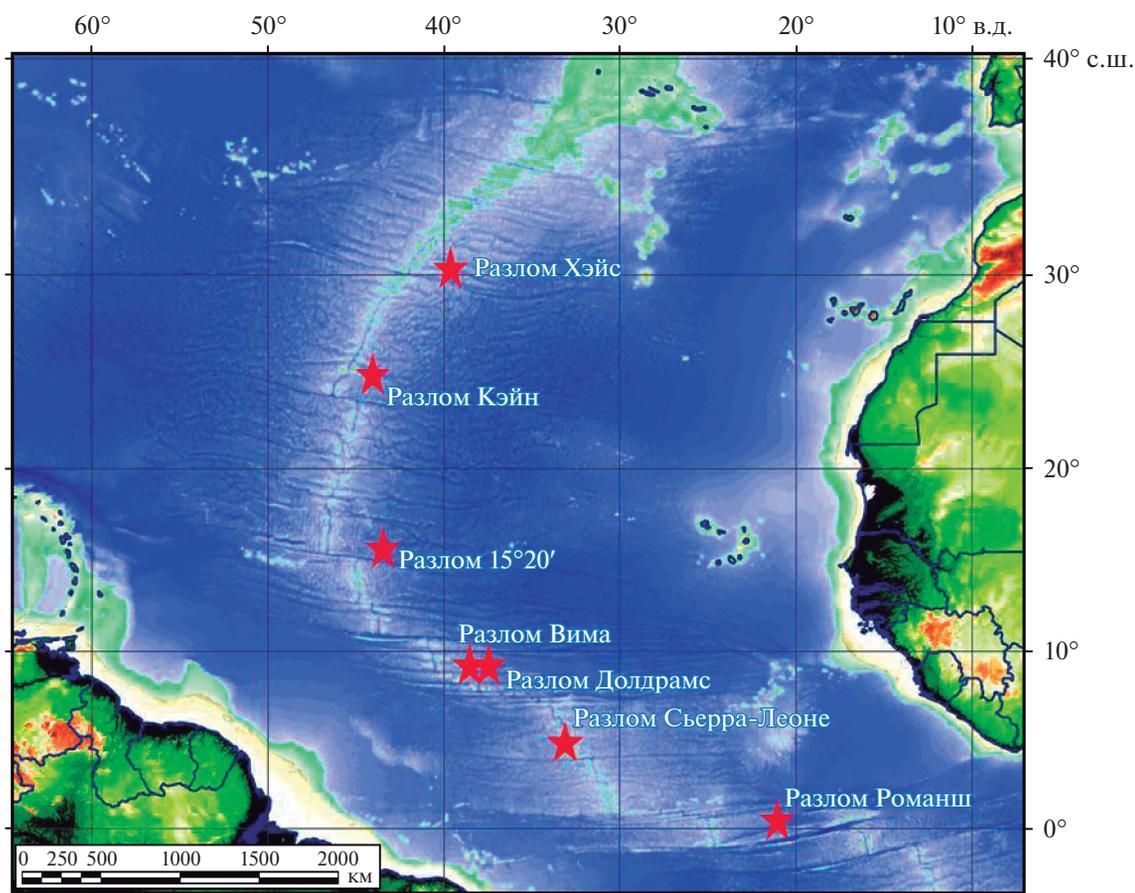


Рис. 1. Районы опробования гребневой зоны САР, в которых были получены изученные образцы. Карта заимствована из GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>).

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 рентгенофлюоресцентного 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. 16ABP63-1, 17, 44)									
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000668	0.000031	0.283297	0.000035	15	4.9	18.44
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001425	0.000057	0.283309	0.000043	15	4.97	18.86
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000924	5.0E-06	0.283318	0.000041	15	5.43	19.18
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000566	7.0E-06	0.283296	0.000044	15	5.2	18.4
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001087	0.00002	0.283384	0.000087	15	5.77	21.52
16ABP63 - 1	15°16'; 44°48'	Габбро	0.000901	0.000024	0.283345	0.000048	15	5.56	20.14
16ABP63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001419	0.000065	0.283318	0.000075	15	5.28	19.18
16ABP63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.00198	0.00031	0.283107	0.000092	15	4.76	11.68
16ABP63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.00568	0.00021	0.2832	0.00024	15	5.58	14.94
16ABP63 - 17	15°16'; 44°48'	Габбро	0.001547	0.00002	0.283351	0.000099	15	5.18	20.35
16ABP63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.001845	0.000013	0.283353	0.000088	15	5.37	20.38
16ABP63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.002142	0.000016	0.283346	0.000097	15	6.49	20.14
16ABP63-44	15°16'; 44°48'	Гнейсовидное габбро	0.001352	7.0E-06	0.283314	0.000047	15	4.86	19.04
Разломная зона Хэйс (обр. 16ABP1-7B)									
16ABP1 - 17B	33°35'; 47°43'	Офитовое габбро	0.001407	0.000078	0.28268	0.00027	309	4.93	2.88
16ABP1 - 17B	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 Долдрамс (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 Долдрамс (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 расплава, 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 идингсита по оливину. Порода подверглась брекчированию. В ней выявлены многочисленные поверхности скольжения и сохранились реликты первичной кумулятивной структуры.

Образец L1097-3 сложен катаклазированными оливиновыми лейко-габброноритами с роговой обманкой и ильменитом. Преобладающей фазой является плагиоклаз (An_{65-66}). Оливин (Fo_{77-78}) частично замещен идингситом. 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.

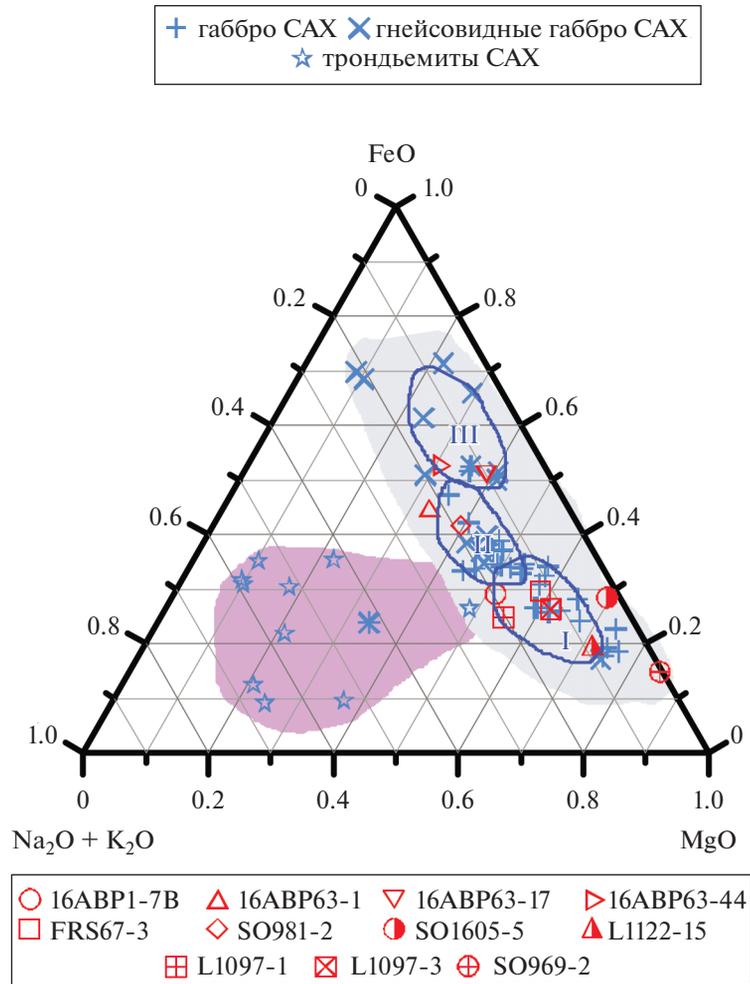


Рис. 2. Вариации содержания главных элементов в изученных породах на диаграмме AFM.

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 Na₂O и SiO₂ 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-

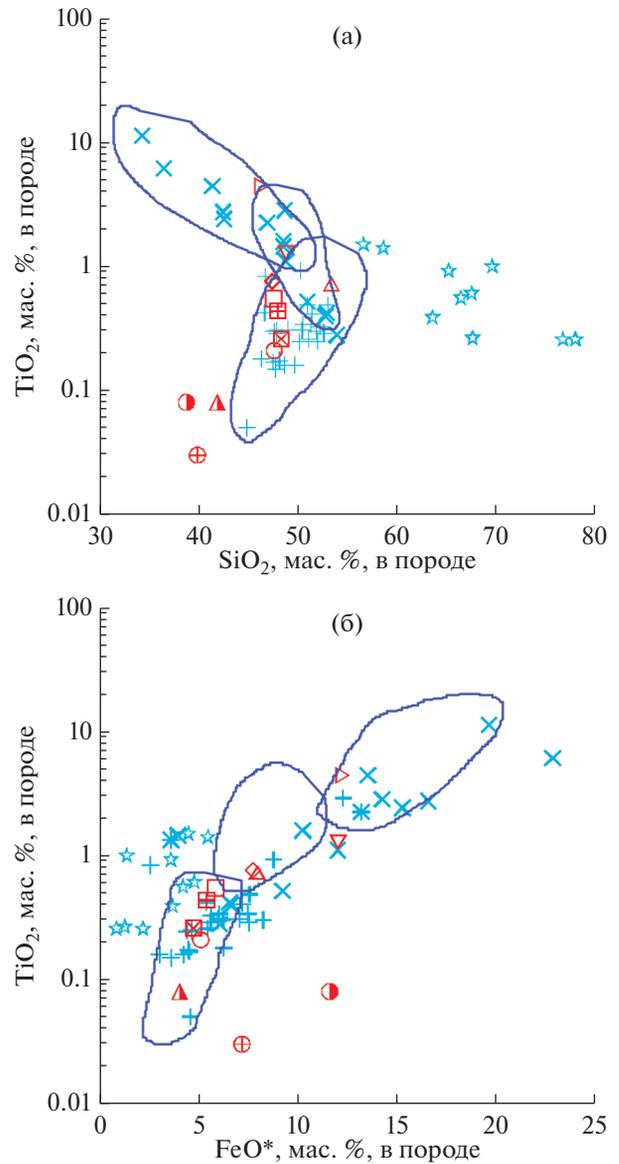


Рис. 3. Вариации содержания SiO₂ и TiO₂ (а), FeO* и TiO₂ (б) в изученных породах. Поля состава габбро ранней (I), средней (II) и поздней (III) стадий показаны по (Miyashiro, Shido, 1980). Незалитые звездочки – трондьемиты ВОК Срединно-Атлантического хребта. Условные обозначения см. на рис. 2.

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.

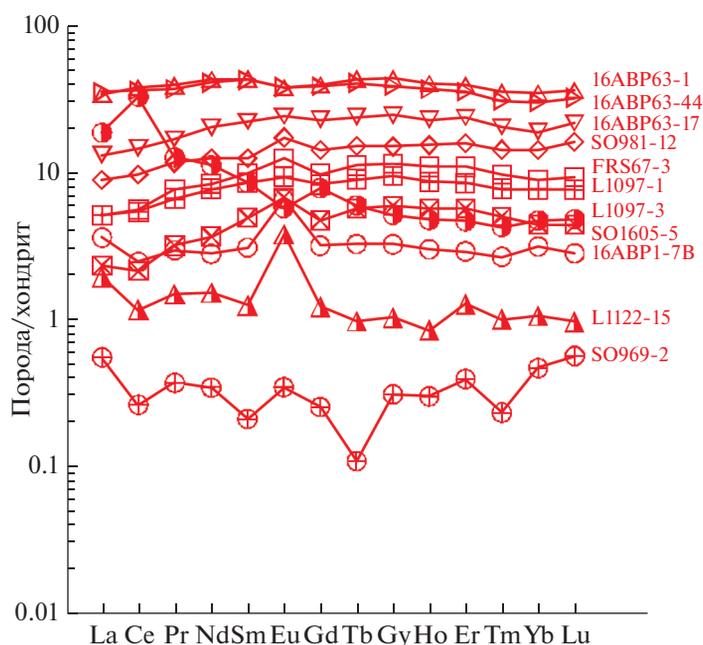


Рис. 4. Характер распределения содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995), в изученных образцах. Условные обозначения см. на рис. 2.

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 СЛ-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 СЛ-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 СЛ-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 СЛ-излучении в этих зернах наблюдается перекристаллизация с полным или частичным исчезновением тонкой осцилляторной зональности. Новообразованные грани в СЛ-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 СЛ, 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 призм. Встречен катаклазированный кристалл, на внешней форме которого прослеживается его распад с последующей грануляцией на мелкие зерна. В обоих зернах в СЛ-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

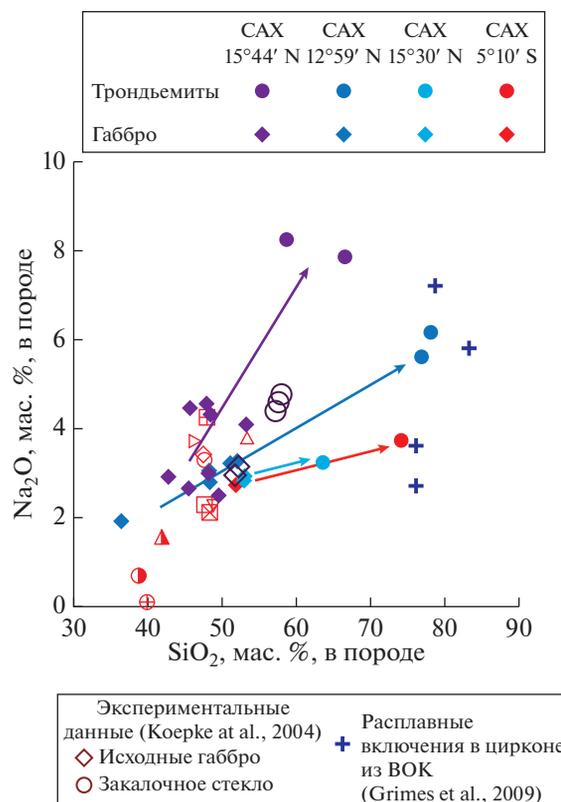


Рис. 5. Вариации содержания SiO_2 и Na_2O в офитовых и гнейсовидных габбро, а также в тронджемитах, отобранных из различных ВОК Срединно-Атлантического хребта.

Состав расплавных включений в цирконе из тронджемитовых жил в габбро и ультрамафитах САХ и ЮЗИХ приведен по (Grimes et al., 2009). Экспериментальные данные по (Koeperke 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 (катаклазированное 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-

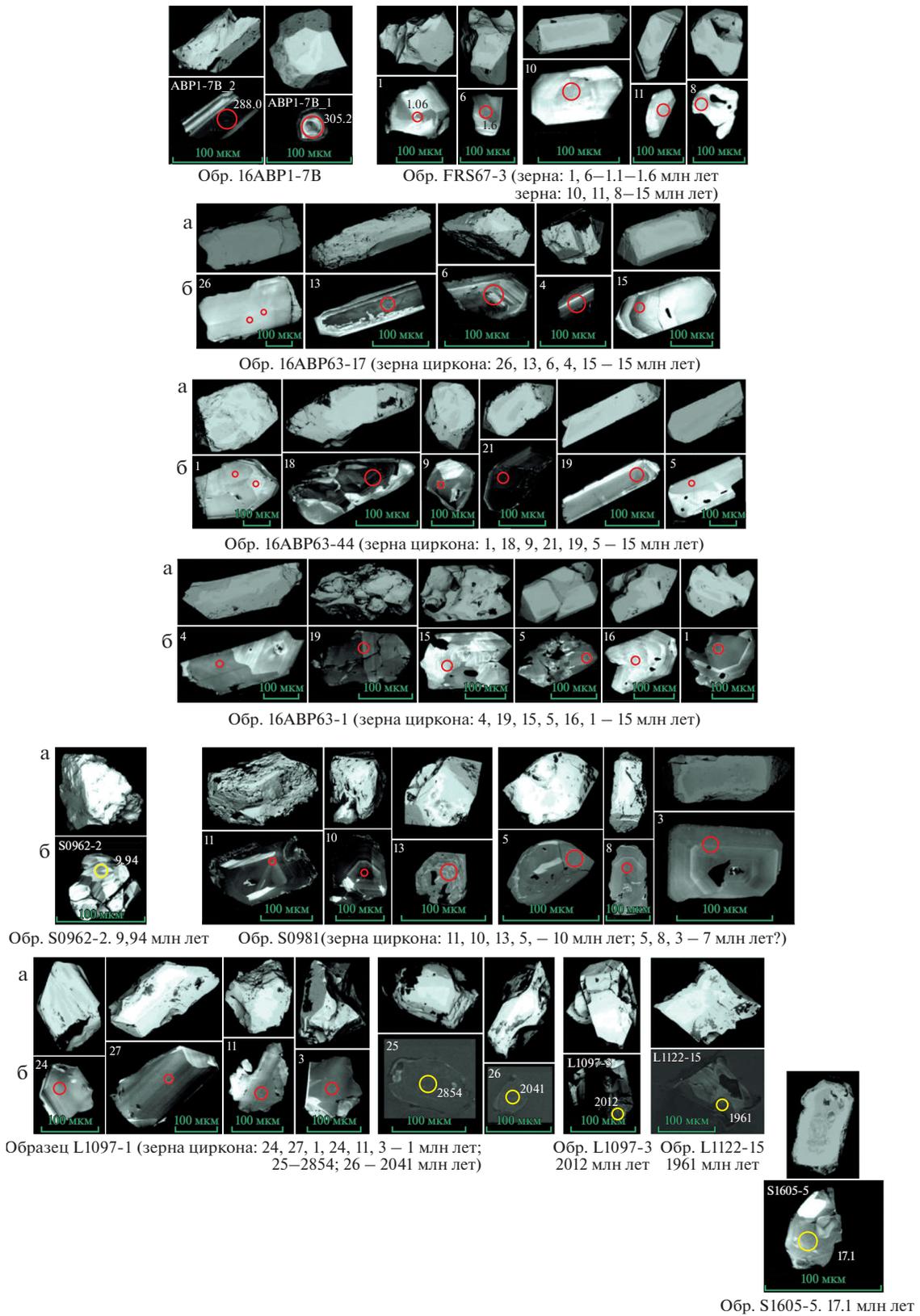


Рис. 6. Морфология и внутреннее строение циркона из изученных образцов (изображения получены с помощью катодной люминесценции).

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 плагиогранитов, 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 плагиогранитах, 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-

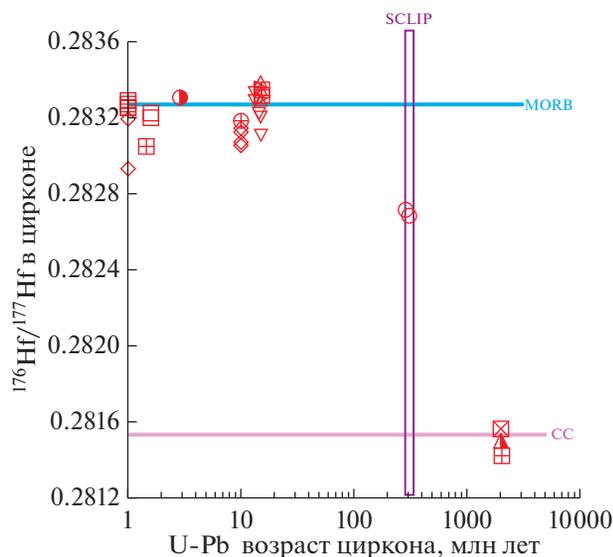


Рис. 7. Вариации величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и U-Pb возраста в цирконе из изученных пород. Изотопный состав гафния в MORB (голубая линия) и в континентальной коре (розовая линия) (CC) приведен по (Salters, Stracke, 2004; Chauvel et al., 2014; Andersson et al., 2011). Возрастной интервал 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 $4.6\text{--}5.0\text{‰}$ (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 ($5.5\text{--}5.6\text{‰}$). 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

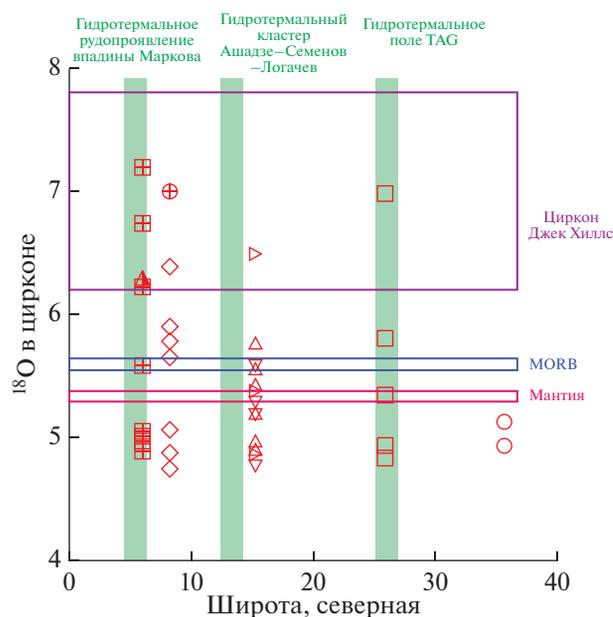


Рис. 8. Вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из изученных плутонических пород САХ вдоль простирания его осевой зоны.

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-

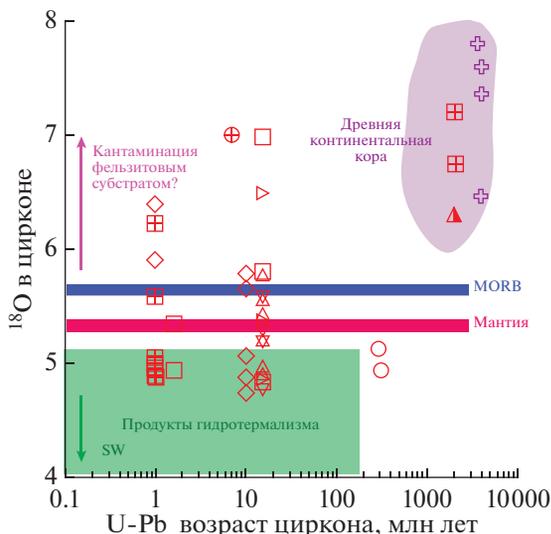


Рис. 9. Вариации изотопного состава кислорода и U-Pb возраста в цирконе из изученных пород. Изотопный состав кислорода в MORB (синее поле) и в цирконах САХ гидротермального происхождения (зеленое поле) показаны по (Bindeman, 2008; Grimes et al., 2009; 2011). Изотопный состав кислорода в деплетированной 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, родителеские 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, ассоциирующих 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 реститов 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. Silantsev², 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

УДК 548,4+552,111

ОСТАТОЧНЫЙ РАСПЛАВ ПОСЛЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОКСИД-ГАББРО: ПРИМЕР КИСЛОГО ДИФФЕРЕНЦИАТА MORB В СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ (КОМПЛЕКС АШАДЗЕ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)¹

© 2022 г. К. Н. Шолухов^a, *, В. Ю. Прокофьев^a, И. П. Соловова^a,
С. Е. Борисовский^a, О. М. Жиличева^a, А. Н. Перцев^a

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

*e-mail: kote1155708@gmail.com

Поступила в редакцию 31.12.2020 г.

После доработки 08.04.2021 г.

Принята к публикации 15.05.2021 г.

В изученных плутонических породах комплекса Ашадзе выделяется четыре группы минеральных ассоциаций: (I) преобладающий грубозернистый габбронорит; (IIa) микрозернистое дифференцированное габбро (микро-оксид-габбро), обогащенное ильменитом и апатитом, с единичными зернами циркона размером <70 мкм; (IIб) локальные агрегаты микро-оксид-габбро с цирконом размером до 200 мкм и кварцем; (III) биотит- и ортопироксенсодержащие плагиогранитные прожилки. В качестве интерпретации предлагается модель последовательной дифференциации расплава типа MORB. Вариации состава плагиоклаза и ортопироксена согласуются с общей последовательностью кристаллизационной дифференциации и обнаруживают частичное перекрытие составов для ассоциаций (II) и (III). Циркон показывает последовательное обогащение гафнием в ряду цирконсодержащих ассоциаций (IIa), (IIб), (III). В цирконе ассоциации (IIб) были обнаружены расплавные включения. Включения были гомогенизированы при 910°C и закалены в однородное стекло. Проанализированный гранитоидный (SiO₂ 75–76 мас. %) водосодержащий (H₂O около 3 мас. %) состав включений отнесен к остаточному расплаву после кристаллизации дифференцированного жильного габбро, богатого ильменитом. Полученные результаты демонстрируют пример гранитоидного дифференциата MORB и согласуются с моделью магматической дифференциации в океанической коре, согласно которой кристаллизация дифференцированных оксид-габбро приводит к образованию остаточного кислого расплава.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, внутренний океанический комплекс, габбронорит, оксид-габбро, океанический плагиогранит, циркон, расплавные включения

DOI: 10.31857/S0869590322010071

ВВЕДЕНИЕ

Оксид-габбро, т.е. габбро, обогащенные Fe–Ti оксидами (ильменитом, титаномагнетитом и продуктами распада последнего), являются характерной составляющей плутонических ассоциаций океанической коры как современной (например, Natland, Dick, 2009; Niu et al., 2002; Sanfilippo et al., 2018; Brunelli et al., 2020), так и представленной в офиолитах (например, Sanfilippo, Tribuzio, 2013). Ниже приведено несколько примеров проявлений оксид-габбро в разных геологических обстановках современной океанической коры. В быстро спрединговых обстановках оксид-габбро приурочены

к верхней части габбрового разреза, в основании дайкового комплекса, где пространственно ассоциируют с уступающими им по объему лейкокрастовыми гранитоидными жилами (например, Wilson et al., 2006; Natland, Dick, 2009). В хорошо изученном медленно-спрединговом разрезе, вскрытом трансформным разломом Вима в Центральной Атлантике (Vema Lithospheric Section), оксид-габбро слагают разрез мощностью около 500 м при ненарушенном верхнем контакте с дайковым комплексом, тогда как нижний контакт с мантийными перидотитами тектонический, маркируемый сильно деформированными амфиболитизированными габброидами и перидотитами (Brunelli et al., 2020 и ссылки в ней). Для медленно-спрединговых структур тектонического растяжения – внутренних океанических комплексов (oceanic core complex),

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322010071 для авторизованных пользователей.

вскрытых в лежачих боках высокоамплитудных разломов растяжения, называемых детацментами (см. обзор Ciazela et al., 2015), оксид-габбро тоже характерны. В пробуренном существенно габбровом внутреннем океаническом комплексе массива Атлантис, состоящем из серии интрузий, многочисленные поздние мелкие инъекции оксид-габбро, часто в ассоциации с незначительными по объему секущими их плагιοгранитными инъекциями, приурочены к сдвиговым зонам в доминирующих оливиновых габбро, и вверх по разрезу относительный объем этих оксид-габбро резко возрастает (Dick et al., 2000, 2017; Nantland, Dick, 2002). В трех габбро-перидотитовых внутренних океанических комплексах (перидотиты с габбровыми интрузиями) Срединно-Атлантического хребта (САХ) на 16.5° с.ш. описаны дифференцированные оксид-габбро, которые ассоциируют с примитивными дунит-троктолитовыми кумулатами и имеют структуры субсолидусного твердопластического течения, относимые к высокотемпературным (околосолидусным) тектоническим швам сдвиговых зон детацментов (Sanfilippo et al., 2019).

Оксид-габбро и лейкократовые жильные породы гранитоидного состава (“океанические плагιοграниты”, ОПГ, Coleman, 1977) встречаются в океанической коре как вне связи с оксид-габбро, так и в виде закономерных ассоциаций, в которых лейкократовые инъекции развиваются позднее оксид-габбровых. Происхождение таких закономерных ассоциаций объясняется двумя следующими моделями. (1) На поздних стадиях дифференциации магм типа MORB расплав насыщается Fe–Ti оксидами, происходит фракционирование последних в оксид-габбро, в результате чего формируется остаточный кислый расплав, представленный ОПГ (Niu et al., 2002; Natland, Dick, 2002; Dick et al., 2017; Koeperke et al., 2018; Nguyen et al., 2018; Chen et al., 2019). (2) В результате дифференциации магм типа MORB на поздних стадиях образуется два несмешиваемых расплава ферробазальтовый и кислый, представленные оксид-габбро и ОПГ соответственно (например, Dixon, Rutherford, 1979; Natland et al., 1991; Brunelli et al., 2020). Кроме того, ОПГ, вероятно, могут иметь иное происхождение, вне связи с оксид-габбро, как продукты частичного плавления базитовых пород (Koeperke et al., 2007). Частичное плавление габброидов может происходить в результате: (а) магматического прогрева ранее гидратированных габбро и долеритов (Coogan et al., 2003); (б) взаимодействия габбро с существенно-водным флюидом (Koeperke et al., 2004, 2005, 2007; Wolff et al., 2013); (в) взаимодействия габбро с гидрохлоридным рассолом (NaCl до 28%) – производным морской воды в крупных гидротермальных системах (Аранович и др., 2010; Силантьев и др., 2010).

Приведенный выше краткий обзор показывает, что оксид-габбро характеризуются широким, но, как правило, количественно второстепенным распространением в нижней части океанической коры и нередко ассоциируют с незначительными по объему ОПГ. Значительный интерес к генезису оксид-габбро и ОПГ обусловлен их ключевым значением в понимании процессов, приводящих к экстремальной дифференциации вещества при формировании базитовой коры в глобальной системе срединно-океанических хребтов при литосферно-гидросферном тепло- и массопереносе. Применяемые петрогенетические модели – кристаллизационная дифференциация, несмешиваемость расплавов, частичное плавление габброидов – в той или иной степени обоснованы экспериментальными данными, а также минералогическими и геохимическими данными по реальным геологическим объектам. Вместе с тем наименее исследованными остаются реальные составы природных расплавов, с которыми связано происхождение оксид-габбро и ОПГ. Если примитивные и умеренно дифференцированные расплавы MORB неплохо изучены по закалочным стеклам лав, то реальные составы значительно дифференцированных расплавов и предполагаемых коровых плагιοгранитных выделок остаются малоизученными. Валовый состав плутонических пород не может отражать состав расплава, ввиду удаления неизвестной части остаточной жидкости, обогащенной H₂O, K₂O и другими несовместимыми компонентами, после его кристаллизации. Кроме того, оксид-габбро могут иметь гибридную природу в результате кристаллизации Fe–Ti оксидов из интерстиционного дифференцированного расплава внутри ранних кумулатов примитивного состава (например, Brunelli et al., 2020). В валовом составе ОПГ, кроме того, может отражаться влияние вмещающих габброидов, например, отношение Mg/(Mg + Fe) может существенно зависеть от включений Fe–Mg минералов (Niu et al., 2002). К этому можно добавить наложение гидротермальных изменений, наиболее значительных в ОПГ с их поздним окварцеванием и альбитизацией (например, Dick et al., 2000, 2017; Nguyen et al., 2018). Отсутствие данных по реальным составам расплавов является серьезным препятствием для применения экспериментальных данных к природным магматическим ассоциациям.

В настоящей работе изучен непосредственный переход от оксид-габбро к гранитоидным кварцосодержащим ассоциациям в габброидах внутреннего океанического комплекса САХ. Изучены вариации состава минералов в ряду последовательных минеральных ассоциаций. Предпринята попытка непосредственного микроанализа гранитоидного расплава в гомогенизированных расплавных включениях в цирконе.

ГЕОЛОГИЯ И ОПРОБОВАНИЕ

Габбро-перидотитовый массив, обнаженный в западном борту рифтовой долины САХ, к северу от трансформного разлома Марафон изучался и был опробован в ряде рейсов НИС “Профессор Логачев”, “Pourquoi Pas?”, “James Cook”. Интерес к этому геологическому объекту обусловлен открытием на нем активных гидротермальных полей черных курильщиков Ашадзе-1 и -2, удаленных от оси спрединга и развитых на серпентинитах (Beltenev et al., 2003, 2005). Этот выход глубинных пород является типичным внутренним океаническим комплексом и, соответственно, обнажен в лежащем боку активного detachmentа (Ondréas et al., 2012). В более поздних публикациях название гидротермальных полей “Ашадзе” было распространено и на вмещающий их внутренний океанический комплекс (Peirce et al., 2019, 2020). Комплекс Ашадзе протягивается на 30–40 км вдоль оси САХ в широтном интервале 12°55′–13°14′ с.ш. (рис. 1а), а бороздчатая (corrugated) поверхность detachmentа простирается примерно на 20 км в том же направлении (Smith et al., 2008). На разрезе (рис. 1б) показано строение комплекса, положение гидротермального поля Ашадзе-1 и место донного опробования.

Донное опробование в рейсах НИС “Профессор Логачев” в 2003 г. и 2005 г. показало, что комплекс Ашадзе сложен преимущественно перидотитами и габброидами. Из 30 станций опробования в 21 были подняты габброиды и в 18 перидотиты. По результатам рейса Serpentine (НИС “Pourquoi Pas?”) в 2007 г. было показано, что габброиды комплекса Ашадзе образуют массивные подводные обнажения, а также могут слагать жилы различной мощности (от первых миллиметров до нескольких сантиметров) в ассоциирующих перидотитах (Силантьев и др., 2011). Кроме того, в этом рейсе в комплексе Ашадзе было установлено наличие ОПГ в ассоциации с габброидами (Силантьев и др., 2011). Возраст плагиогранит-габбровой ассоциации комплекса Ашадзе, оцененный U-Pb методом по циркону, составляет 1–1.5 млн лет (Костицын и др., 2012).

Изученная нами коллекция дифференцированных габброидов драгирована вместе с перидотитами в 26-м рейсе НИС “Профессор Логачев” в юго-восточной части комплекса на 12°58′ с.ш., 44°54′ з.д. (рис. 1б).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Валовый состав

Определение концентраций главных и примесных элементов в валовых пробах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа на вакуумном волновом спектрометре последовательного действия PW2400 в Ин-

ституте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, Москва), аналитик А.И. Якушев. Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 3 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке составляет 60 кВ, максимальный анодный ток – 120 мА. При градуировке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы геологической службы США (USGS). Определение потерь при прокаливании выполнено при 1000°C.

Состав минералов и стекол

Состав минералов и стекла расплавных включений определялись на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми спектрометрами в ИГЕМ РАН. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА для минералов и 10 нА для стекла расплавных включений. Для минералов использовались природные эталоны соответствующего состава; для гомогенизированных и закаленных расплавных включений гранитоидного состава на элементы Si, Al, K в качестве стандарта использовался санидин, для Na – чкаловит (Na₂BeSi₂O₆). Диаметр зонда для минералов составлял 1 мкм, для стекол 5 мкм, при этом осуществлялась коррекция на Na по методике, подробно описанной в работе (Андреевой и др., 2018). Прецизионные анализы циркона с определением микропримесей Hf, Y и P, в том числе по профилям через кристаллы, выполнены при токе зонда 300 нА и диаметре зонда 3 мкм. Шаг по профилям – 3 мкм. На элементы Zr и Si использовался природный стандарт циркона, на элементы Hf, Y, P соответственно стандарты HfO₂, Y₂O₃ и DyPO₄.

Расплавные включения

Циркон с расплавными включениями был исследован *in situ* в двусторонне-полированных пластинах толщиной около 300 мкм. Экспериментальная часть работы проведена в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН. Гомогенизацию расплавных включений осуществляли методом ступенчатого нагрева в муфеле с платиновым нагревателем (Наумов, 1969). Метод предполагает продолжительные (до одного часа) выдержки препаратов при стабильной температуре, закалку включений на воздухе и наблюдение при комнатной температуре результатов ступенчатого нагрева. Величина изменения температуры между опытами при приближении к фазовым переходам уменьшалась, что позволяло с точностью ±10°C определить не

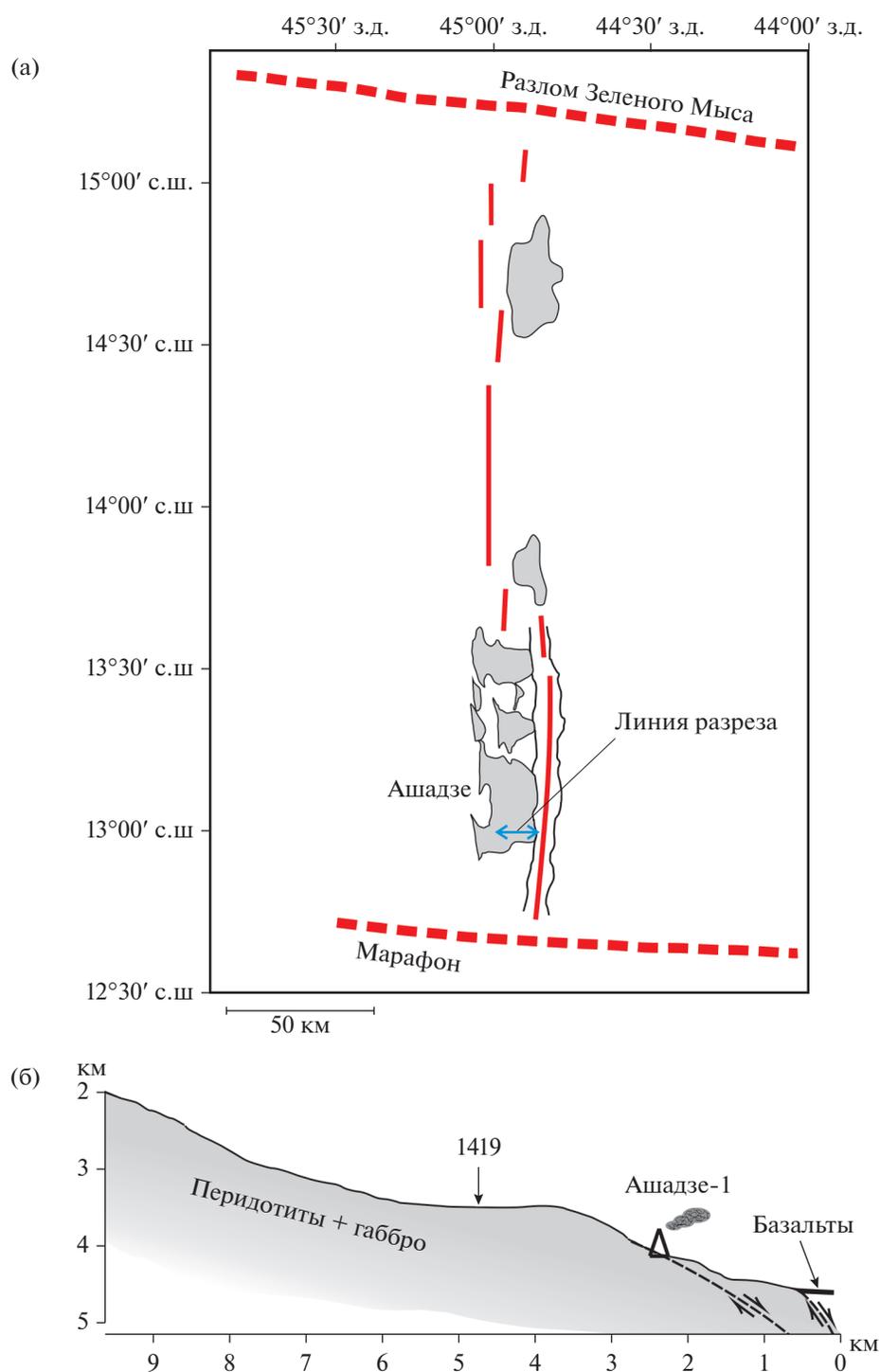


Рис. 1. (а) Схема строения сегмента САХ между трансформными разломами Марафон и Зеленого Мыса. Красные сплошные линии — осевая зона спрединга, красные пунктирные линии — трансформные разломы, серые поля — внутренние океанические комплексы, по данным (Smith et al., 2008). (б) Разрез через комплекс Ашадзе. 1419 — место драгирования, в котором были отобраны исследуемые образцы.

только температуры гомогенизации включений, но и температуру начала плавления силикатных фаз. Гомогенизированные расплавы включений, закаленные в однородное силикатное стекло,

вскрывались посредством полировки алмазной суспензией до максимальной площади полированного сечения, пригодного для количественного рентгеноспектрального микроанализа.

ПЕТРОГРАФИЯ

Среди габброидов комплекса Ашадзе примитивные оливинсодержащие разновидности, по-видимому, редки (Силантьев и др., 2011) и никем не описаны. По нашим данным и данным С.А. Силантьева с соавторами (2011), в комплексе Ашадзе доминируют габбро и габбронориты, как правило неравномерно обогащенные Fe–Ti оксидами. Большинство опробованных габброидов обладает грубозернистой структурой с крупными кристаллами пироксенов и плагиоклаза. Вторичные изменения выражены в замещении темноцветных минералов амфиболом, хлоритом и в альбитизации плагиоклаза. Находки ОПГ в рейсе НИС “Pouiquoi Pas?” в основном представлены прожилками в габброидах (Силантьев и др., 2011). По данным цитируемых авторов ОПГ состоят из кислого плагиоклаза (не менее 80% лейкократового агрегата прожилков), кварца и эпидота. В некоторых образцах установлены мелкие мезократовые обособления, обогащенные амфиболом и биотитом, которые, скорее всего, являются реликтами перекристаллизованных вмещающих габбро (Силантьев и др., 2011). Проявления кислого магматизма в комплексе Ашадзе рассматриваются как продукты частичного плавления габброидов при генетической связи с крупной гидротермальной системой (Силантьев и др., 2011).

Изученная нами габброидная ассоциация представлена в основном грубозернистыми габброноритами с признаками внедрения жил микро-оксид-габбро и лейкократовых гранитоидных прожилков. ОПГ в этой ассоциации не установлены, по крайней мере в макроскопическом масштабе.

Грубозернистые габбронориты

Грубозернистые габбронориты имеют массивную текстуру (рис. 2а). Они сложены: плагиоклазом (около 50 об. %); клино- и ортопироксеном (суммарно около 40 об. %). Интерстиционные Fe–Ti оксиды, представленные титаномagnetитом и ильменитом, слагают до 10 об. % пород. В незначительном количестве присутствует роговая обманка, частично замещающая пироксены.

Плагиоклаз в породе представлен удлинёнными, таблитчатыми и изометричными зёрнами 1–6 мм с внутрикристаллическими деформациями в виде искривления поверхностей двойниковых швов. Зёрна <1 мм в ассоциации с поздним амфиболом имеют незначительный общий объём.

Кристаллы клино- и ортопироксена имеют размеры до 4 см. Нередко представлены в виде сростаний. Наблюдаются ориентированные микроламели клинопироксена в ортопироксене и наоборот. Ортопироксен помимо крупных зёрен

присутствует в поздних мелкозернистых агрегатах с магнетитом и роговой обманкой.

Fe–Ti оксиды образуют сростания магнетита и ильменита размерами до 3–4 мм, развитые в интерстициях при неравномерном распределении в породе.

Микро-оксид-габбро

Микро-оксид-габбро проявлены в виде прожилков, видимой мощностью до 5 мм с однородной мелкозернистой структурой при размерах зёрен до 0.1 мм (рис. 2б–2г). Наблюдается слабовыраженная предпочтительная ориентировка зёрен вдоль контакта прожилков с вмещающим грубозернистым габброноритом. Минеральный состав: плагиоклаз (~60 об. %), клинопироксен (10–20 об. %), ортопироксен (0–10 об. %), ильменит (~20 об. %). По всему объёму микро-оксид-габбро равномерно распространены зёрна апатита размером до 10 мкм. В плагиоклазе систематически присутствуют призматические вроски апатита микронной размерности. Встречаются единичные зёрна циркона размером до 70 мкм. Микро-оксид-габбро в отдельных микропрожилках и интестиях грубозернистого габбронорита характеризуются развитием кварца и более крупного (до 200 мкм) циркона, местами с амфиболом (рис. 2г).

Лейкократовые гранитоидные микропрожилки

Прожилки имеют мощность до 2–3 мм с отдельными раздувами до 4–5 мм. Сложены кислым плагиоклазом (~65 об. %), кварцем (до 30 об. %) и ортопироксеном (до 5 об. %) (рис. 2д). Ортопироксен образует единичные кристаллы соизмеримые по размерам (<1 мм) с окружающими агрегатами кварца и плагиоклаза. Присутствие ортопироксена, вероятно, связано с перекристаллизацией этого минерала из вмещающего габбронорита. На рис. 2е показано продолжение лейкократового микропрожилка по трещине в крупном зёрне плагиоклаза вмещающего грубозернистого габбронорита. Католюминесцентное изображение позволяет видеть осевую зону микропрожилка, сложенную кварцем, и контрастные симметричные краевые зоны, сложенные кислым плагиоклазом. Второстепенные минералы микропрожилков: биотит, ильменит, циркон и апатит.

Взаимоотношения петрографических разновидностей

В изученной коллекции есть образец грубозернистого габбронорита с прожилками микро-оксид-габбро и два образца аналогичной породы, но с лейкократовыми микропрожилками. Как описано выше, в первом образце микро-оксид-габбро локально проявляет признаки дифференциации с

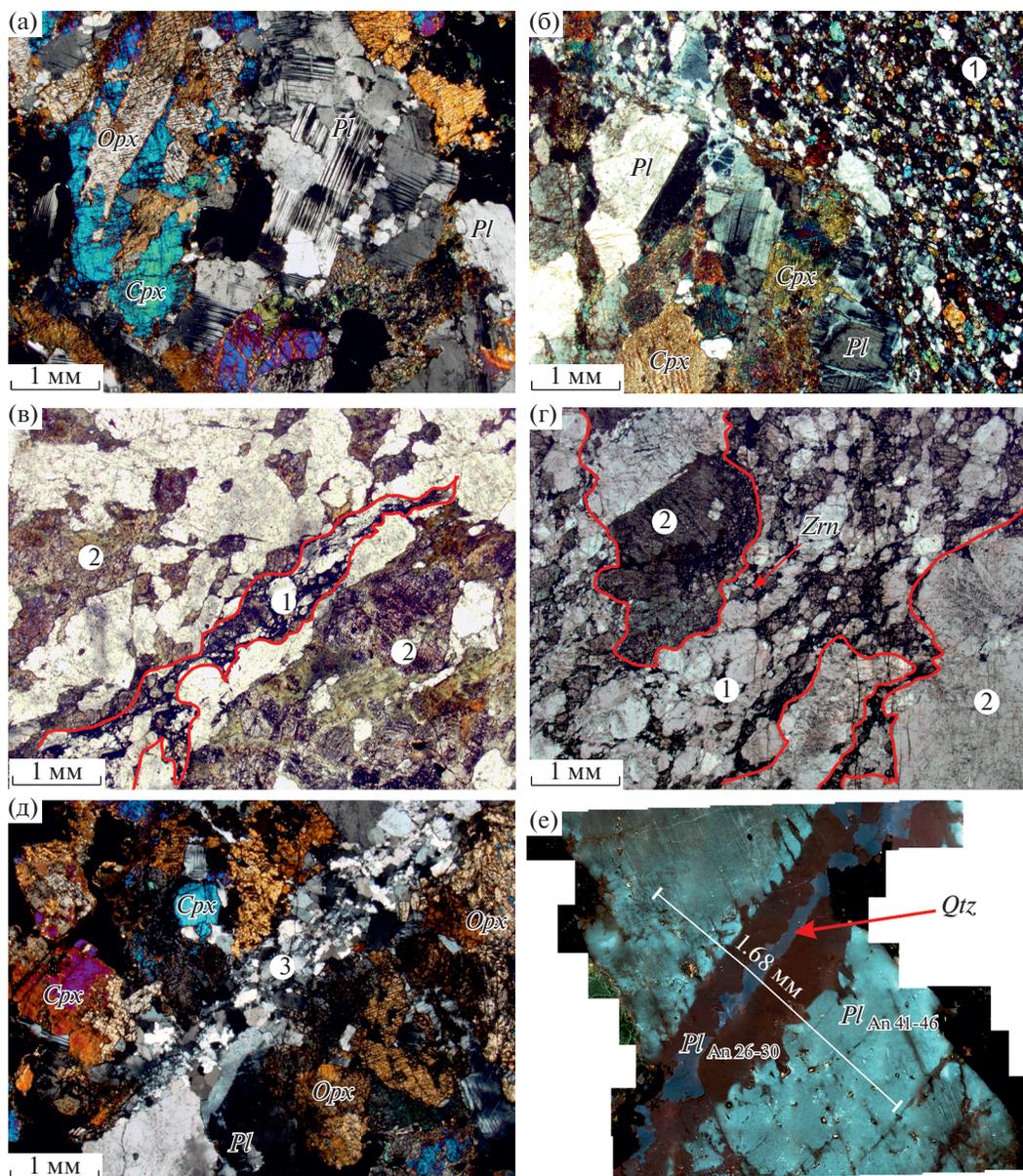


Рис. 2. (а) Грубозернистый габбронорит. Плагиоклаз (*Pl*), клинопироксен (*Cpx*), ортопироксен (*Opx*). (б) Контакт грубозернистого габбронорита с прожилком микро-оксид-габбро. (в, г) Интерстиционные, циркон (*Zrn*)-содержащие микропрожилки микро-оксид-габбро, секущие грубозернистый габбронорит. (д) Мелкозернистый плагиогранитный прожилок (плагиоклаз + кварц ± биотит ± ортопироксен) в грубозернистом габбронорите. (е) Зональный кварц-плагиоклазовый микропрожилок, рассекающий крупное зерно плагиоклаза грубозернистого габбронорита (*Qtz* – кварц). Белой линией показан микрозондовый профиль (см. рис. 3б). (а, б, д) – в скрещенных поляридах; (в, г) – плоскополяризованный свет; (е) – катодолюминесценция. Цифры в кружках обозначают: 1 – микро-оксид-габбро; 2 – грубозернистый габбронорит; 3 – плагиогранитный прожилок.

появлением кристаллов циркона размером до 200 мкм и единичных зерен кварца. Для оценки различий состава грубозернистого габбронорита и микро-оксид-габбро был проведен их валовый рентгенофлуоресцентный анализ (табл. 1). Следует отметить, что разделение проб прожилков и вмещающего габбро не могло быть безукоризнен-

ным и внесло свою погрешность в результаты. Поэтому анализы можно использовать только для объективной сравнительной характеристики состава двух разновидностей габброидов. Полученные анализы пород отражают, прежде всего, обогащение микро-оксид-габбро ильменитом, в результате чего содержание TiO_2 в нем выше, чем во

Таблица 1. Анализы образца грубозернистого габбронорита (1) и вмещаемого им прожилка микро-оксид-габбро (2), мас. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	П.п.п.	Сумма	Cu	Zn	Zr
1	53.20	0.72	12.60	13.30	0.24	6.23	8.76	3.79	0.16	0.08	<0.01	0.68	99.76	11	88	96
2	44.43	3.76	11.72	22.32	0.35	2.84	8.91	3.80	0.19	0.85	0.12	0.56	99.85	86	141	117

вмещающем габбронорите, а содержание SiO₂ ниже, чем в обычных основных породах. Следует отметить также повышенную концентрацию P₂O₅, согласующуюся с равномерным распространением апатита в микро-оксид-габбро. Кроме того, микро-оксид-габбро обнаруживает относительное обогащение серой, Cu и Zn.

Циркон

Особенности проявления циркона в изучаемой габброидной ассоциации заслуживают отдельного рассмотрения. По структурно-петрографическим признакам выделяется три разновидности циркона: (1) кристаллы размером до 70 мкм в жильном микро-оксид-габбро – в структурно-однородном микрозернистом агрегате плагиоклаза, клинопироксена, ильменита и апатита (рис. 3а); (2) кристаллы размером до 200 мкм в интерстиционных микропрожилках, ассоциирующие с апатитом, ильменитом, кварцем ± роговая обманка (рис. 3б–3г); (3) кристаллы размером до 150 мкм в лейкокатовых гранитоидных микропрожилках (рис. 3д).

Таким образом, изученные габброиды представлены в основном грубозернистыми габброноритами вмещающими микро-оксид-габбровые и лейкокатовые гранитоидные микропрожилки. Выделяется четыре группы минеральных ассоциаций: (I) преобладающий грубозернистый габбронорит; (IIа) микро-оксид-габбро, обогащенное ильменитом и апатитом, с единичными зернами циркона размером <70 мкм; (IIб) локальные агрегаты микро-оксид-габбро с цирконом размером до 200 мкм и кварцем; (III) биотит- и ортопироксенсодержащие плагиогранитные прожилки.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Плагиоклаз (см. Supplementary, ESM_1.xlsx)² значительно варьирует по анортитовой составляющей (*An#*) (рис. 4). Микро-оксид-габбро характеризуется заметно более кислым плагиоклазом по

сравнению с вмещающими грубозернистыми габброноритами. Перекрытие полей незначительное. В лейкокатовых гранитоидных прожилках состав плагиоклаза очень близок к таковому из микро-оксид-габбро, их поля заметно перекрываются, но в целом различаются статистически (рис. 5а). В непосредственном контакте плагиоклаза грубозернистого габбронорита и лейкокатового гранитоидного микропрожилка (рис. 2е) наблюдается контрастный скачок состава плагиоклаза от *An#* 42–46 до *An#* 26–29 (рис. 5б).

Ортопироксен (см. Supplementary, ESM_2.xlsx), как и плагиоклаз – сквозной минерал, присутствующий в трех основных выделяемых ассоциациях. Главные различия по *Mg#* и содержанию Al₂O₃. Составы ортопироксена в трех ассоциациях (I, II и III) показывают единую корреляционную прямую зависимость *Mg#* и Al₂O₃ (рис. 6). Этот общий тренд нарушается полем составов ортопироксена из локальных наложенных агрегатов в грубозернистом габбронорите. По-видимому, эти наложенные агрегаты не имеют отношения к микро-оксид-габбровым и лейкокатовым гранитоидным инъекциям. Как и в случае с плагиоклазом (рис. 4), ортопироксен из микро-оксид-габбро (ассоциация II) соответствует более высокой степени дифференциации по сравнению с первичным ортопироксеном из грубозернистых габброноритов (ассоциация I), но очень близок по составу к ортопироксену из лейкокатовых гранитоидных микропрожилков (ассоциация III) со значительным перекрытием полей.

Клинопироксен (см. Supplementary, ESM_3.xlsx) в обоих габброидных разновидностях (ассоциации I и II) характеризуется авгитовым составом. Как и ортопироксен обнаруживает вариации по *Mg#* и содержанию Al₂O₃.

Циркон (см. Supplementary, ESM_4.xlsx) характеризуется крайне низкими концентрациями U, Th, Y и P. Содержание HfO₂ варьирует в пределах 0.9–2.2 мас. %, что приблизительно соответствует формульным количествам Hf от 0.008 до 0.025. Поскольку соотношение Zr/Hf в расплаве чувствительно к фракционированию циркона (Lippen, Kerpleg, 2002; Аранович, Бортников, 2018), были изучены состав и зональность кристаллов циркона в трех разновидностях (Zrn1, Zrn2, Zrn3), описанных выше. Выделенные группы циркона различаются по содержанию Hf и неоднородности его распределения (рис. 7). Zrn1 (рис. 3а)

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.xlsx (Suppl. 1) – Составы плагиоклазов; ESM_2.xlsx (Suppl. 2) – Составы ортопироксенов; ESM_3.xlsx (Suppl. 3) – Составы клинопироксенов; ESM_4.xlsx (Suppl. 4) – Составы цирконов.

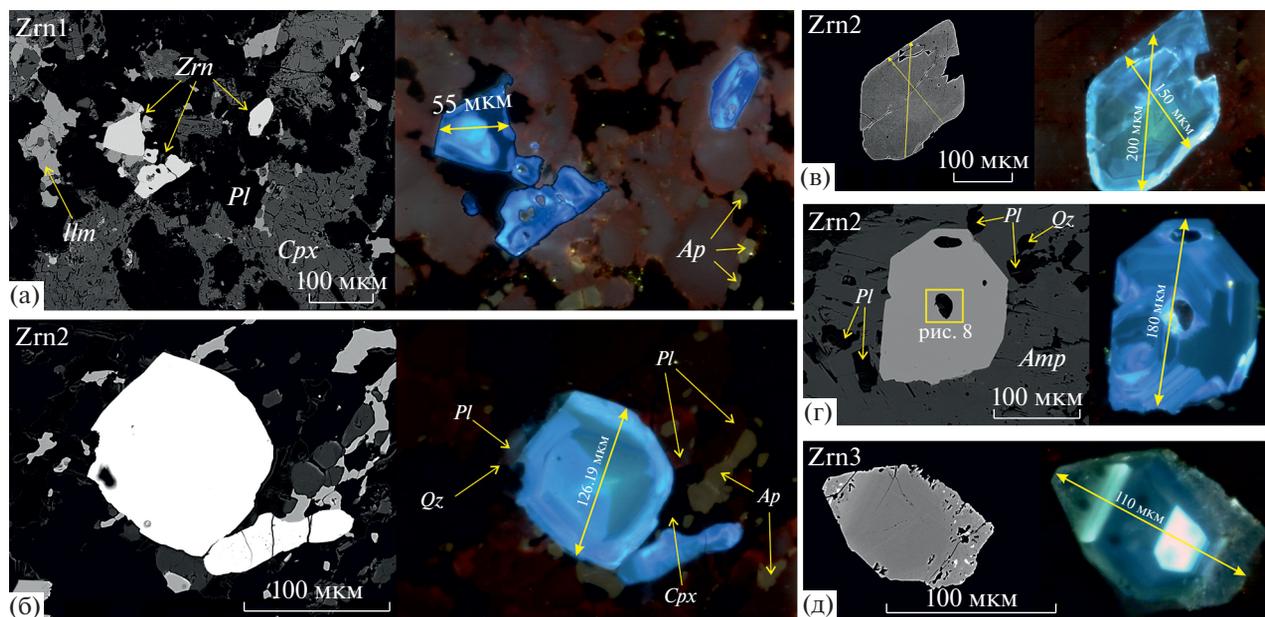


Рис. 3. Парные изображения зерен циркона в отраженных электронах и катодоллюминесценции.

Разновидности Zrn1, 2, 3 см. в тексте. Желтые линии в цирконе с обозначением длины – микрозондовые профили (см. рис. 5). Символы минералов: Zrn – циркон, Ap – апатит, Crpx – клинопироксен, Ilm – ильменит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Amp – амфибол.

характеризуется низким содержанием Hf (<0.09 форм. ед.) без проявления какой-либо закономерной зональности (рис. 7а). В четырех микрозондовых профилях по трем кристаллам Zrn2 (рис. 3б–3г) минимальное содержание Hf выявлено в центральных частях кристаллов. На двух из этих профилей проявлены ядра диаметром 10–18 мкм с самым низким уровнем концентрации Hf из всех анализов (до 0.008 форм. ед.) и заметное перекрытие с уровнем Hf в Zrn1 (рис. 7). Вместе с тем в трех профилях по Zrn2 в краевых частях шириной 6–10 мкм содержание Hf более или менее симметрично резко возрастает на 0.002–0.003 форм. ед. (рис. 7в, 7г). Zrn2, проанализированный у контакта с изученными расплавленными включениями, характеризуется диапазоном содержания Hf 0.0086–0.012 форм. ед. Заметно отличается по составу и зональности Zrn3 (рис. 7д) из лейкократового гранитоидного микропрожилка. Он имеет минимальное содержание Hf в центральной части на уровне около 0.013 форм. ед., что соответствует максимальному уровню для наружных зон Zrn2 (рис. 7). Характерная особенность изученного кристалла Zrn3 – сильно выраженное симметричное зональное обогащение от центра зерна к краям с возрастанием содержания Hf до 0.02 форм. ед. (рис. 7д).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В цирконах второй разновидности (Zrn2) обнаружены расплавленные включения размером 3–20 мкм,

имеющие изометричную или слабоудлиненную форму, в том числе с плоскими границами, параллельными граням кристалла-хозяина (см. ниже рис. 9а). Приуроченность к трещинам в кристалле-хозяине или другие признаки вторичной природы расплавленных включений не отмечены. Из-за высокого показателя преломления циркона визуальная диагностика фазового состава включений крайне затруднительна. Качественный анализ фаз вскрытого негомогенизированного раскристаллизованного расплавленного включения показал преобладание неоднородного кислого плагиоклаза и подчиненного количества калиевого полевого шпата (рис. 8). Это не исключает присутствие других минералов за пределами плоскости вскрытия. Наблюдаемая ассоциация кислого плагиоклаза (An# 3–9) и калиевого полевого шпата характерна для гранитных, а не габброидных ассоциаций.

Экспериментально исследованы ненарушенные расплавленные включения в двух зернах циркона. Ступенчатым нагревом с шагом 50°C установлено, что гомогенизация включений происходит при температурах 850–910 ± 25°C. При последующем вскрытии полировкой удалось получить пять сечений включений закаленного стекла размером 7–15 мкм (рис. 9). Качественный микрозондовый анализ включений показал однопипный состав калийсодержащего гранитоидного расплава (рис. 9, спектры). Получение количественного анализа закаленного стекла включений оказалось трудно-выполнимой задачей из-за их малого размера,

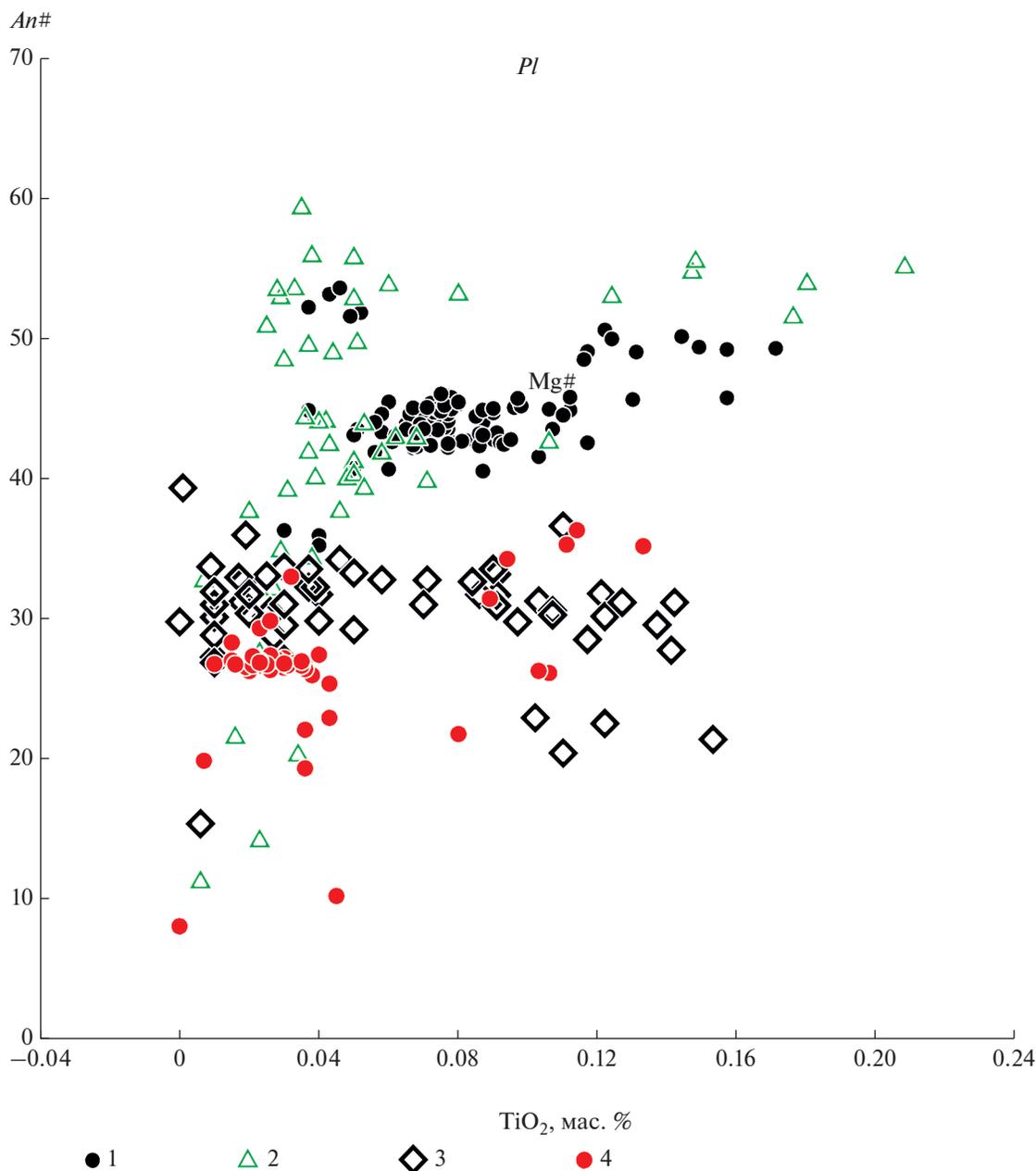


Рис. 4. Вариации состава плагиоклаза: (1) крупные зерна, грубозернистый габбронорит, ассоциация (I); (2) локально перекристаллизованные агрегаты в поздних ассоциациях с магнетитом и роговой обманкой в грубозернистом габбронорите; (3) микро-оксид-габбро, ассоциация (II); (4) лейкократовые гранитоидные микропрожилки, ассоциация (III).

быстрого разрушения стекла в процессе анализа и, как следствие, невозможность повторения аналитической процедуры. Удалось сделать два количественных анализа с диаметром зонда 5 мкм только в наиболее крупном включении (рис. 9а), гомогенизированном при $910^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$. Эти анализы показали кислый гранитоидный (SiO_2 75–76 мас. %) состав стекла с содержанием $\text{K}_2\text{O} > 1.8$ мас. % (табл. 2). Неизбежный для такого размера

включений захват минерала-хозяина был незначительным, судя по полученным содержаниям ZrO_2 0.30 и 0.56 мас. % (табл. 2). Сумма меньше 100% в анализах закаленных стекол расплавных включений обычно объясняется присутствием соответствующего количества H_2O в расплаве (например, Aranovich et al., 2013; Acosta-Vigil et al., 2016). В данном случае соответствующее содержание H_2O может быть оценено ~ 3 мас. %.

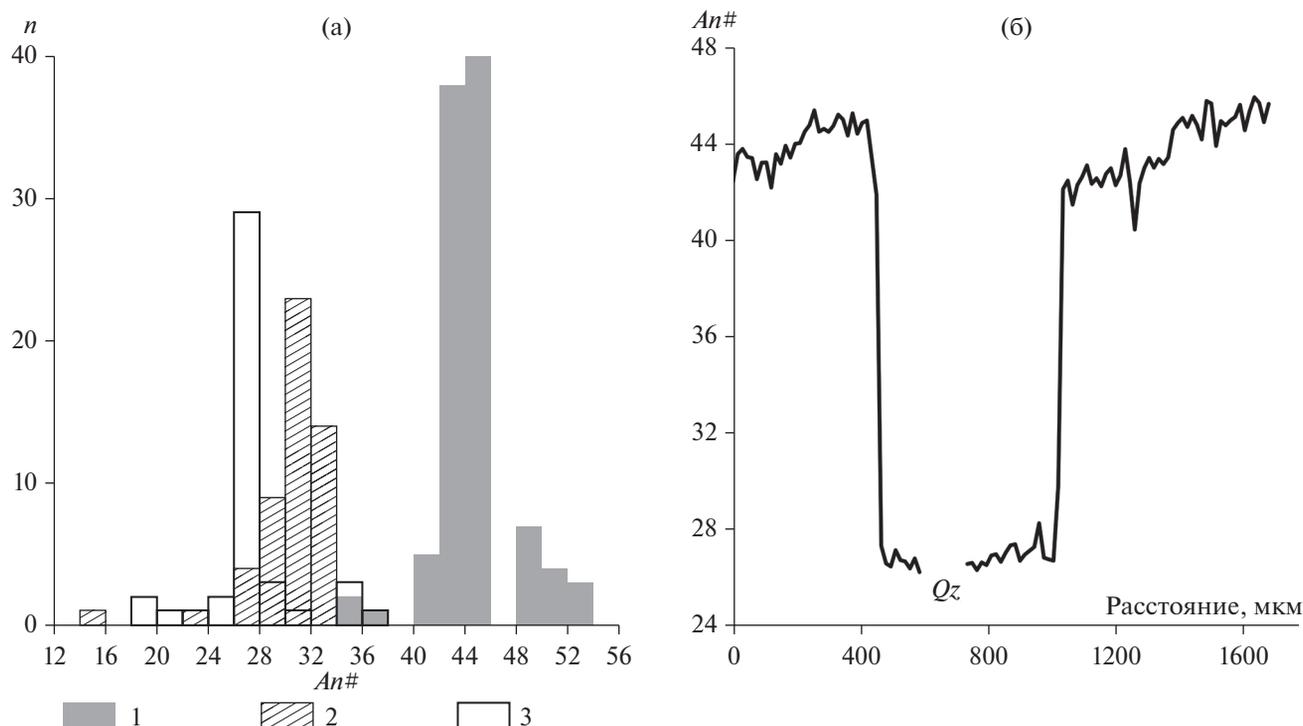


Рис. 5. (а) Гистограмма распределения $An\#$ плагиоклаза в выделяемых магматических ассоциациях: (1) грубозернистый габбронорит, ассоциация (I); (2) микро-оксид-габбро, ассоциация (II); (3) лейкократовые гранитоидные микропрожилки, ассоциация (III).

(б) Микронзондовый профиль с шагом 15 мкм поперек кварц-плагиоклазового микропрожилка, секущего крупный кристалл плагиоклаза грубозернистого габбронорита (рис. 2е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют предложить общую петрогенетическую схему изученной габброидной ассоциации в следующем виде. Грубозернистые габбронориты (ассоциация I) являются плагиоклаз-пироксеновыми кумулатами умеренно-дифференцированного базитового расплава в хорошо раскристаллизованном интрузивном теле, вмещаемом абиссальными перидотитами. Мелкие инъекции микро-оксид-габбро (ассоциация IIа) представляют собой следы продвижения кристаллизующегося дифференцированного остаточного расплава, насыщенного ильменитом. Интерстиционные и микропрожилковые агрегаты (ассоциация IIб) имеют явные признаки локальной дифференциации остаточных расплавов после кристаллизации микро-оксид-габбро, что приводит, в частности, к началу кристаллизации кварца. Аналогичную интерпре-

тацию происхождения кислого расплава можно найти в данных по океанскому бурению и в экспериментальных работах (Niu et al., 2002; Natland, Dick, 2002; Dick et al., 2016; Nguyen et al., 2018; Chen et al., 2019). Фракционирование большого количества ильменита в прожилках может приводить к появлению остаточного расплава гранитоидного состава, насыщенного цирконом. Дальнейшее продвижение остаточного расплава в грубозернистом габбронорите приводит к появлению лейкократовых микропрожилков биотитсодержащего гранитоидного состава с цирконом.

Исходя из имеющихся данных, очевидно, что в ряду грубозернистый габбронорит → прожилки микро-оксид-габбро → лейкократовые гранитоидные микропрожилки относительный объем этих продуктов кристаллизации снижался, хотя сделать количественные оценки по результатам донного опробования не представляется возможным. Вместе с тем для формирования ранних

Таблица 2. Микронзондовые анализы расплавного включения в цирконе, мас. %.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	SO ₃	ZrO ₂	Сумма
76.09	0.13	12.48	1.81	0.02	0.05	0.46	3.3	1.87	0.06	0.04	0.12	0.30	96.84
74.72	0.14	13.02	2.36	0.06	0.05	0.64	2.76	1.85	0.06	0	0.11	0.56	96.37

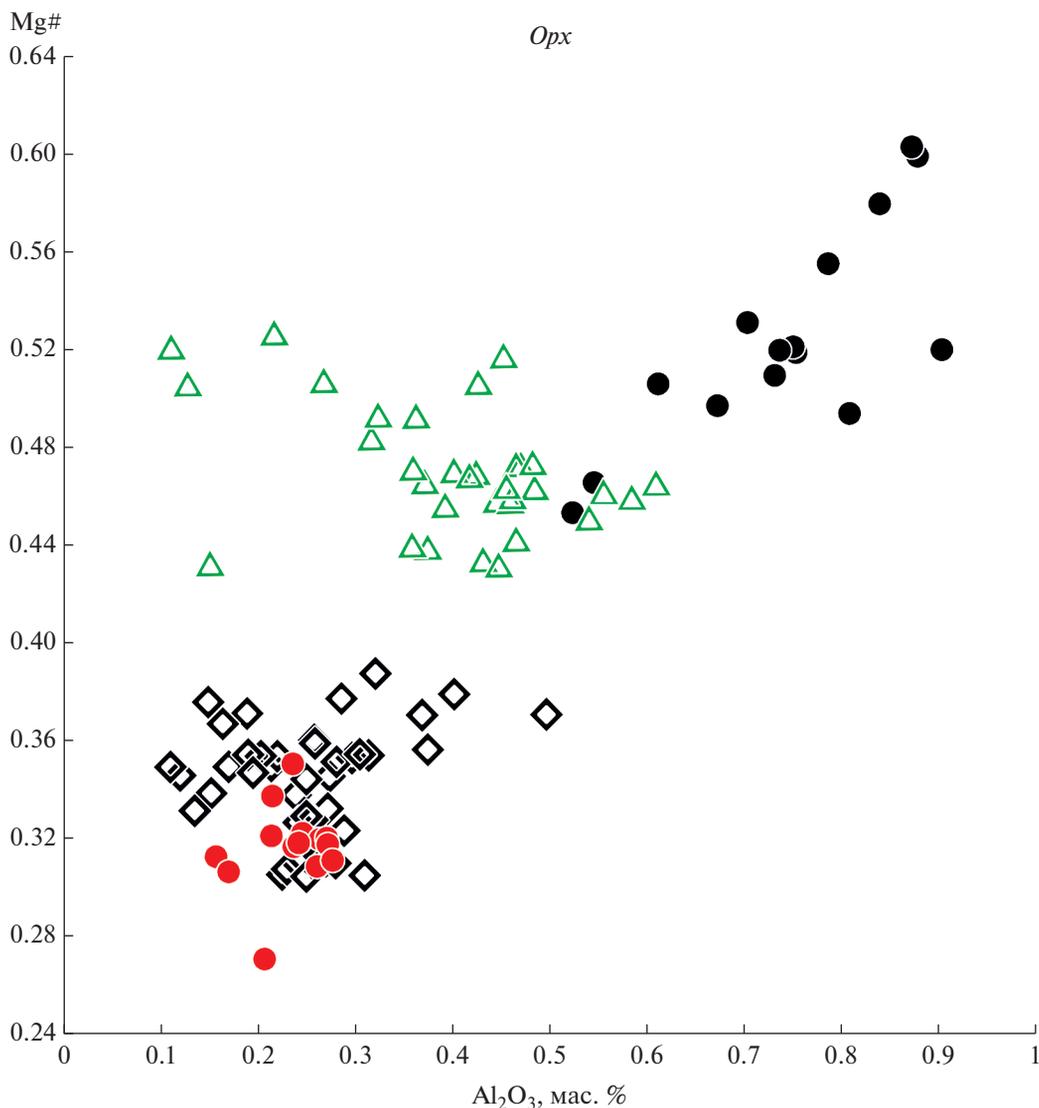


Рис. 6. Вариации состава ортопироксена. Условные обозначения см. рис. 4.

продуктов кристаллизации – грубозернистых оксидсодержащих габброноритов с плагиоклазом $An\# \leq 50$ из магмы типа MORB необходим существенный объем еще более примитивных кумулатов (дуниты, троктолиты и/или оливиновые габбро), которые по нашим данным и данным С.А. Силантьева с коллегами (2011) для комплекса Ашадзе, по крайней мере, не характерны. Вероятно, это можно объяснить существованием интрузивных тел примитивных кумулатов в перидотитах на более глубинном уровне, не вскрытом детачментом.

Дополнительным признаком генетического родства микро-оксид-габбровых и лейкократовых гранитоидных прожилков является состав и зональность циркона (рис. 7). Постепенное возрастание примеси Hf в центральных частях зерен в ряду $Zrn1 \rightarrow Zrn2 \rightarrow Zrn3$, как и от центров к краям зерен, согласуется с фракционированием

Zr/Hf в расплаве кристаллизующимся цирконом (Linnen, Kerpler, 2002; Аранович, Бортников, 2018). Судя по составу циркона, лейкократовые гранитоидные прожилки с $Zrn3$ отвечают более высокой степени дифференциации по сравнению с микро-оксид-габбровыми прожилками с $Zrn1$. Промежуточный интервал составов $Zrn2$ (рис. 7) и наличие в нем расплавных включений, по-видимому, фиксируют насыщение остаточного расплава цирконом. Такое насыщение, вероятнее всего, могло быть связано с накоплением SiO_2 в остаточном расплаве, поскольку растворимость циркона в силикатном расплаве существенно снижается с возрастанием SiO_2 (Borisov, Aranovich, 2019). В данном случае, судя по составу проанализированных расплавных включений, концентрация SiO_2 в остаточном расплаве достигла 75–76 мас. % (табл. 2).

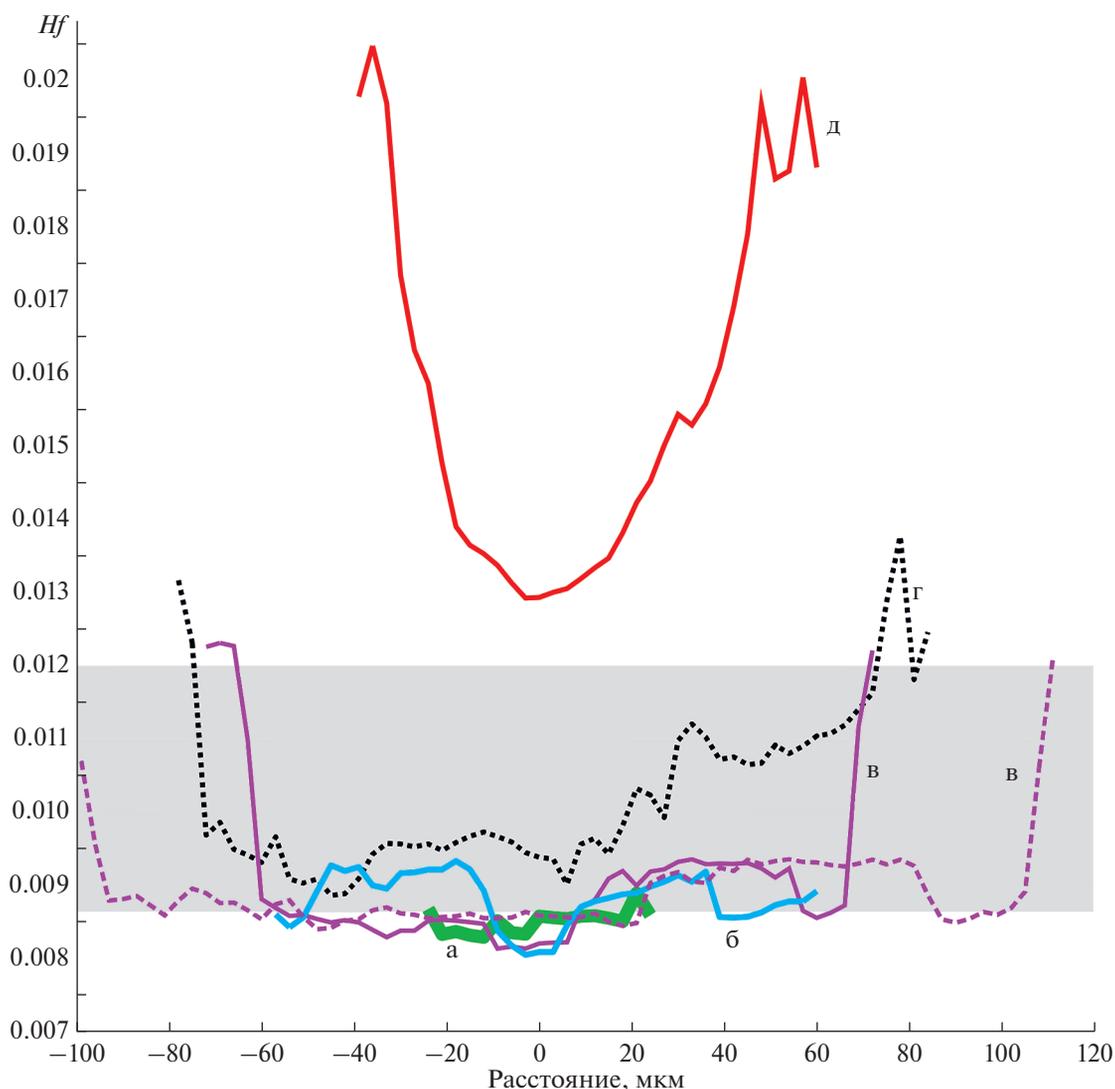


Рис. 7. Концентрация Hf (форм. ед.) по профилям в трех разновидностях широконка. Положения профилей показаны на рис. 3. Серое поле — диапазон концентраций Hf в Zr₂ вблизи расплавных включений.

Предполагаемое нами формирование гранитоидного расплава в результате последовательной дифференциации магмы типа MORB, вероятно, не является единственно возможным объяснением и требует рассмотрения с точки зрения альтернативных моделей: несмесимость расплавов при дифференциации и частичное плавление габброидов. Несмесимость ферробазальтового и кислого расплавов установлена экспериментально для низкобарических безводных условий при температурах около 1000°C (Dixon, Rutherford, 1979; Charlier, Grove, 2012). Хотя эта модель привлекательна для объяснения закономерной пространственной связи оксид-габбро и ОПГ в океанической коре (например, Natland et al., 1991; Shastry et al., 2001; Brunelli et al., 2020), однако низкобарические безводные условия входят в противоречие с предполагаемым нами присутствием H₂O в

изученных расплавных включениях в количестве около 3 мас. %. Наличие H₂O в обсуждаемом расплаве следует также из присутствия биотита в лейкократовых гранитоидных прожилках. Наличие воды в расплаве препятствует накоплению Fe и формированию двух несмесимых расплавов (Charlier, Grove, 2012). В таких условиях появление двух несмесимых расплавов представляется маловероятным (Коерке et al., 2007). Кроме того, появление кварца в интерстиционных микро-оксид-габбровых агрегатах указывают, скорее, на переход к кислому остаточному расплаву, чем на сосуществование кислого и ферробазальтового расплава. Какие-либо признаки бимодальности отсутствуют. Аналогичные наблюдения и интерпретация сделаны ранее для массива Атлантис (Юго-Западно-Индийский хребет) (Nguyen et al., 2018).

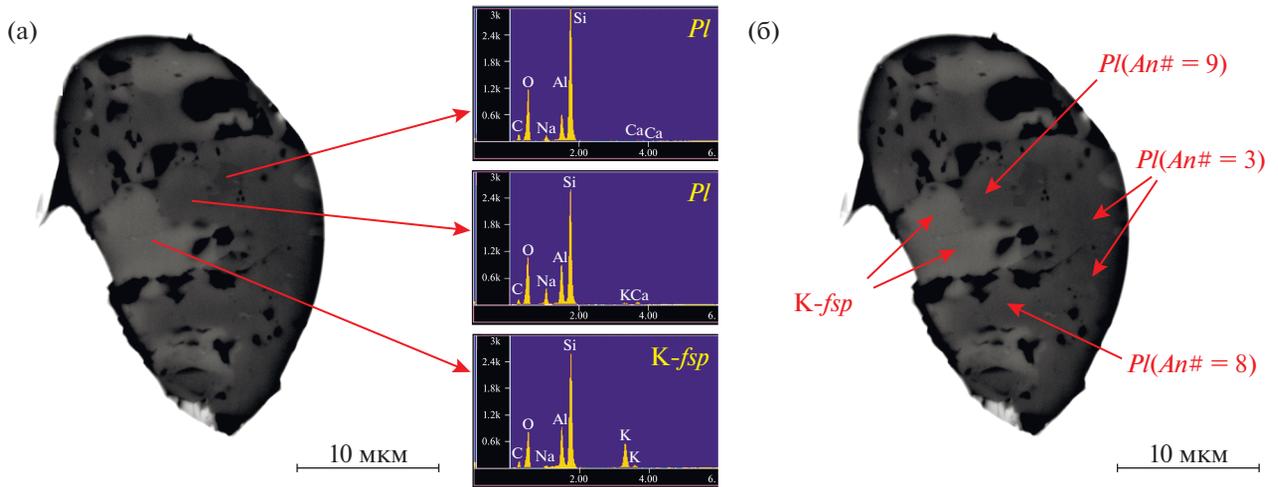


Рис. 8. Изображение вскрытого раскристаллизованного (негомогенизированного) расплавленного включения в отраженных электронах.

(а) В правой части рисунка энерго-дисперсионные спектры (ЭДС), соответствующие двум контрастным фазам: неоднородного плагиоклаза – *Pl* и калиевого полевого шпата – *K-fsp*. (б) Точки микрозондовых анализов соответствуют данным таблицы в Supplementary, ESM_1.xlsx.

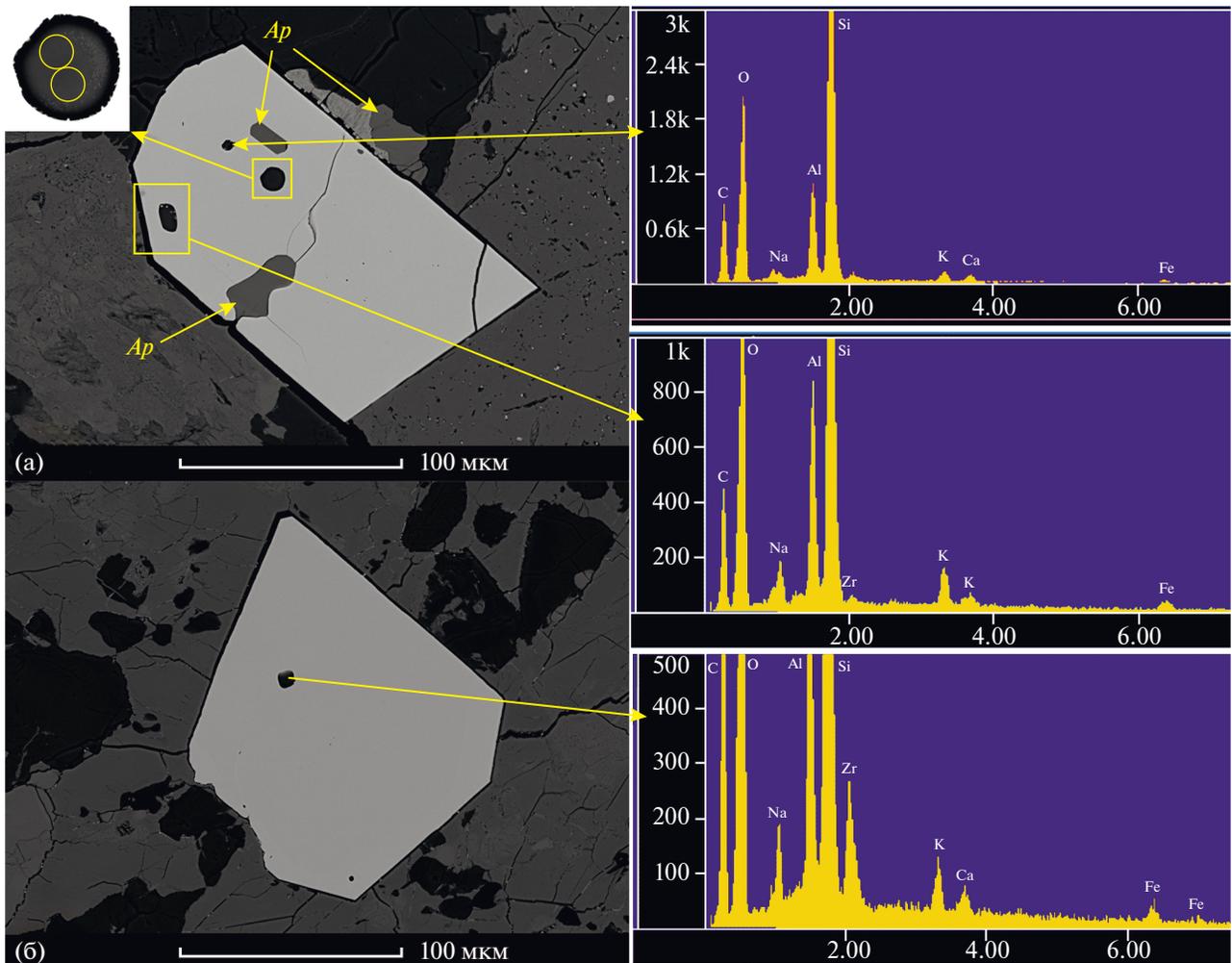


Рис. 9. Сечения кристаллов циркона с расплавленными и кристаллическими включениями в отраженных электронах. На врезке в левом верхнем углу крупным планом показаны места анализа расплавленного включения с диаметром зонда 5 мкм. В правой части рисунка показаны спектры ЭДС, соответствующие указанным расплавленным включениям. *Ap* – апатит.

С точки зрения модели корового частичного плавления, экспериментальные данные по частичному плавлению типичных океанических габброидов ($K_2O < 0.1$ мас. %), в которых калий в виде значимой микропримеси входит только в состав плагиоклаза, показывают низкокалиевый состав (< 0.5 мас. % K_2O) генерируемых кислых расплавов при концентрации SiO_2 60–68 мас. % (Коекер et al., 2004), и лишь при экстремально низкой степени плавления в выплавке с $SiO_2 > 79$ мас. % K_2O достигает 1.2 мас. % (Wolff et al., 2013). Реконструированный нами по включениям в цирконе гранитоидный расплав содержит $K_2O > 1.8$ мас. % при SiO_2 75–76 мас. % (табл. 2). Такое содержание K_2O в кислом расплаве может быть связано, скорее, с последовательной дифференциацией расплавов типа MORB. Вероятно, первичный состав MORB был близок к таковому примитивных лав из рифтовой долины САХ в непосредственной близости от комплекса Ашадзе. Анализы закалочных стекол из этих лав показывают умеренное обогащение несовместимыми элементами при концентрации K_2O 0.2–0.5 мас. % (Перцев и др., 2009).

Показанные особенности альтернативных моделей происхождения ОПГ, а также сформулированные выше признаки последовательной дифференциации расплава по составу пироксена, плагиоклаза и циркона позволяют для рассмотренной габброидной ассоциации отдать предпочтение модели происхождения кислого расплава в результате высокой степени дифференциации расплава типа MORB. Соответственно, выявленный состав расплава по магматическим включениям в цирконе может рассматриваться как пример такого кислого дифференциата. Вместе с тем мы допускаем, что проявления кислого магматизма в формируемой океанической коре в разных обстановках и ассоциациях могут иметь разную природу.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Количественный анализ гомогенизированного при 910°C расплавленного включения в цирконе из ассоциации дифференцированных габброидов современной океанической коры показал гранитоидный (SiO_2 75–76 мас. %) водосодержащий (около 3 мас. % H_2O) состав.

На основе вариаций состава породообразующих минералов и детальных данных по составу циркона предполагается, что полученный состав относится к остаточному расплаву непосредственно после кристаллизации дифференцированного габбро, богатого ильменитом, с началом кристаллизации циркона.

Дальнейшая дифференциация гранитоидного расплава прослеживается по последовательному

обогащению циркона гафнием в результате фракционной кристаллизации циркона, в том числе в виде концентрической зональности кристаллов.

Петрографические следы гранитоидного расплава наблюдаются в виде лейкократовых биотитсодержащих микропрожилков в грубозернистых габбро.

Полученные результаты демонстрируют пример гранитоидного дифференциата MORB и согласуются с моделью магматической дифференциации в океанической коре, согласно которой кристаллизация дифференцированных оксид-габбро может приводить к образованию кислого остаточного расплава.

Благодарности. Авторы признательны С.А. Силантьеву и анонимному рецензенту за конструктивные замечания при подготовке статьи.

Источники финансирования. Рентгеноспектральный микроанализ выполнен в ЦКП “ИГЕМ аналитика”. Работа выполнена в рамках темы Государственного задания 121041500220-0 ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Борисовский С.Е. Магматическая эволюция вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) по данным расплавленных и флюидных включений // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 5. С. 535–566.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Новый Zr–Hf геотермометр для магматических цирконов // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 2. С. 109–115.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Серебряков Н.С., Шарков Е.В. Условия образования плагиогранитов впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°52′–6°02′ с.ш. // *Докл. АН*. 2010. Т. 434. № 3. С. 372–377.
- 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.
- Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // *Геохимия*. 1969. № 4. С. 494–498.
- Перцев А.Н., Бортников Н.С., Аранович Л.Я. и др. Взаимодействие перидотит/расплав под Срединно-Атлантическим хребтом в переходных условиях шпинелевой и плагиоклазовой фации: особенности перидотитов на 13° с.ш. // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 2. С. 139–153.
- Силантьев С.А., Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 4. С. 387–401.
- 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. № 4. С. 399–372.

- Силантьев С.А., Кенке Ю., Арускин А.А. и др.* Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовой ассоциации ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 5°10' ю.ш. // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 2. С. 1–21. <https://doi.org/10.7868/S086959031402006X>
- Acosta-Vigil A., Barich A., Bartoli O. et al.* The composition of nanogranitoids in migmatites overlying the Ronda peridotites (Betic Cordillera, S Spain): The anatectic history of a polymetamorphic basement // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 3. P. 24. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1230-3>
- Aranovich L.Y., Newton R.S., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 111–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.027>
- Beltenev V., Neschertov A., Shilov V. et al.* New discoveries at 12°58' N, 44°52' W, MAR: Professor Logatchev-22 cruise, initial results // *InterRidge News*. 2003. № 12. P. 13–14.
- Beltenev V., Ivanov V., Shagin A. et al.* New hydrothermal sites at 13° N, Mid-Atlantic ridge // *InterRidge News*. 2005. № 14. P. 14–16.
- Borisov A., Aranovich L.* Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chem. Geol.* 2019. V. 510. P. 103–112. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.02.019>
- Brunelli D., Sanfilippo A., Bonatti E. et al.* Origin of oceanic ferrodiorites by injection of nelsonitic melts in gabbros at the Vema Lithospheric Section, Mid Atlantic Ridge // *Lithos*. 2020. P. 368–369.
- Charlier B., Grove T.L.* Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. P. 27–44.
- Chen Y., Niu Y., Wang X. et al.* Petrogenesis of ODP Hole 735B (Leg 176) Oceanic Plagiogranite: Partial Melting of Gabbros or Advanced Extent of Fractional Crystallization? // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. P. 2717–2732.
- Ciazela J., Koepke J., Dick H.J.B., Muszynski A.* Mantle rock exposures at oceanic core complexes along mid-ocean ridges // *Geologos*. 2015. V. 21. № 4. P. 207–231. <https://doi.org/10.1515/logos-2015-0017>
- Coleman R.G.* *Igneous Petrology. "Ophiolites"*. Berlin, Heidelberg: Springer, 1977. P. 17–95.
- Coogan L.A., Mitchell N.C., O'Hara M.J.* Roof assimilation at fast spreading ridges: An investigation combining geophysical, geochemical, and field evidence // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 108(B1). 2003. <https://doi.org/10.1029/2001JB001171>
- Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al.* A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 179. P. 31–51.
- Dick H.J.B., MacLeod C.J., Blum P. et al.* Expedition 360 summary // Eds. C.J. MacLeod, H.J.B. Dick, P. Blum and the Expedition 360 Scientists, Southwest Indian Ridge Lower Crust and Moho. Proc. ODP, Sci. Results, 360: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2017. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.360.102.2017>
- Dixon S., Rutherford M.J.* Plagiogranites as latestage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: An experimental study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 45. P. 45–60.
- 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.
- Koepke J., Feig S.T., Snow J.* Hydrous partial melting within the lower oceanic crust // *Terra Nova*. 2005. V. 17. P. 286–291.
- Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F.* The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 153. P. 67–84.
- Koepke J., Botcharnikov R.E., Natland J.H.* Crystallization of late-stage MORB under varying water activities and redox conditions: Implications for the formation of highly evolved lavas and oxide gabbro in the ocean crust // *Lithos*. 2018. V. 323. P. 58–77.
- Linnen R.L., Keppler H.* Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 18. P. 3293–3301.
- Natland J.H., Dick H.J.* Stratigraphy and composition of gabbros drilled in Ocean Drilling Program Hole 735B, Southwest Indian Ridge: A synthesis of geochemical data // *Proc. ODP, Sci. Results, 176: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 2002. P. 1–69.
- Natland J.H., Dick H.J.* Paired melt lenses at the East Pacific Rise and the pattern of melt flow through the gabbroic layer at a fast-spreading ridge // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 73–86.
- Natland J.H., Meyer P.S., Dick H.J., Bloomer S.H.* Magmatic oxides and sulfides in gabbroic rocks from hole 735B and the later development of the liquid line of descent // Eds. R.P. Von Herzen, P.T. Robinson et al. *Proc. ODP, Sci. Results, 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1991. P. 75–111.
- Nguyen D.K., Morishita T., Soda Y. et al.* Occurrence of felsic rocks in oceanic gabbros from IODP Hole 1473A: Implications for evolved melt migration in the lower oceanic crust // *Minerals*. 2018. V. 8. P. 583–612. <https://doi.org/10.3390/min8120583>
- Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greig A., Bach W.* Mineral chemistry, whole-rock compositions, and petrogenesis of Leg 176 gabbros: Data and discussion // *Proc. ODP, Sci. Results, 176: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 2002. P. 1–60.
- Ondréas H., Cannat M., Fouquet Y., Normand A.* Geological context and vents morphology of the ultramafic-hosted Ashadze hydrothermal areas (Mid-Atlantic Ridge 13° N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13. doi 1029/2012GC004433
- Peirce C., Reveley G., Robinson A.H. et al.* Constraints on crustal structure of adjacent OCCs and segment boundaries at 13° N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geophys. J. Int.* 2019. V. 217. P. 988–1010.
- Peirce C., Robinson A.H., Funnell M.J. et al.* Magmatism versus serpentinization—crustal structure along the 13° N segment at the Mid-Atlantic Ridge // *Geophys. J. Int.* 2020. V. 221. № 2. P. 981–1001.
- Sanfilippo A., Tribuzio R.* Building of the deepest crust at a fossil slow-spreading centre (Pineto gabbroic sequence, Alpine Jurassic ophiolites) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0831-8>

Sanfilippo A., Dick H.J.B., Marschall H.R. et al. Emplacement and high-temperature evolution of gabbros of the 16.5° N oceanic core complexes (Mid-Atlantic Ridge): Insights into the compositional variability of the lower oceanic crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. <https://doi.org/10.1029/2018GC007512>

Shastry A., Srivastava R.K., Chandra R., Jenner G.A. Fe–Ti-enriched mafic rocks from south Andaman ophiolite suite: Implication of late stage liquid immiscibility // *Current Science-Bangalore.* 2001. V. 80. № 3. P. 453–454.

Smith D.K., Escartin J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in

seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q03003.

<https://doi.org/10.1029/2007GC001699>

Wilson D.S., Teagle D.A., Alt J.C. et al. Drilling to gabbro in intact ocean crust // *Science.* 2006. V. 312. № 5776. P. 1016–1020.

Wolff P.E., Koepke J., Feig S.T. The reaction mechanism of fluid-induced partial melting of gabbro in the oceanic crust // *Eur. J. Mineral.* 2013. V. 25. P. 279–298.

Residual Melt after Crystallization of Oxide Gabbro: an Example of Silicic Product of MORB Differentiation in Modern Oceanic Crust (Ashadze Complex, Central Atlantic)

**K. N. Sholukhov¹, V. Y. Prokofiev¹, I. P. Solovova¹,
S. E. Borisovsky¹, O. M. Zhilicheva¹, and A. N. Pertsev¹**

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

In the studied plutonic rocks of the Ashadze Complex, four groups of mineral assemblages are distinguished: (I) the dominating coarse-grained gabbronorite; (IIa) micrograined differentiated gabbro (oxide microgabbro) enriched with ilmenite and apatite, and containing sporadic zircon grains < 70 μm size; (IIb) local oxide microgabbro aggregates with zircon up to 200 μm size and quartz; (III) biotite- and orthopyroxene-bearing plagiogranite veinlets. As an interpretation, a model of sequential differentiation of a MORB-type melt is proposed. Plagioclase and orthopyroxene compositional variations are consistent with the general sequence of crystal fractionation and show partial overlap of the assemblages (II) and (III). In the sequence of zircon-bearing assemblages (IIa), (IIb), and (III) zircon shows a consistent enrichment in hafnium. We managed to find melt inclusions in zircon from the assemblage (IIb). The inclusions were completely re-melted at 910°C and quenched in homogeneous glass. The analyzed granitoid (SiO₂ 75–76 wt. %) water-containing (H₂O ~ 3 wt. %) composition of the inclusions is attributed to the residual melt after crystallization of the evolved vein gabbro rich in ilmenite. The results obtained demonstrate an example of evolved granitoid product of MORB differentiation and are consistent with high-degree magmatic differentiation in the oceanic crust, the model according to which the crystallization of evolved oxide gabbro results in a residual silicic melt.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, oceanic core complex, gabbronorite, oxide gabbro, oceanic plagiogranite, zircon, melt inclusions

УДК 551.21

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

© 2022 г. В. В. Акинин^а, *, В. Н. Смирнов^а, П. И. Федоров^б, **,
Г. О. Ползуненков^а, Д. И. Алексеев^с

^аСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

^бГеологический институт РАН, Москва, Россия

^сВсероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: akinin@neisri.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 03.06.2021 г.

После доработки 10.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

В прибрежной северо-западной части Охотского моря обнажаются локальные вулканические ареалы, сложенные оливин-двопироксеновыми андезитами и андезибазальтами кытыймского вулканического комплекса, с возрастом около 48 ± 2 млн лет (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar методы). Возраст извержений синхронизируется с донными осадками Охотского моря и может отражать локальные стадии растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии. Данные по геохимии лав позволяют относить их к высокомагнезиальным, известково-щелочным, умеренно-калиевым вулканическим сериям с хорошо проявленными отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti, положительными Sr и Pb. Изотопный состав пород ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 2.4-5.5$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703415-0.704175$), а также относительно молодые кембрийские Nd-модельные возрасты палеогеновых вулканических пород указывают на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник (предположительно, фрагменты мелового слэба под комплексами Удско-Мургальской энсиматической островной дуги), позднее испытавший флюидный метасоматоз и обогащение примесными некогерентными элементами. Вариации изотопов, а также главных и примесных элементов в лавах связаны с процессами декомпрессионной фракционной кристаллизации, без признаков существенной контаминации коровым материалом.

Ключевые слова: Северное Приохотье, палеоген, вулканизм, Sr-Nd изотопные данные, источники вулканических пород

DOI: 10.31857/S0869590322010034

ВВЕДЕНИЕ

В северо-западном секторе Тихоокеанского кольца, на континентальной окраине Северо-Востока Азии, выделяется серия крупных периокеанических и окраинно-континентальных дуг и поясов надсубдукционной и рифтогенной природы (Белый, 1977; Филатова, 1988; Федоров, 2006; Akinin et al., 2020). Несмотря на то, что пояса могут частично перекрываться, каждый расположен в относительно самостоятельных ареалах континентального обрамления, с тенденцией снижения возраста поясов в сторону Тихого океана (Геологическая ..., 1980). Особенно выразительна миграция магматических поясов на временном отрезке начиная с раннего мела, после того как на континентальной окраине был сформирован с альба по кампан крупнейший надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс — ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011). К востоку от него рас-

пространены более молодые палеогеновые и неоген-четвертичные вулканические пояса и ареалы (в районе п-ва Тайгонос, в Корьякском нагорье и на Камчатке), которые также локально перекрывают более ранние накопления ОЧВП. При отсутствии надежных изотопно-геохронологических определений возраста и современных данных по геохимии лав, актуальным вопросом остается надежное разделение разновозрастных вулканических пород из разных поясов в зонах интерференции. В частности, в восточной части Северного Приохотья (на побережье Гижигинской губы Охотского моря и чуть далее к северо-западу, вглубь континента) широко распространены базальтовые и андезибазальтовые покровы палеогенового возраста, которые одними геологами включались в состав ОЧВП, а другими — в состав более молодых поясов, геодинамическая природа их остается дискуссионной (например, Филатова, 2015;

Акинин, Миллер, 2011; Полин, 2019; Akinin et al., 2020). В частности, если для альб-нижнекампанского этапа (106–80 млн лет) в Северном Приохотье реконструируется надсубдукционный геодинамический режим, то 76–78 млн лет назад фиксируются условия локального растяжения и проявления базальтов со смешанными геохимическими характеристиками, отражающими, по-видимому, завершение фронтальной субдукции и переход к обстановке скольжения или косоугольной конвергенции Тихоокеанской плиты с окраинно-континентальной (Akinin et al., 2014). После этого в регионе наступил амагматичный этап длительностью около 20 млн лет, возобновление магматической деятельности реконструируется только в позднем палеоцене около 58–56 млн лет назад. Примечательно, что среди драгированных в Охотском море магматических пород выделяется кроме прочих и эоценовый дифференцированный комплекс (51.0–37.2 млн лет) с преобладающими амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами (Емельянова и др., 2020). Значительно южнее, на континентальной окраине Азии (Приморье), на начало палеогена реконструируется смена геодинамической обстановки субдукции на трансформное скольжение (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Grebennikov et al., 2016). С учетом этих данных, по-видимому, следует обсуждать и магматизм Северного Приохотья.

Из-за неточной геохронологической и геохимической изученности многочисленных вулкано-генных полей палеогенового возраста Северного Приохотья все они при составлении листа Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 были обозначены как кытыймская свита, что сильно исказило и запутало картину палеогенового вулканизма в Гижигинско-Тайгонском районе. В работе (Смирнов и др., 2018) было высказано предположение, что в Северо-Восточном Приохотье распространены по крайней мере два различных вулкано-генных комплекса. Это кытыймская свита (36–42 млн лет), в которой, по данным геологических съемок масштаба 1 : 200 000, большое место занимают вулканические породы нормальной щелочности, образующие ряд базальт–андезибазальт, а также трахибазальты, трахиандезиты и трахиандезибазальты, и второй комплекс – слабоизученные толщи вулкаников с преобладанием андезибазальтов и андезитов палеоценового возраста (54–65 млн лет). Наши исследования эти выводы не подтверждают.

В настоящей статье представлены первые надежные оценки возраста кытыймской свиты, полученные U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методами, проводимые сравнительная геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика андезитов и андезибазальтов с близкими по возрасту известково-щелочными и щелочными вулканиками, обнаженными на континентальной окраине Северного Приохотья и

Камчатки, обсуждается петрогенезис, состав источников магм и их геодинамические условия проявления.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геологические наблюдения и отбор образцов был проведен в 2016 г. Петрография пород изучалась с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX-51. В двух шлифах был исследован состав минералов на рентгеновском микроанализаторе Camebax (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) в стандартных условиях (напряжение 15 кВ, сила тока 20 нА) с использованием как синтетических, так и единичных природных стандартов. Для учета эффекта матрицы использовалась ZAF коррекция. Погрешности определения концентраций элементов составляли меньше 5%.

Рентгенофлюоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы выполнен в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на спектрометрах SRM-25 и VRA-30 с использованием стандартных процедур, при этом погрешность определения по главным элементам не превышала 0.4% для SiO_2 и 0.2% для остальных оксидов, для примесных элементов (Rb, Sr, Zr) – не превышала 5–6%. ICP-MS анализ пород на примесные элементы выполнен в центре коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, Черноглазкая, МО), повторяющиеся измерения стандартов BHVO-1, AGV-1, BIR-1, СГД-1А показали погрешности не более 5–10%. Изотопные отношения Rb, Sr, Sm и Nd измерялись в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в двухленточном варианте расположения лент в статическом многоколлекторном режиме. Повторяющиеся измерения международных стандартов NIST 987 и JNdi-1 показали среднюю точность анализов 0.002% (2σ) для изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и 0.005% (2σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (вторично-ионная масс-спектрометрия с высоким пространственным разрешением) в ЦИИ ВСЕГЕИ с использованием стандартных процедур (Williams, 1998). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты скорректированы на ^{207}Pb с допущением, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Используя измеренное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для контроля концентрации обыкновенного свинца возраст индивидуальных кристаллов рассчитывался, экстраполируя точки на конкордию Тера–Вассербург вдоль

хорды, соединяющей модельный состав обыкновенного Pb и приближенное значение возраста индивидуальных зерен. В этом случае независимая оценка возраста из $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношения теряет смысл, и возраст определяется исключительно из отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Этот метод достаточно надежен для результатов анализа, которые близки к конкордии. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты индивидуальных кристаллов одного образца объединяются в выборку, которая исследовалась с использованием стандартных статистических процедур. Воспроизводимость SHRIMP анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ составляет порядка 1%. Как показывает сравнительное исследование стандартов TEMOA1, TEMORA2, R33 методом ID-TIMS и SHRIMP, точность $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ датировок с помощью ионного микрозонда SHRIMP не лучше 1–1.5% (Black et al., 2004). Учитывая это, погрешность средневзвешенного значения возраста для фанерозоя, как правило, достигает от 1 до 3 млн лет.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в (Травин и др., 2009). Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11 (К/Аг возраст 313 млн лет) и биотитом LP-6 (128.1 млн лет), которые использовались в качестве мониторов, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 2\sigma$. Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Са, Сl, К, использовали следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.00073 \pm \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило $296.5 \pm \pm 0.5$. Методика изотопных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценок основана для традиционных, принятых специалистами в мировой литературе, подходах (например, Baksi, 2006). Для надежности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования традиционно принимаются следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из трех ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50% выделившегося кумулятивного ^{39}Ar (СКВО <1); 2) сходимость возрастов

плато и изохроны с учетом погрешностей; 3) изохрона пересекает близкое к 295.5 значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Расчет и построение графиков для U-Pb и Ar-Ar датирования выполнен в программе Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012).

ГЕОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ

Вулканические породы палеогенового возраста в Северном Приохотье образуют более 20 отдельных ареалов, имеющих размеры до 50×10 км. Подавляющая часть их сосредоточена в полосе протяженностью 270 км при ширине до 40 км в междуречье Наяхан–Парень (рис. 1). Указанные ареалы расположены в пределах и по периферии Гижигинской кайнозойской впадины и в меньшей мере на других участках Гижигинско-Тайгоносского района. Их пространственное положение отчетливо контролируется крупными разломами северо-восточного простирания. Достаточно крупный Гармандинский вулканический ареал протягивается на 34 км от р. Наяхан на северо-восток до р. Инач (ГА на рис. 1, врезка), сложен потоками оливин-пироксеновых андезибазальтов и андезитов общей мощностью более 100 м (Смирнов и др., 2018).

В 2016 г. нами были исследованы небольшие выходы вулканических палеогеновых пород, обнаженных на побережье Гижигинской губы, на северо-западе и северо-востоке полуострова Тайгонос, названные нами Гижигинским ареалом (ГИ на рис. 1, врезка). В 7 км к юго-востоку от пос. Эвенск, в так называемом “японском каньоне”, обнажается серия пологозалегающих потоков андезибазальтов (т. 2 на рис. 1, врезка), пересекаемых дайкой спессартитов (т. 1 на рис. 1, врезка), которые перекрываются рыхлыми осадками аевковской свиты олигоцена. В 12 км к юго-востоку от пос. Эвенск, в береговых обрывах (т. 9 на рис. 1, врезка) массивные и агломеративные лавы ортопироксеновых андезитов и их туфы несогласно залегают на меловых вулканогенно-осадочных породах угрюминской и тайночинской толщ, перекрываются угленосной молассой из олигоценовых галечников, песчаников и алевролитов колымской и аевковской свит. На восточном берегу Гижигинской губы кайнозойские вулканы изучены в нескольких пунктах (т. 14, 82, 83 на рис. 1, врезка) и представлены фрагментами потоков и некков, сложенных двупироксеновыми андезитами.

Стратотип кытыймской свиты палеогенового возраста был выделен В.А. Смоличем в 1949 г. на северо-востоке полуострова Тайгонос, в бассейне р. Кытыйма (Кечичма). В дальнейшем при выполнении геологического картирования масштаба 1 : 200000 эта свита была установлена в западной части полуострова Тайгонос и в верхнем течении р. Черная. В ее составе описаны базальты, трахибазальты, андезибазальты и трахиандезибазальты, в меньшей степени андезиты, трахианде-

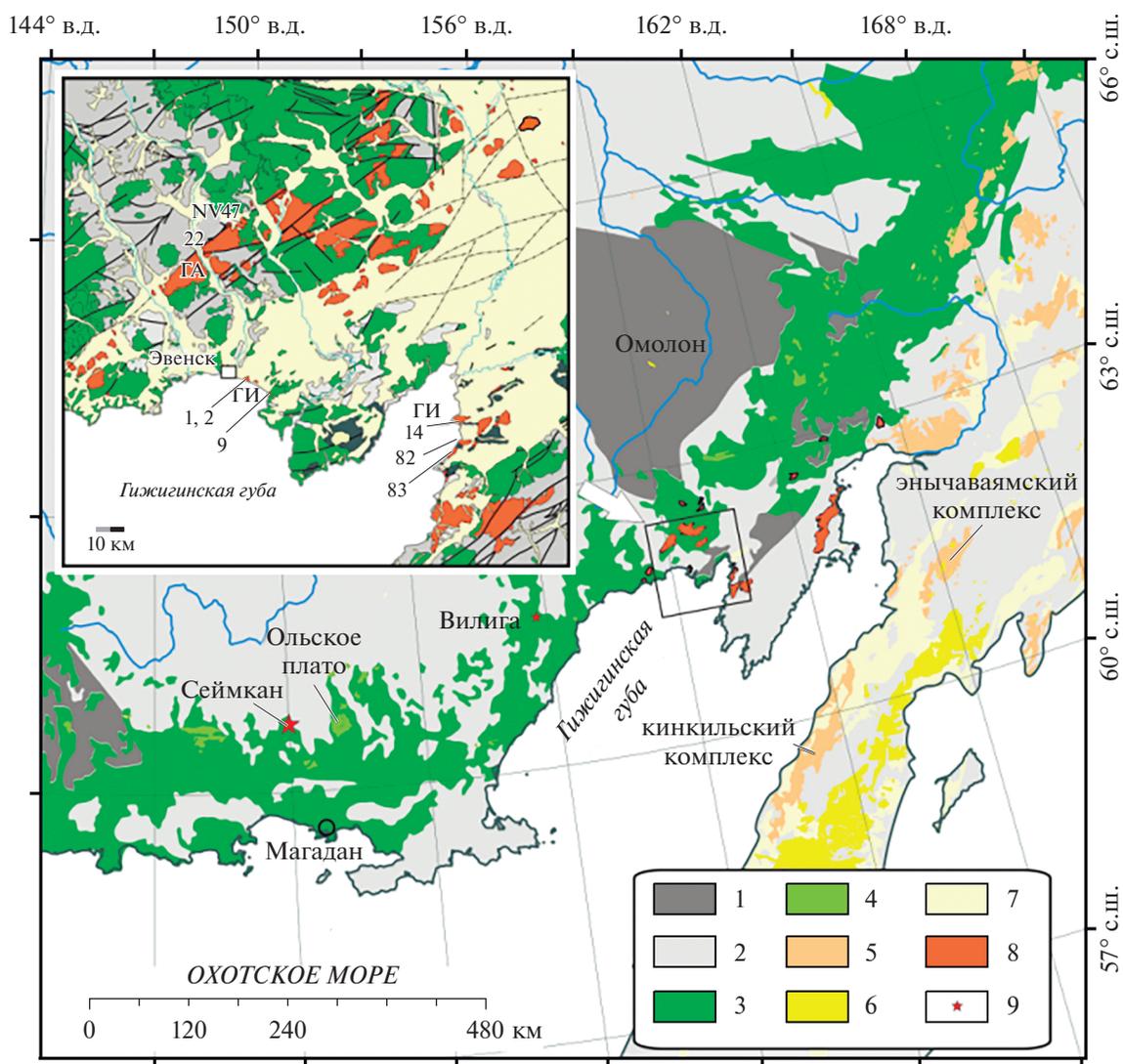


Рис. 1. Схема размещения меловых и кайнозойских вулканических пород в северо-восточном обрамлении Охотского моря.

1 – кратонные террейны с докембрийским фундаментом; 2 – мезозойды, преимущественно триасовые, юрские и меловые осадочные комплексы; 3 – надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), альб–кампан; 4 – финальные стадии базальт–андезибазальтового вулканизма ОЧВП, кампан; 5 – Западно-Камчатский вулканический пояс, эоцен; 6 – Центрально-Камчатский вулканический пояс, неоген; 7 – неоген-четвертичные впадины; 8 – кытыймская вулканическая свита, нижний эоцен; 9 – локальные проявления внутриплитного кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма.

На врезке показаны местоположения и номера точек исследованных образцов (табл. 1– 5). Буквенные обозначения изученных ареалов кытыймского вулканизма: ГА – Гармандинский; ГИ – Гижигинский.

зиты и дациты. В нижней и средней частях свиты залегают линзы слабо диагенезированных песчаников, глин, суглинков, лигнитов, конгломератов и гравелитов. Мощность свиты до 800 м. Терригенные прослои содержат растительные остатки, которые позволили определить геологический (фито-стратиграфический) возраст свиты. Изотопные определения (К–Аг метод) возраста базальтов показали интервал 36–45 млн лет (Геологическая карта СССР, 1977; Государственная геологическая карта, 1989). Согласно Региональной страти-

графической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России (Гриненко и др., 1998), возраст свиты принят как нижний–средний эоцен.

Возраст вулканитов Гармандинского ареала (т. 22 на рис. 1, врезка), на основании данных спорово-пыльцевого анализа (Политов, 1981), был определен как палеогеновый. В работе (Смирнов и др., 2018) для четырех образцов андезибазальтов из этого ареала были опубликованы К–Аг датировки от 54 до 65 млн лет, дацита – 52 млн лет (от дания до

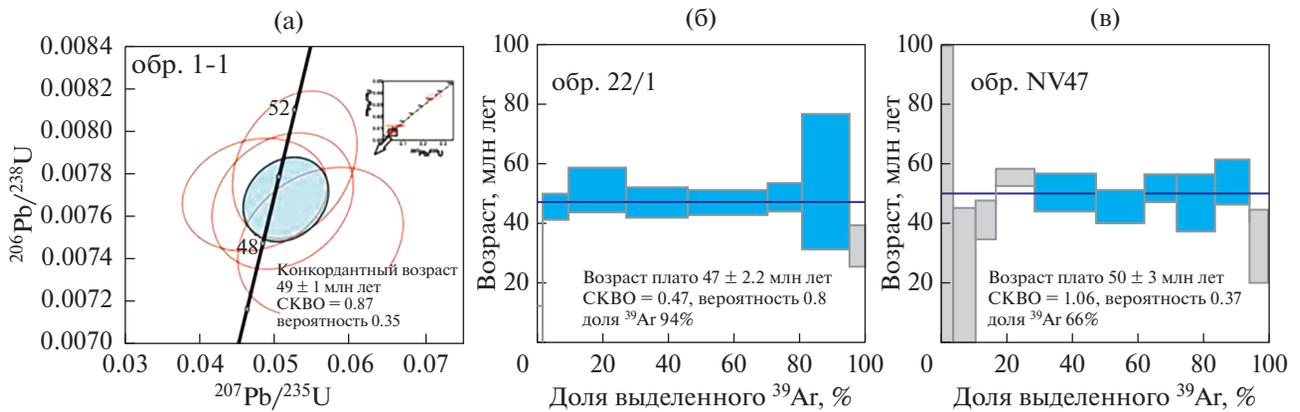


Рис. 2. Результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород кытыймской свиты: (а) — диаграмма с конкордией для цирконов из трахиандезита (обр. 1-1, гижигинский ареал); (б, в) — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для основной массы андезибазальтов гармандинского ареала. Эллипсы (рис. 2а) и прямоугольники (рис. 2б, 2в) соответствуют замерам изотопных отношений с погрешностями определений на уровне $\pm 2\sigma$.

начала раннего эоцена). Однако эти датировки вызывают сомнения, так как были сделаны по валу пород, без предварительного удаления фенокристов оливина и пироксенов, которые могут содержать унаследованный радиогенный аргон, приводящий к удревнению дат.

Наши новые определения возраста пород кытыймской свиты тремя методами позволяют устанавливать его как нижнеэоценовый (рис. 2, табл. 1–3). Получен возраст цирконов (U-Pb метод, SHRIMP-II) из дайки трахиандезита (обр. 1-1), которая пересекает андезибазальты и, таким образом, позволяет ограничить верхний возрастной предел свиты. В четырех кристаллах из восьми средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составил 49 ± 1 млн лет (СКВО = 0.87), который мы принимаем как близкий возрасту кристаллизации (рис. 2а). Возрастные оценки для остальных четырех кристаллов были исключены из расчета среднего из-за высокой вероятности дискордантности (на основании анализа нескорректированных на обыкновенный ^{206}Pb изотопных отношений) либо очевидного древнего унаследованного характера кристаллов (табл. 1). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование андезибазальтов из Гармандинского ареала (т. 22 и т. NV47 на рис. 1, врезка) показало достаточно надежную нижнеэоценовую оценку возраста. Для обр. 22/1 возраст по плато оценивается в $\sim 48 \pm 2$ млн лет (СКВО = 0.47, 94% выделенного ^{39}Ar по 6 ступеням, рис. 2б, табл. 2), возраст по изохроне показал сходящееся с этой датой значение 48 ± 4 млн лет (СКВО = 0.6, Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 278 \pm 6$). Для обр. NV47 возраст по плато составил 50 ± 3 млн лет (СКВО = 1.06, 66% выделенного ^{39}Ar по 5 ступеням, рис. 2в, табл. 2). K-Ar датирование основной массы свежих андезитов и андезибазальтов из береговых обнажений Гижигинской

бухты показало сходные значения возраста около 47–48 млн лет (табл. 3), совпадающие, с учетом погрешности, с U-Pb датировкой по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками.

Таким образом, по нашим данным, возраст вулканических пород кытыймской свиты в изученных ареалах оценивается как нижнеэоценовый.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Вулканические образования, слагающие покровы на северном побережье Гижигинской губы (в гижигинском ареале, рис. 1, врезка) и в бассейне р. Б. Гарманда (в Гармандинском ареале), сложены в основном оливин-двупироксеновыми андезибазальтами и двупироксеновыми андезитами, которые переслаиваются в разрезах и могут быть отнесены к единому этапу извержений. Андезибазальты — порфировые породы с интерсертальной, реже микродиабазовой основной массой (рис. 3). Вкрапленники в исследованном обр. 2 представлены, главным образом, высокомагнезиальным оливином (0.91–0.8 в ядрах, 0.77–0.74 в кайме) ($\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, мол. %), реже ортопироксеном. В фенокристах оливина постоянно отмечаются микровключения Cr-шпинелида ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.60\text{--}0.57$). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза ($\text{An}_{60\text{--}44}$), клинопироксена ($\text{En}_{50\text{--}44}\text{Wo}_{44\text{--}37}\text{Fs}_{9\text{--}13}$), реликтами девитрифицированного вулканического стекла и Fe-Ti оксидами. Андезиты отличаются двупироксеновым парагенезисом фенокристов, особенно характерны ортопироксеновые ($\text{En}_{82 \pm 1}\text{Wo}_{3 \pm 0.4}\text{Fs}_{15 \pm 1.7}$) разности (рис. 3). Вкрапленники клинопироксена по составу относятся к феррогенденбергиту ($\text{En}_{48 \pm 2}\text{Wo}_{41 \pm 1}\text{Fs}_{10 \pm 2}$). Основная масса породы гилопилитовая, реже интерсертальная, образована

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования циркона (SHRIMP) из спессартита кытыймской свиты (обр. 1-1, координаты: 61.899 с.ш., 159.338 в.д.)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Егг согг
4.1	2.19	200	115	0.59	1.2	44.1 ± 1.0	145.7	2.2	0.04	29	0.0380	29	0.00686	2.2	.074
5.1	0.00	104	59	0.59	0.666	48.1 ± 0.9	133.7	1.9	0.0543	7.7	0.0560	8	0.00748	1.9	.237
3.2	0.00	168	78	0.48	1.11	49.3 ± 0.8	130.3	1.7	0.0482	7.3	0.0510	7.5	0.00767	1.7	.229
3.1	0.63	703	621	0.91	4.68	49.5 ± 0.7	129.8	1.4	0.0445	8.2	0.0473	8.3	0.0077	1.4	.165
3.3	0.00	235	116	0.51	1.58	50.3 ± 0.9	127.6	1.8	0.0486	6.2	0.0526	6.4	0.00784	1.8	.274
1.1	0.57	415	128	0.32	4.26	76.1 ± 1.0	84.2	1.4	0.0479	6.9	0.0784	7	0.01188	1.4	.195
6.1	2.34	76	35	0.47	0.808	77.3 ± 1.9	82.8	2.5	0.037	32	0.0610	32	0.01207	2.5	.076
2.1	0.00	63	33	0.55	1.97	232.0 ± 6.4	27.29	2.8	0.0496	5.8	0.2510	6.4	0.0366	2.8	.437

Примечание. Жирным шрифтом выделены результаты, относящиеся к кристаллам стадии магматической кристаллизации (автокристы), остальные — ксеногенные и унаследованные кристаллы. Координаты отбора образцов в таблицах приведены в градусах в виде десятичной дроби (по данным GPS).

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования андезибазальтов кытыймской свиты (гармандинский ареал)

T, °C	^{40}Ar (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Ca/K	^{39}Ar , %	Возраст, млн лет	±	$^{40}\text{Ar}^*$, %
Обр. 22/1; координаты: 62.191 с.ш., 159.121 в.д.														
500	59.7	100.574	0.421	0.0645	0.0054	0.1162	0.0647	0.3385	0.0037	0.418	1.3	4.15	7.91	0.5
600	44.1	12.136	0.027	0.0178	0.0007	0.1326	0.0112	0.0204	0.0020	0.477	9.6	45.69	4.41	50.4
700	75.5	9.889	0.038	0.0143	0.0007	0.1491	0.0086	0.0102	0.0036	0.537	27.0	51.23	7.79	69.5
800	70.3	8.480	0.027	0.0143	0.0004	0.2019	0.0086	0.0073	0.0024	0.727	45.8	47.23	5.25	74.6
900	89.2	8.307	0.019	0.0135	0.0007	0.3849	0.0187	0.0068	0.0020	1.385	70.2	46.95	4.35	75.7
1000	46.9	10.092	0.025	0.0141	0.0013	0.4387	0.0168	0.0120	0.0022	1.579	80.8	48.9	4.9	64.9
1120	82.8	12.907	0.564	0.0114	0.0016	0.2273	0.0174	0.0190	0.0107	0.818	95.4	54.4	23.2	56.6
1250	29.0	14.324	0.050	0.0189	0.0022	0.2345	0.0206	0.0339	0.0033	0.844	100.0	32.3	7.3	30.1
Обр. NV47; координаты: 62.2406 с.ш., 159.2769 в.д.														
600	20.9	7.649	0.090	0.0160	0.0020	0.1954	0.0304	0.0170	0.0043	0.704	10.2	23.15	11.12	34.4
700	23.6	8.713	0.040	0.0110	0.0007	0.0625	0.0244	0.0136	0.0013	0.225	16.7	41.06	3.31	53.8
800	35.8	7.439	0.004	0.0097	0.0011	0.1275	0.0211	0.0035	0.0005	0.459	28.2	55.83	1.40	86.1
900	53.8	6.763	0.009	0.0120	0.0006	0.3353	0.0121	0.0033	0.0013	1.207	47.2	50.58	3.30	85.7
1000	42.6	6.840	0.008	0.0123	0.0007	0.3911	0.0152	0.0054	0.0011	1.408	62.0	45.8	2.9	76.6
1050	29.9	7.337	0.017	0.0100	0.0008	0.4235	0.0255	0.0047	0.0009	1.524	71.8	51.9	2.5	81.1
1100	34.3	7.128	0.018	0.0100	0.0009	0.4371	0.0190	0.0058	0.0019	1.574	83.3	47.2	4.9	75.8
1200	32.5	7.119	0.012	0.0110	0.0009	0.3005	0.0206	0.0031	0.0015	1.082	94.2	54.2	3.8	87.3
1280	19.5	8.030	0.020	0.0135	0.0003	1.0373	0.0186	0.0147	0.0024	3.734	100.0	32.4	6.3	46.0

микролитами плагиоклаза (олигоклаз—андезин), фельдшатоидов (Or_{23}) и измененного вулканического стекла.

Петрохимические характеристики палеогеновых вулканических пород Гижигинской губы приведены в табл. 4 и на рис. 4, 5. Совместно с на-

шими новыми данными на рис. 4 и 5 приведены составы стратотипа кытыймской свиты (р. Кечичма и п-ов Елистратова), а также раннекайнозойских лав Северного Приохотья, рассматривавшиеся при среднемасштабной геологической съемке как покровы палеогеновых лав, которые позже,

Таблица 3. Результаты К-Аг датирования вулканических пород кытыймской свиты (гижигинский ареал)

Номер образца	Широта	Долгота	Порода	К, %	±	⁴⁰ Аг, нг/г	±	Возраст, млн лет	±2σ
2	61.89873	159.3382	Андезибазальт	0.70	0.01	2.3	0.01	47	1.1
9	61.84072	159.4003	Андезибазальт	0.91	0.01	3.0	0.11	47	2.5
9-1	61.84072	159.4003	Андезибазальт	0.91	0.01	3.1	0.02	48	1.0
9-2	61.84072	159.4003	Андезит	0.91	0.01	3.2	0.07	49	1.7
14	61.80603	160.3554	Андезит	1.23	0.01	3.7	0.03	43	0.7
14-1	61.80603	160.3554	Андезит	0.97	0.01	3.2	0.04	48	1.1
82	61.75985	160.4017	Андезит	1.12	0.01	3.7	0.13	47	2.4
83-1	61.75628	160.3984	Андезит	1.26	0.01	3.95	0.03	45	0.6

при составлении листов Государственной геологической карты м-ба 1 : 1000000, были включены в состав кытыймской свиты эоценового возраста.

По кремнекислотности исследованные породы Гижигинского и Гармандинского ареалов образуют непрерывный ряд от андезибазальтов ($\text{SiO}_2 \geq 53$ мас. %) до андезитов (рис. 4а), а по соотношению $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ являются известково-щелочными (рис. 4б), умеренно-калиевыми ($\text{K}/\text{Na} = 0.18\text{--}0.25$). В трахиандезитах из даек содержание K_2O достигает 2.5%. Концентрации титана ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}0.9$ мас. %) и фосфора низкие ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.14\text{--}0.23$ мас. %). Для всех типов пород характерны высокая магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.58\text{--}0.72$) и низкое содержание глинозема (за исключением трахиандезитов). Коэффициент глиноземистости $K_{\text{al}} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, мас. %) изменяется от 0.8 в андезибазальте до 1.2–1.6 в андезитах и достигает 2.1–3.5 в трахиандезите. На

интерпретационной диаграмме геодинамических обстановок формирования (Гребенников, Ханчук, 2021) все исследованные породы попадают в поле границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг – рис. 4в)

Сравнивая особенности химизма главных элементов в вулканитах Гижигинского ареала и палеогеновых пород Северного Приохотья (архивные данные геологических съемок), необходимо отметить следующее. Если мы выделяем вулканиды кытыймской свиты как андезибазальт-андезитовую известково-щелочную серию, то по архивным геологическим данным, кроме этого, выделяется и серия субщелочная трахибазальт-трахидацитовая (рис. 4а, 5). Мы не исключаем, что последние относятся к иному, более молодому этапу вулканизма. Для такого заключения сейчас нет надежных геохронологических данных. Вулканические породы гижигинского ареала также характеризуются более высо-

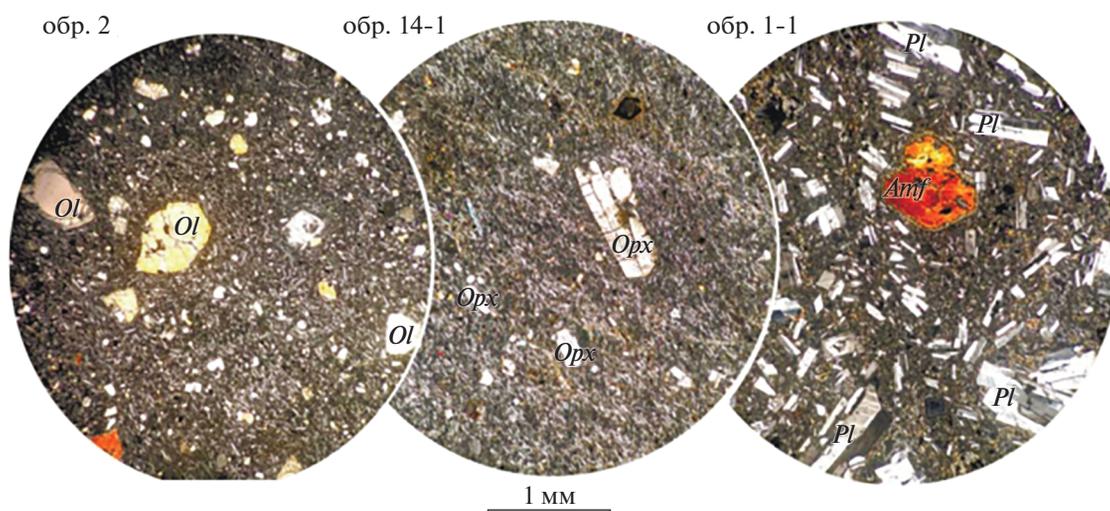


Рис. 3. Микрофотографии шлифов в поляризованном свете андезибазальта (обр. 2), андезита (обр. 14-1) и трахиандезита (обр. 1-1) кытыймской свиты из гижигинского ареала.

Ol – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Amf* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз.

Таблица 4. Химический состав вулканических пород гижигинского ареала кыгыймской свиты

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	2*	9	9-1	9-2	14	14-1	82	83-1	1-1	1-3
	61.89873/ 159.3382**	61.84072/ 159.4003	61.84072/ 159.4003	61.84072/ 159.4003	61.80603/ 160.3554	61.80603/ 160.3554	61.75985/ 160.4017	61.75628/ 160.3984	61.89981/ 159.3381	61.89981/ 159.3381
SiO ₂	53.15	57.72	57.80	58.16	60.28	61.69	60.86	61.85	58.97	64.36
TiO ₂	0.78	0.86	0.90	0.88	0.78	0.72	0.82	0.72	0.46	0.60
Al ₂ O ₃	14.50	15.44	15.64	15.41	15.80	15.63	15.24	15.42	20.12	15.06
Fe ₂ O ₃	8.27	7.23	6.94	7.22	5.80	5.56	6.20	5.97	3.62	4.54
MnO	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.07	0.04	0.05
MgO	9.76	6.06	5.62	5.72	4.52	4.11	4.74	3.78	2.18	2.65
CaO	8.04	5.98	6.05	5.96	5.54	5.56	5.34	4.98	5.20	4.15
Na ₂ O	3.08	3.92	4.18	4.11	4.34	4.52	4.12	4.22	4.99	3.83
K ₂ O	0.91	1.10	1.13	1.13	1.58	1.22	1.41	1.58	2.33	2.53
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.15	0.15	0.23	0.13	0.16	0.15	0.15	0.14
П.п.п.	1.07	1.36	1.42	1.09	0.96	0.70	0.98	1.21	1.90	2.04
Сумма	99.87	99.93	99.93	99.93	99.93	99.94	99.96	99.95	99.96	99.95
Cr	370	120	117	114	199	155	206	165	60	61
Ni	264	15	141	140	12	61	99	81	30	4
Co	40	н.о.	28	28	н.о.	17	20	17	11	н.о.
Sc	18.9	17.2	17.9	17.7	15.5	17.4	17.2	14.7	н.о.	11
V	171	116	120	118	120	130	129	102	н.о.	92
Cs	н.о.	0.50	0.51	0.46	0.99	0.96	0.73	1.10	н.о.	1.26
Rb	27.7	23.5	21.9	21.0	41.0	24.6	35.6	42.0	36.9	35.9
Ba	353	221	242	226	364	293	337	412	540	287
Sr	805	333	322	312	502	419	378	427	607	378
U	0.73	0.79	0.75	0.71	1.02	0.57	1.09	1.11	1.24	0.80
Th	2.7	2.6	2.6	2.5	3.7	1.7	3.4	3.5	4.1	2.4
Pb	5.2	4.5	5.7	5.5	7.0	7.2	11.5	15.0	15.4	5.9
Ta	0.17	0.39	0.30	0.30	0.31	0.20	0.24	0.26	0.29	0.17
Nb	3.02	4.61	4.45	4.55	3.72	2.83	3.88	4.06	4.34	2.72
Hf	2.7	3.1	3.3	3.2	3.7	2.8	3.1	3.1	н.о.	2.8
Zr	104	129	137	134	156	109	124	123	161	110
Y	16.9	14.9	15.5	15.3	14.6	14.7	18.6	18.9	20.0	11.5
La	12.8	11.9	12.8	12.5	17.1	8.7	15.3	16.3	17.4	10.7
Ce	30.6	26.3	26.3	26.1	38.3	19.0	32.5	32.4	36.1	24.4
Pr	4.1	3.2	3.3	3.2	4.8	2.5	4.3	4.4	4.4	3.1
Nd	18.9	13.2	13.9	13.7	20.2	11.4	18.0	18.3	17.7	12.9
Sm	3.7	2.9	3.2	3.2	4.5	2.7	4.0	4.0	3.5	2.9
Eu	1.13	1.01	0.98	1.00	1.38	0.82	1.20	1.19	1.11	0.88
Gd	3.18	3.53	3.10	3.12	4.56	2.64	3.79	3.78	3.17	3.13
Tb	0.49	0.52	0.48	0.48	0.59	0.42	0.55	0.57	0.45	0.43
Dy	3.06	2.92	2.87	2.81	2.98	2.60	3.08	3.22	2.60	2.32
Ho	0.57	0.59	0.60	0.58	0.56	0.54	0.62	0.66	0.51	0.43
Er	1.59	1.68	1.61	1.61	1.57	1.50	1.71	1.87	1.46	1.23
Tm	0.23	0.23	0.21	0.22	0.21	0.21	0.24	0.26	0.21	0.17
Yb	1.40	1.54	1.51	1.45	1.35	1.42	1.56	1.65	1.52	1.09
Lu	0.22	0.23	0.22	0.23	0.20	0.22	0.23	0.24	0.22	0.16

Примечание. 1 – андезибазальт (адакит). 2–8 – андезиты, 9 – трахиандезит, 10 – дацит.

*Номер образца: **Координаты: широта/долгота.

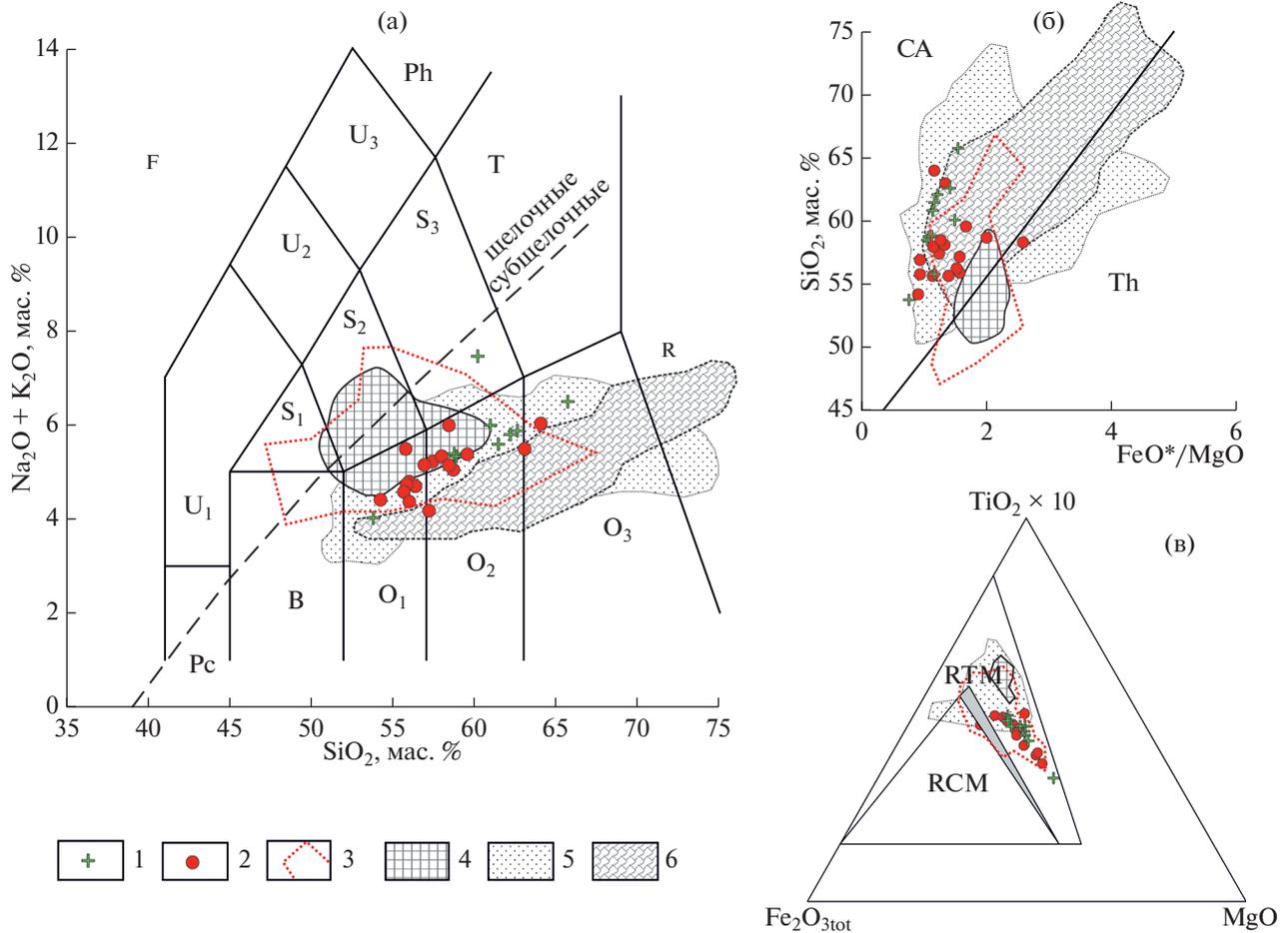


Рис. 4. Классификационные диаграммы для палеогеновых магматических пород Северного Приохотья. 1–3 – эоценовые вулканиды кытыймской свиты: 1 – гижигинский ареал, 2 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018), 3 – по материалам геологической съемки 1 : 200000; 4–6 – поля состава других вулканических комплексов, для сравнения: 4 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Houïgan, Akinin, 2004), 5 – кинкильская свита, Западная Камчатка, эоцен (Федоров и др., 2008), 6 – велнолыкская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011). (а) SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ диаграмма (Le Bas et al., 1986). F – фойдиты, Pc – пикробазальты, B – базальты, O_1 – андезитобазальты, O_2 – андезиты, O_3 – дациты, R – риолиты, S_1 – трахибазальты, S_2 – трахиандезитобазальты, S_3 – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты, U_1 – базаниты и тефриты, U_2 – фонотефриты, U_3 – тефрифонолиты, Ph – фonoлиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород по (Irvine, Baragar, 1971). (б) SiO_2 – FeO^*/MgO диаграмма. Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серий по (Miyashiro, 1974). (в) Fe_2O_3 – $\text{TiO}_2 \times 10$ – MgO диаграмма. RCM – надсубдукционные магматические породы островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины), RTM – магматические породы границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг) (Гребенников, Ханчук, 2020).

кой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 0.44$ – 0.72 против 0.28 – 0.46 , по архивным данным) и более низким содержанием глинозема (рис. 5), что позволяет рассматривать их как высокомагнезиальные андезиты ($\text{Mg}\# > 0.5$, $\text{SiO}_2 > 54$ (Kelemen et al., 2003)), а отдельные образцы (обр. 2, табл. 4) с высоким $\text{Sr}/\text{Y} = 48$ при $\text{Y} = 17$ ppm как адакиты. С увеличением содержания кремнезема (рис. 5) в породах уменьшаются содержания TiO_2 , FeO^* , MgO и CaO , но возрастают Na_2O и K_2O . Содержания Al_2O_3 и P_2O_5 остаются практически постоянными.

На графике нормирования пород к хондриту (C_i/C_{ch} (Evensen et al., 1978)) вулканиды характеризуются, вне зависимости от кремнекислотности, слабым обогащением легкими редкоземельными (REE) элементами по отношению к тяжелым и сходным спектром распределения редких земель (рис. 6). В андезитобазальтах значения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений составляют 2.1 – 2.5 и 4.1 – 7.0 соответственно, незначительно увеличиваясь в андезитах (2.6 – 2.6 и 4.2 – 8.6). Европейская аномалия незначительна или отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9$ – 1.0). Последнее указывает как на

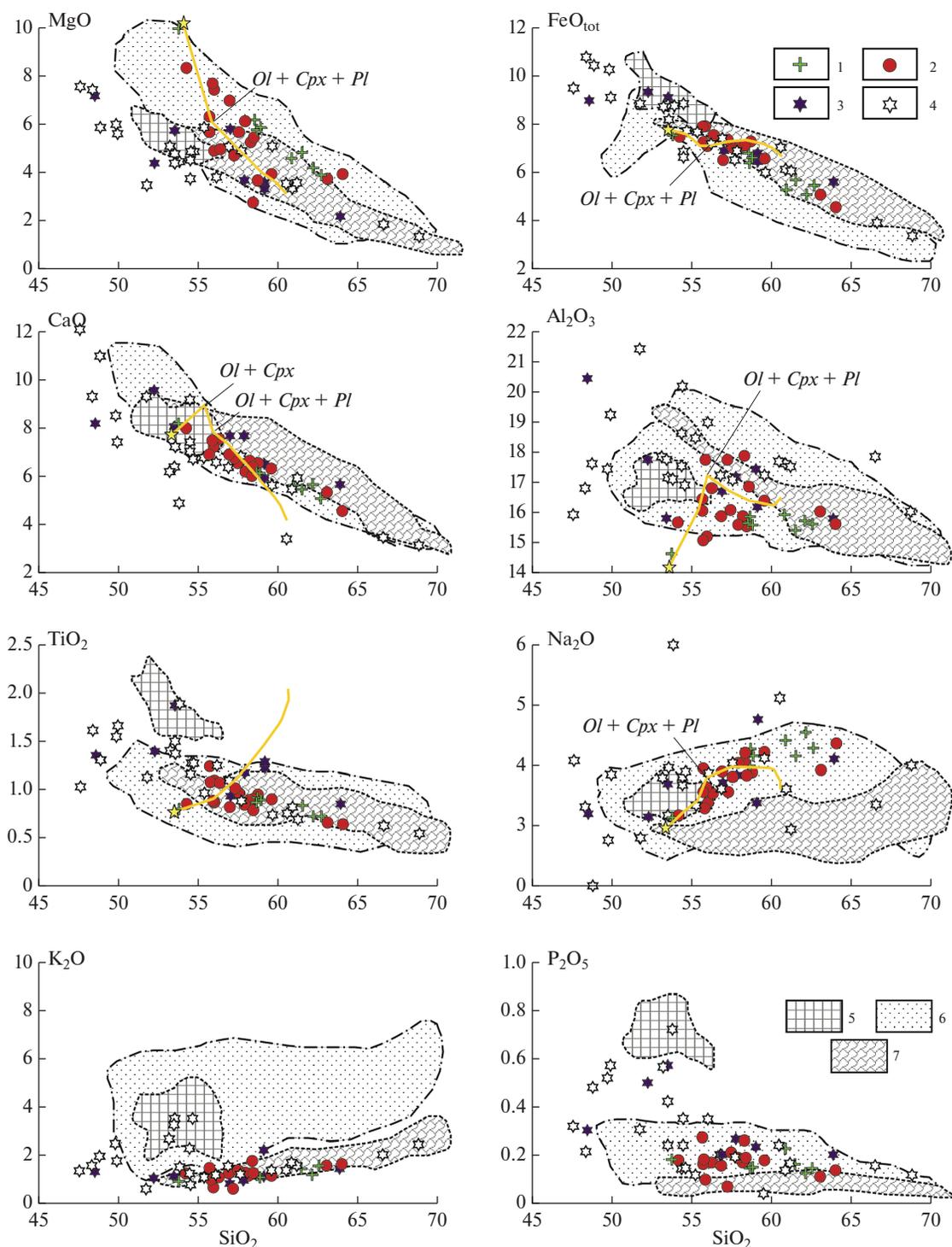


Рис. 5. Вариации главных элементов (мас. %) в позднемеловых и палеогеновых магматических породах Северного Приохотья.

1–4 – эоценовые вулканыты кытгийской свиты: 1 – гижигинский ареал, 2 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018), 3, 4 – по материалам геологической съемки 1 : 200000: 3 – п-в Тайгонос (р. Кытгийма, петротип кытгийской свиты), 4 – вулканические поля басс. рр. Бол. и Мал. Гарманда; 5–7 – поля состава кампан-эоценовых вулканических комплексов, для сравнения: 5 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Nougigan, Akinin, 2004), 6 – кинкильская свита, Западная Камчатка, эоцен (Федоров и др., 2008), 7 – велнолыкская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011). Желтой звездочкой показан предполагаемый состав родоначального расплава, желтой линией – расчетный тренд его изменения в результате фракционной кристаллизации, моделируемой в среде программы Comagmat 3.74 (Ariskin et al., 1988).

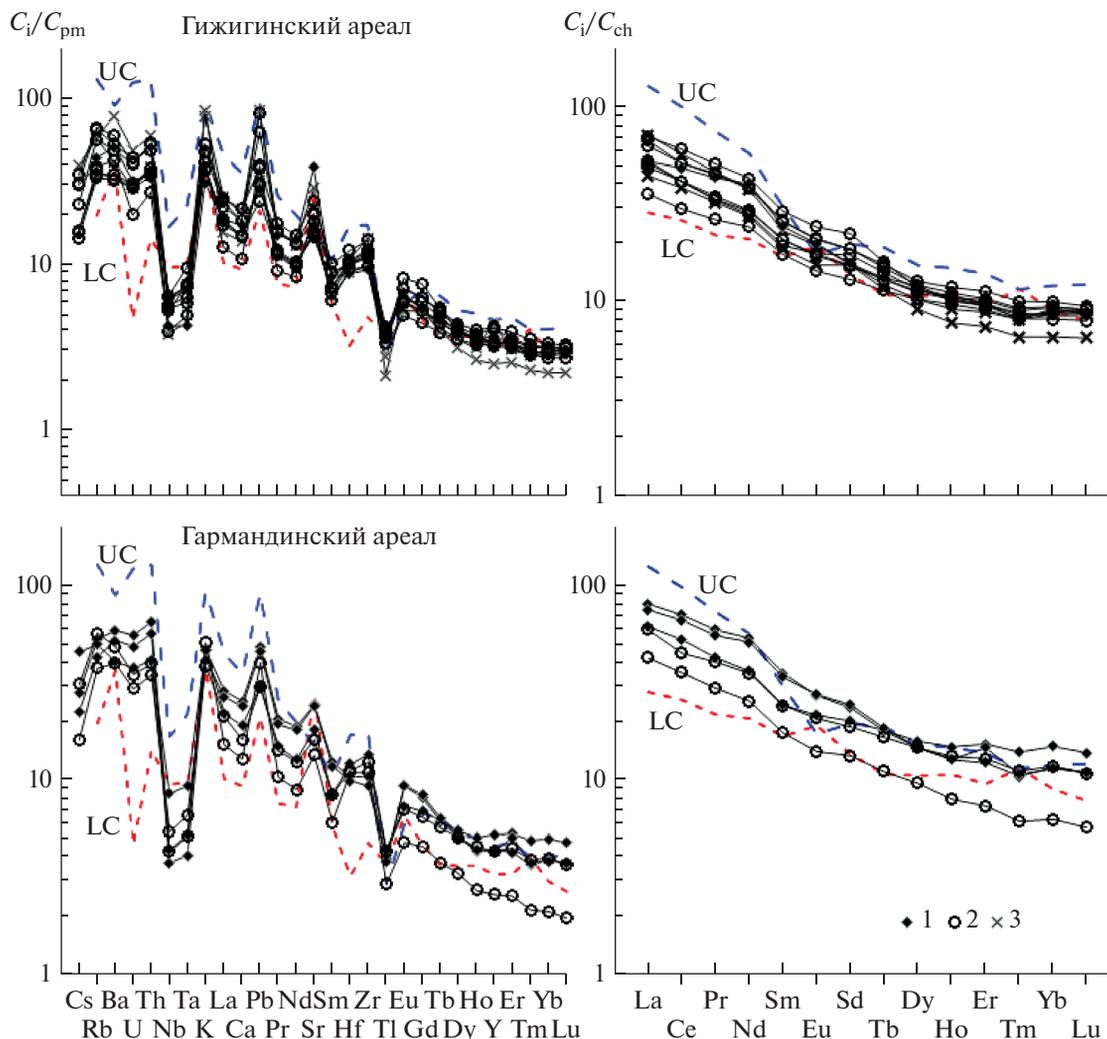


Рис. 6. Распределение некогерентных примесных элементов в эоценовых магматических породах кытыймской свиты, нормированных на концентрации в примитивной мантии и хондрите (Sun, McDonough, 1989). 1 – базальты, андезибазальты, 2 – андезиты, 3 – трахиандезиты. Состав верхней коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003), меловой нижней (LC) коры континентальных окраин севера Пацифики по (Акинин и др., 2013).

незначительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при эволюции первичных расплавов, так и на то, что источник мог быть обеднен европием.

Вариации некогерентных элементов в вулканиках, нормированные к примитивной мантии (C_i/C_{pm} , (Sun, McDonough, 1989), показаны на рис. 6. Относительно состава N-MORB андезибазальты и андезиты обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), легкими и средними редкоземельными, большей частью высокозарядными (HFSE), за исключением Ti, и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr и отчасти Zr

и Hf, что характерно для вулкаников окраинно-континентальных поясов, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза (Акинин, Миллер, 2011).

Изотопный состав Sr и Nd в породах приведен на рис. 7 и в табл. 5. Андезибазальты и андезиты характеризуются некоторыми вариациями отношений изотопов неодима ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.4-5.5$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.703415-0.704175$). В координатах $\epsilon_{Nd}(T)-(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ изотопные характеристики пород располагаются вдоль линии мантийной корреляции и отражают мантийный источник магм, умеренно истощенный в отношении радиогенных изотопов (рис. 7).

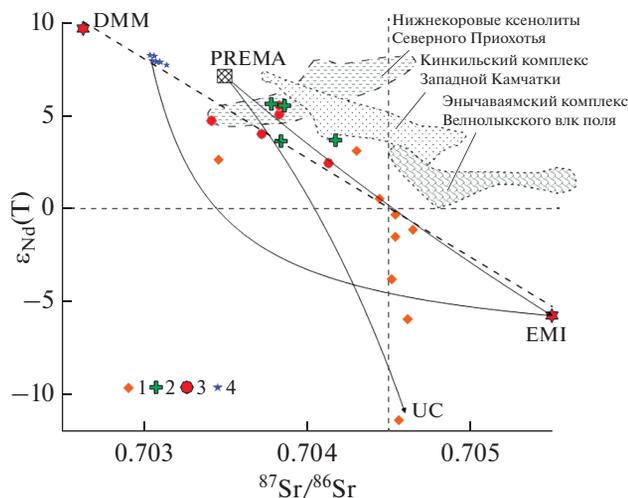


Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ –($^{87}Sr/^{86}Sr$) для позднемиоценовых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1–2 – раннеэоценовые вулканы кытыймской свиты, гижигинский (1) и гармандинский (2) ареалы, 3 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014; Hourigan, Akinin, 2004), 4 – позднемиоценовые фойдиты Вилигинского ареала (Акинин, Леонова, 2010; Tschegg et al., 2011).

Области состава: нижнекоровых ксенолитов из щелочных базальтов Северного Приохотья по (Акинин и др., 2013), кинкильского комплекса Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008), энчыаваямского комплекса Центральной Корякии, эоцен (Федоров и др., 2011). Положение мантийных компонентов DMM, EMI и PREMA по (Hart, 1988; Zindler, Hart, 1986). Состав верхней континентальной коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003). Сплошными линиями показаны линии смешения, пунктиром – линия мантийной корреляции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для стратиграфического расчленения и корреляции, понимания геодинамической природы палеогенового вулканизма необходимо охарактеризовать близкие по возрасту вулканические комплексы в прилегающих районах Северного Приохотья и на Западной Камчатке. Территория Северного Приохотья, начиная от среднего альба до начала кампана, представляла собой арену интенсивной вулканической деятельности, связанную с формированием надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), для которого установлен импульсный, прерывистый характер известково-щелочного вулканизма с возрастными пиками около 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн лет (Акинин, Миллер, 2011). В Охотском секторе ОЧВП наблюдается гомодромная последовательность: извержения начинались с лав и туфов андезитов, далее следуют кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов и риодацитов (Белый, 1977; Аки-

нин, Миллер, 2011). Завершают извержения высокоглиноземистые базальты и андезибазальты около 76–78 млн лет назад (Akinin et al., 2014), которые нередко ранее ошибочно относили к палеогеновому этапу. Пологозалегающие многочисленные потоки андезибазальтов и андезитов формируют разрозненные лавовые плато (Хакаринское, Янское, Ольское, Хатачанское, Хетинское, Верхне-Пенжинское) и заполняют ряд грабен (Предгорный, Ичингейский). Лавовые покровы кампанских базальтов (хакаринская, мыгдыкитская и атвувеемская свиты, ичингейская и уйканская толщи) залегают согласно на выровненной поверхности кислых вулканитов ОЧВП и, судя по близкому с ними возрасту, относятся к завершающему этапу извержений в поясе. Строение покровов достаточно однотипное: это чередование потоков оливиновых и плагиоклаз-оливиновых базальтов, андезибазальтов, их субщелочных разновидностей, рассекаемых редкими дайками трахириолитов. Подробная петрохимическая характеристика вулканитов рассмотрена в работах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014) на примере мыгдыкитской свиты Ольского плато. Здесь же кратко остановимся на основных особенностях состава базальтов и андезибазальтов кампанской мыгдыкитской свиты, а также эоценового кинкильского комплекса Западной Камчатки, необходимых для сравнения с лавами кытыймской свиты в Гижигинском и Гармандинском ареалах.

Лавы мыгдыкитской свиты представлены кайнотипными оливиновыми и оливин-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами, по химическому составу относящимися к породам субщелочного ряда, калиево-натриевого типа, умеренно- и высокоглиноземистым. Для базальтов, в отличие от основных вулканитов ОЧВП, характерны повышенные концентрации титана ($TiO_2 = 1.2$ – 2.1 мас. %), фосфора ($P_2O_5 = 0.6$ – 0.8 мас. %), циркония ($Zr = 180$ – 440 ppm), гафния ($Hf = 5$ – 7 ppm), высокие значения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений (2.5–2.8 и 8.6–13.5 соответственно), что сближает мыгдыкитские базальты с породами внутриплитной геохимической специализации. Вместе с тем на спайдерграммах распределения несовместимых элементов (рис. 6) базальты и андезибазальты мыгдыкитской свиты отчетливо демонстрируют отрицательные Nb–Ta аномалии, положительные – по Rb, что характерно для надсубдукционных пород. Подобное сочетание “внутриплитных” и “надсубдукционных” геохимических характеристик типично для базальтоидов структур локального растяжения. Изменение в кампанское время геодинамической обстановки с режима фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014) на территории Северного Приохотья привело к смене характера вулканизма и его источников,

Таблица 5. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований палеогеновых вулканических пород Северного Приохотья

Номер образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения					
		Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Гижигинский ареал											
EV-9/1	Андезит	3.317	14.514	23.39	339.4	0.137559	0.5128 ± 15	3.52	0.1995	0.7040 ± 9	0.703864
14-1	Андезит	2.714	11.364	25.41	425.6	0.143751	0.5129 ± 21	5.44	0.1729	0.7040 ± 10	0.703882
82	Андезит	3.95	17.569	35.5	378.7	0.135326	0.51294 ± 9	5.49	0.2714	0.7040 ± 9	0.703815
EV-1/1	Трахиандезит	3.604	17.837	37.82	608.2	0.121617	0.51284 ± 4	3.62	0.1800	0.7043 ± 24	0.704177
Гармандинский ареал											
G23/1	Андезибазальт	5.402	24.3	22.61	512.4	0.1345	0.512919 ± 3	5.48	0.1275	0.703924 ± 7	0.703830

Примечание. Начальные изотопные отношения ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$) в породах скорректированы на возраст: Гижигинский ареал – 48 млн лет, Гармандинский ареал – 63 млн лет.

что отразилось на химическом составе постсубдукционных вулканитов на большей части Северо-Востока Азии (Мартынов, 1999; Мартынов, Ханчук, 2013; Федоров, Филатова, 1999; Ханчук, Иванов, 1999).

Раннепалеогеновый магматизм в Северном Приохотье представлен широким развитием известково-щелочных базальтовых и андезибазальтовых покровов, образующих ряд вулканических полей в Гижигинско-Тайгоосском районе и протягивающихся к северо-востоку через верховья рек Пенжина и Анадырь и низовья р. Оклан (рис. 1). Примечательно, что кроме этого типа вулканизма, южнее в Примагаданье, известно еще Сеймканское проявление даек базанитов палеоценового (61–57 млн лет) и эоценового (49–45 млн лет) возраста (Леонова и др., 2015), типично внутриплитных, по минеральному и химическому составу резко отличающиеся как от кампанских мыгдыкитских базальтов, так и от исследованных палеогеновых вулканитов кытыймской свиты (рис. 4–10).

На Западной Камчатке эоценовые магматические породы кинкильского комплекса образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов, и по соотношению SiO_2 , K_2O и FeO^*/MgO относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии (Федоров и др., 2008). Распределение редких и редкоземельных элементов типично для надсубдукционных образований: вулканиты обогащены LILE относительно HFSE, средними и тяжелыми редкоземельными элементами, наблюдаются Ba и Th, Ta и Nb минимумы. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в породах кинкильского комплекса варьируют от +7.2 до +2.5 при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, изменяющихся от 0.7038 до 0.7050, образуют отрицательную последовательность от деплетированных до незначительно обо-

гащенных, близких по изотопному составу палеогеновым западнокамчатским кварц-полевошпатовым осадкам (рис. 7, 11).

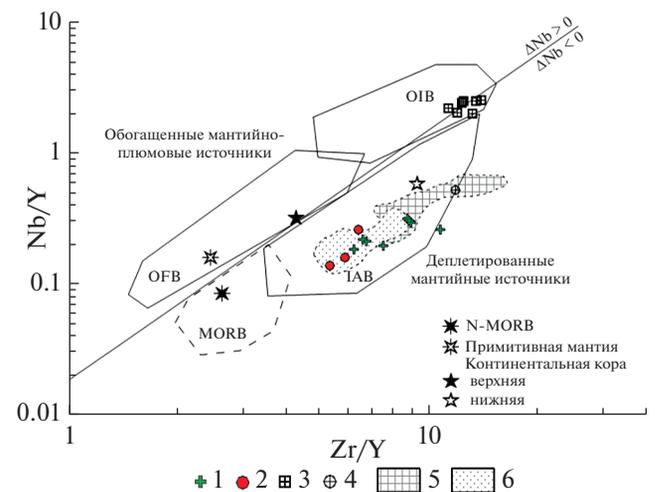


Рис. 8. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для для позднемиловых и палеогеновых базальтоидов Северного Приохотья. 1, 2 – раннеэоценовые вулканиты: 1 – Гижигинский ареал, 2 – Гармандинский ареал; 3 – базаниты Сеймканского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015), 4 – велнолыкская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011), 5 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004), 6 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008). Поля составов разных типов базальтов по (Condie, 2005). Средние составы: N-MORB, примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989), континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

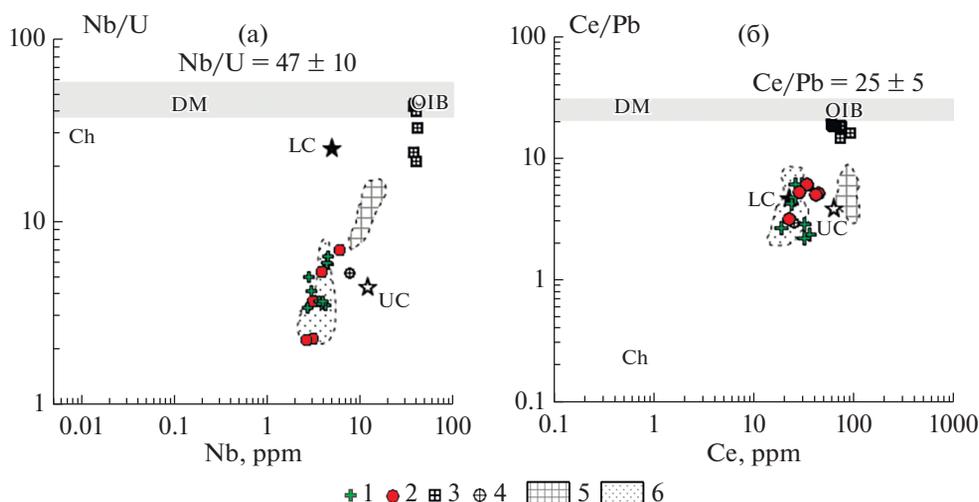


Рис. 9. Диаграммы Nb/U–Nb (а) и Ce/Pb–Ce (б) для позднемеловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья: (а) Nb/U отношения по (Hofmann et al., 1986); (б) Ce/Pb отношения по (Miller et al., 1994). Средние составы хондрита (Ch), OIB, DM по (Sun, McDonough, 1989), нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). Условные обозначения см. на рис. 8.

Изотопно-геохимическая характеристика вулканических пород Гижигинского и Гармандинского ареалов Северного Приохотья позволяет сделать ряд выводов о происхождении изученных пород и характере процессов, повлиявших на состав магм.

Особенности поведения главных петрогенных и ряда примесных элементов дают основание предположить существенную роль фракционной кристаллизации в образовании палеогеновых вулканитов. Мы провели моделирование фракционной кристаллизации гипотетического материнского расплава кытыймской свиты с использованием программы Comagmat 3.74 (Ariskin et al., 1988; Ariskin, Nielson, 1993) при условиях декомпрессионного фракционирования, начиная с 7 кбар, концентрации H_2O в исходном расплаве 0.1 мас. % на буфере QFM. В качестве родоначального расплава (желтая звездочка на рис. 5) был выбран наиболее магнезиальный андезибазальт (обр. 2, табл. 4), в котором установлены магнезиальные фенокристы оливина (Fo_{91}) с микровключениями хромшпинелида, с близким к равновесному коэффициенту распределения $Kd_{(Mg-Fe)} = 0.3$. Моделируемая кривая эволюции расплава, с ранней кристаллизацией оливина и следующего за ним ортопироксена, в целом следует наблюдаемому тренду изменений главных элементов в андезибазальтах и андезитах кытыймской свиты (рис. 5), за исключением TiO_2 . Последнее обстоятельство, вероятно, связано с тем, что на котектике кристаллизовался титаномагнетит, который в этой версии программы не был учтен. На ликвидусе расчетного первичного расплава базальта (рассчитано по программе Primelt3_MEGA (Herzberg,

Asimow, 2015)), оливин ($Fo = 91.6$) кристаллизовался при температуре $1343^\circ C$, при этом состав рассчитанного равновесного оливина хорошо согласуется с составом реально наблюдаемых фенокристов оливина в породе (обр. 2). В источнике магмы при этом устанавливается пироксенит. Давление кристаллизации, судя по активности Si в расплаве (Putirka, 2008; ур. 42), составило около 7.5 кбар.

О принадлежности вулканитов к единой генетической серии свидетельствуют также: резкое падение концентрации элементов с высокими коэффициентами распределения минерал–расплав (Cr, Ni, Co) при снижении магнезиальности породы, субпараллельное расположение спектров несовместимых элементов (рис. 6), близкие значения La_n/Yb_n отношения (4–7) в основных и средних по составу вулканитах. Однако пониженные содержания глинозема и высокие сидерофильных элементов, отсутствие европиевой аномалии в средних породах, сильная корреляционная зависимость между кремнекислотностью пород и Ce/Pb отношением также могут свидетельствовать и о гибридном (мантийно–коровом) характере вулканических образований. Вариации изотопных отношений Sr и Nd против элементов в изученной серии кытыймских вулканических пород согласуются с ведущей ролью фракционной кристаллизации, при незначительной роли контаминации зрелым коровым материалом в условиях AFC-процесса (соотношение долей кристаллизации к контаминации (r) – не более 0.3, рис. 11).

Относительно высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$ и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ значения отношений в породах Гижигинского и Гармандинского полей, низкие кон-

центрации тяжелых редкоземельных элементов позволяют, в целом, говорить об умеренно деплетированном характере их мантийного источника.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y (Condie, 2005). Показано (Fitton et al., 1997), что базальтоиды, имеющие мантийно-плюмовые $^3\text{He}/^4\text{He}$ изотопные характеристики, занимают определенное узкое поле на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 8), ограниченное снизу линией, описываемой уравнением регрессии: $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92\log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты было предложено использовать параметр ΔNb , определяемый как: $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92\log(\text{Zr}/\text{Y})$, при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а $\Delta\text{Nb} < 0$ – базальтам, генерированным при частичном плавлении деплетированной верхней мантии. Андезибазальты и андезиты рассматриваемых полей располагаются ниже границы пород мантийно-плюмового генезиса и занимают область развития надсубдукционных пород (рис. 8). В этих же полях расположены составы базальтов и андезибазальтов мыгдыкитской свиты и кинкильского комплекса, тогда как палеогеновые базальты, занимают область базальтоидов океанических островов, имея как положительные, так и отрицательные значения ΔNb .

В работе (Di Vincenzo, Rocchi, 1999) показано, что Nb/Yb отношения позволяют оценить степень обогащения источника до его контаминации коровой или субдукционной компонентой. В андезибазальтах гижигинского и гармандинского ареалов значения Nb/Yb отношения изменяются от 1.4 до 1.6, что подразумевает незначительный вклад обогащенной компоненты в мантийный источник, тогда как в кинкильских андезибазальтах, мыгдыкитских базальтах и базанитах Сеймканского ареала эта величина составляет 1.8–4.6, 1.8–7.1 и 16–24 соответственно.

Мантийные и коровые выплавки резко различаются между собой по соотношению ниобия, урана, церия и свинца. В мантийных океанических базальтах Nb/U = 47 ± 10 , Ce/Pb = 25 ± 5 , а в породах континентальной коры – ~10 и 3–5, соответственно (Hofmann et al., 1986). На конвергентных границах снижение Nb/U отношения в породах могло быть обусловлено привнесением урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях (Фор, 1989), тогда как отношение Ce/Pb снижается за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники (Miller et al., 1994).

В породах Гижигинского и Гармандинского вулканических ареалов определены интервалы значений Nb/U и Ce/Pb отношений (2.3–6.4 и

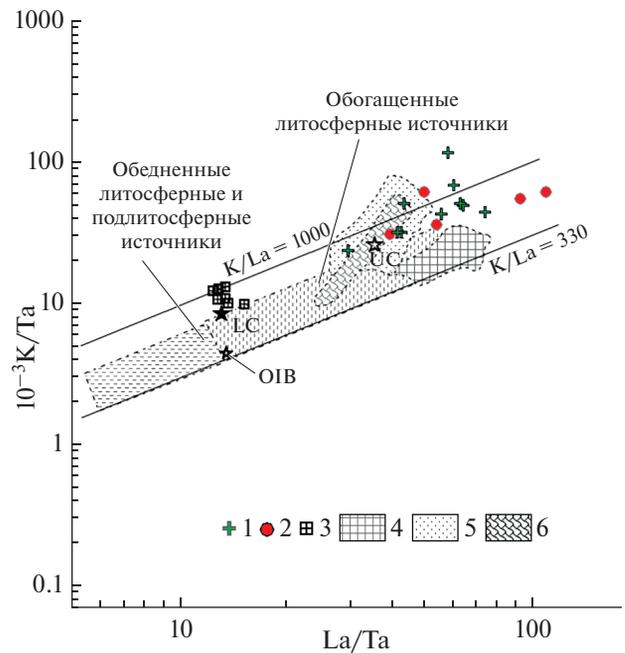


Рис. 10. Диаграмма $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ – La/Ta (Пасказов и др., 2012) для позднемиоценовых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1, 2 – раннеэоценовые вулканыты кытыймской свиты: 1 – Гижигинский ареал, 2 – Гармандинский ареал; 3 – базаниты Сеймканского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015), 4 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004), 5 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008), 6 – велнолькская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011).

2.1–6.0), близкие к андезибазальтам кинкильского комплекса (рис. 9). Такие низкие отношения свойственны материалу коры и надсубдукционного мантийного клина (рис. 9). Базальты мыгдыкитской свиты характеризуются более высокими значениями Nb/U отношения (7–16) при близких Ce/Pb (2.7–8.3). В палеогеновых базанитах значения Nb/U и Ce/Pb отношений (21–44 и 14–18) близки нижним значениям в базальтоидах внутриплитной геохимической специализации.

Изменение состава источников кайнозойских пород проиллюстрировано на диаграмме $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ – La/Ta (рис. 10), на которой эмпирически выделяются источники вулканических пород континентальных областей дивергенции (растяжения) и конвергенции (зон субдукции и коллизии) (Пасказов и др., 2012). Кытыймские вулканические породы, как и базальты мыгдыкитской свиты и кинкильского комплекса, характеризуются высокими значениями La/Ta и $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ отношений (30–100 и 20–80 соответственно), свидетельствующими об относительном надслэбовом обогащении K и La водным флюидом при обеднении высокозарядным Ta. Палеогеновые базаниты

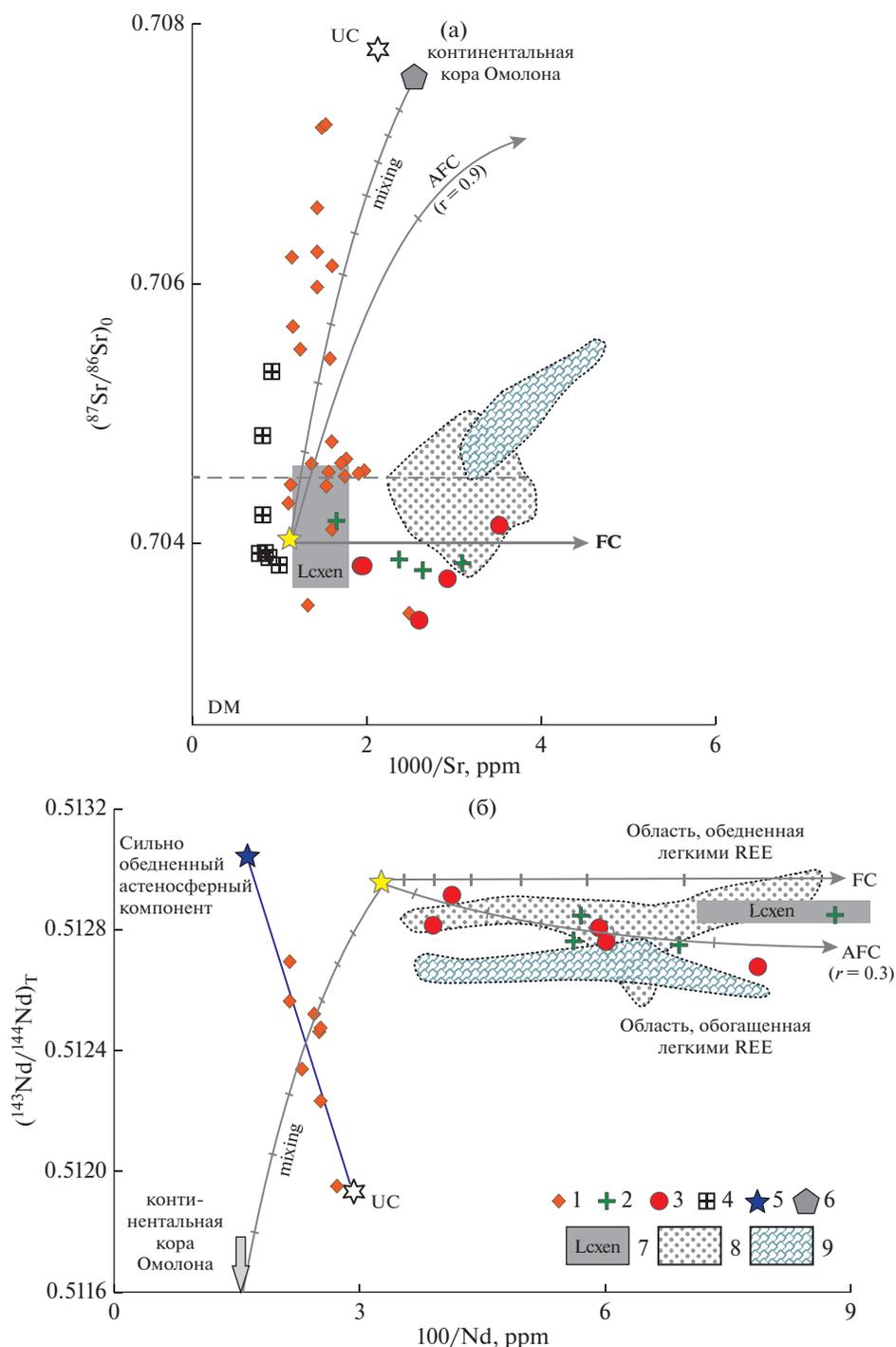


Рис. 11. Диаграммы $(\text{Sr}/\text{Sr})_0-1000/\text{Sr}$ (а) и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T-100/\text{Nd}$ (б) для поздне меловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1 – мыдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004); 2, 3 – раннеэоценовые вулканыты кытаймской свиты: 2 – гижигинский ареал (данные настоящей работы), 3 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018); 4 – базаниты Сеймканского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015); 5, 6 – Вилигинский ареал, поздний миоцен: 5 – фойдиты (Леонова, Акинин, 2010; Tschegg et al., 2011), 6 – протерозойский ортогнейс Омолонского массива; 7 – нижнекоровые ксенолиты Вилиги (Акинин и др., 2013); 8 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008); 9 – велнолыкская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011).

Положение мантийного компонента DM по (Hart, 1988). Состав верхней континентальной коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003). Линии – модельные кривые фракционной кристаллизации (FC), конкурирующих ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC) и чистого смешения (mixing), в соответствии с уравнениями (DePaolo, 1981).

Конечные компоненты: желтая звезда – исходная магна для кытаймской свиты, ортогнейс Омолон (обр. OM-111, $\text{Sr} = 2.53$ ppm, $\text{Nd} = 1.25$ ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7077$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5110$).

характеризуют слабо обедненный подлитосферный источник ($La/Ta = 12-15$, $10^{-3}K/Ta = 10-13$).

Более полную информацию о магматических источниках дают диаграммы в координатах $(Sr/Sr)_0-1000/Sr$ и $(^{143}Nd/^{144}Nd)_T-100/Nd$ (рис. 11).

На диаграмме $(Sr/Sr)_0-1000/Sr$ (рис. 11а) выделяется ряд областей. Изотопные отношения в базальтах мыгдыкитской свиты, рассчитанные на возраст 78 млн лет, выделяются в группу, характеризующуюся варьирующими начальными изотопными отношениями (0.7041–0.70722) при повышенных концентрациях Sr (500–900 ppm), в целом соответствующими смешению двух источников – нижнекорового и зрелого верхнекорового. Палеогеновые сеймканские базаниты образуют самостоятельный субпараллельный тренд с более высокими концентрациями Sr (до 1000–1300 ppm), характеризует источник магмы как существенно обогащенный радиогенным изотопом стронция (Леонова и др., 2015). Вулканиты кытыймской свиты в Гармандинском и Гижигинском ареалах отличаются варьирующими значениями $1000/Sr$ (2.0–3.5) при $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7036–0.7044), что, как мы указывали выше, согласуется с ведущей ролью фракционной кристаллизации.

На диаграмме $(^{143}Nd/^{144}Nd)_T-100/Nd$ (рис. 11б) обособляются самостоятельные тренды палеогеновых пород Северного Приохотья и позднемиловых пород мыгдыкитской свиты, сходящиеся между собой в сильно обедненной изотопом Nd части диаграммы. Тренд для палеогеновых пород не выходит за пределы обедненного поля изотопов Nd в мантийном источнике, а тренд для базальтов мыгдыкитской свиты протягивается к обогащенным составам демонстрируя контаминацию верхнекоровым материалом.

Другой информативной характеристикой предполагаемых источников магм является модельный Sm-Nd возраст ($T_{Nd}(DM)$), определяющий время отделения ювенильного вещества земной коры от деплетированной мантии (DePaolo, 1988) (рис. 12).

Для кытыймских андезитов Гижигинского ареала, формировавшихся около 48 млн лет назад, изотопные составы характеризуются величинами $\epsilon_{Nd} = +3.5 \dots +5.5$. Модельный возраст источников пород достаточно выдержан: $T_{Nd}(DM) = 490-700$ млн лет, $T_{Nd}(DM2st) = 420-580$ млн лет и в целом близок к модельным возрастам пород гармандинского ареала с изотопными характеристиками: $\epsilon_{Nd} = +2.4 \dots +5$, $T = 48$ млн лет ($T_{Nd}(DM) = 440-830$ и $T_{Nd}(DM2st) = 380-690$ млн лет соответственно). Эоценовые вулканиты кинкильского комплекса Западной Камчатки ($T = 40-53$ млн лет, $\epsilon_{Nd} = -1.5 \dots +7.2$ (Федоров и др., 2008)) также характеризуются близкими модельными возрастными: $T_{Nd}(DM) = 480-860$ млн лет, $T_{Nd}(DM2st) = 390-670$ млн лет. Модельный возраст базальтов мыгды-

китской свиты имеет существенно большие величины: $T_{Nd}(DM) = 720-1400$ млн лет, $T_{Nd}(DM2st) = 860-1400$ млн лет при $\epsilon_{Nd} = -11.4 \dots +3.1$ с единичными отклонениями в двустадийной модели в 650 и 1850 млн лет (Акинин, Миллер, 2011).

Известные к настоящему времени данные по изотопному составу Nd в породах палеогеновых магматических комплексов Северо-Востока (Поллин и др., 2009; Смирнов и др., 2018; Федоров, 2006; Федоров и др., 2008, 2011, 2021; Федоров, Смирнов, 2014) обобщены на диаграммах $\epsilon_{Nd}-T_{Nd}(DM2st)$ (рис. 12б). Как видно из диаграмм, модельный возраст и изотопный состав Nd исследованных кытыймских андезитов достаточно близок к таковому в синдсвидетельных магматических образованиях Красноозерского (маастрихт-среднеэоценовый комплекс), Амгуэмо-Канчаланского (палеоцен) вулканических полей, приуроченных к структурам Охотско-Анадырской рифтовой системы, а также для эоценовых вулканических пород кинкильского комплекса Западной Камчатки, и отличен от модельных возрастов базальтов мыгдыкитской свиты ОЧВП (нижний–средний рифей) (рис. 12б). Мы интерпретируем более молодые модельные возрасты для палеогеновых вулканических пород как обусловленные плавлением относительно ювенильного (более молодого, чем под ОЧВП) материала коры, в частности Удско-Мургальской энсиматической островной дуги, комплексы которой обнажаются под ОЧВП и к востоку от его простирания.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Установленные вещественные характеристики постсубдукционных магматических пород Северного Приохотья свидетельствуют о разнородном составе магматических пород и, соответственно, о гетерогенности источников, участвовавших в их образовании.

Кампанские базальты мыгдыкитской свиты характеризуют завершающий этап позднемилового вулканизма в ОЧВП, фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014). Вариации изотопного состава Sr и Nd в базальтах мыгдыкитской свиты отражают мантийный источник (типа PREMA, рис. 7), существенно контаминированный материалом зрелой коры, типа ЕМ1 (обогащенный источник I-ого типа, предположительно деламинированная древняя континентальная литосфера).

С другим типом источников связаны раннепалеогеновые сеймканские базаниты (Леонова и др., 2015). Они заметно обогащены крупноионными и легкими редкоземельными элементами. Спектры распределения некогерентных элементов в сеймканских базанитах (рис. 6) характеризуются так

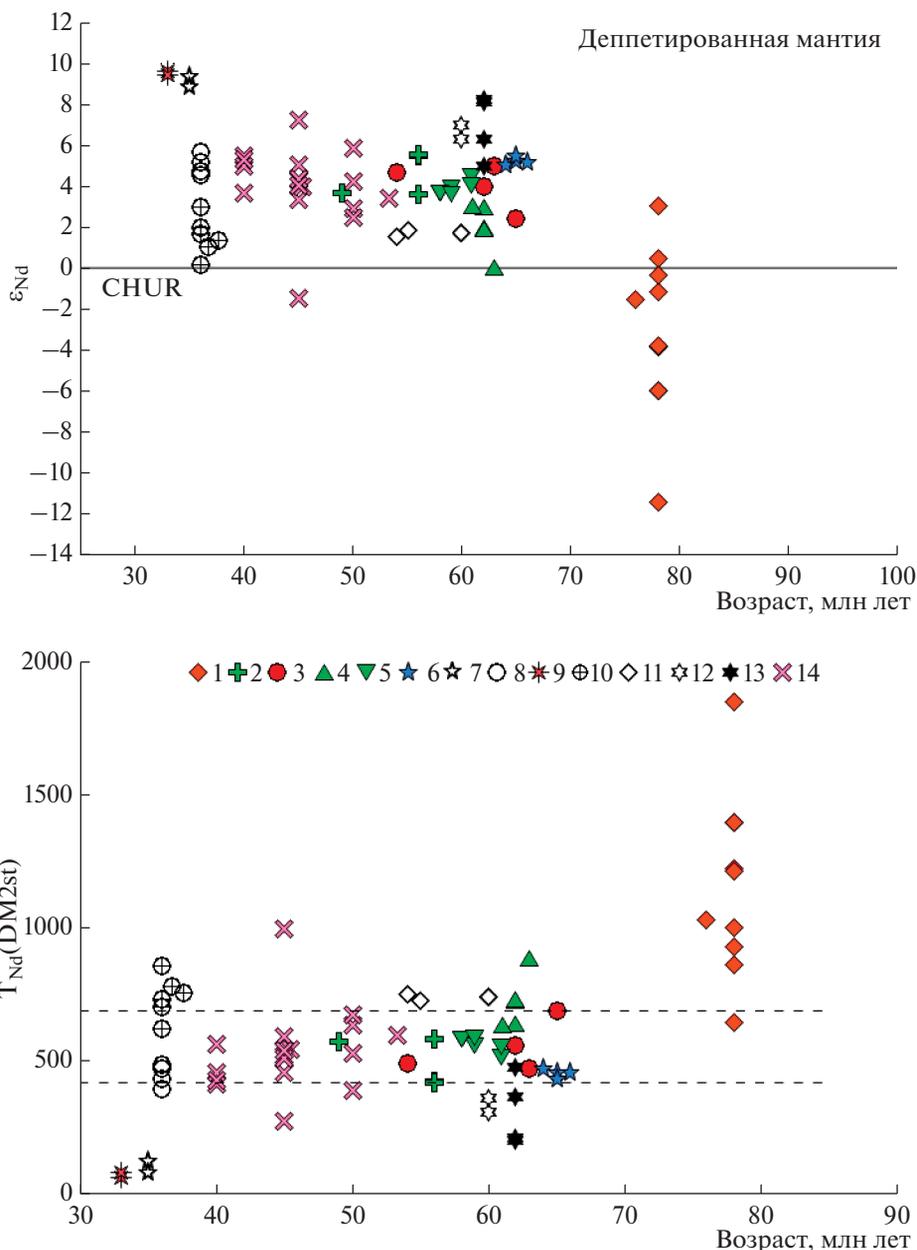


Рис. 12. Вариации изотопного состава ϵ_{Nd} и Nd изотопного модельного возраста ($T_{Nd}(DM2st)$) меловых и палеогеновых магматических пород Северо-Востока Азии во времени.

1 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011); 2 – кытымская свита, Гижигинский ареал; 3 – кытымская свита, Гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018 и наст. работа); 4, 5 – Амгуэмо-Канчаланское поле, ассоциации (Полин и др., 2009); 4 – субщелочная, 5 – щелочная; 6, 7 – Красноозерский ареал, комплексы: 6 – маастрихт-среднеэоценовый, 7 – эоценовый (Федоров, 2006 и неопубликованные авторские данные); 8 – коначанский комплекс, Алганские горы (Федоров и др., 2021); 9 – Элекайские горы (Федоров, 2006); 10 – Велнолькский ареал (Федоров и др., 2011); 11 – Колючинско-Мечигменский грабен (Федоров, Смирнов, 2014); 12–14 – Западная Камчатка (Федоров и др., 2008, 2011): 12 – п-в Утхлоок, палеоцен, 13 – хр. Омгон, палеоцен, 14 – кинкильский комплекс, эоцен.

же, как и для внутриплитных вулканитов (Wilson, 2007), выпуклой формой, которая определяется относительно высокими нормализованными содержаниями Th, U, Nb, Ta и K при последовательном снижении значений все более тяжелых редкоземельных элементов. Первичные изотоп-

ные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базанитах характеризуют источник магмы как существенно обогащенный радиогенным изотопом стронция.

Раннепалеогеновые вулканические породы кытымской свиты в Северном Приохотье принадлежат к умеренно-калиевой известково-ще-

лочной серии (см. рис. 4) и характеризуются умеренным обогащением легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами и истощением высокозарядными, присутствием на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr. Подобные геохимические характеристики в целом типичны для базитовых магм надсубдукционного генезиса (Kelemen et al., 2003). Появление Nb–Ta трогов на спайдерграммах обычно объясняется рядом процессов (Kelemen et al., 2003): фракционированием Fe–Ti-содержащих минералов в коре; фракционированием богатых титаном водных силикатов (флогопит или роговая обманка) в мантии или коре; присутствием в мантийном клине таких фаз как рутил или сфен; малой подвижностью тантала и ниобия относительно редкоземельных и других некогерентных элементов в обогащенном флюидами субдукционном материале; унаследованностью расплавам низких Ta/Th и Nb/Th значений из субдуцируемого осадка; наличием остаточного рутила во время частичного плавления субдуцированного материала; обширным взаимодействием расплавов между обогащенными и обедненными перидотитами. Однако, в нашем случае совершенно не обязательно приписывать установленным геохимическим особенностям кытыймских вулканитов образование в надсубдукционных геодинамических условиях. Напротив, мы полагаем, что выплавление происходило на стадии растяжения, в начале формирования Охотского моря. Плавление более древнего захороненного мелового слэба может объяснять Nb–Ta отрицательные аномалии в изученных андезитах и андезибазальтах. Вслед за П.Б. Келеменом и др. (2003) мы придерживаемся гипотезы, что отрицательные аномалии Nb–Ta на спайдердиаграммах отражают “водные” условия плавления мантийного источника, при которых в реститовой фазе накапливается рутил, концентрирующий эти элементы, тогда как положительные аномалии Pb и Sr указывают, что мантийный источник был метасоматизирован (флюидами или водонасыщенными расплавами) перед началом парциального плавления (Wang et al., 2013). Геохимически флюидное обогащение мантийного источника подтверждается высокими значениями Ba/La и низкими Ce/Pb и Nb/Y соотношений в исследованных палеогеновых породах обоих ареалов.

В целом же как геологические (постсубдукционное время формирования), так и изотопно-геохимические (низкие содержания глинозема, высокая магнезиальность, умеренно низкие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и высокие $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ значения, близкий модельный возраст протолитов) характеристики раннепалеогеновых пород гижигинского и гармандинского вулканических ареалов Северного Приохотья

позволяют предположить их сходные физико-химические и геодинамические условия образования.

Тектоническая перестройка Азиатско-Тихоокеанской окраины после столкновения континентальных блоков Северо-Востока с Азией и смены субдукционного режима на режим относительного скольжения литосферных плит (Ханчук, Иванов, 1999) привела в результате коллапса к формированию протяженных зон присдвигового растяжения (Варнавский, Малышев, 1986; Федоров, Филатова, 1999). Присдвиговые структуры растяжения, контролируемые повышенной жесткостью земной коры в пределах Омолонского микроконтинента (Жуланова, 1990) способствовали развитию промежуточных магматических камер, приведших к развитию как дифференцированных вулканических серий или формированию обособленных полей кремнекислого вулканизма, часто завершающих свое развитие интенсивными эксплозиями с кислой пирокластикой и игнимбритами, так и предопределяли условия внутрикамерного фракционирования с очень незначительной контаминацией зрелым коровым материалом. Принимая во внимание низкие значения первичных соотношений изотопов стронция в вулканических породах кытыймской свиты (табл. 2), а также относительно молодой модельный возраст протолита можно предположить, что контаминантом могли быть вулканические комплексы энсиматической Удско-Мургальской островной дуги.

ВЫВОДЫ

1. В прибрежной части Северного Приохотья выделяются локальные проявления раннеэоценового высокомагнезиального, известково-щелочного андезибазальт-андезитового вулканизма (кытыймская свита) с возрастом 48 ± 2 млн лет. Этот магматический комплекс отличается по составу от кампанского финального базальт-андезитового эпизода известково-щелочного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, а также Западно-Камчатских проявлений дифференцированного эоценового вулканизма.

2. В петрогенезисе исследованных лав ведущую роль играла фракционная декомпрессионная кристаллизация при очень незначительной контаминации зрелым коровым материалом. Изотопный состав Sr и Nd, а также относительно молодые Nd-модельные возрасты в палеогеновых вулканических породах указывают на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник (предположительно, фрагменты мелового слэба под комплексами Удско-Мургальской энсиматической островной дуги), позднее испытавший флюидный метасоматоз и обогащение примесными некогерентными элементами.

3. Раннеэоценовый базальт-андезитовый вулканизм Северного Приохотья синхронизируется с наиболее древними осадками Охотского моря и может отражать локальные стадии растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии в результате релаксации после завершения режима меловой фронтальной субдукции и переход к режиму скольжения литосферных плит.

Благодарности. Авторы благодарят Ю.А. Мартынова и А.В. Колоскова за конструктивные замечания и рецензии.

Источники финансирования. Исследования по геохимии выполнены за счет госubsидий по теме НИР № 2 (СВКНИИ ДВО РАН) и № 0135-2019-0078 (ГИН РАН), изотопно-геохронологические исследования – при поддержке гранта РНФ 20-17-00169.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Леонова В.В. Изотопный состав гелия и К-Аг возраст оливиновых меланефелинитов и мантийных ксенолитов Вилигинского вулканического поля (Северное Приохотье) // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 25–32.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по ниже-среднекоревым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–73.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3–13.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Листы: Р-57-VI; Р-57-XI; Р-57-XII. Объяснительная записка. Авт. В.Г. Корольков. Ред. М.И. Терехов. М.: Союзгеолфонд, 1989. 149 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист Р-57 XXIII. Объяснительная записка. Авт. Ф. Бойшенко, Г.Н. Логинова. Ред. М.Л. Гельман. М.: Аэрогеология, 1977. 89 с.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1 : 1500000. Ред. М.Е. Городинский. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
- Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. 67 с.
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.
- Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
- Леонова В.В., Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. Новые местонахождения кайнозойских щелочных базальтоидов с мантийными включениями в Северном Приохотье (Сеймканское проявление) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 53–66.
- Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 58–79.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108.
- Полин В.Ф. О кайнозойском вулканизме северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 105–118.
- Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В. Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 2. С. 227–233.
- Политов В.К. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Лист Р-57-XVI (объяснительная записка). Магадан: МГ СССР, 1981. 101 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2012. 351 с.
- Смирнов В.Н., Федоров П.И., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне реки Большая Гарманда (Северное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 6. С. 65–75.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 537).
- Федоров П.И., Смирнов В.Н. Раннекайнозойский вулканизм Колочинско-Мечигменского грабена (Чукотский полуостров) // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 60–71.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277–295.
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
- Федоров П.И., Моисеев А.В., Паланджян С.А. и др. Возраст и петрогенезис вулканитов кислого состава Ал-

- ганских гор Корякского нагорья (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 3–20.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И.* Окраинно-континентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме “поясов” Корякско-Западнокамчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. С. 363–385.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.* Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое орудование Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тез. XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
- Ariskin A.A., Nielsen R.L.* Application of computer simulation of magmatic processes to the teaching of petrology // J. Geol. Educat. 1993. V. 41. № 5. P. 438–441.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A.A.* Simulating low-pressure tholeiite-magma fractional crystallization // Geochem. Int. 1988. V. 25. № 4. P. 21–37.
- Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th.* Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Eds. D.B. Stone et al. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. P. 171–193.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al.* Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
- Baksi A.K.* Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks. 2006. <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>[accessed]
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V.* Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
- DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.
- DePaolo D.J.* Neodymium isotope geochemistry: an introduction. N.Y.: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
- Di Vincenzo G., Rocchi S.* Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: The early paleozoic Terra Nova intrusive Complex, Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 15–35.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
- Herzberg C., Asimow P.D.* PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. <https://doi.org/10.1002/2014GC005631>
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M.* Nd and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 33–45.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Bull. 2004. V. 116. P. 637–654.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekians. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 593–659.
- Ludwig K.R.* User’s Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publ. 2012. V. 5. P. 1–75.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–520.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arc and active continental margin // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 3. P. 321–355.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems: Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Rudnick R., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Perгамон, 2003. V. 3. 64 p.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tschegg C., Ntaflos T., Akinin V.* Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga volcanic field, Northeast Russia // Lithos. 2011. V. 122. P. 13–24.
- Wang H., Wu Y.-B., Qin Z.-W. et al.* Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogen, central China: Implications for the geodynamic evolution of the North Qinling arc-back-arc system // Lithos. 2013. V. 179. P. 1–15.

Wilson M. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Rotterdam: Springer, 2007. 466 p.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understand-

ing mineralizing processes // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Paleogene Volcanism Of North Okhotsk Region

V. V. Akinin¹, V. N. Smirnov¹, P. I. Fedorov², G. O. Polzunenkov¹, and D. I. Alekseev³

¹ North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, FEB Russian Academy of Science, Magadan, Russia

² Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology, St. Petersburg, Russia

In the coastal northwestern part of the Sea of Okhotsk, local volcanic areas are exposed, composed of olivine-two-pyroxene andesites and basaltic andesites of the Kityima volcanic complex, with an age of about 48 ± 2 Ma (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar methods). The age of the eruptions is synchronized with the bottom sediments of the Sea of Okhotsk and may reflect local stages of extension on the continental margin of northeast Asia. The geochemistry of lavas makes it possible to classify them as high-magnesian, calc-alkaline, moderately potassium volcanic series with well-manifested negative Nb, Ta and Ti anomalies, positive Sr and Pb. The isotopic composition of rocks ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 2.4\text{--}5.5$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703415\text{--}0.704175$), as well as relatively “young” Cambrian Nd model ages of Paleogene volcanic rocks, indicates a mantle source depleted in radiogenic isotopes (presumably fragments of a Cretaceous slab under the complexes of the Udsko-Murgalskaya ensimatic island arc), which later experienced fluid metasomatism and enrichment in impurity incompatible elements. Variations in isotopes, as well as main and impurity elements in lavas, are associated with decompression fractional crystallization, without signs of significant contamination with crustal material.

Keywords: Northern Okhotsk region, paleogene, volcanism, Sr and Nd isotope data, sources of volcanic rocks

УДК 552.13

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ШИТ)¹

© 2022 г. Е. Ю. Акимова^{a, b, *}, А. Б. Кольцов^{c, **}

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

^bИнститут наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: e.akimova@spbu.ru

**e-mail: sir.koltsov2012@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.05.2021 г.

После доработки 22.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

Изучена минеральная зональность корундсодержащих пород Беломорского подвижного пояса (БПП), генезис которых остается дискуссионным, на примере одного из типовых проявлений (Хитоостров). Исходя из оценок P – T параметров формирования корундсодержащих пород методом мультиравновесной термобарометрии, в программном комплексе *Perple_X* 6.9.0 сконструированы псевдосечения в координатах P – T , а также T – $\mu(\text{SiO}_2)$, $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ и $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ при участии углекислотно-водного флюида, моделирующие метасоматическое преобразование мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи. Установлено, что минеральная зональность корундсодержащих пород отображает последовательный переход в подвижное состояние SiO_2 , Na_2O и K_2O . Десиликация во внешних зонах привела к формированию бескварцевых ассоциаций, щелочной Na-метасоматоз на фоне продолжающейся десиликации – к формированию ассоциаций со ставролитом и плагиоклазом, переход в подвижное состояние K_2O – к замещению биотита кальциевым амфиболом. Последующие десиликация и Na-метасоматоз привели к появлению ассоциаций с корундом. Этот процесс отразился в повышении содержания натрия в кальциевом амфиболе, изменении кальциевости граната, а состав плагиоклаза сохраняется практически постоянным.

Ключевые слова: Беломорский подвижный пояс, корундсодержащие породы, термобарометрия, псевдосечения, метасоматоз

DOI: 10.31857/S0869590322010022

ВВЕДЕНИЕ

Корунд образуется в самых разных геологических обстановках, но при этом достаточно редок, потому что требует обедненной кремнеземом (в противном случае алюминий входит в силикаты глинозема, полевые шпаты, слюды) и насыщенной глиноземом среды. Согласно современной классификации, выделяются первичные (связанные с магматическими, метаморфическими и метасоматическими породами) и вторичные (связанные с россыпями) месторождения корунда (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Среди первичных месторождений корунда наиболее полно

изучены магматические (месторождения сапфира в щелочных базальтах, сиенитах, лампрофирах). Модели формирования других типов первичных месторождений – метаморфических и метасоматических – разработаны не столь детально.

В метаморфических породах корунд формируется при высоких температурах (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации), обычно в результате преобразования богатых глиноземом осадочных пород – бокситов (месторождения наждака), а также основных и ультраосновных пород (при их метаморфизме образуются основные гранулиты с корундом), мраморов и т.д. (Giuliani et al., 2020 и ссылки в ней). Образованию корунда при метаморфизме способствуют и процессы мигматизации. Обычно ассоциации с корундом в

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322010022 для авторизованных пользователей.

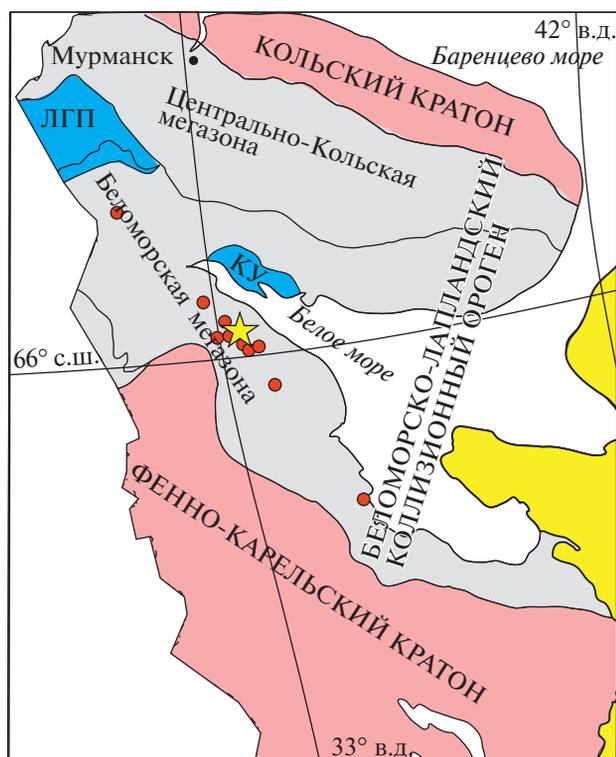


Рис. 1. Расположение проявлений корунда (красные кружки), в том числе проявления Хитоостров (желтая звездочка), на схеме тектонического строения российской части Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016).

таким случае образуются в рестите (Altherr et al., 1982), но иногда формируются и корундосодержащие лейкосомы без кварца (Raith et al., 2010); корунд в этом случае образуется в результате инконгруэнтного плавления плагиоклаза в присутствии водного флюида (Kullerud et al., 2012; Karmakar et al., 2017) либо в результате декомпрессионного плавления мусковита в отсутствие кварца (Li et al., 2020).

Метасоматиты с корундом образуются в результате биметасоматической десиликации гранит-пегматитов или других жильных пород при участии постмагматических растворов на контакте с гипербазитами (Коржинский, 1955). При этом формируются специфические породы – корундовые плагиоклазиты: плюмазиты (корунд + + средний плагиоклаз) и кыштымиты (корунд + + основной плагиоклаз) (ссылки в Filina et al., 2019). Контактным взаимодействием объясняют, в частности, возникновение корунда в метапелитах вокруг тел ультрамафитов (Riesco et al., 2005; Yakymchuk, Szilas, 2018; Keulen et al., 2020 и ссылки в них). Известен корунд и в продуктах гидротермальной переработки океанических базальтов (blackwall) (Bucher et al., 2005; Owens et al., 2013; Nozaka et al., 2016 и ссылки в них). Некоторые

проявления корунда связывают с просачиванием метасоматизирующего флюида по проницаемым зонам и его последующим воздействием на вмещающие гнейсы (Beach, 1973; Rajunen, Routiainen, 1999; Raith et al., 2008), ультрамафиты (Berger et al., 2010), метакarbonate (Dutrow et al., 2019; Кисин, 1991), но источник флюида в таком случае зачастую остается дискуссионным.

Как видно из краткого (и далеко не полного) обзора, условия, благоприятные для формирования пород с корундом – пересыщение пород глиноземом и обеднение их кремнеземом, могут создаваться в очень разных обстановках. Поэтому природа корундосодержащих пород зачастую оказывается спорной, как и в случае проявлений в Беломорском подвижном поясе.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ

Беломорский подвижный пояс (или Беломорская зона, мегазона) является частью Беломорско-Лапландского коллизионного орогена Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016). В пределах Беломорского подвижного пояса известно множество мелких проявлений корундосодержащих пород: Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежда, Высота 128 (Нигрозеро), Плотина, Лягкомина, Миронова губа (Нотозеро), Кий-остров, Пулонга, Перуселька, Важенка, Климовское (Шуркин и др., 1962; Лебедев и др., 1974; Серебряков, 2004; Терехов, Левицкий, 1991 и т.д.). Они сосредоточены в протяженной полосе (около 300 км), ориентированной в северо-западном направлении вдоль берега Белого моря (рис. 1).

В основном проявления располагаются среди пород чупинской толщи или вблизи ее контактов, но некоторые (например, Кий-остров) расположены на значительном удалении, в том числе среди амфиболитов хетоламбинской толщи (Климовское, Перуселька). Корундосодержащие породы образуют линзы, жилообразные и пластообразные тела мощностью до 75 м, с неровными извилистыми границами. Проявления приурочены к локальным зонам сдвиговых деформаций и зачастую расположены вблизи контакта контрастных по составу пород: кислых (гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы) и основных (метагabbро, амфиболиты) (Терехов, Левицкий, 1991).

Корундосодержащие породы большинства проявлений в Беломорском подвижном поясе характеризуются необычным изотопным составом кислорода и водорода: $\delta^{18}\text{O}$ в них достигает -27‰ , $\Delta^{17}\text{O}$ до -14‰ , а δD опускается до -235‰ (проявление Хитоостров) (Устинов и др., 2008; Крылов и др., 2011; Высоцкий и др., 2014; Нер-

wartz et al., 2015; Bindeman, Serebryakov, 2011; Bindeman et al., 2014; Zakharov et al., 2019 и ссылки в них).

Выделяется два типа корундсодержащих пород в БПП (Терехов, Левицкий, 1991; Серебряков, 2004):

1. Корундсодержащие породы по крупнозернистым линзовидно-полосчатым кианит-гранат-биотитовым гнейсам (апогнейсовый тип) (Хитоостров, Варацкое, Высота 128, Плотина).

2. Корундсодержащие породы по амфиболитам и амфиболовым сланцам, метаультрабазитам (апобазитовый тип) (Дядина гора, Варацкое, Высота 128, Кулежда, Перуселька, Важенка, Кий-остров, Климовское, Миронова губа, Пулонга).

Возраст корундсодержащих пород, определенный путем локального U-Pb датирования циркона, составляет: 1894 ± 17 млн лет (Хитоостров), 1897 ± 23 млн лет (Климовское), 1931 ± 54 млн лет (Варацкое), 1937 ± 23 млн лет (Кий-остров), 1880 ± 8 млн лет (Дядина гора) (Серебряков и др., 2007; Астафьев, Воинова, 2020; Скублов и др., 2020).

С корундсодержащими породами тесно ассоциируют эпидиот- и цоизитсодержащие метасоматиты (проявления Хитоостров, Дядина гора, Варацкое, Кулежда, Высота 128). В ассоциации с корундсодержащими породами апобазитового типа известны также хлорититы (Дядина гора, Перуселька), жедрититы (Дядина гора, Кулежда, Варацкое), а в ассоциации с корундсодержащими породами апогнейсового типа — плагиоклазиты (Серебряков, 2004).

Некоторые авторы считают корундсодержащие породы Беломорского пояса высокоглиноземистыми метаморфическими породами (Лебедев и др., 1974; Крылов и др., 2011), но большинство авторов поддерживает гипотезу метасоматического генезиса пород с корундом (Глебовицкий, Бушмин, 1983; Володичев, 1990; Другова, 1999; Серебряков, Русинов, 2004; Терехов, 2007; Астафьев, Воинова, 2020; Ходоревская, Варламов, 2018). Предположения о том, каким был метасоматический процесс, приведший к формированию корундсодержащих пород, разнообразны:

— породы с корундом представляют собой продукт базификации гнейсов (Терехов, Левицкий, 1991);

— породы с корундом — продукт гидротермальной переработки гнейсов метеорными водами, подогретыми интрузиями габброидов (Bindeman et al., 2014; Zakharov et al., 2019);

— корундсодержащие породы сформировались в результате высокотемпературного высокобарного ($600\text{--}700^\circ\text{C}$, $7\text{--}8$ кбар) метасоматоза, который выражался в десиликации пород и привнесом Са и Na (апогнейсовый тип), либо Mg и K (апобазитовый тип) (Серебряков, 2004).

В работе (Серебряков, 2004) также приведена схема минеральной зональности корундсодержащих метасоматитов апогнейсового и апобазитового типов. Однако метасоматическая природа наблюдаемой зональности не была обоснована количественной физико-химической характеристикой процесса.

Задача настоящей работы — физико-химическое моделирование метасоматического изменения кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которое позволит охарактеризовать процесс, приведший к формированию корундсодержащих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Хитоостров — самое крупное проявление корундсодержащих метасоматитов, расположенное вблизи юго-западной оконечности оз. Верхнепулонгского, к северу от пос. Чупа Лоухского р-на республики Карелия. Проявление располагается в северной части о-ва Хитоостров и контролируется крупной флексуобразной зоной сдвиговых деформаций, простираение пород внутри которой меняется от северо-восточного до северо-западного (рис. 2).

Породы с корундом образуют в замке этой флексуры линзообразное тело размерами 300×120 м с неровными извилистыми границами вблизи контакта мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с мигматизированными гранатовыми амфиболитами, которые окружают тела коронитовых метагаббро, превращенные в будины (Бабарина и др., 2017). Контакты тела корундсодержащих пород с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами постепенные. На контакте с телом корундсодержащих пород в гнейсах исчезает кварц, значительно укрупняются кристаллы кианита.

Тело корундсодержащих пород характеризуется сложным зональным строением: его краевые части сложены кианит-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами (далее — зона 1), гранат-биотит-плагиоклазовыми со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту и корунд-ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту (зона 2), амфибол-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами с аналогичными реакционными структурами на северо-восточном фланге линзы (зона 3б), либо безамфиболовыми породами с крупными кристаллами корунда на юго-западном фланге линзы (зона 3а), которые затем переходят в жедритсодержащие, дваамфиболовые (натрожедрит + кальциевый амфибол) породы с крупными кристаллами корунда (зона 4). Корундсодержащие породы неоднородны: они характеризуются



Рис. 2. Карта проявления Хитоостров с точками опробования, по (Бабарина и др., 2017).
 1 – пегматиты; 2 – тектонические линзы палеопротерозойских метаферрогаббро; 3–5 – архей: 3 – лейкократовые биотитовые гнейсы, 4 – порфиробластические гранат-клинопироксеновые амфиболиты, 5 – (кианит)-гранат-биотитовые гнейсы; 6 – корундсодержащие метасоматиты; 7 – граница эрозийного окна; 8 – вспомогательные структурные линии; 9 – достоверные, 10 – предполагаемые; 11 – оси открытых вертикальных или слабонаклонных складок; 12 – синформ; 13 – антиформ; 14 – шарниры складок, 14 – линия разреза I–I.

полосчатостью, сходной с мигматитовой в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, но в этих полосах отсутствует кварц — они практически нацело сложены плагиоклазом (рис. 3). Часто эти светлые полосы плагиоклаза сильно разрастаются, вплоть до образования анхимономинеральных плагиоклазитов.

Наши наблюдения согласуются с наблюдениями Н.С. Серебрякова и предложенной им схемой минеральной зональности корундсодержащих пород, интерпретируемой как метасоматическая (Серебряков, 2004).

Вмещающие гранатовые амфиболиты характеризуются ориентированной (гнейсовидной) текстурой, порфиробластовой, среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Минеральный состав сильно варьирует; обычные минералы — кальциевый амфибол, плагиоклаз, гранат, кварц, биотит, циркон, титанит, непрозрачные рудные минералы. Иногда встречается клинопироксен (порфиробласты до 1 см и более). Местами присутствует эпидот. Примерные процентные соотношения минералов в породе: кальциевый амфибол — 40–60%, плагиоклаз — 20–40%, гранат — 10–20%, кварц — 0–10%, биотит — единичные зерна. Кальциевый амфибол и гранат идиоморфны.

Вмещающие мигматизированные кианит-гранат-биотитовые гнейсы характеризуются полосчатой (приобретаемой за счет мигматизации), ориентированной текстурой, гранобластовой или порфиробластовой, мелко-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Присутствуют следующие минералы: гранат, биотит, кианит, плагиоклаз, кварц, мусковит, рутил, циркон, непрозрачные рудные минералы. Примерные процентные соотношения: биотит — 20–50%, гранат — 10–25%, плагиоклаз — 15–25%, кварц — 15–35%, кианит (0–10%). Гранат и биотит идиоморфны.

Зона 1. Породы этой зоны характеризуются полосчатой, ориентированной текстурой (приобретаемой за счет мигматизации), гранобластовой или порфиробластовой, мелко-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Присутствуют следующие минералы: гранат, биотит, кианит, плагиоклаз, мусковит, рутил, циркон, непрозрачные рудные минералы. Примерные процентные соотношения: биотит — 20–50%, гранат — 10–25%, плагиоклаз — 15–25%, кианит (около 10%), прочие минералы — единичные зерна. Гранат и биотит идиоморфны.

Зона 2. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой (порфиробласты — ставролит, гранат), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — 50%, биотит — 20%, гранат — 15%, ставролит — 10%, кианит — 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. Идиоморфны биотит,



Рис. 3. Полосчатость корундсодержащих пород.

гранат. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитамии или даже нацело в них превращены (рис. 4а); гранат отделен от ставролита каймой плагиоклаза.

Зона 3а. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой (порфиробласты — ставролит, гранат, корунд), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — около 50%, биотит — 15–20%, гранат — 10–15%, ставролит — 5–10%, корунд — 5–10%, кианит — до 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. Идиоморфны биотит, гранат. Плагиоклаз местами зональный. В этой зоне корунд может присутствовать в виде кристаллов размером 1–2 см. Реакционные структуры: плагиоклаз-ставролитовые симплектиты на месте крупных кристаллов кианита, среди которых изредка начинают развиваться корунд-плагиоклазовые симплектиты (рис. 4б).

Зона 3б. Породы этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, порфирогранобластовой (порфиробласты — ставролит, гранат), крупно-среднезернистой, неравномернозернистой структурой. Породы сложены следующими минералами: плагиоклаз — 50%, биотит — 10–15%, гранат — 10–15%, ставролит — 5–10%, корунд — 5–10%, кианит — до 5%, ильменит, рутил, циркон — единичные зерна. В этой зоне появляется кальциевый амфибол, обычно в небольших количествах (5–10%). Идиоморфны биотит, гранат, кальциевый амфибол. Плагиоклаз местами зональный. Реакционные структуры: крупные порфиробласты кианита окружены плагиоклаз-ставролитовыми симплектитамии или даже нацело в них превращены. Часто

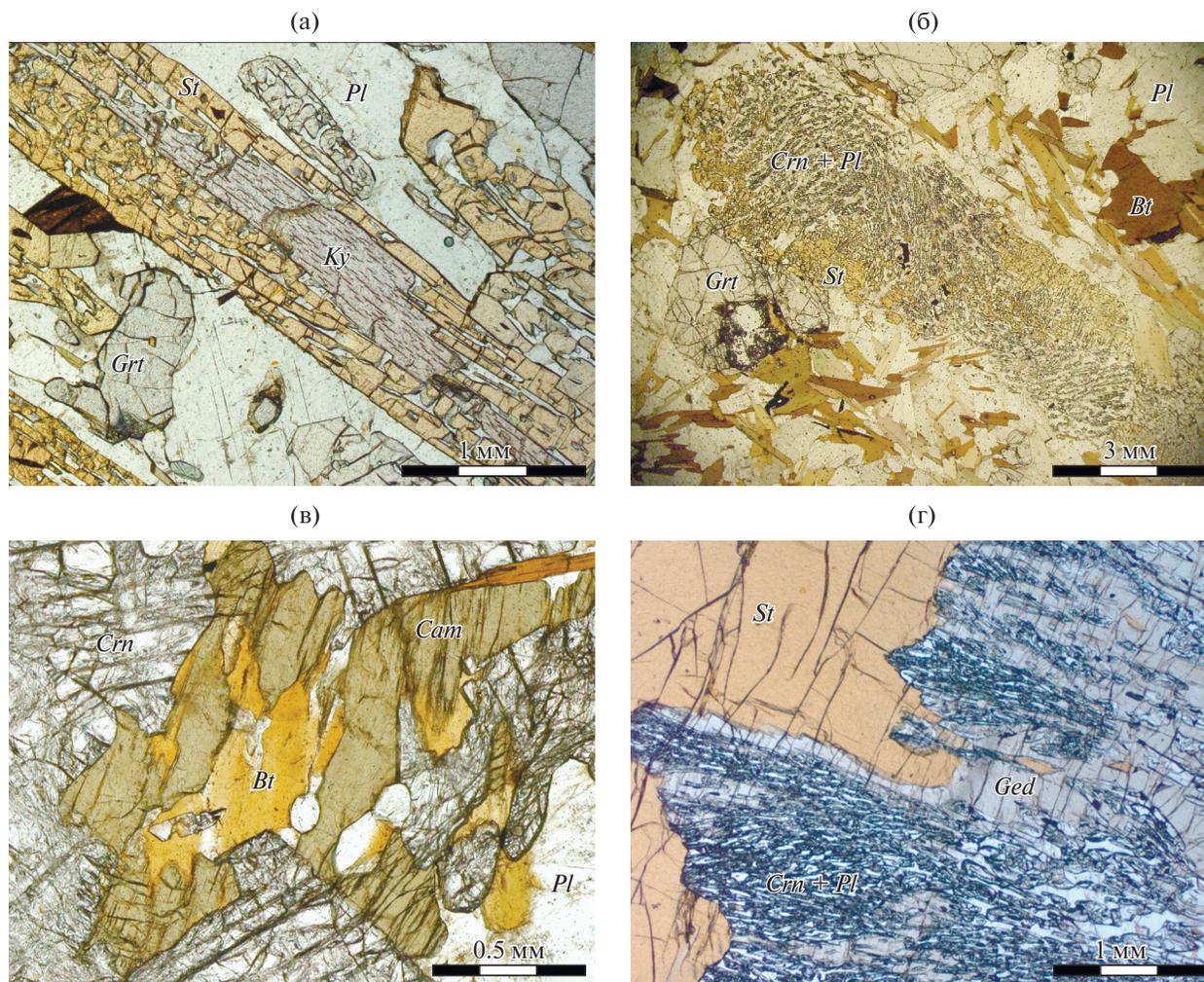


Рис. 4. (а) Плагиоклаз-ставролитовые симплектиты вокруг кристалла кианита в зоне 2; (б) плагиоклаз-ставролитовые и корунд-плагиоклазовые симплектиты на месте кристалла кианита в зоне 3а; (в) срастания биотита и кальциевого амфибола в зоне 4; (г) корунд-жедрит-плагиоклазовые симплектиты вокруг ставролита в зоне 4. Все фото в проходящем свете, без анализатора.

отмечаются срастания биотита и кальциевого амфибола (см. ниже).

Зона 4. Текстура пород меняется от массивной до полосчатой и пятнистой. Структура крупно-среднезернистая, неравномернозернистая (особенно сильно варьирует размер зерен граната — примерно от 1 мм до 1 см), гранобластовая до порфиробластовой при наличии крупных зерен корунда, ставролита, граната. Среди главных минералов, как правило, преобладает плагиоклаз, но количество его крайне непостоянно — от 10 до 80%. Характерны также биотит (5–15%), гранат (около 20%), количество кальциевого амфибола варьирует от 10 до 40%. Кианит здесь отсутствует, но зато появляются крупные кристаллы корунда. В ней же присутствует редкий минерал натрожедрит, описанный в работах предшественников (Серебряков, 2004). Эпизодически встречается ставролит, зачастую в составе симплектитов. Гра-

нат, биотит, амфиболы идиоморфны. Размеры порфиробластов ставролита — до 2 см, присутствуют удлиненные кристаллы корунда розового цвета размером до 6 см в длину, около 1–2 см шириной. В основной массе породы они часто окружены скоплениями кальциевого амфибола и граната. Обычно зерна корунда пронизаны сетью трещин, заполненных диаспором. Также иногда в корунде присутствуют включения парагонита, отсутствующего в матрице породы. В небольшом количестве в породах присутствуют акцессорные минералы — апатит, пирит, рутил и ильменит.

Среди реакционных структур отмечаются корунд-плагиоклазовые и натрожедрит-корунд-плагиоклазовые симплектиты вокруг зерен ставролита (рис. 4г). Часто отмечаются срастания биотита и кальциевого амфибола (рис. 4в). Ставролит в таких реакционных структурах, а также за их пределами иногда встречается в виде реликтов среди

Таблица 1. Разновидности метасоматитов и ассоциирующих с ними плагиоклазитов проявления Хитоостров (в скобках указаны реликтовые минералы)

Положение в зональности	Минеральные ассоциации
Исходный гнейс	$Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$
Зона 1	$Pl + Bt + Grt + Ky$
Зона 2	$Pl + Bt + Grt + St$ (по Ky) $Pl + Bt + Grt + St$ $Pl + Bt + Grt + Ged + St$
Зона 3а	$Pl + Bt + Grt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Grt + Crn + (St)$ $Pl + Grt + Crn + (St по Ky)$ $Pl + Bt + Grt + Crn + (Ky)$
Зона 3б	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + St$ (по Ky) $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St$ (по Ky) $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + St$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + St$
Зона 4	$Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged + (St) + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + (St) + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Crn$ $Pl + Cam + (Bt) + Grt + Ged$
Плагиоклазиты	$Pl + Bt + Grt$ $Pl + Bt + Cam$ $Pl + Bt + Ms$ $Pl + Bt$ $Pl + Grt$

натрожедрита, а также среди кальциевого амфибола. Гранат обычно отделен от симплектитов каймой плагиоклаза. Иногда встречаются атолловые гранаты.

В породах всех зон в разной степени проявлены поздние вторичные изменения: хлоритизация биотита и амфиболов, развитие мусковита по биотиту, пелитизация плагиоклаза.

Плагиоклазиты характеризуются пятнистой текстурой, гранобластовой, средне-крупнозернистой, неравномернозернистой структурой. Главным минералом является олигоклаз (обычно – слабо зональный), количество которого в породах 90% и более. В небольших количествах могут встречаться гранат, биотит, кальциевый амфибол, мусковит, циркон, рутил, непрозрачные рудные минералы. Реакционных структур в плагиоклазитах не наблюдается. Вторичные изменения: пелитизация и серицитизация плагиоклаза.

Наиболее полный список минеральных ассоциаций пород разных зон приведен в табл. 1 (используемые в работе символы минералов взяты из (Whitney, Evans, 2010)).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов определялись на сканирующем электроном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром AzTecEnergy 350 и комплектом стандартных образцов в РЦ СПбГУ “Геомодель” (аналитики – В.В. Шилловских и Н.С. Власенко).

Расчет P – T параметров формирования корундсодержащих пород выполнен с применением мультиравновесной термобарометрии, а именно метода TWEEQU, реализованного в компьютерной программе TWQ (версия 2.02b) (Berman, 1991) с базами термодинамических данных JUN92 (Berman, 1988) и VA96A (Berman, Aranovich, 1996). Используются дополнения TWQ_Comb и TWQ_View

(Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б). В расчеты включались все основные минералы, кроме ставролита (из-за отсутствия в базе данных описания ставролитового твердого раствора) и натрожедрита (для минерала отсутствуют термодинамические данные). Для обсуждения произведен отбор оптимальных построений, характеризующихся наименьшими значениями параметра сходимости пучков RMSD (5 и менее). В расчетах число независимых реакций $IR = 3$.

Псевдосечения и диаграммы состав–парагенезис построены с помощью программного комплекса *Perple_X* (версия *Perple_X* 6.9.0) (Connolly, 2005). Во всех расчетах применялась термодинамическая база данных минералов и флюидов *hp02ver.dat* (Holland, Powell, 1991, 1998). Все диаграммы рассчитаны в условиях присутствия углекислотно-водного флюида с $X_{CO_2} = 0.3$ (об углекислотно-водном составе флюида свидетельствуют данные по исследованию флюидных включений – Бушева, 1983), это значение позволяет воспроизводить в расчетах значения активности воды, характерные для метаморфизма амфиболитовой фации (Agranovich, Newton, 1999). Выбраны модели твердых растворов (файл *solution_model.dat*): для моноклинного амфибола – *Amph(DPW)*, для ромбического амфибола – *o-Amph*, для граната – *Gt(HP)*, для ставролита – *St(HP)*, для биотита – *Bio(HP)*, для полевых шпатов – *feldspar*, для шпинели – *Sp(HP)*, для ортопироксена – *Orx(HP)*, для клинопироксена – *Srx(HP)*, для кордиерита – *hCrd*, для мусковита – *Mica(M)*, для хлорита – *Chl(HP)*, для карбонатов – *Do(HP)* и *M(HP)*, для расплава – *melt(HP)* (см. описание <http://www.perplex.ethz.ch/>). Химические потенциалы SiO_2 , Na_2O , K_2O предварительно рассчитаны с помощью термодинамического калькулятора *frendly*, входящего в программный комплекс. Изолинии составов минералов (изоплеты) сконструированы с использованием программы *Werami*, входящей в программный комплекс *Perple_X*. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами приведена в (Goncalves et al., 2012). Небольшим минусом программного комплекса остается неполнота термодинамических данных для амфиболов; так, в базах данных отсутствуют феррожедрит, натрожедрит, барруазит.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА

Кальциевые амфиболы по составу относятся к чермакитам с низким содержанием Si (5.6–6.5 ф.к.), высокой глиноземистостью ($Al(IV) = 1.5–2.4$ ф.к., $Al(VI) = 0.5–2.0$ ф.к.) и магнезиальностью ($X_{Mg} \geq 0.75$). Позиция А заполнена частично ($(Na + K)$ в позиции А ≤ 0.5). Содержание Na в позиции В от

0.4 до 1 ф.к. (амфиболы с ${}^BNa \geq 0.5$ ф.к. можно отнести к барруазитам) (Hawthorne et al., 2012). Кальциевые амфиболы малокалиевые ($X_{Na} = 0.75–1$), содержание Ti 0.05–0.18 ф.к. (Акимова и др., 2019).

Натрожедрит характеризуется низким содержанием Si (5.5–6.0 ф.к.) и высоким Na (0.67–0.98 ф.к.), относительно постоянной магнезиальностью ($X_{Mg} = 0.7–0.8$), высокой глиноземистостью ($Al(IV) = 2.0–2.5$ ф.к., $Al(VI) = 1.2–1.8$ ф.к.), низким содержанием Ti (0.02–0.07 ф.к.) (при этом часто отмечаются ламели ильменита).

Биотит умеренно-глиноземистый до существенно глиноземистого ($Al(IV) = 1.1–1.5$ ф.к., $Al(VI) = 0.2–0.8$ ф.к.), магнезиальный ($X_{Mg} = 0.54–0.95$), содержит значимое количество Na (X_{Na} до 0.27). Некоторые зерна биотита неоднородны и содержат вставки Na-биотита ($Na = 0.44–0.72$ ф.к., $K = 0.18–0.42$ ф.к.).

Плагиоклазы по составу сильно варьируют ($An_{13–61}$) и образуют непрерывный ряд от олигоклаза до андезина, некоторые точки попадают даже в поле лабрадора. Присутствует и поздний альбит ($An_{6–10}$), развивающийся вместе с хлоритом по биотиту.

Гранаты довольно богаты Mg и Ca ($Alm_{43–78}Prp_{12–46}Grs_{5–19}$), характеризуются слабой обратной (доля пиропы и гроссуляра снижается от центра к краю зерен) или более сложной зональностью.

Ставролит характеризуется широкими вариациями магнезиальности ($X_{Mg} = 10–56\%$). Иногда присутствует примесь Zn (до 0.1 ф.к.), Ti от 0.02 до 0.14 ф.к., Al меняется от 8.60 до 9.22 ф.к.

Составы минералов в оксидной форме, а также формульные коэффициенты, рассчитанные по катионам, и некоторые кристаллохимические характеристики приведены в *ESM_1.xlsx* в *Supplementary*².

Закономерности изменения составов минералов

Плагиоклаз в метасоматитах (особенно во 2 и в 3 зонах), как правило, чуть более основной, чем во вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсах.

В гранатах из корундсодержащих пород возрастает доля пироповой и гроссуляровой компоненты, по сравнению с вмещающими гнейсами. Наиболее высокой долей гроссуляровой компоненты характеризуются гранаты из пород зоны 2, но она в них не выше, чем во вмещающих гранатовых амфиболитах, где доля гроссуляровой компоненты в гранате достигает 30%. Пироповая

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: *ESM_1.xlsx* (Suppl. 1) – Анализы составов минералов.

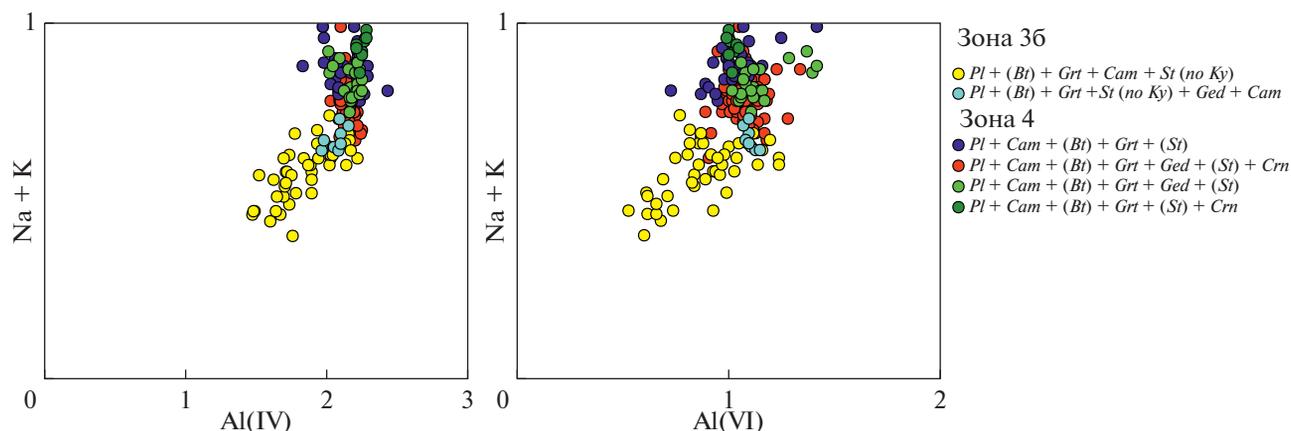


Рис. 5. Вариации состава кальциевых амфиболов на диаграммах: (а) Al(IV)–(Na + K), (б) Al(VI)–(Na + K).

компонента гранатов закономерно возрастает от внешних зон к внутренним, но и ее вариации становятся шире.

Составы кальциевых амфиболов сильно варьируют от зоны 3б к зоне 4: закономерно возрастает глиноземистость (а именно Al(VI)) и содержание щелочей (рис. 5а, 5б). При этом снижается содержание ^{28}Si , поэтому Na входит в позицию В (переход от чермакитов к барруазитам), в то время как позиция А остается частично незаполненной. Кальциевые амфиболы гранатовых амфиболитов (паргаситы и магнезиальные роговые обманки) отличаются от кальциевых амфиболов в породах с корундом значительно меньшей глиноземистостью (Al(IV) = 1.1–1.7 ф.к., Al(VI) = 0.7–0.9 ф.к.), более высоким содержанием Si (6.3–6.9 ф.к.).

Биотиты всех разновидностей корундсодержащих пород характеризуются относительным постоянством состава, они более магнезиальные, чем биотиты вмещающих гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (в последних X_{Mg} находится в довольно узком диапазоне от 0.57 до 0.62, в этот же диапазон попадает магнезиальность биотитов из гранатовых амфиболитов). В биотитах вмещающих гнейсов, в отличие от биотитов корундсодержащих пород, отсутствует Na, а в биотитах из гранатовых амфиболитов $X_{\text{Na}} \leq 0.04$.

***P–T* ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПРОЯВЛЕНИЯ ХИТООСТРОВ**

Ранее для корундсодержащих пород проявления Хитоостров были определены *P–T* параметры их формирования несколькими методами:

– методом декрепитации газовой-жидких включений получены температуры: 660–900°C для первичных включений и 300–500°C – для вторичных включений (Бушева, 1983);

– методом классической минеральной геотермометрии (Grt-Bt, Grt-Hbl, Grt-St геотермометры в программе GeoPath, Ti и Mg в Bt геотермометр) получены температуры 600–700°C, давление оценено в 6–8 кбар (Серебряков, 2004);

– методом изотопно-кислородной термометрии получены температуры 400–475°C для пород с корундом, 375–500°C для пород без корунда (Устинов и др., 2008; Крылов, Глебовицкий, 2017).

– методом термодинамического моделирования в программе Селектор-С установлено, что температура формирования корундсодержащих пород – не менее 720°C, а давления – не менее 10 кбар (Высоцкий и др., 2014).

Поскольку оценки разными методами сильно разнятся, а сведения о парагенезисах, для которых они получены, отсутствуют, необходимы собственные оценки *P–T* параметров методом мультитравновесной термобарометрии.

Для таких оценок пригодны ассоциации амфиболсодержащих метасоматитов с корундом (зона 4), при этом ставролит и натрожедрит не могут участвовать в расчетах. В других зонах либо недостаточно минералов для надежных оценок (таких, где число независимых реакций не меньше 3), либо присутствуют реакционные структуры и возникают сомнения в равновесности минеральной ассоциации.

Наши оценки *P–T* параметров формирования корундсодержащих пород проявления Хитоостров приведены на рис. 6. Полученный диапазон температур формирования корундсодержащих пород – 620–680°C, диапазон давлений – 7.5–8.5 кбар; рассчитанная в TWQ точность построений: dT составляет от ± 2 до ± 11 °C, dP – до ± 0.2 кбар (реальная погрешность больше, так как она включает также ошибки определения составов минералов и их термодинамических свойств).

Отметим, что с миналами биотита (*Phl*, *Ann*) не удалось получить сходящиеся построения. Это

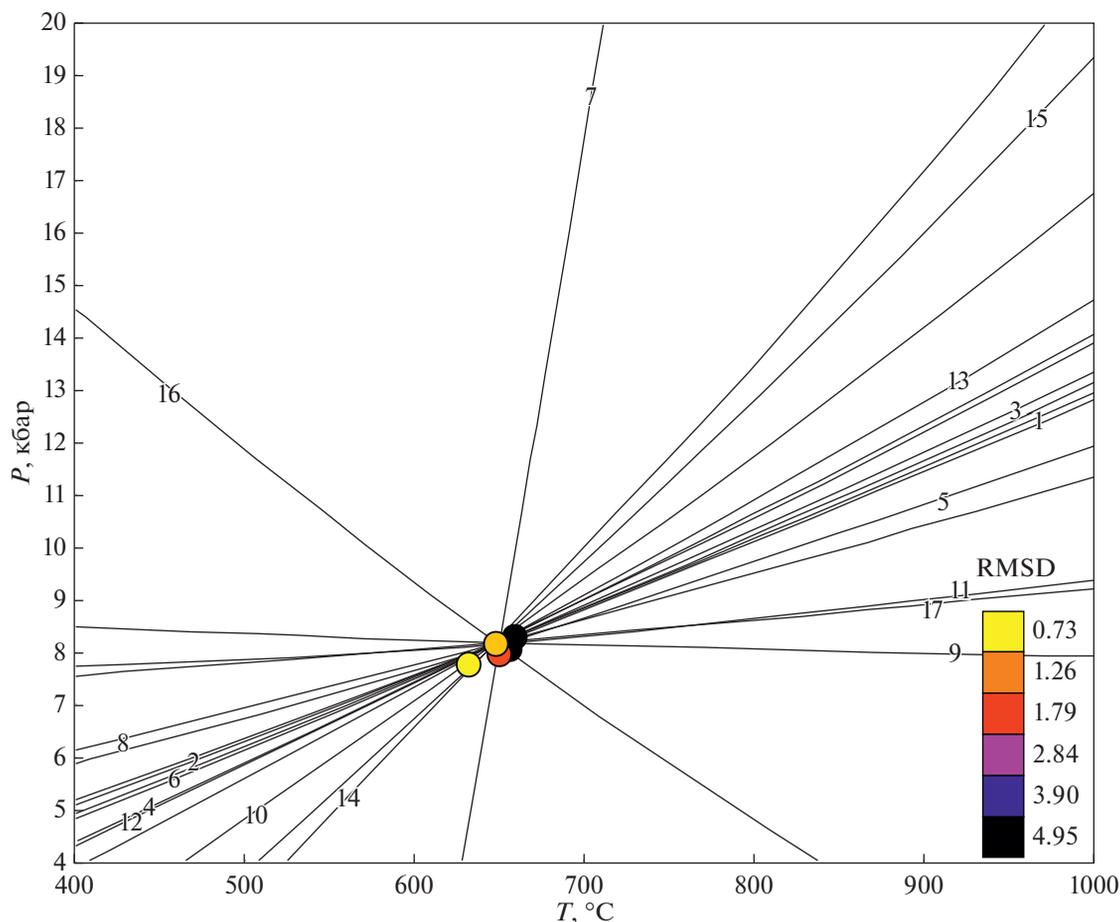


Рис. 6. P – T параметры формирования корундсодержащих пород проявления Хитоостров с минеральной ассоциацией $Pl + Cam + Bt + Grt + Ged + St + Crn$.

$IR = 3$. RMSD – параметр геометрической сходимости пучка. Цифрами отмечены следующие реакции:

1. $3Prg + 36Rt + Prp + 8Grs + 12Alm = 3Ab + 24An + 36Ilm + 3Tr$
2. $6Prg + 48Rt + 8Grs + 16Alm = 6Ab + 24An + 48Ilm + 3Tr + 3Ts$
3. $15Prg + 144Rt + 32Grs + 52Alm = 12Ab + 96An + 144Ilm + 12Tr + 3fPrg$
4. $6Ab + 8Grs + 4Prp + 9Ts = 6Prg + 3Tr + 24An$
5. $4Alm + 12Rt + 3Prg = 3Ts + Prp + 12Ilm + 3Ab$
6. $3Ts + 24Rt + 2Prp + 8Grs + 8Alm = 24An + 24Ilm + 3Tr$
7. $4Alm + 3Prg = 3fPrg + 4Prp$
8. $3fPrg + 36Rt + 5Prp + 8Grs + 8Alm = 3Ab + 24An + 36Ilm + 3Tr$
9. $8Grs + 13Prp + 36Rt + 9fPrg = 6Prg + 3Tr + 36Ilm + 24An + 3Ab$
10. $6Ab + 4Alm + 8Grs + 9Ts = 3fPrg + 3Prg + 3Tr + 24An$
11. $fPrg + 3Prg + 16Rt + 4Alm = 4Ab + 16Ilm + 4Ts$
12. $3Prg + 6Ts + 48Rt + 16Grs + 20Alm = 48An + 48Ilm + 6Tr + 3fPrg$
13. $5Ts + 16Rt + 8Grs + 8Alm + 2Ab = 24An + 16Ilm + 3Tr + 2fPrg$
14. $10Ab + 8Grs + 16Ilm + 13Ts = 4fPrg + 6Prg + 3Tr + 16Rt + 24An$
15. $9Ts + 8Grs + 8Alm + 6Ab = 24An + 4Prp + 3Tr + 6fPrg$
16. $Prp + 4Rt + fPrg = Ts + 4Ilm + Ab$
17. $8Grs + 10Prp + 24Rt + 3Ts + 6fPrg = 6Prg + 3Tr + 24Ilm + 24An$.

свидетельствует о том, что биотит не в равновесии с какими-то из минералов, использовавшихся в расчетах.

Для дальнейшего термодинамического моделирования выбрана следующая оценка: $T = 650^\circ\text{C}$, $P =$

8 кбар. Она хорошо согласуется с оценкой P – T параметров формирования корундсодержащих пород методами классической термобарометрии (Серебряков, 2004). Эта оценка также не противоречит и оценкам условий раннесвекоффенского ме-

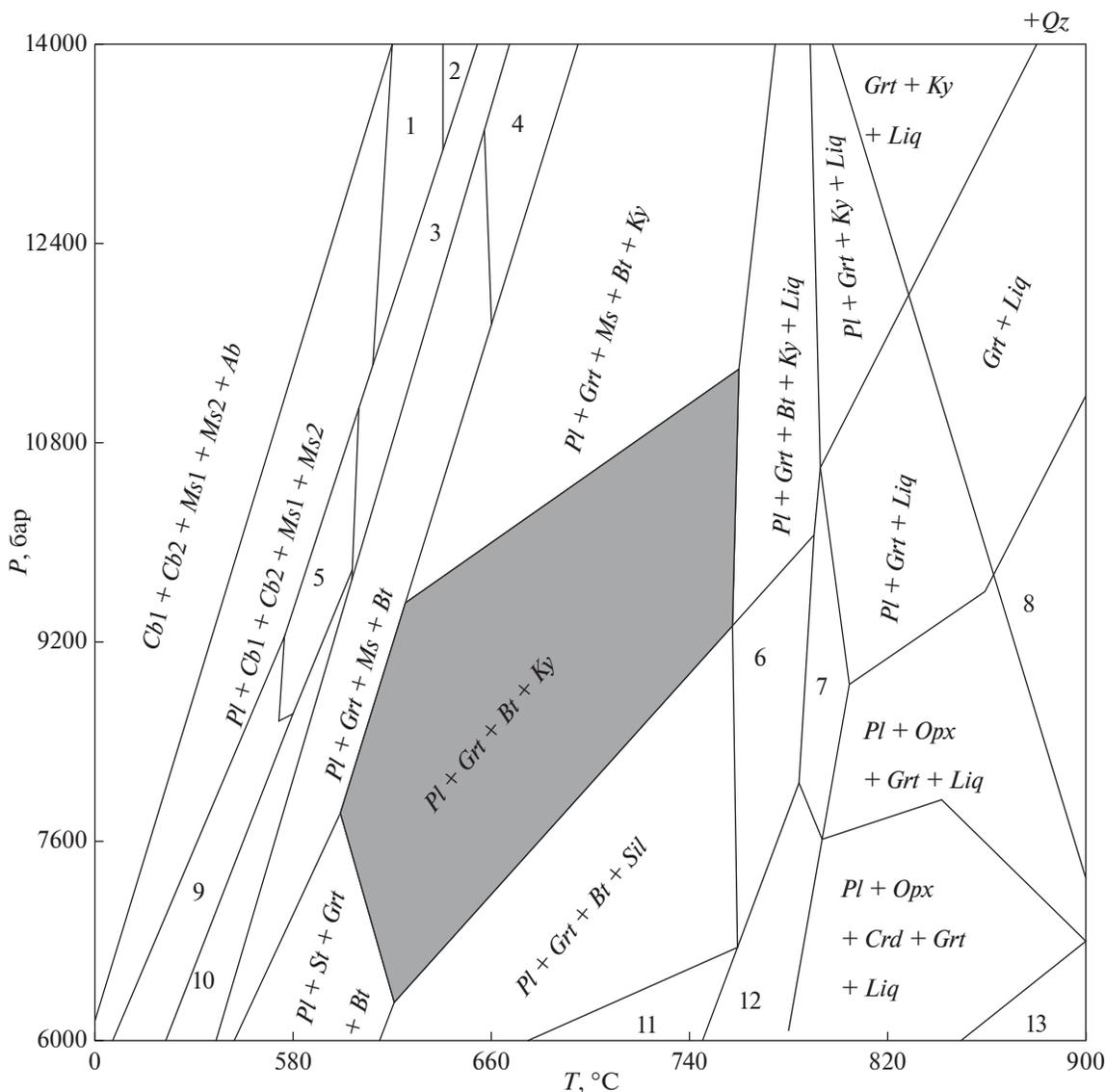


Рис. 7. *P–T* псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001) с минеральной ассоциацией *Pl + Qtz + Bt + Grt + Ky*.

$X_{CO_2} = 0.3$. Поле гнейсов отмечено серым цветом. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Pg + Cam*, 2 – *Cal + Dol + Ms + Pg + Cam*, 3 – *Cal + Dol + Ms + Bt + Cam*, 4 – *Pl + Grt + Ms + Pg + Bt*, 5 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Bt + Cam*, 6 – *Pl + Grt + Bt + Sil + Liq*, 7 – *Pl + Grt + Bt + Liq*, 8 – *Opx + Grt + Liq*, 9 – *Pl + Cal + Dol + Ms + Bt*, 10 – *Pl + Cb + Ms + Bt + Cam*, 11 – *Pl + Crd + Grt + Bt + Sil*, 12 – *Pl + Crd + Grt + Bt + Liq*, 13 – *Pl + Opx + Crd + Liq*.

таморфизма (во время которого сформировались корундсодержащие породы): $T = 640–765^{\circ}C$, $P = 8–11.7$ кбар (Козловский и др., 2016, 2020).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Моделирование метаморфизма кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи

Для рассмотрения фазовых равновесий в кианит-гранат-биотитовых гнейсах и в развивающихся

по ним метасоматитах удобна упрощенная модельная система $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O-CO_2$. В кианит-гранат-биотитовых гнейсах все компоненты, кроме H_2O и CO_2 , инертны, SiO_2 – избыточный компонент (в породах присутствует кварц). Минеральные равновесия в такой системе выражаются на плоскости в виде *P–T* проекции (рис. 7).

На полученном псевдосечении для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (в мас. %: $SiO_2 – 63.57$, $Al_2O_3 – 18.12$, $FeO – 6.43$, $MgO – 3.95$, $CaO –$

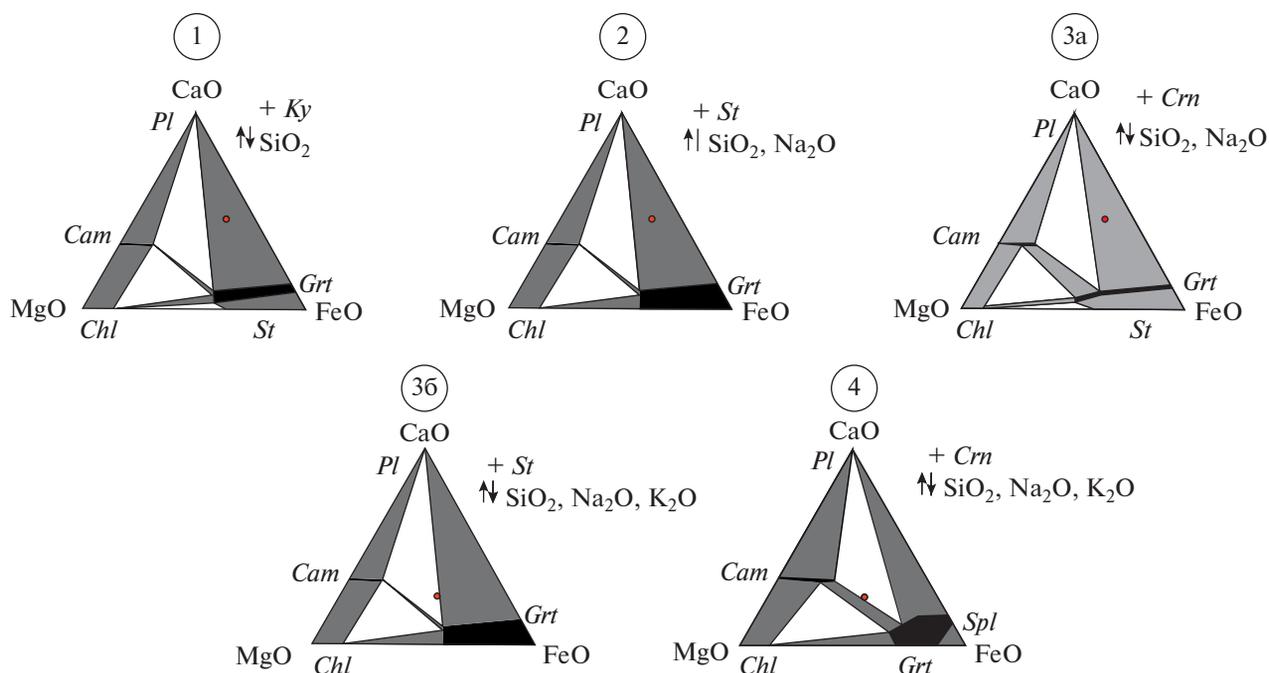


Рис. 8. Диаграммы состав–парагенезис к псевдосечениям в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$. Красной точкой показан состав кианит-гранат-биотитового гнейса чупинской толщи. Цифры в кружках соответствуют номерам зон, для которых построены ДСП. На диаграммах для зон 3б и 4 точка гнейса смещена за счет частичного вычета K_2O .

2.54, Na_2O – 2.96, K_2O – 2.44) (Мыскова, 2001) видно, что ассоциация $Pl + Bt + Grt + Ky + Qz$, отмечаемая в кианит-гранат-биотитовых гнейсах, вмещающих корундсодержащие породы, устойчива в интервале температур 590–750°C и давлений от 6.4 до 11.2 кбар. Как при более высоких давлениях, так и при более низких температурах в гнейсах появляется мусковит, при более низких давлениях исчезает кианит и появляется силлиманит. С повышением температуры и давления начинаются процессы частичного плавления. С понижением температуры и давления могут сформироваться ставролитсодержащие ассоциации, однако диапазон условий их формирования довольно узок – температурный интервал 560–620°C, давление не более 7.6 кбар; этим можно объяснить их редкость в породах чупинской толщи (Шуркин и др., 1962).

*Термодинамическое моделирование
метасоматического процесса преобразования
кианит-гранат-биотитовых гнейсов
чупинской толщи*

Для рассмотрения фазовых равновесий в зоне 1 корундсодержащих метасоматитов выбрана следующая модельная система: CaO , FeO , MgO – виртуальные инертные компоненты, Al_2O_3 – избыточный компонент, K_2O , Na_2O – обособленные компоненты (K_2O присутствует только в биотите,

Na_2O – только в плагиоклазе), SiO_2 – подвижный компонент. В дальнейшем обособленные Na_2O , а затем и K_2O становятся подвижными. В таких системах взаимоотношения минералов удобно рассматривать на треугольных диаграммах состав–парагенезис (рис. 8).

Во фронтальной зоне минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород исчезает кварц, что описывается простой реакцией:



Эта реакция соответствует переходу SiO_2 в подвижное состояние. Как видно на диаграмме T – $\mu(\text{SiO}_2)$ (рис. 9), ниже линии насыщения кремнеземом в кианит-гранат-биотитовых гнейсах появляется парагенезис $Pl + Bt + Grt + Ky$, отмечаемый в зоне 1 минеральной зональности апогнейсовых корундсодержащих пород.

Во второй зоне происходит замещение крупных кристаллов кианита ставролит-плагиоклазовыми симплектитами (свидетельствующее об участии в минеральных преобразованиях плагиоклаза) после полного исчезновения кварца. Здесь в подвижное состояние переходит Na_2O , в пользу чего свидетельствует появление во внутренних зонах метасоматитов натробиотита, натрожедрита и Na – Ca -амфибола. На псевдосечении в координатах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ (рис. 10) видно, что при переходе в подвижное состояние Na_2O на фоне

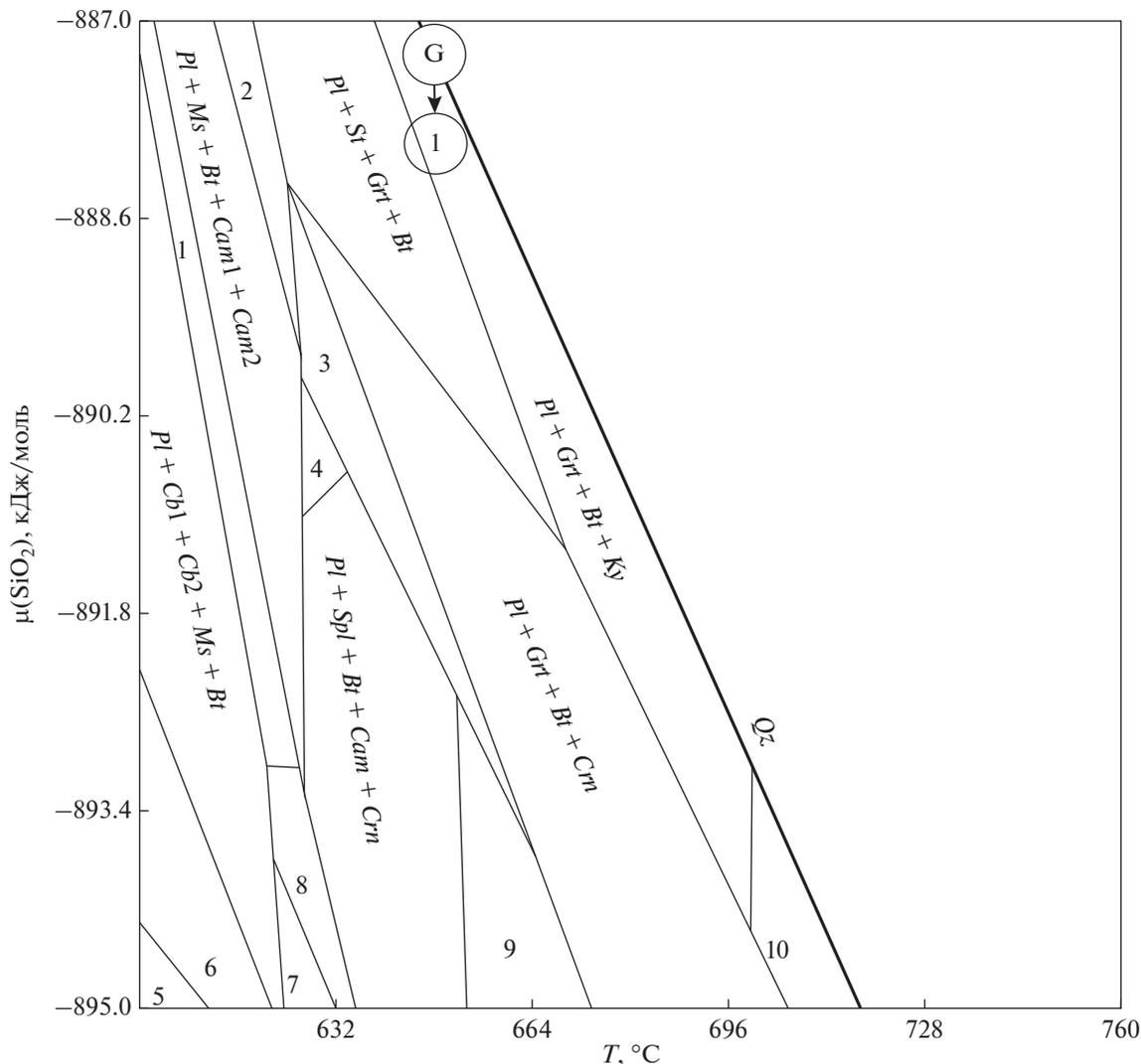
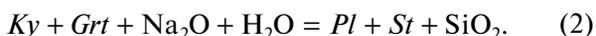


Рис. 9. $T-\mu(\text{SiO}_2)$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001).

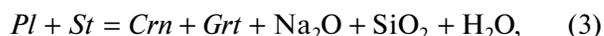
$P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Цифра 1 в кружке отвечает зоне 1 с соответствующей диаграммой состав–парагенезис. Буквой G обозначено положение парагенезиса кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Cb + Ms + Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fts) + Crn$, 2 – $Pl + Grt + Ms + Bt + Cam$, 3 – $Pl + Grt + Bt + Cam + Crn$, 4 – $Pl + Spl + Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fts) + Crn$, 5 – $Cal + Dol + Bt + Nph + Crn$, 6 – $Cal + Dol + Ms + Bt + Nph$, 7 – $Pl + Cb + Spl + Ms + Bt$, 8 – $Pl + Cb + Spl + Ms + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 10 – $Pl + Grt + Bt + Sil$.

продолжающейся десиликации парагенезис $Pl + Bt + Grt + Ky$ сменяется парагенезисом $Pl + Bt + Grt + St$. Этот переход описывается реакцией:



Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание этой реакции обеспечивает увеличение объемного процента содержания плагиоклаза на 1.5% и при этом уменьшение объемного процента содержания граната на 6% и появление 16% ставролита. На диаграммах состав–парагенезис (рис. 8) этот процесс выражается в том, что вместо кианита носителем избыточного глинозема становится ставролит.

Значительную часть псевдосечения (рис. 10) занимает также ассоциация, наблюдающаяся в безамфиболовых корундсодержащих породах – $Pl + Bt + Grt + Crn$ (зона 3а). В этой зоне формируются корунд-плагиоклазовые симплектиты на месте ставролита, а затем появляются крупные кристаллы корунда в породах. На псевдосечении переход от парагенезиса $Pl + Bt + Grt + St$ к парагенезису $Pl + Bt + Grt + Crn$ происходит по реакции:



а с учетом направленности метасоматического процесса – в результате продолжающейся десиликации, сопровождающейся Na-щелочным ме-

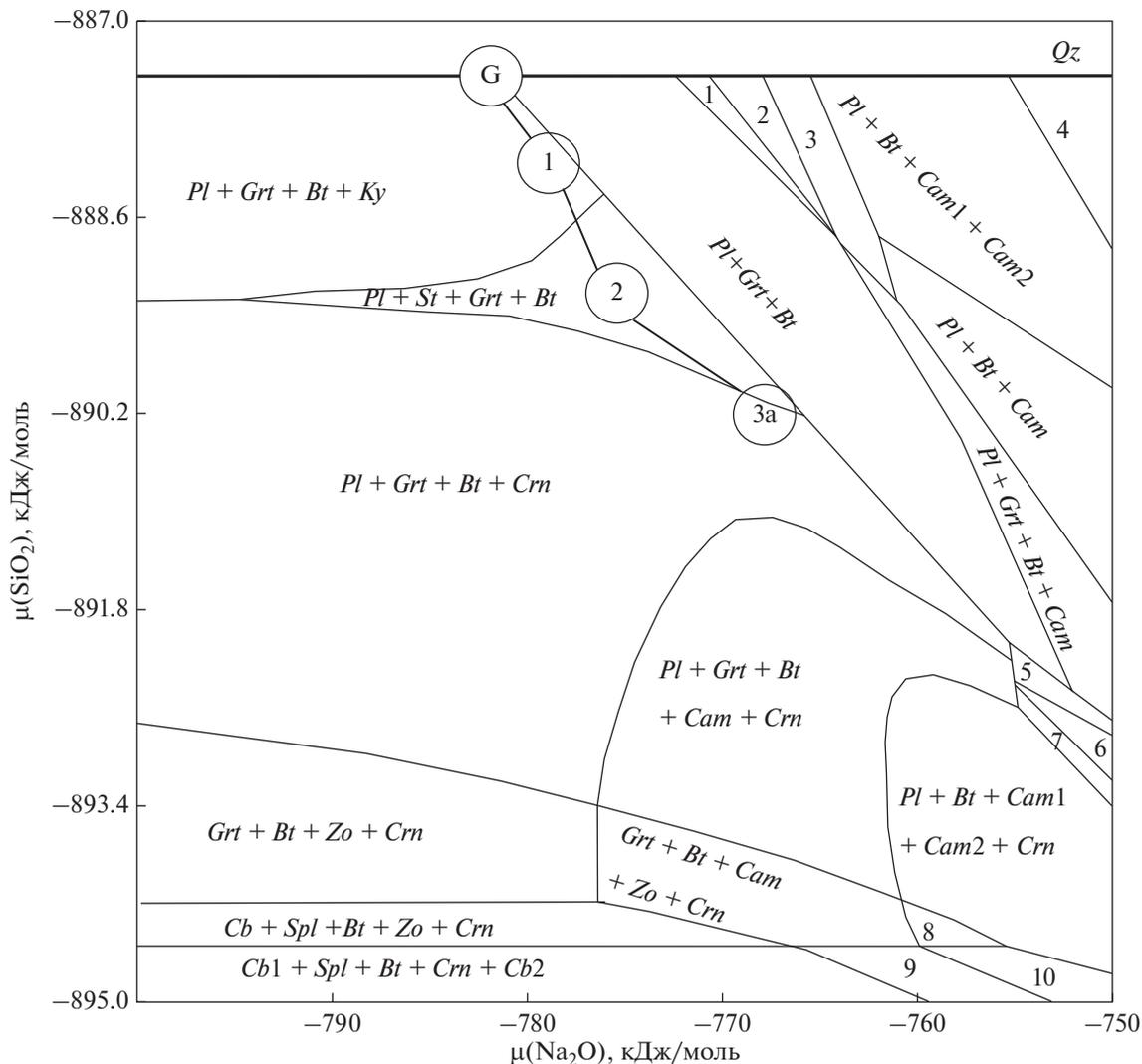


Рис. 10. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001) с минеральной ассоциацией $Pl + Qz + Bt + Grt + Ky$.

$T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Цифры в кружках отвечают зонам с соответствующими диаграммами состав–парагенезис. Буквой G обозначено положение парагенезиса кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Opx + Grt + Bt$, 2 – $Pl + Opx + Bt + Cam$, 3 – $Pl + Opx + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln)$, 4 – $Pl + Cpx + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln)$, 5 – $Pl + Spl + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 7 – $Pl + Spl + Bt + Cam + Crn$, 8 – $Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fis) + Zo + Crn$, 9 – $Spl + Bt + Cam + Crn + Cal$, 10 – $Bt + Cam1(Ts) + Cam2(Fis) + Crn + Cal$.

тасоматозом. Противоположное поведение Na_2O в реакциях (2) и (3) отвечает взаимно противоположному наклону линий этих равновесий, ограничивающих поле $Pl + Bt + Grt + St$ на рис. 10. Хотя обсуждаемые парагенезисы ($Pl + Bt + Grt + Ky$, $Pl + Bt + Grt + St$ и $Pl + Bt + Grt + Crn$) присутствовали и на диаграмме T – $\mu(\text{SiO}_2)$, но на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ добавляется возможность изменения состава плагиоклаза, которое имеет место в действительности.

Согласно результатам термодинамического моделирования, протекание этой реакции обеспечивает увеличение объемного процента содержания граната на 2% и при этом уменьшение объ-

емного процента содержания плагиоклаза на 3.5% и появление 5% корунда. На диаграммах состав–парагенезис (рис. 8) этот процесс выражается в том, что вместо ставролита носителем избыточного глинозема становится корунд.

Согласно петрографическим данным, кальциевый амфибол начинает появляться уже в тех разновидностях, где отмечаются ставролит-плагиоклазовые симплектиты вокруг кианита (зона 3б). Все эти данные свидетельствуют о том, что K_2O во внутренних зонах корундсодержащих метасоматитов переходит в подвижное состояние. При вполне подвижном состоянии K_2O фазовые соот-

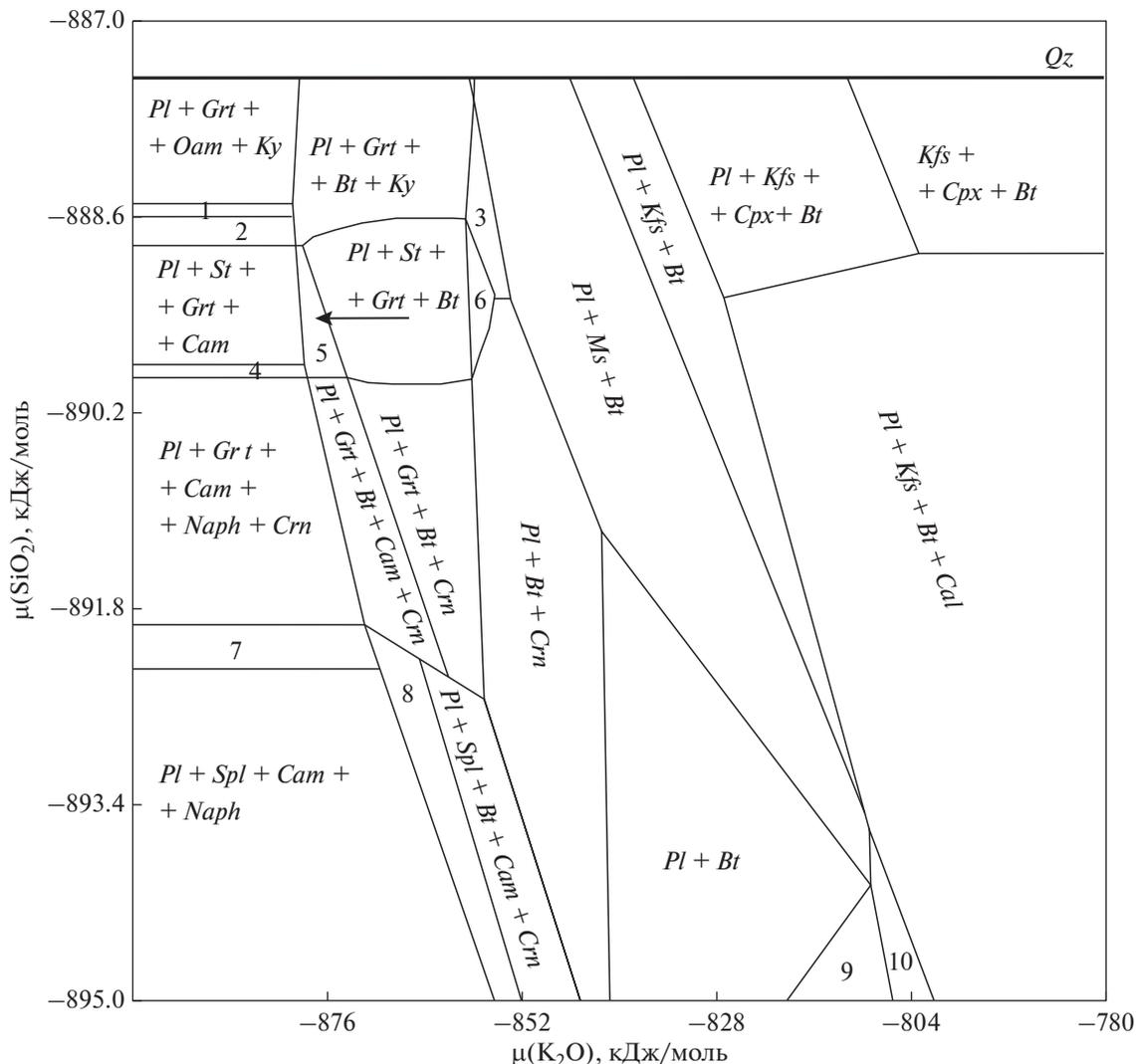


Рис. 11. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001). $T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Стрелкой показано направление процесса. *Naph* – На-флогопит. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – $Pl + Grt + Oam + Cam + Ky$, 2 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 3 – $Pl + Bt + Ky$, 4 – $Pl + St + Grt + Cam + Naph$, 5 – $Pl + St + Grt + Bt + Cam$, 6 – $Pl + Grt + Cam + Ky$, 7 – $Pl + Spl + Grt + Cam + Naph$, 8 – $Pl + Spl + Bt + Cam$, 9 – $Pl + Bt + Cb$, 10 – $Pl + Ms + Bt + Cb$.

ношения в исследуемой системе изображаются на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$ (рис. 11).

Рисунок 11 демонстрирует, что уменьшение химического потенциала K_2O приводит к появлению в биотитсодержащих ассоциациях кальциевого амфибола, а затем и к исчезновению биотита. Таким образом, протекание реакции:



в конечном счете обеспечивает переход от парагенезиса $Pl + Bt + St + Grt$ к парагенезису $Pl + St + Grt + Cam$ в амфиболовой зоне. Согласно результатам термодинамического моделирования, в ходе протекания этой реакции появляется 6.5–7% кальциевого амфибола.

Программный комплекс *Perplex* не позволяет моделировать метасоматоз с более чем двумя вполне подвижными компонентами. Чтобы учесть при моделировании подвижное поведение K_2O и уменьшение его химического потенциала, количество K_2O в исходном составе было уменьшено до 0.87 мас. % (это значение отвечает химическому потенциалу K_2O в поле парагенезиса $Pl + St + Grt + Cam$ на диаграмме $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{K}_2\text{O})$). Уменьшение количества K_2O в исходном составе приводит, в частности, к смещению точки кианит-гранат-биотитового гнейса на диаграммах состав–парагенезис (диаграммы 3 и 4 на рис. 8) вследствие вычитания биотита из состава породы.

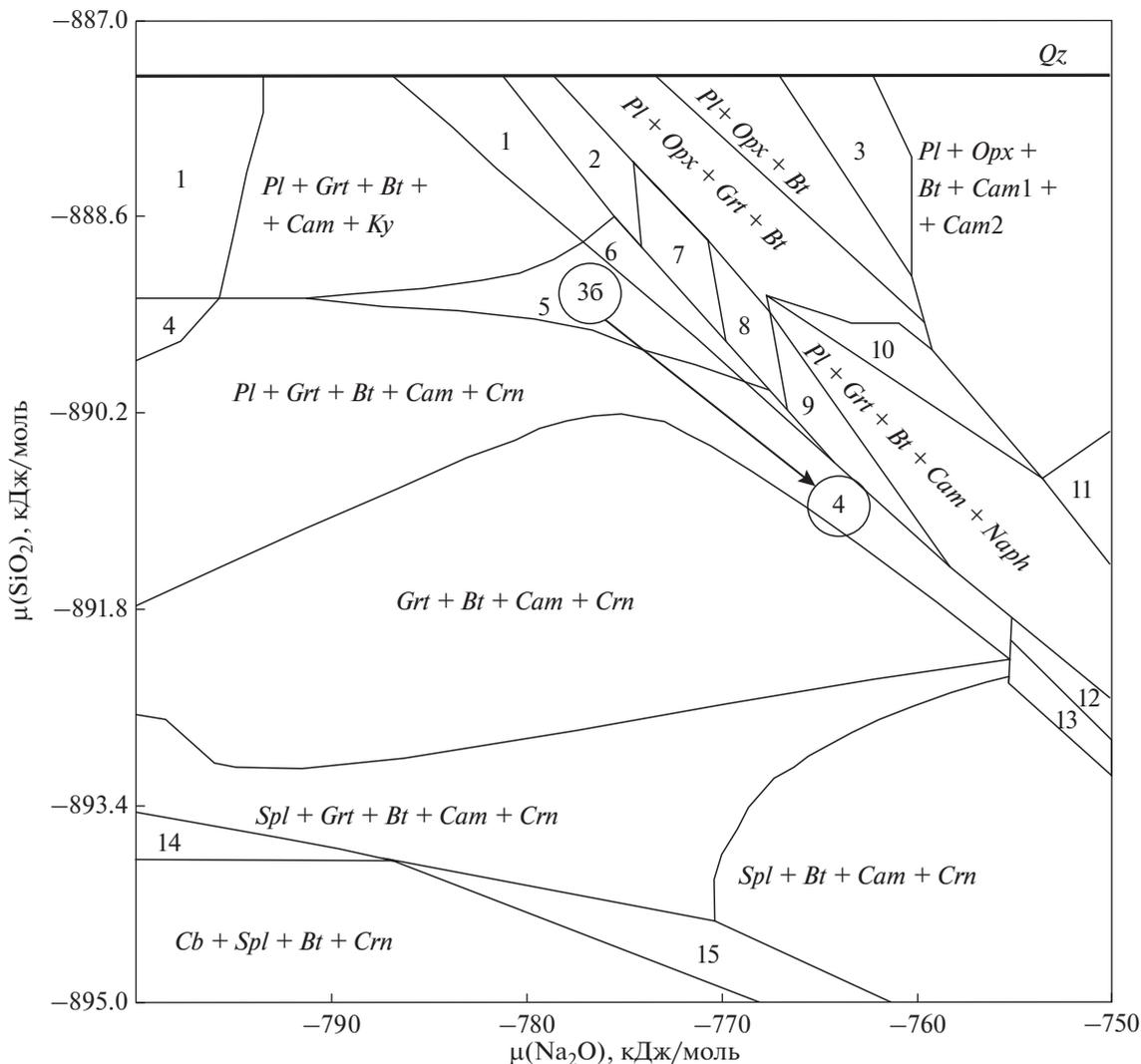


Рис. 12. $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ псевдосечение для заданного состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Мыскова и др., 2001).

$T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Количество K_2O в исходном составе уменьшено до 0.87 мас. %. *Naph* – Na-флогопит. Цифры 36 и 4 в кружках отвечают соответствующим диаграммам состав–парагенезис. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – *Pl + Grt + Bt + Ky*, 2 – *Pl + Grt + Bt*, 3 – *Pl + Opx + Bt + Cam*, 4 – *Pl + Grt + Bt + Crn*, 5 – *Pl + St + Grt + Bt + Cam*, 6 – *Pl + St + Grt + Bt*, 7 – *Chl + Pl + Grt + Bt*, 8 – *Pl + Grt + Bt + Cam*, 9 – *Pl + Grt + Bt + Naph*, 10 – *Pl + Opx + Grt + Bt + Cam*, 11 – *Pl + Bt + Cam1(Hbl) + Cam2(Gln) + Naph*, 12 – *Pl + Spl + Bt + Cam*, 13 – *Pl + Spl + Bt + Cam + Crn*, 14 – *Cb + Spl + Grt + Bt + Crn*, 15 – *Cb + Spl + Bt + Cam + Crn*.

Условия формирования ассоциаций амфибол-содержащих пород со ставролитом и корундом (зоны 36, 4) отражены на псевдосечении $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$ с уменьшенным в исходном составе количеством K_2O (рис. 12). Разрастание поля кальциевого амфибола обеспечивает его появление в ставролитовом парагенезисе при тех же химических потенциалах $\mu(\text{SiO}_2)$ – $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, что и в зоне 2.

При этом на полученном псевдосечении все еще присутствует биотит, поскольку достаточное для его формирования количество K_2O имеется в исходном составе. Однако при дальнейшем переходе в подвижное состояние K_2O биотит будет

становиться нестабильным и окончательно исчезать, что приведет к формированию парагенезиса *Pl + Grt + St + Cam*. Возвращаясь к данным мультиравновесной термобарометрии, отметим, что с биотитом не удавалось получить сходящиеся построения по причине того, что биотит не в равновесии с кальциевым амфиболом.

Парагенезис *Pl + Grt + St + Cam* будет сменяться парагенезисом *Pl + Grt + Cam + Crn* при уменьшении $\mu(\text{SiO}_2)$ и увеличении $\mu(\text{Na}_2\text{O})$, чему соответствует реакция (3), которая в данном случае протекает в присутствии кальциевого амфибола, а не биотита.

Таким образом, парагенезис $Pl + Grt + Cam + Crn$, отмечаемый в зоне 4 корундсодержащих пород, сформировался при продолжающейся десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов, сопровождающейся Na-щелочным метасоматозом, после перехода в подвижное состояние K_2O .

Положение на всех псевдосечениях кружков с номерами зон и диаграмм состав–парагенезис отвечает параметрам формирования пород этих зон и определено исходя из модельных вариаций составов минералов (см. далее).

За рамками термодинамического моделирования остается вопрос о подвижном поведении CaO , обсуждавшемся ранее в работе (Серебряков, Русинов, 2004). Петрохимические данные свидетельствуют о некотором увеличении количества CaO в корундсодержащих породах, по сравнению с вмещающими кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (Серебряков, 2004). Тем не менее никаких реакционных структур, отвечающих минеральному преобразованию, которым бы маркировался переход CaO в подвижное состояние, в шлифах не отмечалось. Возможно, несколько повышенное содержание CaO являлось особенностью протолита, по которому развивались корундсодержащие метасоматиты. Вариации состава кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи допускают повышенное содержание CaO , вплоть до 4.5 мас. % (Володичев, 1990; Мыскова, 2001).

МОДЕЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ

Моделирование вариаций составов минералов в *Perplex* – несколько более сложная задача в силу ряда ограничений, связанных с несовершенством термодинамических моделей твердых растворов. Во-первых, невозможно учесть вхождение Na в позицию К в биотите, контролируемое меняющимся соотношением $\mu(Na_2O)$ и $\mu(K_2O)$. Во-вторых, не учитывается присутствие натрожедрита в минеральных ассоциациях. В-третьих, существующие модели твердого раствора кальциевого амфибола не позволяют учесть возможность формирования амфиболов с $Al(IV) > 2$ ф.к. и ${}^BNa > 0.5$ ф.к. в моделируемых условиях. Тем не менее количественная оценка характера процесса невозможна без модельных вариаций составов минералов.

На рис. 13а, 13б видно, что состав плагиоклаза контролируется как процессом десиликации, так и Na-щелочным метасоматозом, т.е. преобладание десиликации будет приводить к смещению состава плагиоклаза в сторону более основного (что отмечается в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз при этом может способствовать сохранению постоянства состава плагиоклаза или даже его смещению в сторону более кислого (что наблюдается в зонах 3, 4). Подвижность SiO_2 и Na_2O

оказывает влияние и на состав граната: десиликация будет приводить к возрастанию кальциевости ($X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe)$) (что и отмечается в зоне 2), а Na-щелочной метасоматоз – к ее уменьшению (что имеет место в зонах 3б, 4) (рис. 13в, 13г).

На глиноземистость биотита при этом десиликация оказывает довольно слабое влияние (рис. 12д), а возрастание $\mu(Na_2O)$ приводит к сохранению постоянства содержания $Al(IV)$. Этим объясняется отсутствие значимых вариаций состава биотита в корундсодержащих породах.

Возрастание $\mu(Na_2O)$ приводит и к росту содержания Na в кальциевом амфиболе (рис. 13е), однако модельные вариации оказываются несколько уже природных в силу, как уже было сказано, несовершенства моделей твердых растворов.

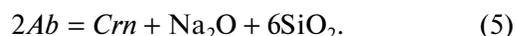
Сопоставление модельных вариаций составов плагиоклаза, а затем и других минералов (см. рис. 13а–13е) с природными (см. *ESM_1.xlsx* в Supplementary) позволило определить с содержанием зон метасоматической колонки корундсодержащих метасоматитов на псевдосечениях (рис. 10, 12) и направлением тренда метасоматического процесса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют о том, что все разновидности корундсодержащих пород проявления Хитоостров сформировались путем метасоматической переработки (десиликации) кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которая осуществлялась во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианитовой фациальной серии. О синметаморфическом характере процесса свидетельствует сходство параметров метаморфизма и метасоматоза.

Присутствие в корундсодержащих породах натрожедрита и Na–Ca-амфибола (барруазита) является свидетельством того, что десиликация кианит-гранат-биотитовых гнейсов сопровождалась повышением щелочности, а замещение биотита кальциевым амфиболом и натробиотитом отражает повышение Na/K во флюиде. Комбинация десиликации с повышением Na/K во флюиде привела к формированию необычного парагенезиса $Pl + Grt + St + Cam$, где ставролит находится в равновесии с кальциевым амфиболом.

Используя равновесие плагиоклаза с корундом/кианитом (линия равновесия на рис. 10 и 12, разделяющая поля с корундом и без него, и параллельные ей изолинии состава плагиоклаза в поле корунда на рис. 13а), легко понять, как соотносятся между собой по интенсивности десиликация и щелочной натровый метасоматоз:



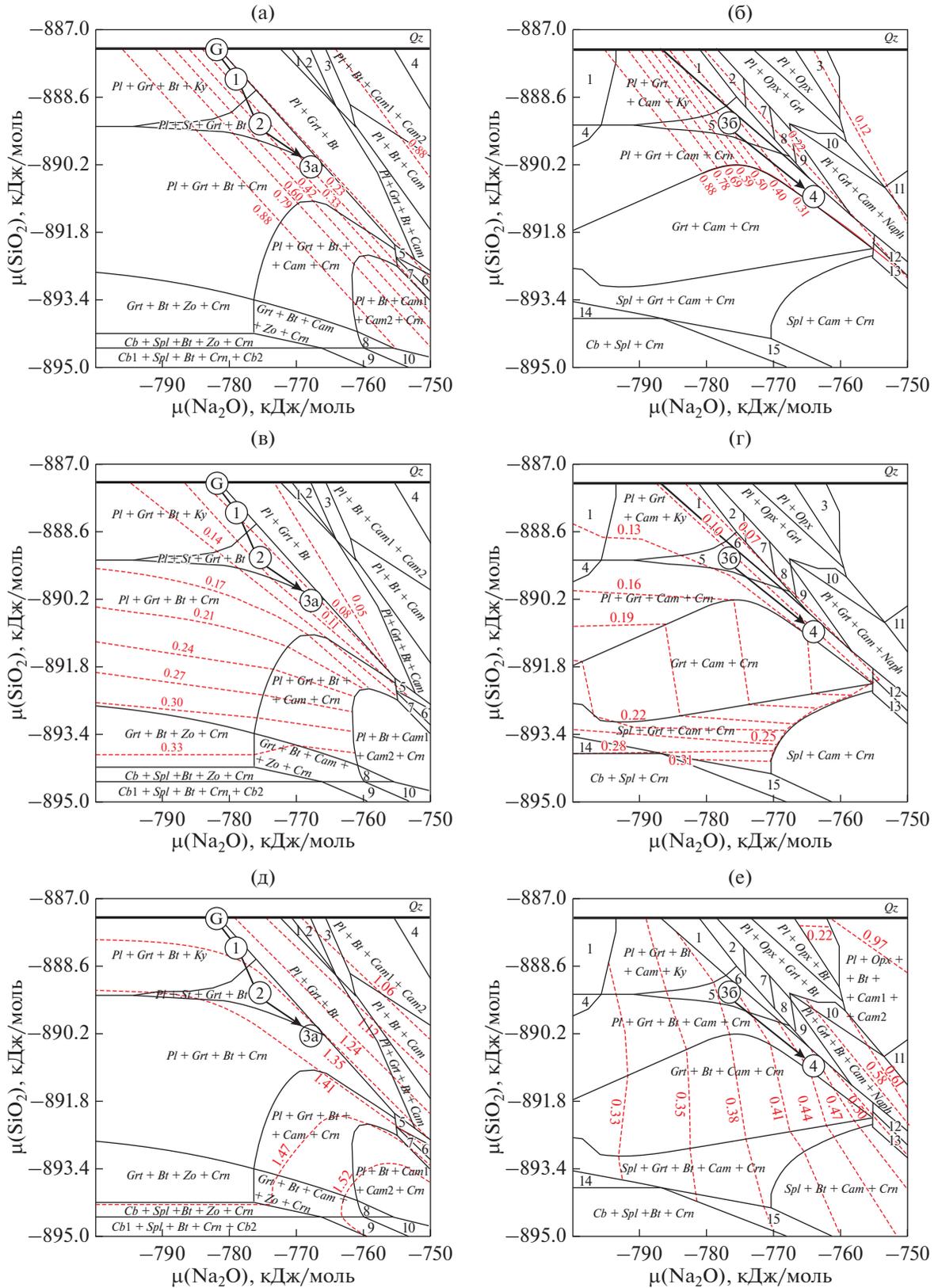


Рис. 13. Диаграммы с изоплетами, отражающие модельные вариации: аноритовой компоненты в плагиоклазе в зонах 1–3а (а), аноритовой компоненты в плагиоклазе в зонах 3б, 4 (б), Ca/(Ca + Mg + Fe) в гранате в зонах 1–3а (в), Ca/(Ca + Mg + Fe) в гранате в зонах 3б, 4 (г), Al(IV) в биотите (д), Na в кальциевом амфиболе (е).

Таблица 2. Схема реконструированной метасоматической зональности корундсодержащих пород проявления Хитоостров

Зона	1	2	3а	3б	4
Парагенезис	<i>Pl + Grt + Bt + Ky</i>	<i>Pl + Grt + Bt + St</i>	<i>Pl + Grt + Bt + Crn</i>	<i>Pl + Grt + Cam + St</i>	<i>Pl + Grt + Cam + Crn</i>
Реликтовые минералы	—	<i>Ky</i>	<i>Ky, St</i>	<i>Bt, Ky</i>	<i>St, Bt</i>
Реакционные минералы	—	<i>St</i>	<i>Crn</i>	<i>Cam</i>	<i>Cam/Crn</i>
Подвижные компоненты	SiO_2	SiO_2, Na_2O	SiO_2, Na_2O	SiO_2, Na_2O, K_2O	SiO_2, Na_2O, K_2O

Поскольку состав плагиоклаза в корундсодержащих породах сохраняется практически таким же, как в гнейсах, можно сделать вывод о том, что в условиях сохранения равновесия кислого плагиоклаза определенного состава и корунда при уменьшении химического потенциала SiO_2 в шесть раз быстрее увеличивался потенциал Na_2O . При этом во внешней ставролитовой зоне повышение щелочности происходило несколько слабее по отношению к десиликации, что привело здесь к небольшому отклонению состава плагиоклаза в сторону более основного.

Основной проблемой предлагаемой концепции метасоматического происхождения корундсодержащих пород ранее являлось то, что разделить разные зоны было проблематично: вместо привычной взгляду геологов эталонной метасоматической зональности с убыванием числа минералов от внешних зон к тыловой в колонке возникают странные минеральные ассоциации, где количество минералов не только не убывает, но даже склонно возрастать. Такое возрастание количества минералов традиционно допускалось только во внешних зонах метасоматитов, где может происходить обогащение перемещенным инертным компонентом (Глебовицкий, Бушмин, 1983).

Известно, что классическая метасоматическая зональность с убыванием числа минералов формируется в строго определенных условиях, которые не всегда реализуются в природе: порода должна быть однородной и тонкопористой, равномерно пропитываться раствором, скорость реакций замещения одних минералов другими должна быть выше скорости раствора (Коржинский, 1982). Если все условия выполнены, а колонка изотермическая, то замещение одних минералов другими происходит мгновенно на границах метасоматических зон (Метасоматизм ..., 1998), в результате чего в пределах конкретной зоны число фаз постоянно.

Условие однородности и тонкопористости пород, очевидно, не выполняется для кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, которые к моменту свекофеннского метаморфизма

уже были дважды метаморфизованы, мигматизированы и сложно деформированы.

В случае если процесс был очень быстрым или флюида было недостаточно, наблюдаются реакционные структуры: псевдоморфозы, каймы, симплектиты (Метасоматизм ..., 1998), которые для корундсодержащих пород весьма характерны.

Ни одно из условий возникновения классической метасоматической зональности не выполняется, а значит зональность будет осложняться: некоторые минералы будут сохраняться в следующих зонах (реликтовые минералы).

Кроме того, в каждой зоне будут формироваться реакционные минералы (коими являются ставролит, натрожедрит, кальциевый амфибол, корунд). За счет присутствия реакционных минералов число фаз в разных зонах метасоматической колонки может сохраняться постоянным (Метасоматизм ..., 1998). А наличие реликтовых минералов и вовсе может привести к кажущемуся возрастанию числа фаз от фронтальной зоны к тыловой. Что, по всей видимости, и характерно для корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса. Таким образом, количество подвижных компонентов и реликтовых минералов возрастает, но в парагенезисе все равно присутствуют четыре минерала.

Полученные нами результаты термодинамического моделирования в совокупности с имеющимися минералого-петрографическими данными позволяют реконструировать метасоматическую зональность корундсодержащих пород, отделив реликтовые минералы от остальных (табл. 2).

Видно, что, несмотря на постепенный переход все новых компонентов в подвижное состояние и возрастание количества реликтовых минералов, во всех парагенезисах все равно остается четыре минерала за счет формирования реакционных минералов. К реакционным минералам, вероятно, относится и присутствующий в некоторых разновидностях корундсодержащих пород натрожедрит.

Стоит отметить, что отчасти метасоматическим процессом оказались захвачены гранатовые

амфиболиты вблизи контакта с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Это привело к формированию цоизитсодержащих амфиболитов и даже анхимономинеральных цоизититов на Хитоострове и других проявлениях.

Остается нерешенным вопрос о происхождении анхимономинеральных олигоклазитов, тесно ассоциирующих с корундсодержащими породами. Возможно, к их появлению привела десиликация крупных лейкосом. Тела олигоклазитов могли также сформироваться за счет перехода в подвижное состояние Mg и/или Fe в продолжение метасоматического процесса. Это вопрос дальнейших исследований.

Полученная модель может быть распространена на другие проявления апогнейсовых корундсодержащих метасоматитов в Беломорском подвижном поясе.

ВЫВОДЫ

1. Апогнейсовые корундсодержащие метасоматиты Беломорского подвижного пояса сформировались путем десиликации кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с Na-щелочным метасоматозом, которая осуществлялась во время свекофеннского этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианитовой фациальной серии.

2. Сочетание десиликации с повышением щелочности при метасоматозе способствовало появлению необычных минералов (натрожедрит, натриобиотит, барруазит) и парагенезиса кальциевого амфибола со ставролитом.

3. Тенденция к сохранению и даже к увеличению числа минералов в зональности корундсодержащих метасоматитов объясняется появлением новых минералов и неравновесностью минеральных ассоциаций. Возникновение реакционных минералов во всех зонах приводит к постоянству числа минералов, а одновременное сохранение реликтовых минералов — к увеличению числа минералов.

Благодарности. Авторы благодарны С.А. Бушмину (ИГГД РАН) за ценные советы, Е.Н. Козлову (ГИ КНЦ РАН) за помощь в организации и проведении полевого сезона, П.Я. Азимову и Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН) — за консультации при работе с компьютерными программами. Часть материалов для работы предоставлена Н.С. Серебряковым (ИГЕМ РАН). Л.Я. Замечания Арановича (ИГЕМ РАН) и анонимного рецензента позволили существенно улучшить текст статьи.

Финансовые источники. Работа выполнена по теме НИР ИГГД РАН FMUW-2021-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Тр. КолНЦ РАН. 2019. № 6(10). С. 9–15.
- Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника. 2020. № 1. С. 23–40.
- Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
- Бушева Н.Л. Генетические особенности месторождения корунда в Северной Карелии // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1983. С. 90.
- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 246 с.
- Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.
- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
- Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
- Другова Г.М. Главные этапы эволюции Чупинской толщи Беломорского складчатого пояса // Записки РМО. 1999. № 3. С. 49–57.
- Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.
- Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И. и др. Геологическое строение, возраст и P–T условия формирования зон пологого расланцевания Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–457.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Локальное распределение изотопов кислорода и обмен флюидом при формировании корундсодержащих пород Хитоострова // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 5. С. 593–595.
- Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосенко А.М. и др. Возраст и происхождение корундсодержащих пород

- о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.
- Лебедев В.К., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // Советская геология. 1974. № 9. С. 78–89.
- Метасоматизм и метасоматические породы // Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Мыскова Т.А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 25 с.
- Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 30 с.
- Серебряков Н.С., Русинов В.Л. Высокотемпературный высокobarный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
- Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
- Скублов С.Г., Бушмин С.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав кислорода в цирконе из корундсодержащих метасоматитов рудопоявления Дядина гора, Беломорский подвижный пояс // Докл. АН. 2020. Т. 491. С. 71–76.
- Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.
- Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. № 11. С. 1245–1248.
- Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расчлененном массиве Беломорского пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–558.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
- Altherr R., Okrusch M., Bank H. Corundum- and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania // Lithos. 1982. V.15. P. 191–197.
- Aranovich L.Y., Newton R.C. Experimental determination of CO₂-H₂O activity-composition relations at 600–1000°C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 1319–1332.
- Beach A. The mineralogy of high-temperature shear zones at Scourie, NW Scotland // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 231–248.
- Berger J., Femenias O., Ohnenstetter D. et al. Origin and tectonic significance of corundum-kyanite-sapphirine amphibolites from the Variscan French Massif Central // J. Metamorph. Geol. 2010. V. 28. № 3. P. 341–360.
- Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445–522.
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ¹⁸O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306. P. 163–174.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.
- Bucher K., De Capitani C., Grapes R. The development of a margarite-corundum blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Kvesjöen, Norwegian Caledonides // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 129–156.
- Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Transactions of KarRC RAS. 2016. № 2. P. 3–27.
- Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.
- Dutrow B.L., Henry D.J., Sun Z. Origin Of Corundum-tourmaline-phlogopite rocks from Badakhshan, Northeastern Afghanistan: A new type of metasomatism associated with sapphire formation // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. № 4. P. 739–753.
- Filina M.I., Sorokina E.S., Botcharnikov R. et al. Corundum anorthosites-kyshymites from the South Urals, Russia: A combined mineralogical, geochemical, and U-Pb zircon geochronological study // Minerals. 2009. № 9. <https://doi.org/10.3390/min9040234>
- Giuliani G., Groat L.A., Fallick A.E. et al. Ruby deposits: A review and geological classification // Minerals. 2020. № 10. <https://doi.org/10.3390/min10070597>
- Goncalves P., Olliot E., Marquer D., Connolly J.A.D. Role of chemical processes on shear zone formation: An example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps) // J. Metamorph. Geol. 2012. V. 30. P. 703–722.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. № 11–12. P. 2031–2048.
- Herwartz D., Pack A., Krylov D. et al. Revealing the climate of snowball Earth from δ¹⁷O systematics of hydrothermal rocks // PNAS. 2015. V. 112. № 17. P. 5337–5341.

- Holland T.J.B., Powell R. A Compensated-redlich-kwong (cork) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100–1600°C // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 109. P. 265–273.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. № 16. P. 309–344.
- Karmakar S., Mukherjee S., Sanyal S., Sengupta P. Origin of peraluminous minerals (corundum, spinel, and sapphirine) in a highly calcic anorthosite from the Sittampundi Layered Complex, Tamil Nadu, India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. № 8. P. 1–23.
- Keulen N., Thomsen T. B., Schumacher J.C. et al. Formation, origin and geographic typing of corundum (ruby and pink sapphire) from the Fiskensæset complex, Greenland // *Lithos.* 2020. V. 366–367.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105536>
- Kullerud K., Nasipuri P., Ravna E.J.K., Selbekk R.S. Formation of corundum megacrysts during H₂O-saturated incongruent melting of feldspar: *P–T* pseudosection-based modelling from The Skattøra migmatite complex, North Norwegian Caledonides // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. P. 627–641.
- Li Y., Yang Y., Liu Y.-C., Groppo C., Rolfo F. Muscovite dehydration melting in silica-undersaturated systems: A case study from corundum-bearing anatectic rocks in the Dabie orogen // *Minerals.* 2020. № 10.
<http://dx.doi.org/10.3390/min10030213>
- Nozaka T., Meyer R., Wintsch R.P., Wathen B. Hydrothermal spinel, corundum and diaspore in lower oceanic crustal troctolites from the Hess Deep Rift // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. № 53. P. 1–14.
- Owens B.E., Belkin H.E., Zerolis J.M. Margarite, corundum, gahnite and zincohögbomite in a blackwall, Raleigh Terrane, Eastern Piedmont Province, USA // *Mineral. Mag.* 2013. V. 77. № 7. P. 2913–2930.
- Pajunen M., Poutainen M. Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1999. V. 71. № 1. P. 73–132.
- Raith M.M., Rakotondrazafy R., Sengupta P. Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks ('sakenites') from the type locality in southern Madagascar // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 647–667.
- Raith M.M., Srikantappa C., Sengupta P. et al. Corundum-leucosome-bearing aluminous gneiss from Ayyarmalai, Southern Granulite Terrain, India: A textbook example of vapor phase-absent muscovite-melting in silica undersaturated aluminous rocks // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 897–907.
- Riesco M., Stuwe K., Reche J. Formation of corundum in metapelites around ultramafic bodies. An example from the Saualpe region, Eastern Alps // *Mineral. Petrol.* 2005. V. 83. P. 1–25.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Yakymchuk C., Szilas K. Corundum formation by metasomatic reactions in Archean metapelite, SW Greenland: Exploration vectors for ruby deposits within high-grade greenstone belts // *Geoscience Frontiers.* 2018. V. 9. № 3. P. 27–749.
- Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S. et al. Low $\delta^{18}\text{O}$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early paleoproterozoic global mafic magmatism // *Precambrian Res.* 2019. V. 333.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105431>

Thermodynamic Modeling of the Formation of Corundum-Bearing Metasomatic Rocks of the Belomorian Mobile Belt (Fennoscandian Shield)

E. Y. Akimova^{1, 2} and A. B. Kol'tsov³

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

² Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The mineral zoning of corundum-bearing rocks of the Belomorian mobile belt, the genesis of which remains controversial, has been studied using the example of one of the typical occurrences (Khitoostrov). Based on the estimates of the *P–T* parameters of the formation of corundum-bearing rocks by the multi-equilibrium thermobarometry method, in the *Perple_X* 6.9.0 software package pseudo-sections were constructed in the coordinates *P–T*, *T–μ(SiO₂)*, *μ(SiO₂)–μ(Na₂O)*, *μ(SiO₂)–μ(K₂O)*, modeling the metasomatic transformation of migmatized kyanite-garnet-biotite gneisses of the Chupa sequence. It has been established that the mineral zoning of corundum-bearing rocks reflects the successive transition to the mobile state of SiO₂, Na₂O and K₂O. Desilication in the outer zones led to the formation of quartz-free associations, alkaline Na-metasomatism against the background of ongoing desilication led to the formation of associations with staurolite and plagioclase, and K₂O removal led to the replacement of biotite with calcium amphibole. Further desilication and Na-metasomatism led to the appearance of associations with corundum. This process was reflected in an increase in the sodium content in calcium amphibole, variations in the calcium content of garnet, and the plagioclase compositions remained practically constant.

Keywords: Belomorian mobile belt, corundum-bearing rocks, thermobarometry, pseudosections, metasomatism

УДК 551.21:552.11

КОЛЧЕДАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2022 г. А. М. Косарев^{а, *}, В. Н. Пучков^{а, b, **}, И. Б. Серавкин^а, Г. Т. Шафигуллина^а

^аИнститут геологии УФИЦ РАН, Уфа, Республика Башкортостан, Россия

^бИнститут геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*e-mail: amkosarev@mail.ru

**e-mail: puchkv@ufaras.ru

Поступила в редакцию 21.01.2020 г.

После доработки 16.02.2021 г.

Принята к публикации 15.05.2021 г.

По результатам петролого-геохимического изучения колчеданосных вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны и с учетом геофизических данных проведены геодинамические реконструкции с позиции тектоники плит. Установлена корреляция между значениями отношения La/Yb, концентрациями Th, Yb, TiO₂, Zr в базальтах рудных районов и объемами рудного вещества (Cu + Zn в тыс. т) в колчеданных месторождениях рудных районов, которая обнаруживает зависимость степени плавления мантийного субстрата надсубдукционного мантийного клина в формировании составов руд и объемов рудного вещества в рудно-магматической системе. Впервые сделан вывод об участии в петрогенезе колчеданосных комплексов вещества астеносферных надсубдукционных диапиров. Приведенные сведения могут быть использованы при прогнозной оценке новых площадей на колчеданное оруденение.

Ключевые слова: геодинамика, островные дуги, субдукция, геохимия, парциальное плавление, колчеданные месторождения, Урал

DOI: 10.31857/S0869590322010058

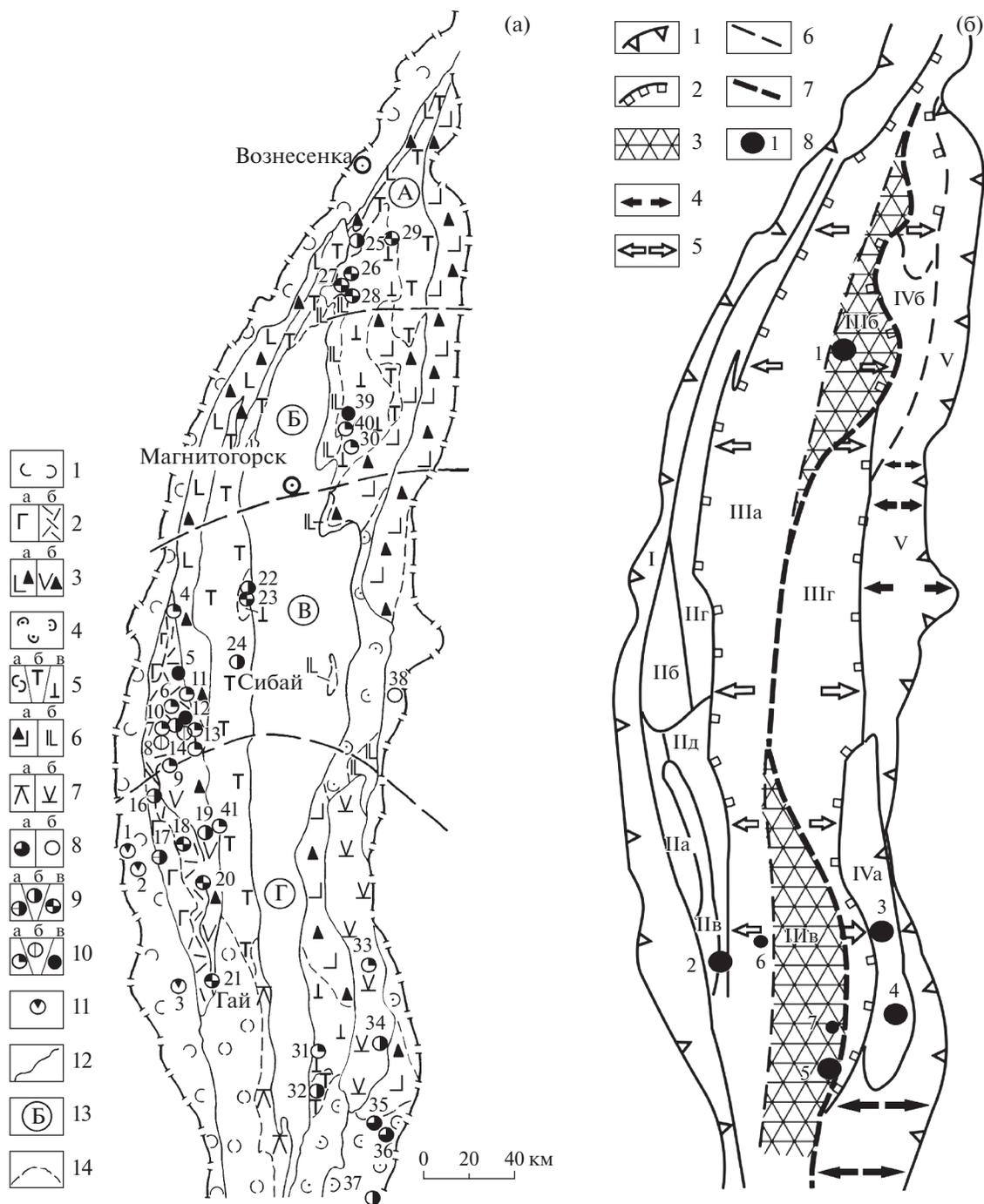
ВВЕДЕНИЕ

Магнитогорская мегазона, включающая Вознесенско-Присакмарскую, Западно-Магнитогорскую, Центрально-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую структурные зоны (рис. 1), является фрагментом Уральского подвижного пояса (Ivanov et al., 1975; Puchkov, 2017). История ее развития прослеживается от стадий континентального и океанического рифтогенеза (кембрий–ордовик–ранний силур) до островодужной (ранний–верхний девон) и коллизионной (верхний девон–пермь) стадий. Наличие датированных конодонтовой фауной разрезов (Стратиграфия и корреляция ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2010), радиологических датировок магматических комплексов (Ферштатер, 2013 и ссылки в ней), высокая геологическая и геофизическая изученность способствуют их достоверной корреляции в пределах Магнитогорской мегазоны. Магнитогорская мегазона обладает высоким потенциалом на колчеданное, золотое и железное оруденение.

Нами использовались стратиграфические и геофизические материалы при реконструкциях геодинамических обстановок, что и определяет значение настоящей работы.

Разработки моделей колчеданосных комплексов Южного Урала предпринимались неоднократно. Особенно значимыми были исследования В.И. Смирнова (1968), ученых МГУ (Палеозойский вулканизм ..., 1968; Фролова, Бурикова, 1977; Шарфман, 1989) и ЦНИГРИ (Бородаевская и др., 1977; Кривцов, 1979), уральских геологов (Серавкин, 1986; Прокин В.А. с многочисленным коллективом: Медноколчеданные ..., 1992; Масленников, 1999; Викентьев, 2004; Косарев и др., 2010).

Всесторонний анализ проблем генезиса колчеданных месторождений мира содержится в работе (Франклин и др., 1984). В этой работе приведены результаты исследований Р. Хатчинсона (Hutchinson, 1973), Дж. Фокса (Fox, 1978), связывающие выделенные ими три типа месторождений (цинково-



медный, свинцово-цинково-медный и медно-пиритовый типы) с ассоциирующими с ними типами магм. В настоящей работе использован этот же подход и для колчеданосных комплексов Магнитогорской девонской островодужной системы (Косарев и др., 2005, 2006, 2010), установлена корреляция ряда геохимических характеристик и концентраций HFSE (высокозарядных элементов) и Th в базальтах с объемами и соста-

вом руд колчеданных месторождений в рудных районах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использованы новые, ранее опубликованные, а также неопубликованные авторами химические составы пород вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны (табл. 1).

Содержания редкоземельных элементов (REE) и редких элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в химической лаборатории (ХЛ) Университета г. Гранада (Испания), рентгенофлуоресцентным методом (XRF) и ICP в ХЛ Университета г. Удина (Италия), в ХЛ ИГиГ УрО РАН методом ICP-MS на приборах ELAN 9000 и NEX ION 300 (аналитик Д.В. Киселева, г. Екатеринбург), в ХЛ ИГМ СО РАН методом ICP-MS (аналитик И.В. Николаева, г. Новосибирск), в ХЛ ВСЕГЕИ методом ICP-MS и рентгенофлуоресцентным анализом (аналитик Г.А. Олейникова, г. Санкт-Петербург), в ХЛ Музея Естественной истории ICP-AES методом (г. Лондон), в ХЛ ИГЕМ методом ICP-MS и рентгенофлуоресцентным анализом (г. Москва), нейтронно-активационным анализом в ХЛ ГЕОХИ РАН (г. Москва). Силикатный и атомно-абсорбционный анализы выполнены в ИГ УФИЦ РАН (аналитики Н.Г. Христофорова и С.А. Ягудина, г. Уфа) и ХЛ ИМин УрО РАН (г. Миасс).

МАГНИТОГОРСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ МЕГАЗОНА И ТИПЫ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магнитогорская островодужная мегазона является одной из крупнейших структур Уральского подвижного пояса. Эта мегазона характеризуется распространением раннедевонских и ордовик-силурийских толщ на крыльях структуры, а верхнедевонских и каменноугольных образований в центре структуры, определяя ее синклиновый тип.

Реконструированные элементарные вулканические пояса, благодаря работам многочисленных исследовательских коллективов (МГУ, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИГиГ УрО РАН, ИГ УФИЦ РАН, БТГУ и др.), позволяют достоверно восстанавливать геологическую историю этой мегаструктуры.

В ордовик-силурийское время проявился вулканизм океанической стадии, фрагменты разрезов которого известны в Вознесенско-Присакмарской зоне или в зоне Главного Уральского разло-

Рис. 1. (а). Схематическая структурно-металлогенетическая карта Магнитогорского мегасинклинория, по И.Б. Серавкину (1986), с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой.

(а): 1–7 – формации и комплексы: 1 – базальтовая ордовик-силурийская; 2 – базальт-риолитовая раннедевонско-эмская: а – контрастный, б – непрерывный комплексы; 3 – андезибазальтовая среднедевонско-раннеэйфельская: а – базальт-андезибазальтовый, б – гибридный базальт-андезит-риолитовый комплексы; 4 – базальтовая раннедевонская эмская; 5 – базальт-риолитовая среднедевонско-позднеэйфельско-раннеживетская: а – базальтовый, б – контрастный, в – непрерывный комплексы; ба – андезибазальтовая среднедевонская позднеэйфельско-раннеживетская; бб – базальт-андезито-базальтовая К-Na верхнедевонско-франская; 7 – базальт-андезит-риолитовая: юсинский (а) среднедевонский и джусинский (б) среднедевонско-раннеэйфельские комплексы; 8–11 – колчеданные месторождения: 8а – медноколчеданные (Домбаровский тип), 8б – цинковые (Филизчайский тип); 9 – Уральский тип: а – медно-цинковоколчеданные, $Cu > Zn$, б – цинково-медноколчеданные, $Cu < Zn$, в – цинково-медноколчеданные с полиметаллической минерализацией $Zn > Cu$; 10 – Баймакский тип: а – золото-серно-колчеданно-полиметаллические, б – золото-барит-полиметаллические, в – золото-колчеданные; 11 – Ивановский тип: кобальт-медно-цинково-колчеданные; 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка; 13 – поперечные блоки; 14 – широтные дислокации.

Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкининское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семеновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссиргужинское, 32 – Западно-Ашебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарькинское, 41 – Восточно-Подольское.

(б). Реконструкция геодинамических обстановок Магнитогорской мегазоны (Косарев А.М.), срез – поздний эмс-эйфель. I – границы Магнитогорской мегазоны; 2 – границы зоны внутридугового спрединга; 3 – фрагменты надсубдукционной зоны тыловодужной позиции; 4 – зона раннедевонского задугового субконтинентального и океанического рифтогенеза; 5 – зона позднеэйфельского внутридугового спредингового бассейна; 6 – фрагмент контура минимума теплового поля; 7 – проекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время; 8 – колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны: 1 – Александринское, 2 – Гайское, 3 – Джусинское, 4 – Барсучий Лог, 5 – Западно-Ашебутакское, 6, 7 – мелкие колчеданные месторождения и рудопроявление: 6 – Юсинское, 7 – Иссиргужинское.

Цифровые обозначения: I – Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР), II – фрагмент фронтальной и развитой островной дуги в Западно-Магнитогорской зоне; IIa – площадь распространения позднеэмского бурибайского вулканического комплекса; IIб – то же позднеэмского верхнетаналыкского комплекса Баймакского рудного района; IIв – то же верхнетаналыкского комплекса Маканско-Гайской подзоны Тубинско-Гайского палеовулканического пояса; IIг, IIд – северо-ирендыкского и южно-ирендыкского раннеэйфельских комплексов; III – область распространения карамалыташского-раннеживетского внутридугового комплекса и его возрастных аналогов; IIIа – над зоной субдукции; IIIб, IIIв – над зоной субдукции, тыловодужная обстановка, Александринская и Ашебутакско-Среднеорская площади; IIIг – область распространения карамалыташского внутридугового комплекса вне влияния зоны субдукции (субокеаническая обстановка); IV – фрагменты отщепленной (остаточной) среднедевонско-раннеэйфельской островной дуги в ВМЗ: IVa – джусинский, IVб – нижнезингейский; V – зона задугового раннедевонского спрединга.

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

Компо- ненты	Бурибайский познеэмский комплекс											Верхнетанальский позднеэмский комплекс	
	СЩ	СЩМГ	СЩ	БОН	СЩМГ	БОН	БОН		ИЩ	ИЩМГ	ИЩ	ИЩМГ	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Т-1А*	Т-2V	Т-4Б	АКТ-6V	Т-6А	Т-10В	Т-21	Т-27Б	Т-38	Т-40	Т-41	4003/ 58	4002/ 303
SiO ₂	44.75	54.0	52.8	50.9	51.5	52.54	52.5	59.38	48.54	42.28	64.98	48.98	49.6
TiO ₂	0.72	0.51	1.51	0.5	0.53	0.45	0.33	0.29	0.44	0.63	0.48	0.49	0.43
Al ₂ O ₃	17.28	16.6	16.43	13.1	14.4	14.38	11.47	10.31	13.31	13.54	17.63	16.36	17
FeO	—	7.23	12.2	10.2	8.0	9.03	8.23	6.25	7.87	8.46	3.98	6.46	5
MnO	—	0.11	0.19	0.17	—	0.16	—	0.16	0.13	0.19	0.06	0.21	0.2
MgO	4.2	8.25	2.37	10.3	9.6	9.84	14.0	9.2	6.71	8.73	1.51	8.2	6.6
CaO	6.03	3.8	4.88	8.8	8.32	7.33	6.7	7.51	12.63	13.8	1.19	5.74	6.7
Na ₂ O	5.76	5.93	6.35	3.2	5.54	3.25	2.6	3.32	3.16	3.6	8.65	2.65	4.3
K ₂ O	0.16	0.2	0.21	0.1	0.04	0.15	0.12	0.32	0.18	0.34	0.1	1.08	0.5
P ₂ O ₅	—	0.07	0.38	0.06	—	0.07	—	0.06	0.18	0.17	0.15	—	—
П.п.п.	—	3.27	—	2.5	2.92	2.58	3.5	3.04	6.68	8.28	1.48	8.23	7.7
Сумма	—	100	99.63	102.1	—	—	—	—	99.85	99.8	99.95	99.41	99.83
Mg#	—	71.1	25.75	68.95	68.19	67	75.3	73	60.14	64.78	39.78	69.52	70.08
Li	1	2.28	4.3	3.97	3.0	1.7	4.1	6.36	9.06	7.9	3.95	—	—
Rb	0.27	2.97	1.7	2.39	0.16	0.48	0.5	3.9	2.12	3.7	0.36	9.8	5.1
Cs	0.011	0.07	0.19	0.08	—	—	0.01	0.025	—	0.008	—	0.15	0.19
Be	0.16	0.65	0.47	0.3	0.054	—	0.12	0.014	0.5	0.47	0.3	—	—
Sr	100	157	141	143	125	99	229	128	142	229	210.8	131	140
Ba	20	59.2	24.2	22.5	14.4	29	20.5	21.8	15.4	21	14	118	116
Sc	30	—	—	38.5	—	—	—	—	—	—	—	—	28
V	110	179	310	239	189	211	173	132	232	245	17.2	—	286
Cr	100	71.5	35	422	—	445	791	435	254	358	—	32	—
Co	26	29.4	14.5	41.6	28	31	30	28	22	28	2.5	32	34
Ni	40	65.2	12.8	92.8	177	96	186	324	96	115	3.3	41	37
Cu	9	10.1	—	14.7	—	11	—	62	79	112	—	21	280
Zn	60	112	155.8	79.9	69	63	72	55	66	78	95	91	121
Y	13	13.2	31.5	13.6	12.2	10.6	9.2	6.3	8.0	9.34	20.27	8.2	11.4
Nb	0.6	0.86	5.6	0.57	0.75	0.74	0.72	0.38	2.2	2.3	3.3	1.07	1.32
Ta	0.07	0.09	0.51	0.07	0.23	0.22	0.1	0.04	0.22	0.27	0.29	0.089	0.078
Zr	28.7	44	71	26	24.8	22	23.9	19	44.1	45	76.8	33	52
Hf	0.9	1.39	2.04	0.94	0.67	0.63	0.63	0.49	1.2	1.27	2.17	1.03	1.55
U	0.073	0.22	0.4	0.130	0.15	0.1	0.05	0.03	0.1	0.14	0.42	0.24	0.36
Th	0.3	0.4	0.46	0.253	0.2	0.1	0.1	0.04	0.77	0.75	0.9	0.48	1.13
La	2.2	2.14	10.5	1.39	1.6	1.3	1.5	0.7	8.26	7.4	15.95	3.5	9.2
Ce	5.0	5.7	24.5	4.04	4.03	3.4	3.46	1.9	16.5	15.87	30.48	7.5	18.4
Pr	0.8	0.94	3.7	0.67	0.597	0.49	0.46	0.22	2.2	2.2	4.0	1.10	2.6
Nd	4.1	4.68	16.3	3.57	3.29	2.8	2.4	1.47	8.5	8.9	16.2	4.7	10.5
Sm	1.3	1.52	4.6	1.31	1.1	0.968	0.8	0.51	1.8	2.0	3.9	1.16	2.5
Eu	0.48	0.65	1.6	0.5	0.4	0.3	0.33	0.09	0.5	0.67	1.2	0.43	0.79
Gd	1.7	2.15	5.26	1.81	1.5	1.36	1.12	0.7	1.7	2.05	4.2	1.31	2.6
Tb	0.3	0.38	0.87	0.33	0.23	0.2	0.15	0.07	0.19	0.2	0.65	0.24	0.35
Dy	2.1	2.42	5.66	2.2	2.06	0.86	1.5	1.0	1.5	1.7	4.1	1.46	2.0
Ho	0.5	0.52	1.17	0.5	0.39	0.34	0.27	0.18	0.24	0.27	0.73	0.32	0.42
Er	1.4	1.38	3.37	1.49	1.33	1.17	0.99	0.7	0.81	0.92	2.07	0.86	1.10
Tm	0.2	0.2	0.43	0.23	0.13	0.1	0.07	0.03	0.039	0.05	0.22	0.14	0.16
Yb	1.3	1.28	2.96	1.44	1.25	1.13	0.97	0.74	0.76	0.82	1.8	0.90	0.97
Lu	0.21	0.2	0.4	0.23	0.13	0.11	0.07	0.05	0.04	0.05	0.21	0.13	0.14

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Верхнетаналыкский позднеэмский комплекс									Гайский позднеэмский комплекс			
	ИЦМГ				ИЩ		ТОДМГ			ТОД			ИЩ
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	4003/ 273	4002/ 96	4002/ 561	4002/ 19	4002/ 52	4002/ 232	097/ 5	097/ 6	097/ 7	3000/ 1164	3000/ 951	Г-14	Г-15
SiO ₂	51.25	52.81	58.0	59.97	66.79	67.31	49.88	51.68	51.96	45.42	47.18	49	65.2
TiO ₂	0.47	0.37	0.52	0.4	0.35	0.27	0.35	0.38	0.48	1.05	0.53	0.82	0.48
Al ₂ O ₃	16.68	14.53	16.2	13.28	14.42	14.89	11.63	14.11	14.21	15.4	17.48	22.25	14.34
Fe ₂ O ₃										2.12	7.74	4.78	3.28
FeO	9.45	7.72	6.4	4.09	1.76	1.58	9.6	8.24	8.76	4.13	3.09	3.18	2.55
MnO	0.375	0.16	0.14	0.25	0.1	0.05	0.14	0.17	0.13	0.36	0.55	0.04	0.03
MgO	10.63	8.0	3.6	6.22	1.6	2.25	8.14	7.76	8.26	4.48	5.31	8.2	4.8
CaO	1.32	3.08	3	6.27	4.48	0.91	8.97	5.86	6.78	10.42	4.26	1.4	1.7
Na ₂ O	0.7	2.81	4.5	2.68	5.33	4.97	2.16	3.71	4.21	5.7	2.35	5.1	5.4
K ₂ O	0.67	0.6	0.2	1.17	1.15	0.8	0.69	0.99	0.07	0.08	2.47	0.5	0.71
P ₂ O ₅	0.09	–	–	–	–	–	0.049	0.088	0.047	0.23	0.08	0.06	0.04
П.п.п.	7.2	6.92	3.3	6.83	1.57	2.46	6.68	5.25	6.83	10.14	8.28	4.82	0.6
Сумма	99.89	98.4	100.5	99.41	100.18	98.03	99.38	99.21	102.7	99.53	99.32	100.15	99.43
Mg#	66.75	64.91	50.00	72.98	61.53	71.79	60.00	62.87	62.69	56.99	49.25	66.34	62.14
Li	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	9.3	5.1	4.7	10.2	5.7	9.1	4.28	9	2	1	40.2	6.99	1
Cs	0.6	0.19	0.15	0.52	0.11	0.26				0.13	2.28	0.47	0.12
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	57	93	140	227	1566	144	82	73	160	62.1	75.7	158	95.6
Ba	87	132	91	287	120	175	160	140	210	–	–	–	–
Sc	25	–	17	–	12	10	28.6	20.4	33.6	–	–	–	–
V	350	–	247	–	77	69	–	–	–	–	–	–	–
Cr	0.0043	–	–	–	–	–	155.9	147.5	172.7	268	60.1	14.7	233
Co	42	–	37	–	13	17	28.7	24.8	24.1	27.7	38.1	8.5	4.78
Ni	44	–	32	–	19	28	82.0	–	–	107	28.6	9.61	103
Cu	53	–	78	–	12	91	120	–	–	29.4	10.3	5.12	5.55
Zn	502	–	107	–	48	48	62.0	50	–	58.8	102	111	73.2
Y	7.6	11	12.7	10.7	13.2	11.8	–	–	–	19.5	7.84	20.3	16.7
Nb	0.93	1.36	1.50	1.25	1.90	2.1	–	–	–	0.8	0.25	1.89	1.27
Ta	0.053	0.086	0.10	0.083	0.12	0.11	–	–	–	0.05	0.05	0.14	0.05
Zr	44	57	65	52	84	78	47	13	29	128	12.9	96.1	53.7
Hf	1.29	1.69	1.76	1.49	2.3	2.2	0.42	0.93	1.02	3.16	0.31	3.24	1.8
U	0.42	0.51	0.27	0.36	0.48	0.45	2.09	0.7	0.95	0.1	0.05	0.73	0.32
Th	0.75	0.98	0.71	0.74	1.05	1.04	0.069	0.4	0.84	0.12	0.17	1.15	0.74
La	2.4	5.2	5.3	6.1	6.7	3.0	1.6	1.02	1.76	4.1	1.17	5.05	4.23
Ce	5.0	10.9	11.3	12.2	13.3	6.6	3.9	2.88	4.7	14.5	2.08	15.7	11.1
Pr	0.73	1.58	1.71	1.71	1.83	0.96	0.58	0.47	0.74	2.25	0.38	2.05	1.43
Nd	3.0	6.0	7.2	7.0	7.5	4.2	2.95	2.63	4.02	11.1	2.09	9.95	6.63
Sm	0.81	1.66	2.0	1.73	1.88	1.28	0.97	0.97	1.46	2.73	0.89	2.55	1.8
Eu	0.23	0.46	0.55	0.53	0.55	0.33	0.39	0.58	0.8	1.13	0.38	0.83	0.61
Gd	0.87	1.90	2.0	2.0	1.98	1.53	1.38	1.42	1.86	3.22	0.92	2.98	2.4
Tb	0.16	0.32	0.35	0.32	0.35	0.29	0.22	0.23	0.27	0.57	0.18	0.57	0.44
Dy	1.08	1.74	2.1	1.81	2.2	1.95	1.36	1.39	1.53	3.42	1.24	3.47	2.67
Ho	0.27	0.39	0.45	0.39	0.48	0.45	0.33	0.33	0.34	0.71	0.28	0.83	0.67
Er	0.81	1.10	1.23	1.10	1.34	1.30	0.92	0.92	0.86	1.95	0.78	2.38	1.87
Tm	0.13	0.16	0.19	0.16	0.22	0.21	0.15	0.15	0.13	0.28	0.11	0.39	0.32
Yb	0.86	0.99	1.18	1.00	1.43	1.42	0.83	0.81	0.64	1.88	0.72	2.51	2.22
Lu	0.13	0.15	0.18	0.15	0.21	0.22	0.14	0.14	0.1	0.28	0.12	0.42	0.32

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Гайский позднэемский комплекс				Северо-Ирендыкский раннэйфельский комплекс					Южно-Ирендыкский раннэйфельский комплекс			
	ИЩ				Т		ПТИЩ	СЩ	Т	Т			ИЩГЛ
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	Г-16	3000/ 1389	Г-17	3000/ 225	80/101	87/127	054/1	050/1	67с	АК48С	АК-108	П-637/ 342	77
SiO ₂	66.1	70.64	71.2	71.94	46.92	46.87	50.96	55.79	56.1	56.92	52.69	47.83	49.9
TiO ₂	0.36	0.41	0.6	0.25	0.55	0.28	0.48	0.64	0.13	0.36	0.51	0.37	0.62
Al ₂ O ₃	14.86	13.47	11.95	12.8	16.22	13.59	18.95	17.38	10.3	17.07	16.87	14.16	17.1
Fe ₂ O ₃	3.63	3.36	6.32	1.59									
FeO	2.38	1.22	1.18	1.44	10.17	10.71	8.17	9.64	7.8	6.74	9.10	12.61	10.55
MnO	0.03	0.04	0.01	0.05	0.13	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.159	0.17
MgO	2.6	0.61	1.5	2.91	7.9	12.9	5.3	4.86	10.2	3.62	4.90	7.5	4.33
CaO	3.69	1.4	0.28	0.56	11.73	6.43	7.07	2.04	8.52	10.92	12.56	4.64	8.43
Na ₂ O	4.05	7.09	0.35	4.28	2.34	1.5	1.5	6.48	2.7	3.95	2.27	4.4	4.02
K ₂ O	0.8	0.06	2.2	0.83	0.09	0.8	1.75	0.21	0.28	0.13	0.03	1.26	0.82
P ₂ O ₅	0.06	0.1	0.03	0.04	0.09	0.104	0.06	0.49	0.02	0.11	0.14	0.055	0.16
П.п.п.	0.6	1.04	5.08	2.66	4.66	4.07	7.81	2.51	3.68	—	—	6.9	4.34
Сумма	99.16	99.44	100.7	99.35	100.8	97.0	102.24	100.21	99.8	99.96	99.22	99.88	99.97
Mg#	46.10	20.27	28.24	65.45	58.0	68.23	53.66	47.24	69.9	53.69	53.75	51.5	42.35
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.32	30.02	—	—
Rb	1	1	13.4	9.39	2	12	18	5	—	5.02	2.46	48	16
Cs	0.05	0.05	0.32	0.22	—	—	—	—	1.07	0.15	0.13	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.69	0.45	—	—
Sr	151	39	43	28.4	69	181	164	335	290	41	37.0	254	275
Ba	—	—	—	—	38	369	376	278	105	22.8	56.9	—	440
Sc	—	—	—	—	34	35	33	17	51.7	33.1	45.3	33	37
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	282	319	385	—
Cr	19.6	44.1	23.8	46.4	121	459	57	17	280	46.0	112	256	27
Co	2.32	3.39	11.2	4.89	45	45	30	32	43	18.1	27.3	37	40
Ni	12.2	15.8	13.6	19.7	38	143	25	3	136	22.3	29.9	48	40
Cu	35.4	8.13	45.7	9.12	58	108	76	90	55	110	509	54	50
Zn	41.3	42.2	24.6	29.7	85	80	86	97	26	54.3	201	116	90
Y	20.7	19.7	10.7	14.7	15	16	23	39	—	13.6	7.89	19	—
Nb	0.96	1.72	0.89	2.15	5	4	4	13	—	0.3	0.27	3	—
Ta	0.05	0.05	0.05	0.12	—	—	—	—	—	0.03	0.03	—	—
Zr	40.3	83.5	45.8	93.5	47	55	54	124	73	12	6	33	131
Hf	1.63	2.56	1.63	2.9	1.06	0.83	1.13	1.6	0.34	0.7	0.37	—	0.7
U	0.32	0.37	0.63	0.88	0.71	0.9	1.04	1.65	—	0.223	0.612	0.21	0.8
Th	0.61	0.76	0.66	1.37	1.33	0.35	0.78	4.4	—	0.267	0.2	0.08	3.16
La	8.35	5.85	3.63	6.33	0.8	10.8	3.94	25.5	1.02	1.9	1.66	1.41	14.4
Ce	18.5	13.8	8.38	14.2	2.76	20.1	9.3	49.0	2.7	4.72	3.84	2.29	27.7
Pr	2.28	2.09	1.19	1.81	0.58	2.27	1.26	5.58	0.4	0.79	0.59	0.48	3.13
Nd	10.4	9.91	5.64	7.67	3.99	8.8	5.52	22.3	2.21	3.84	2.88	2.69	12.0
Sm	2.78	2.51	1.52	1.98	1.96	2.26	1.7	5.57	0.74	1.27	0.99	0.82	3.17
Eu	0.67	0.75	0.37	0.53	0.48	1.41	0.92	0.97	0.034	0.4	0.46	0.25	0.063
Gd	3.29	3.03	1.58	2.19	2.85	3.39	2.72	7.02	1.32	1.72	1.19	1.31	3.89
Tb	0.51	0.52	0.25	0.37	0.46	0.54	0.46	1.08	0.22	0.31	0.21	0.24	0.54
Dy	3.26	3.5	1.83	2.49	2.74	3.28	2.89	6.2	1.5	2.1	1.39	1.78	2.88
Ho	0.71	0.72	0.43	0.51	0.63	0.76	0.69	1.35	0.38	0.47	0.3	0.47	0.59
Er	2.04	2.12	1.03	1.44	1.78	2.23	2.11	3.78	1.2	1.42	0.84	1.46	1.5
Tm	0.31	0.35	0.16	0.22	0.27	0.35	0.35	0.53	0.2	0.22	0.13	0.22	0.21
Yb	2.04	2.32	1.21	1.7	1.5	1.87	1.9	2.83	1.24	1.42	0.81	1.72	1.09
Lu	0.31	0.36	0.18	0.29	0.26	0.35	0.37	0.47	0.23	0.23	0.13	0.26	0.17

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Южно-Ирендыкский ранне-эйфельский комплекс		Джусинский раннеэйфельский комплекс				Карамалыташский позднеэйфельский копмлекс						
	СЩ	СЩ	Т	СЩ	СЩ	СЩ	Т				ПТСЩ	СЩ	Т
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
	12470/1	Ку-19/3	20/ 184.5	20/ 197.5	Ку - 8	СД-10-59/1	97/16	97/18	016/2	019/3	Ю-27	КП-315а	КП-315б
SiO ₂	72.64	48.3	50.1	50.44	67.2	72	50.6	52.5	49.97	47.38	51.34	52.62	52.75
TiO ₂	0.6	1.11	0.97	1.15	0.6	0.5	0.46	0.42	0.5	0.46	0.78	0.84	0.72
Al ₂ O ₃	14.85	15.52	15.5	16.99	13.9	13.8	14.8	15.69	14.45	14.43	15.92	18.86	16.45
FeO	3.22	10.8	9.0	10.8	4.32	0.71	12.3	10.47	14.2	14.77	12.15	13.72	11.57
MnO	0.08	0.23	0.36	0.2	0.03	0.07	0.16	0.15	0.12	0.18	0.16	0.24	0.21
MgO	0.48	5.6	8	7.2	1.6	0.5	6.07	6.87	7.23	10.22	5.2	4.97	3.70
CaO	0.97	5.68	1.96	6.57	1.13	1.2	9.07	9.2	5.28	5.13	5.69	1.69	8.81
Na ₂ O	4.64	3.6	1.35	4.35	3.4	5.45	1.35	1.4	2.67	2.52	3.97	5.58	1.75
K ₂ O	3.86	2.08	0.03	1.08	5	2.92	0.12	1.5	1.39	0.26	0.8	0.70	1.83
P ₂ O ₅	0.068	0.22	0.11	0.12	0.14	0.18	0.03	0.06	0.085	0.03	0.08	0.19	0.20
П.п.п.	0.3	6.02	—	—	1.52	1.48	5.23	1.6	4.0	4.6	4.00	3.89	5.64
Сумма	101.7	100.36	87.38	98.9	99.32	99.84	100.2	100.1	99.89	99.99	99.6	99.41	99.28
Mg#	21.4	48.1	61.3	54.4	40.0	10.8	51.5	58.6	47.62	55.12	48.16	43.88	38.31
Li	—	—	—	—	—	—	27.1	20.1	—	—	16.8	16.3	12.3
Rb	6	20.6	—	—	83.3	53.7	2.07	24.1	14.0	9.0	10.9	14.2	37.3
Cs	—	—	—	—	—	—	0.49	0.55	—	—	1.23	0.59	0.78
Be	—	—	—	—	—	—	0.43	0.41	—	—	0.56	0.49	1.07
Sr	215	249.0	490.0	100.0	81.1	101	138	395	77.0	49.0	341	144	93.0
Ba	2413	1290	170.0	33.0	—	428	21.6	106	84.0	44.0	185	395	453
Sc	10	—	35.1	43.9	10.9	—	56.4	46.5	39.0	33.0	46.2	30.4	24.2
V	17	—	—	—	—	—	409	276	339	344	317	131	227
Cr	23	112	17.0	75.7	31	18.1	58.6	126	60.0	53.0	66.9	312	797
Co	17	25.3	34.0	33.7	4.34	1.33	43	38.2	38.0	58.0	32.3	38.1	24.1
Ni	16	49.9	50.0	50.0	20.8	11.9	38	54	44.0	47	17.2	48.6	79.5
Cu	20	50.1	—	—	59.1	7.16	142	99.7	40.0	346	128	443	122
Zn	92	229.0	160	210	53.2	38.2	75.4	69.0	91.0	125	211	418	230
Y	28	22.8	—	—	20.4	27.7	9.66	12.0	15.0	—	19.1	24.9	25.6
Nb	12	1.77	—	—	4.82	11.0	0.18	0.2	1.0	4.0	1.33	3.59	2.10
Ta	—	—	0.23	0.76	—	—	0.02	0.02	—	—	0.02	1.21	0.17
Zr	172	66.5	65.0	105.0	114.0	355.0	20.0	28.0	43.0	17.0	41.0	50.0	57.0
Hf	—	—	—	—	—	—	0.36	0.63	—	—	1.37	1.60	1.87
U	0.19	0.64	1.6	1.611	2.2	—	0.047	0.212	0.13	0.07	0.173	0.361	0.782
Th	0.11	1.61	1.93	1.99	5.09	—	0.125	0.207	0.08	0.09	0.145	0.686	1.658
La	30.1	6.9	5.93	6.24	10.9	30.9	0.41	1.15	1.47	0.96	1.69	2.85	6.05
Ce	60.1	16.3	13.5	15.5	29	63	1.29	3.27	3.68	2.78	4.89	7.73	14.22
Pr	7.56	2.2	1.79	2.22	3.47	6.72	0.23	0.51	0.66	0.46	0.89	1.26	2.12
Nd	30	11.2	7.99	10.4	15.8	25.6	1.44	2.77	3.65	2.69	4.69	6.60	9.88
Sm	6.23	3.07	2.46	3.43	3.26	4.54	0.58	0.99	1.45	1.03	1.78	2.51	2.99
Eu	1.33	1.21	0.47	1.49	0.81	1.45	0.28	0.44	0.24	0.38	0.67	0.55	0.68
Gd	5.35	3.49	3.2	4.43	3.49	3.83	1.01	1.57	2.21	1.66	2.48	3.31	3.77
Tb	0.84	0.65	0.47	0.63	0.53	0.6	0.22	0.28	0.38	0.29	0.48	0.62	0.63
Dy	4.98	3.96	2.61	3.48	3.37	4.09	1.54	1.96	2.61	2.09	3.07	4.20	4.08
Ho	0.97	0.83	0.56	0.71	0.71	0.86	0.36	0.45	0.59	0.44	0.71	0.96	0.90
Er	2.85	2.41	1.4	1.86	2.11	2.87	1.08	1.29	1.6	1.41	2.03	2.72	2.68
Tm	0.4	0.37	0.2	0.26	0.35	—	0.18	0.21	0.21	0.21	0.33	0.42	0.39
Yb	2.74	2.39	1.05	1.31	2.27	—	1.16	1.28	1.46	1.47	2.07	2.63	2.44
Lu	0.4	0.35	0.17	0.2	0.37	—	0.18	0.2	0.21	0.24	0.34	0.40	0.38

Примечание. Прочерк — не определялся. Mg# = MgO/(MgO + FeO), моль. %. №№ п/п 2, 4, 36, 37, 46, 47, 50, 51, 52 — ICP-MS метод в ХЛ Университет г. Гранада (Испания), рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) и ICP в ХЛ Университет г. Удина (Италия) (Spadea et al., 2002); №№ п/п 3, 5–11 — ICP-AES метод в ХЛ Музей Естественной истории (г. Лондон); №№ п/п 12–19 — ICP-MS метод в ХЛ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); №№ п/п 20–22, 31–34 (REE) — нейтронно-активационный анализ в ХЛ ГЕОХИ РАН (г. Москва); №№ п/п 23–30, 41, 44 — ICP-MS метод и рентгенофлуоресцентный анализ в ХЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург); №№ п/п 31–34 (редкие элементы), 35, 38–40, 48, 49 — ICP-MS метод и рентгенофлуоресцентный анализ в ХЛ ИГЕМ РАН (г. Москва); № п/п 1 — ICP-MS метод в ХЛ ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург). *Бурибайский позднемезозойский комплекс* (№№ п/п): 1 — базальты, 2, 3 — долерито-базальты, 4–6 — базальты магнезиальные, 7, 8 — бонинитовые вариолиты, 9, 10 — базальты (оливин)-пироксен-плаггиофировые, 11 — трахидацит; *верхнетаналыкский позднемезозойский комплекс*: 12–15 — базальты; 16, 17 — андезиты; 18, 19 — дациты; 20–22 — базальты; *гайский позднемезозойский комплекс*: 23–25 — базальты, 26, 27 — дациты, 28–30 — риодациты; *северо-ирендыкский раннеэйфельский комплекс*: 31–33 — базальты пироксен-плаггиофировые, 32 — базальт (оливин)-пироксенпорфировый, 34 — трахиандезитбазальт, 35 — андезитбазальт пироксенпорфировый; *южно-ирендыкский раннеэйфельский комплекс*: 36 — андезит пироксен-плаггиофировый, 37–38 — пиллоу-базальты микропорфировые пироксен-плаггиоклазовые, 39 — базальт обильноплаггиоклазовый с пироксеном, 40 — трахириодацит; *джусинский раннеэйфельский комплекс*: 41–43 — вулканы основного состава месторождения Барсучий Лог и Карабутахской антиклинали, 44–45 — вулканы кислого состава; *карамалыташский позднеэйфельский комплекс*: 46–52 — базальты. Серии: Т — толеитовая; СЩ — субщелочная; ПТСЩ — переходная от толеитовой к субщелочной; ИЩПГ — известково-щелочная глиноземистая; ИЩ — известково-щелочная; ТОД — толеитовая островодужная; СЩМГ — субщелочная магнезиальная; БОН — бонинитовая; ИЩМГ — известково-щелочная магнезиальная; ТОДМГ — толеитовая островодужная магнезиальная.

* Номер пробы.

ма (ГУР). Здесь океанические базальты ордовик-силурийского возраста N- и E-MORB типов ассоциируют с серпентинитами, интрузивными породами, вулканитами, вулканогенно-осадочными и известковистыми породами девонского и каменноугольного возраста (Фролова, Бурикова, 1977; Перфильев, 1979; Вулканизм ..., 1992; Пучков, 2000, 2010; История ..., 1984; Spadea et al., 2002 и ссылки в них).

По нашим данным, в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны (или ГУР) расположен ранее не выделявшийся раннедевонский интрузивно-вулканический пояс, который фрагментарно прослеживается от широты г. Орска до дер. Вознесенки и севернее более чем на 400 км (рис. 1). Мощность пород этого пояса варьирует от 100 м (и менее) до 800 м. В его составе постоянно присутствуют серпентинитокластовые, габбро-обломочные и кремнисто-обломочные эдафогенные брекчии, конглобрекчии, песчаники. Выше залегают раннедевонские эффузивные базальты бонинитовой и толеитовой островодужной серий. В серпентинитокластовых эдафогенных брекчиях залегают многочисленные мелкие месторождения Со—Си-колчеданного типа (Ивановское, Ишкининское, Васильевское, Кизникеевское и др.). В рудных полях присутствуют также интрузивные породы габбро-диорит-плаггиогранитного состава.

Вознесенско-Присакмарская зона серпентинитового меланжа вместе с максютовским высокобарическим комплексом, распространенным западнее в антиформе Уралтау, представляют собой аккреционную призму, интерпретируемую в качестве реликта девонской зоны субдукции восточного падения (Пучков, 2010 и ссылки в ней). К востоку от Вознесенско-Присакмарской зоны располагаются три подзоны Магнитогорской мегазоны: Западно-Магнитогорская (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорская (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорская (ВМЗ).

Западно-Магнитогорская подзона имеет протяженность с запада на восток от 15 до 35 км, сложена вулканитами и вулканогенно-осадочными породами баймак-бурибайской, ирендыкской, карамалыташской (ярлыкаповской) и улутауской свит. Баймак-бурибаевская позднеэмсская свита имеет суммарную мощность до 1800 м и более. В нижней подсвите (бурибайский комплекс) в средней толще преобладают вулканиты бонинитовой серии, в нижней толще присутствуют субщелочные островодужные натриевые базальты, а в верхней толще кислые эффузивные породы и оливин-пироксен-(плаггиоклаз) порфиоровые базальты известково-щелочной серии. Верхнюю подсвиту (верхнетаналыкский комплекс) мощностью до 1000 м и более слагает базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитовая вулканическая

ассоциация магнезиальной известково-щелочной серии гомодромного типа (баймакский комплекс). Южнее на Макан-Октябрьском и Гайском рудных полях в соответствующих комплексах присутствуют пачки и толщи толеитовых островодужных базальтов (см. табл. 1).

Баймак-бурибаевская свита перекрывается вулканитами ирендыкской свиты раннеэйфельского возраста. В составе этой свиты выделяются северо-ирендыкский базальт-андезибазальтовый комплекс толеитовой островодужной и известково-щелочной петрохимических серий и южно-ирендыкский комплекс базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риодацитовый толеитовой, известково-щелочной и переходной от толеитовой к известково-щелочной серий, а также переходной от известково-щелочной к субщелочной (трахидацитовой) серии. Кварцевые андезибазальты и андезиты возникли в результате смешения базальтового расплава с частично раскристаллизованным кислым расплавом. Разрез Западно-Магнитогорской подзоны завершается ритмично-слоистой терригенно-тефроидной улутауской свитой живетского возраста с ярлыкаповским горизонтом яшмидов позднеэйфельского возраста в основании. Ярлыкаповский горизонт яшм сургучно-красного цвета является фацией карамалыташской позднеэйфельской свиты, которая присутствует в разрезах восточной части ЗМЗ.

Базальты карамалыташской свиты принадлежат к толеитовой островодужной серии. За пределами рудных полей, в безрудных зонах базальты представлены умеренно-титанистыми (TiO_2 до 1.38–2.3 мас. %) толеитовыми базальтами, иногда умеренно-щелочными породами, сохраняющими толеитовые химические характеристики. Некоторые из этих базальтов на диаграмме Дж. Пирса (Pearce, 2008) в координатах Nb/Yb—Th/Yb располагаются в поле N-MORB—ORB океанических базальтов.

Центрально-Магнитогорская подзона соответствует осевому фрагменту мегасинклинали. В самой широкой части она достигает 40 км, замыкаясь на севере и сужаясь до 5 км на юге, в полосе, сложенной известняками, Казахской части Урала. Вулканические породы выделены в березовскую и греховскую свиты. Среди вулканических пород преобладают умеренно-титанистые базальты с островодужными, реже внутриплитными геохимическими характеристиками, умеренно-щелочной, реже известково-щелочной, серии. Кислые породы подразделяются на натровые и калиево-натриевые типы (Фролова, Бурикова, 1977). Осадочные породы представлены известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами. Среди вулканокластических пород распространены вулканические брекчии, туфы и гиалокластиты.

Восточно-Магнитогорская подзона по объему соответствует восточному крылу Магнитогорского мегасинклинория (синформы). На западе ее граница проходит в основном по контакту каменноугольных отложений с более древними среднедевонскими или верхнедевонскими отложениями. Восточная граница ВМЗ проходит по системе сдвиго-надвиговых структур в области сочленения ВМЗ с Восточно-Уральским поднятием. По нашему мнению (Вулканизм ..., 1992), ВМЗ не является самостоятельным вулканическим поясом, так как возникла в среднедевонское (конец раннего эйфеля) время в связи с расщеплением Ирландской (развитой) островной дуги и формированием тыловой островодужной структуры. Раннеэйфельские отложения, представленные вулканитами сукраковского (на западе) и джусинского (на востоке) комплексов шошонитовой серии, сочетающихся преимущественно с породами известково-щелочной серии, содержат однотипные колчеданные барит-полиметаллические руды. В зоне внутридугового спрединга в позднеэйфельское время сформировался позднеэйфельский колчеданосный карамалыташско-шуулдакский вулканический комплекс и его возрастные аналоги (учалинский, верхнеуральский, александринский, ащебутакский комплексы).

В среднедевонское фран-фаменское время в ВМЗ сформировались вулканические комплексы известково-щелочной и шошонитовой серий (шелудивогорский комплекс). На отдельных участках ВМЗ (Амурский участок) среднедевонские (фран) вулканогенные толщи содержат стратиформную цинковую сульфидную минерализацию и перекрываются толщей высокотитанистых базальтов раннекаменноугольного возраста.

Следует отметить, что в процессе расщепления Ирландской раннеэйфельской островной дуги в ее тыловой части оказались и более древние вулканогенные комплексы. К ним относятся: 1) джаилганский комплекс высокотитанистых умеренно-щелочных базальтов среднедевонского возраста в составе среднедевонской тюлькубайской вулканогенно-осадочной толщи; 2) киембаевский колчеданосный среднедевонский комплекс, вмещающий месторождения Летнее, Осеннее и др. ($Cu \gg Zn$), сложенный умеренно-титанистыми базальтами (TiO_2 1.1–2.8 мас. %), близкими к N-MORB, обладающими повышенными концентрациями LILE (литофильных элементов), определяющими наличие островодужного типа (Вулканизм ..., 1992); 3) наряду с джусинским шошонитовым вулканическим комплексом раннеэйфельского возраста, в ВМЗ присутствует разновозрастный джусинско-мюльзингейский вулканический комплекс известково-щелочной серии. Эти сведения свидетельствуют о том, что только в позднеэйфельское время единая Ирландская островная развитая дуга была расщеплена на ЗМЗ и ВМЗ.

Вулканические комплексы с колчеданным оруденением входят в состав реконструированных нами палеовулканических зон, среди которых в Магнитогорской мегазоне выделены следующие (с запада на восток) (рис. 1) (Палеозойский ..., 1968; Шарфман, 1989; Вулканизм ..., 1992): 1) Вознесенско-Присакмарская зона аккреции и серпентинитового меланжа Главного Уральского разлома, содержащая вулканиты раннедевонского возраста с $Co-Cu$ -колчеданным оруденением; 2) фронтальная островная дуга раннедевонского–позднеэмского возраста – (Тубинско-Гайский пояс) с оруденением $Cu > Zn$ (бурибайский, гайский, макан-октябрьский комплексы) и с Au -колчеданно-полиметаллическим оруденением (баймакский комплекс); 3) развитая (Ирландская) островная дуга среднедевонского раннеэйфельского возраста ирландской свиты, толщи с первой по четвертую с оруденением $Cu > Zn$ (подольский комплекс) и с барит-полиметаллическим оруденением, восточно-подольский (сукраковский) комплекс раннеэйфельского возраста ирландской свиты, пятая толща; 4) зона внутридугового спрединга с оруденением $Zn > Cu$, карамалыташский комплекс среднедевонского позднеэйфельского возраста и его возрастные аналоги (верхнеуральский и александринский комплексы), вмещающие оруденение с полиметаллическим уклоном; 5) остаточная тыловая (отщепленная) островная дуга с барит-полиметаллическим оруденением (джусинский комплекс, среднедевонско-раннеэйфельского возраста); 6) зона задугового спрединга с существенно медным ($Cu > Zn$) оруденением (домбаровский комплекс, раннедевонского позднеэмского возраста).

МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ПРОДУЦИРУЮЩИХ КОЛЧЕДАНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЕ

Основными причинами развития вулканизма и колчеданного оруденения в Магнитогорской мегазоне были процессы субдукции раннепалеозойской океанической плиты и формирование позднеэйфельской спрединговой зоны, нарушившей созданную ранее субдукционную зональность. Погружение литосферной плиты в верхнюю мантию формировало градиентную по $P-T$ условиям структурную зону, в пределах которой происходили взаимосвязанные геологические процессы: растяжение в верхней мантии и сжатие в субдукционной плите (слэбе), обусловившее дегидратацию водосодержащих минералов пород слэба, формировавших субдукционные, богатые H_2O флюиды, мигрировавшие в мантийный клин. Приток этих флюидов способствовал началу процесса парциального плавления перидотитов мантийного клина. Главным же результатом было об-

разование флюидно-магматического мантийного диапира, поднимающегося к границе кора–верхняя мантия (Авдейко и др., 2006; Богатилов и др., 2010; Косарев и др., 2014; Рингвуд, 1981; Bailey et al., 1989; Tatsumi et al., 1986).

С учетом конкретного геологического строения и геодинамических реконструкций в отдельных рудных районах и рудных полях на Южном Урале нами были выделены шесть типов моделей рудномагматических систем:

1) ивановский тип, который сформировался в пределах Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны (или ГУР) в раннем девоне на островодужном склоне глубоководного желоба в области накопления эдафогенных серпентинитокластовых брекчий и проявления толеитового и бонинитового вулканизма;

2) модель фронтальной надсубдукционной зоны, включающей бурибайский палеовулканический комплекс раннедевонского позднеэмского возраста с Юбилейным и Бурибайским колчеданными месторождениями и верхнетаналыкский комплекс позднеэмского возраста, перекрывающий бурибайский и слагающий Тубинско-Гайский колчеданоносный пояс, включающий Баймакский рудный район, Макан-Октябрьское рудное поле и Гайский рудный район;

3) модель развитой надсубдукционной зоны среднедевонской раннеэйфельской, ирендыкской островной дуги, включающей Подольское рудное поле, состоящее из нескольких Cu–Zn-колчеданных месторождений и рудопроявлений;

4) модель тыловой надсубдукционной зоны, в Западно-Магнитогорской зоне, включающей Восточно-Подольское рудное поле раннеэйфельского возраста, пятая толща ирендыкской свиты, а в Восточно-Магнитогорской мегазоне представленной рудными полями Барсучий Лог и Джусинским того же раннеэйфельского возраста;

5) модель Домбаровской задуговой спрединговой зоны, представленной Летним и Осенним и другими рудными полями с вулканитами раннедевонского позднеэмского возраста киембаевской свиты с Cu–Zn-колчеданными месторождениями;

6) модель внутридуговой спредингово-рифтовой и надсубдукционной карамалыташско-шуудакской зоны среднедевонского позднеэйфельского возраста с оруденением $Zn > Cu$.

Реконструированная в обобщенном виде схематическая колчеданообразующая рудно-магматическая система в своей эволюции имеет четко выраженный следующий стадийный характер: 1) дегидратация пород погружающейся субдукционной плиты и формирование субдукционного водного флюида, который мигрирует в мантийный клин; 2) разрыв слэба, внедрение астеносферного диапира; 3) выплавление магм надсуб-

дукционного типа из ультрабазитов мантийного клина при участии субдукционных флюидов, экстракция из ультрабазитов мантийного клина рудогенных элементов; 4) подъем магм и флюидов мантийного диапира с образованием в краевой части последнего горблендитов, обогащенных Cu; 5) достижение мантийным диапиром уровня МОХО–нижняя кора, андерплейтинг надсубдукционных магм; 6) повышение температуры в области подслаивания магм в нижней коре, наращивание ее мощности снизу; 7) выплавление из амфиболизированных базитов кислых магм (Трондьемиты ..., 1983; Ходоревская, 2017) с флюидными включениями в кварце кислых пород, обогащенных Cu, Zn, Pb, Ba, Sn, B, Au, Ag (Викентьев и др., 2012); 8) миграция магм и флюидов в кору, образование цепочек габбро-диорит-плагиогранитных интрузий; 9) формирование рецеклинговой придонной гидротермально-метасоматической ячейки и отложение колчеданных рудных залежей, изотопный состав серы в сульфидах которых указывает на преобладание мантийного источника (Медноколчеданные ..., 1992).

Модель колчеданоносной системы ивановского типа

Колчеданное оруденение ивановского типа известно в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, представляющей аккретированный склон островной дуги, обращенный в сторону желоба. Оно представлено мелкими месторождениями Co–Cu-колчеданных руд (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское месторождения). Эти руды ассоциируют с базальтами толеитовой островодужной и бонинитовой серий (ранний девон), а залегают чаще всего ниже базальтов в осадочных эдафогенных брекчиях серпентинизированных гарцбургитов (Зайков и др., 2001, 2009; Косарев и др., 2005; Jonas, 2004). По соотношениям $Yb-La/Yb$ в базальтах степень плавления шпинелевого лерцолита составляет 20–30%.

Ассоциация серпентинито-обломочных, габбро-диорит-обломочных и кремнисто-обломочных эдафогенных брекчий, конглобрекчий, гравелитов и песчаников характеризует фации склона глубоководного желоба фронтальной островной дуги (Мурдмаа, 1986) и разрез эмской раннеостроводужной баймак-бурибаевской базальт-андезибазальт (бонинит)-риодацитово-формации. По всей площади Вознесенско-Присакмарской зоны от Карагайкульского рудопроявления на севере Учалинского района до Ишкининского рудного поля в Оренбургской области на юге, пачка серпентинитовых брекчий и эффузивных базальтов ассоциирует с Co–Cu-колчеданными мелкими рудными залежами, представляя самый ранний в Магнитогорской мегазоне этап колчеданообразования. Общепринятыми являются представления

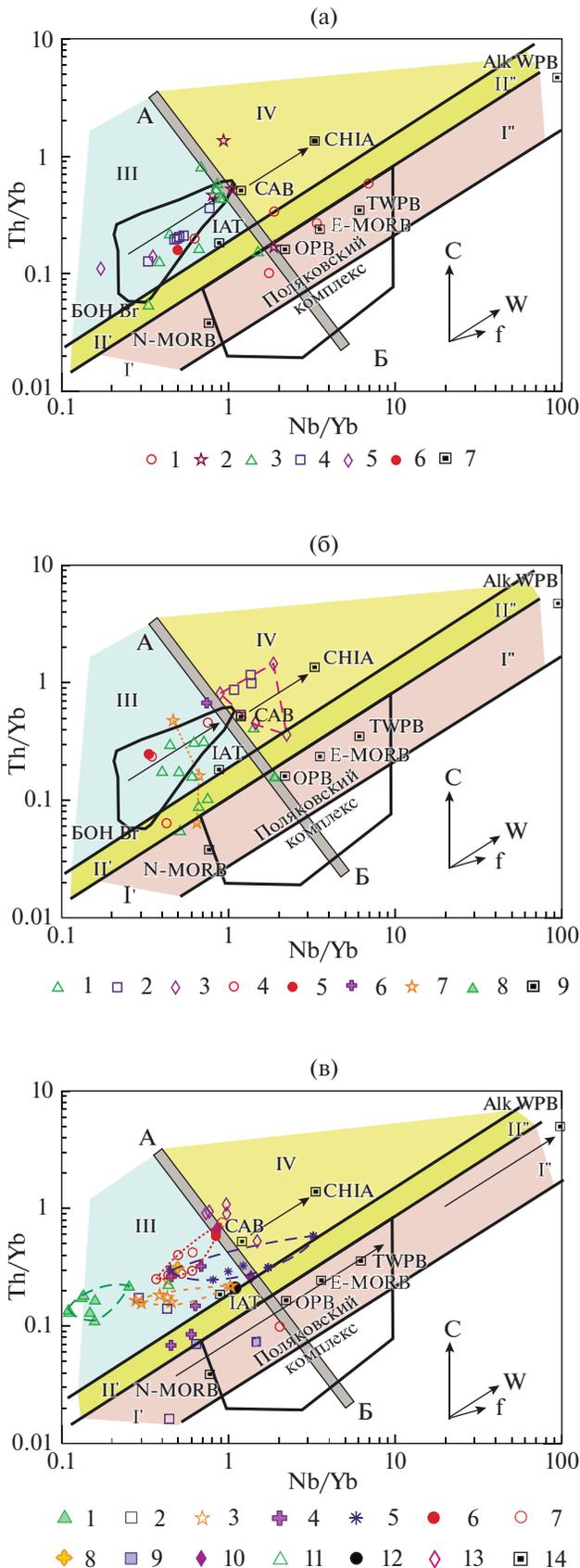


Рис. 2. Соотношение Nb/Yb и Th/Yb (Pearce, 2008; Ферштатер, 2013) в основных породах колчеданосных и безрудных вулканических комплексов Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны.

(а) – комплексы раннедевонского позднеэмского возраста. Комплексы Вознесенско-Присакмарской зоны: 1 – чингизовский, 2 – вознесенский (гора Озерная), 3 – ишкининский, 4 – ивановский, 5 – дергамышский, 6 – олиостромовая толща Ишкининского рудного поля, 7 – стандартные составы базальтов разных геодинамических обстановок: N-MORB – нормальные толеитовые базальты COX, E-MORB – обогащенные базальты COX, IAT – толеитовые базальты островных дуг, BOH Bg – бонинитовая серия бурибайского комплекса, CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, CHIA – шошонитовая серия островных дуг, OPB – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты, Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты, I'–I'' – базальты N-MORB–внутриплитные (Alk WPB), II'–II'' – переходные базальты от океанических и WPB к островодужным, III – островодужные базальты на коре океанического типа, IV – островодужные базальты на мощной коре островодужного и континентального типов, AB – линия, разделяющая океанический и континентальный сектор;

(б) – комплексы позднеэмско-раннеэйфельского возраста: 1 – бурибайский, 2 – баймакский, 3 – макан-октябрьский, 4 – гайский, 5 – подольский, 6 – джусинско-восточно-подольский, 7 – домбаровский, 8 – умеренно-титанистый базальт, br₁, 9 – стандартные составы базальтов разных геодинамических обстановок;

(в) – комплексы карамалыташской свиты: 1 – карамалыташский, Карамалыташская антиклиналь, 2 – сибайский, 3 – бакр-узакский, 4 – учалинский, 5 – курпалинский, 6 – верхнеуральский, 7 – александринский, 8 – ащebutакский, 9 – юлдашевский, 10 – савельевско-калиновский, 11 – репинский, 12 – кульбердинский, 13 – большекумакский, 14 – стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок.

На каждом рисунке (2а, 2б, 2в) свои условные знаки и свои выборки. На рис. 2б жирной линией выделен контур поля бонинитовых базальтов и бонинитов бурибайского комплекса (это опорная стандартная выборка вулканитов бонинитовой серии в Магнитогорской зоне).

На рис. 2а, как и на рис. 2б, жирной линией выделен контур поля вулканитов бонинитовой серии бурибайского комплекса, а частные анализы (1–6) характеризуют бонинит-толеитовые комплексы (возрастные аналоги бурибайского комплекса) в Вознесенско-Присакмарской (или ГУР) зоне.

о заимствовании Co и Ni рудных тел из рудовмещающих серпентинитокластовых пород и подстилающих ультрабазитов (Зайков и др., 2009).

Базальты ивановского комплекса Ивановского рудного поля имеют следующие петрохимические характеристики (мас. %): TiO₂ 0.38–0.68, Al₂O₃ 12.54–15.56, FeO_{tot} 6.7–9.5, MgO 5.04–11.12, CaO 5.35–11.76, Na₂O 2.6–4.88, K₂O 0.03–0.12, П.п.п. 2.68–8.23. На диаграмме Дж. Пирса (Pearce, 2008, Ферштатер, 2013), дополненной авторскими данными (рис. 2а), представлены составы базальтов – три фигуративные точки из

чингизовского комплекса и по одной из Ишкининского и Вознесенского участков располагаются в поле I–I", близко к стандартным составам OPB, E-MORB, TWPB, что позволяет видеть определенное сходство с плато-базальтами океанов. Содержание TiO_2 в них варьирует от 0.46 до 0.74 мас. %, а в одной из проб (№ 0128) TiO_2 – 1.27 мас. %. В промежуточное поле (II–II") в секторе с океанической корой попадают две пробы из Ишкининского рудного поля. Все пробы из Ивановского рудного поля и часть проб из Ишкининского участка располагаются в поле III, в поле базальтов бонинитовой серии бурибайского комплекса. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, наиболее соответствует хондритовому источнику.

Присутствие в рудных полях Co–Cu-колчеданных месторождений Вознесенско-Присакмарской зоны надсубдукционных эффузивных базальтов толеитовой и бонинитовой серий, кислых эффузивов, интрузивных образований габбро-диорит-плагиогранитного состава свидетельствует о том, что область рудообразования отстояла от осевой зоны глубоководного желоба на расстояние не менее 30–50 км на восток. В современной структуре Вознесенско-Присакмарская зона контактирует на западе с Уралтауской антиформной зоной и с эколгит-глаукофановым максовским комплексом, в котором присутствуют эколгиты и глаукофановые сланцы возрастного интервала 393–420 млн лет, соответствующие раннему девону и самым верхам разреза силура (пржидолий) (Scarrow et al., 2002).

Модель фронтальной надсубдукционной зоны

Фронтальная надсубдукционная зона сложена вулканогенными породами баймак-бурибайской свиты раннедевонского позднеэмского возраста, состоящими из двух вулканических комплексов бурибайского (нижнего) и верхнетаналыкского (верхнего). Нижний бурибайский комплекс развит в пределах Бурибай-Акъярской рудоносной зоны Бурибайского рудного района, в южной части Таналыкского поднятия (Косарев и др., 2005). Он вмещает крупное Юбилейное колчеданное месторождение и среднее Бурибайское месторождение ($Cu > Zn$). Вулканогенные породы бурибайского комплекса принадлежат к умеренно-щелочной натриевой (нижняя толща), бонинитовой (средняя толща) и к известково-щелочной существенно кислой (верхняя толща) сериям (Косарев и др., 2005) при заметном преобладании (80–90%) вулканитов бонинитовой серии.

Бурибайский комплекс расположен в зоне между Юлалинской и Орской широтными дислокациями, в которой установлены повышенные

мощности гранулитово-базитовой нижней коры (Серавкин, Цветкова, 1982) и корово-мантийного слоя (Берлянд, 2007). Состав последнего предполагает по физическим характеристикам смесь базитов нижней коры и ультрабазитов верхней мантии.

Базальты нижней толщи подвержены метаморфизму эпидот-актинолитовой ступени зеленсланцевой фации. Продукты верхней части средней толщи и верхней толщи соответствуют пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма. В пределах средней толщи в вулканитах бонинитовой серии преобладают пилотакситовая, микроофитовая, вариолитовая структуры, а в бонинитах – пироксеновый спинифекс. В пределах верхней части разреза средней толщи установлены реликтовые продукты автотаморфизма (присутствует гидрогранат) и окислительного диагенеза (присутствует селадонит). На колчеданных рудных полях (Юбилейном и Бурибайском) нижняя граница метаморфизма пумпеллиит-пренитовой фации поднимается в разрезе в надрудную зону, сложенную породами верхнетаналыкской и ирендыкской свит. Таким образом, на рудных полях намечается метаморфический пропиловый купол с преобладающей ассоциацией вторичных минералов эпидот-хлорит-серицит-карбонат-кварц (пирит).

Умеренно-щелочные натриевые базальты слагают нижнюю долерито-базальтовую толщу бурибайского комплекса (табл. 1). В ее составе преобладают низкомагнезиальные базальты, реже андезибазальты (мас. %): SiO_2 44.75–52.33, TiO_2 0.51–0.72, FeO_{tot} 7.23–7.3, MgO 4.2–8.25, CaO 3.8–6.03, Na_2O 5.76–5.93, K_2O 0.16–0.2. На диаграмме SiO_2 –($Na_2O + K_2O$) большинство проб располагаются в поле субщелочных базальтов. О первичности геохимических характеристик субщелочных базальтов и андезибазальтов свидетельствуют повышенные концентрации в них Zr, Hf, Th, Nb, Ta, Y, REE, по сравнению с бонинитовыми базальтами. Отношение $La/Yb = 1.67$ превышает значение этой величины в породах бонинитовой серии, но ниже, чем в субщелочных плато-базальтах (табл. 1, проба Т-4Б).

На границе нижней и средней толщ расположена пачка умеренно-титанистых (TiO_2 1.51 мас. %) пиллоу-базальтов (табл. 1, проба Т-4Б), по составу близких к океаническим платобазальтам (OPB) (рис. 2б).

По данным табл. 1 и рис. 3в, 3г умеренно-титанистые пиллоу-базальты отличаются от пород бонинитовой серии бурибайского комплекса повышенными концентрациями Al_2O_3 и Na_2O , большими концентрациями REE и HFSE, высоким значением отношения $La/Yb = 3.55$ и близкими содержаниями Sr, K, Ba, Rb, Cs.

В составе второй толщи бурибайского вулканического комплекса присутствуют субщелочные

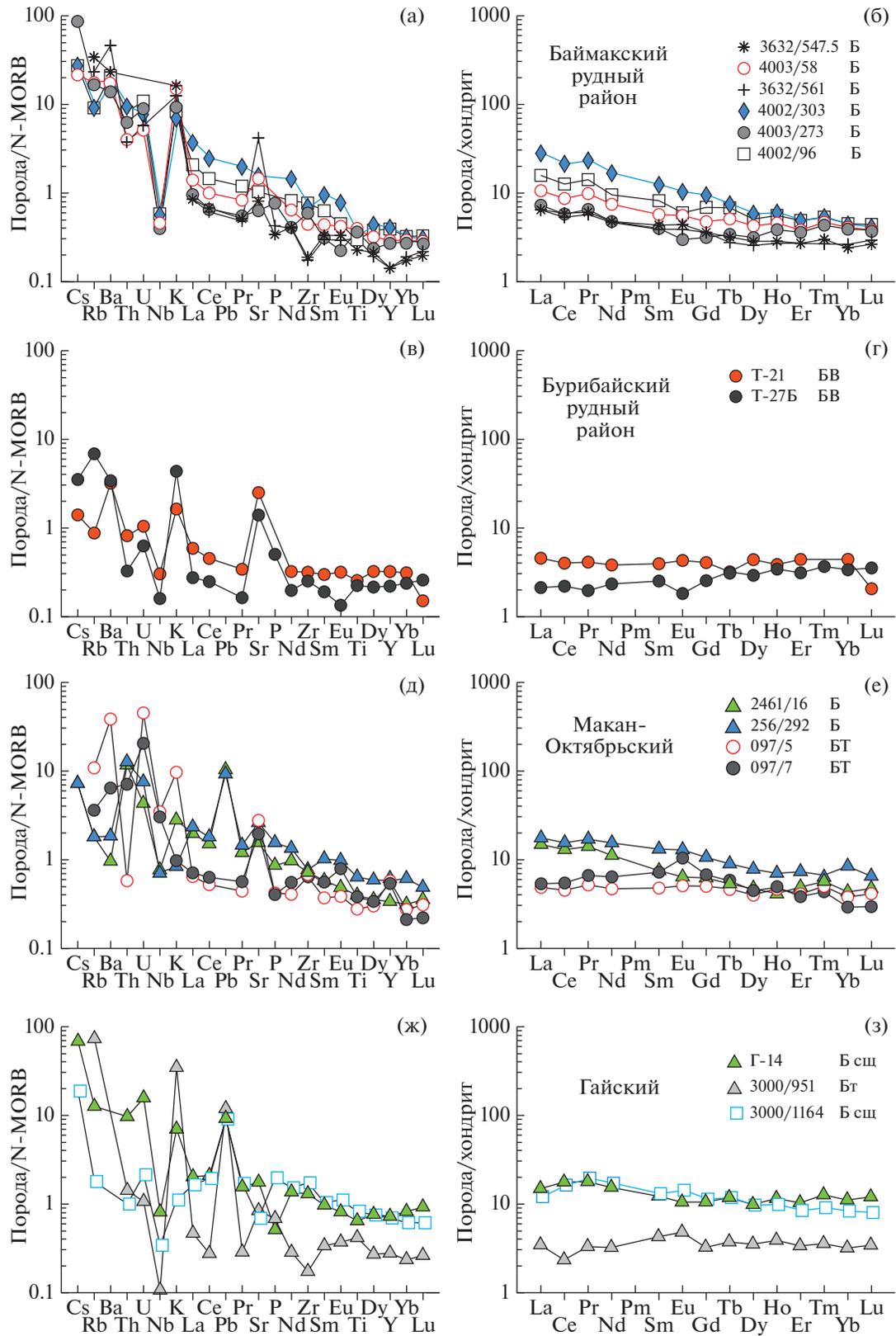


Рис. 3. Распределение микроэлементов, нормализованных к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (Nakamura, 1974), в базальтах позднеэмско-раннеэйфельского возраста.

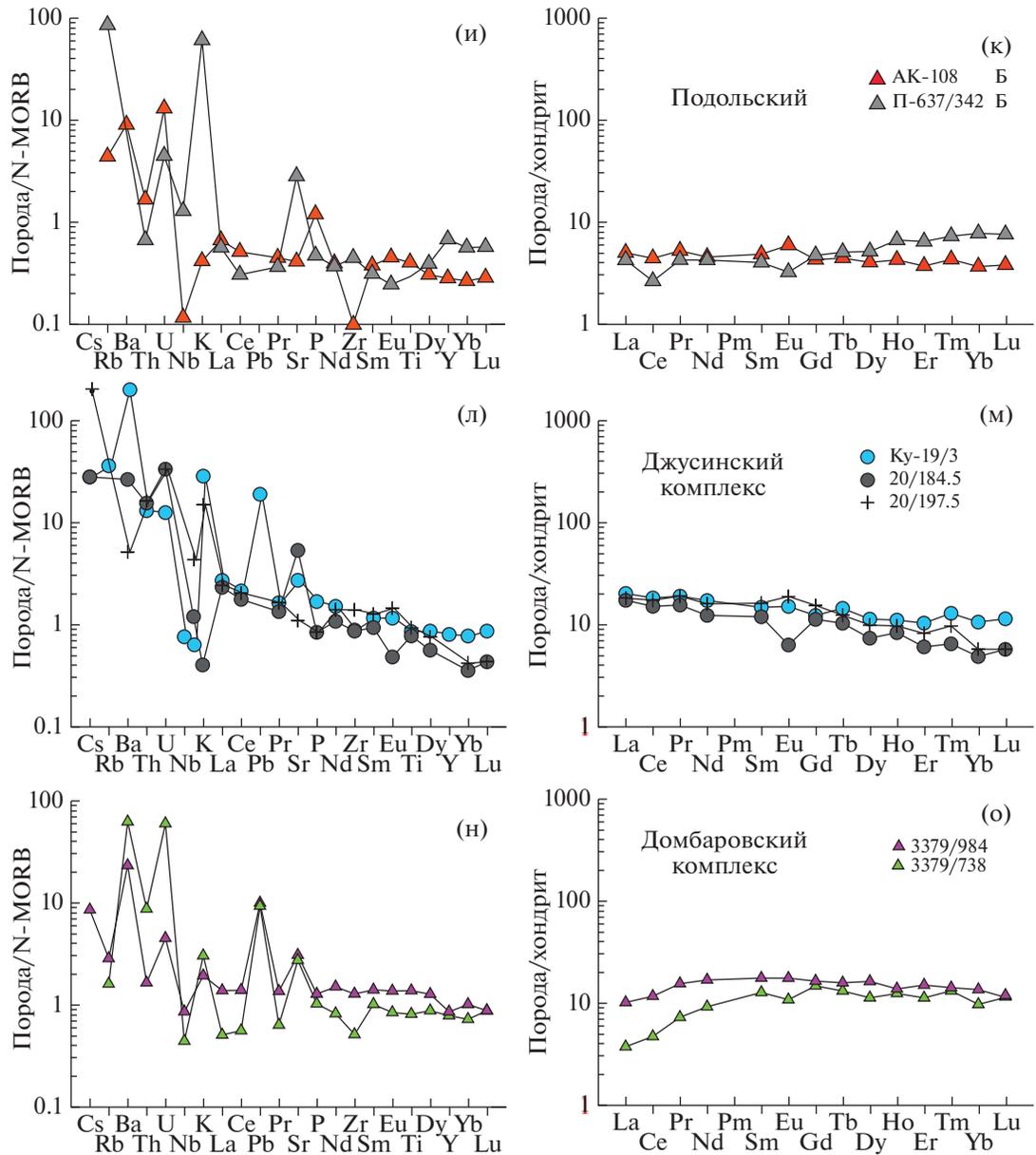


Рис. 3. Окончание

магнезиальные базальты, магнезиальные базальты, бониниты, магнезиальные андезиты. Магнезиальные базальты (см. табл. 1, а также по неопубликованным материалам) содержат 46–52 мас. % SiO_2 , имеют характерную для базальтов высокую магнезиальность и содержание MgO от 10.3 до 16.65 мас. %, пониженное и умеренное содержания Al_2O_3 (10.11–15.68 мас. %) и CaO (2.88–9.87 мас. %) соответственно, низкие Na_2O (0.43–3.68 мас. %) и K_2O (0.02–0.39 мас. %). Бонинитовым базальтам свойственны высокие концентрации (г/т): Cr (169–1011), Ni (56–381), умеренные Co (28–47) и V (137–274), низкие Pb (<0.15–9.00), Zr (24–79), Sc (19–36), Ba (26–85) и широкий диапазон кон-

центраций Cu (16–184), Zn (38–332), Sr (36–203). К этой группе примыкают высокомагнезиальные базальты (пикробазальты) месторождения Юбилейное.

Бониниты бурибайского вулканического комплекса по соотношению SiO_2 – MgO располагаются в поле собственно бонинитов (Симонов и др., 1998), магнезиальных андезитов и андезидацитов в интервале (мас. %): SiO_2 52–63; MgO 5–13.

По характеру распределения микроэлементов бониниты наиболее близки к магнезиальным базальтам. В бонинитах установлены широкие вариации концентраций (г/т): Cr (12–854), Ni (19–352), Cu (1–443), Ba (20–385), выдержанными содержа-

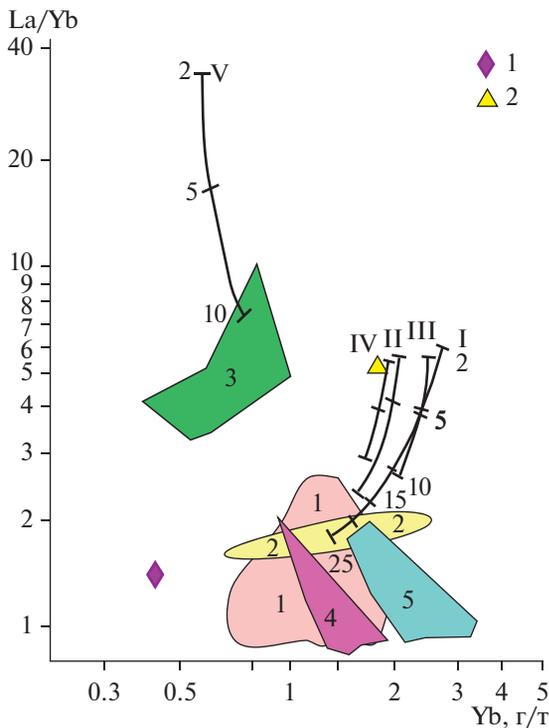


Рис. 4. Соотношения Yb и La/Yb в базальтах колчеданосных комплексов Магнитогорской палеостроводушной мегазоны в условиях парциального плавления разных составов шпинелевого, плагиоклазового (I–IV) и гранатового лерцолитов (V) (Bailey et al., 1989).

Оконтурены поля фигуративных точек колчеданосных бурибайского (1), гайского (2), баймакского (3), сибайского (4) и безрудного юлдашевского (5) комплексов (Косарев и др., 2005, 2006). 1 – состав мантии по (Palme, O'Neill, 2003), 2 – оливин-пироксен-порфиновый базальт, Северный Ирландия (Косарев и др., 2005). Штрихи и цифры на графиках 2–5–10–15–25 обозначают степень плавления мантийного субстрата (Bailey et al., 1989).

ниями характеризуются Co (24–50), Zr (22–80), Nb (0.7–3.0).

На спайдердиаграммах бонинитов (рис. 3) проявлена негативная аномалия Nb, несколько более слабая – Th, хорошо обозначены низкие содержания высоkozарядных и редкоземельных элементов, характерные для бонинитовой серии, и четкие положительные аномалии Sr и других LILE. Эти сведения подтверждают участие в магмообразовании субдукционного флюида, богатого H₂O и LILE (Пирс и др., 1987; Gill, 1981; Arculus, 1994; Tatsumi et al., 1986), определяющего надсубдукционный характер бонинитовых магм, выплавлявшихся в деплетированном мантийном клине при высоком содержании H₂O в зоне магмообразования и при высоких степенях плавления субстрата (Сондерс, Тарни, 1987). Высокое содержание воды в зоне магмообразования подтверждается экспериментальными данными и

модельными построениями по базальтам Курильской островной дуги (Bailey et al., 1989).

Первый этап дегидратации водосодержащих минералов происходит в части зоны субдукции, проецирующейся на фронтальную вулканическую зону (Авдейко и др., 2006). При этом в субдукционный флюид могли попадать заметные количества Cu, тогда как Zn концентрируется в темноцветных и рудных минералах и ведет себя более инертно (Карапухина, Баранов, 1983).

Начальный этап образования надсубдукционного мантийного диапира позднеэмского возраста (Косарев и др., 2014) был осложнен разрывом слэба (возникновением в нем slab-window) и внедрением в надсубдукционный мантийный клин высокотемпературных магм субокеанического внутривулканитного типа (Косарев и др., 2014; Соболев и др., 1993), близких к ОРВ, поле I–I'' (см. рис. 2б, рис. 3) (SiO₂ 52.8 мас. %, TiO₂ 1.51 мас. %, Nb 5.6 г/т, Zr 71, Ba 24.2 г/т). Далее следовало возобновление субдукции и выплавление в мантийном клине при высоких степенях плавления мантийного субстрата (предположительно, 20% и более) (рис. 4) – главного объема базальтовых магм бонинитовой серии.

В магнезиальных базальтах и бонинитах установлены повышенные концентрации Cr, Ni и V и низкие содержания HFSE и LILE; степень плавления составляет 17–50% (см. рис. 4). По мнению большинства исследователей (Рингвуд, 1981; Соболев и др., 1993; Фролова, Бурикова, 1997; Богатиков и др., 2010), степень плавления мантийного субстрата редко достигает 30%. Более высокие ее значения установлены по результатам расчетов на основе геохимических и минералого-геохимических материалов по коматиитам (Смолякин и др., 2000) или по модельным построениям, соотношениям Yb–La/Yb в базальтах и по результатам экстраполяции экспериментальных данных по плавлению плагиоклазовых и шпинелевых лерцолитов в присутствии воды (Bailey et al., 1989; Фролова, Бурикова, 1997; Косарев и др., 2005).

Главный этап колчеданного оруденения Юбилейного месторождения происходил сразу после завершения формирования толщи пиллоу-лав бонинитовой серии. На стратиграфическом уровне верхней толщи, в составе вулканитов которой присутствуют базальты, андезибазальты, андезиты и кислые породы, есть и мелкие залежи Cu–Zn руд.

Колчеданное оруденение Уральского типа, Cu > Zn, в пределах Тубинско-Гайского пояса приурочено к позднеэмской верхнетанальской свите, слагающей верхнюю часть фронтальной островной дуги, представлено средними (Макан-Октябрьское рудное поле) и суперкрупными (Гайское) колчеданными месторождениями. Гайское месторождение контролируется крупной

кольцевой структурой диаметром около 50 км и входит в Орскую зону с максимальным полем силы тяжести, с повышенной, по сравнению с Бурибайским рудным районом, мощностью базальтового слоя нижней коры и толщи корово-мантийной смеси (Серавкин, Цветкова, 1982; Берлянд, 2007). Приведенные сведения вместе с характеристиками Гайского вулканического сооружения и одноименного месторождения могут служить основой для реконструкции эволюции мантийного диапира и соответствующей рудно-магматической системы. Вулканические породы верхнетаналыкского комплекса сложены базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциацией с породами полустекловатого олигофинового облика, нередко с характерной перлитовой структурой. В базальт-андезибазальтовых эффузивах вкрапленники представлены пироксеном и плагиоклазом, в андезитах появляется роговая обманка и ранний титаномагнетит, а в кислых породах к последним присоединяется кварц. Региональные метаморфические изменения представлены пренит-пумпеллиитовой фацией. На рудных полях распространены околорудные серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты и окаймляющие их пропилиты с эпидот-хлорит-серицит-кварц-карбонатной с пиритом ассоциацией. В заметных объемах в ореолах околорудных метасоматитов присутствуют гидрослюды (Масленников, 1999). Гайское рудное поле сложено вулканиками известково-щелочной и толеитовой островодужных серий; возможно присутствие вулкаников бонинитовой серии. Среди базальтов Гайского участка преобладают островодужные толеиты, присутствуют известково-щелочные и умеренно-щелочные разновидности с умеренно-повышенными и низкими концентрациями Cr (14.7–60.1–268 г/т) и Ni (9.6–28.6–107 г/т), TiO₂ (0.53–1.05 мас. %), Zr (12.9–128 г/т), Nb (0.25–1.89 г/т), La (1.17–5.05 г/т), Yb (0.7–2.51 г/т), степень плавления – 12–45% (рис. 4).

Низкие концентрации TiO₂, Zr, Th и прочих REE, пониженные значения La/Yb отношения и повышенное содержание MgO в базальтах подрудного стратиграфического уровня в Бурибайском и Гайском рудных районах свидетельствуют о деплетированности ультрабазитов мантийного клина, из которых выплавлялись эти базальты. На рис. 26 фигуративные точки составов базальтов Гайского вулканического комплекса располагаются в поле III, где базальты и габбро ассоциируют с офиолитами и тяготеют к полю составов океанической коры (поле I', N-MORB) (Ферштатер, 2013). В целом обнаруживается корреляция между геохимическими особенностями базальтов – выплавки мантийного клина, составом (Cu > Zn) и объемами рудного вещества колчеданных месторождений Бурибайского и Гайского рудных районов. Геохимические особенности базальтов, такие как высокие содержания

MgO, Cr, Ni, Co, низкие концентрации HFSE при повышенных Rb, Ba, K, Sr, P, по сравнению с N-MORB типом, свидетельствуют о высоких степенях парциального плавления мантийного субстрата (рис. 4), которое стимулировалось значительными объемами субдукционной флюидной фазы, обогащенной H₂O (Соболев и др., 1993; Авдейко и др., 2006). Это, вероятно, способствовало активной экстракции Cu из пород мантийного клина (Рябчиков и др., 1987; Пушкарев, 2000). Цинк мог частично концентрироваться в метасоматических оторочках шпинели и в темноцветных минералах ультрабазитов (Фролова, Бурикова, 1977; Глухов и др., 2015) и обретал подвижность позднее меди.

Колчеданное оруденение Баймакского типа представлено мелкими, но богатыми месторождениями Au-колчеданно-полиметаллического типа, локализованными в той же позднеэмской верхнетаналыкской свите в Баймакском блоке с пониженным полем силы тяжести на севере Тубинско-Гайского пояса, обогащенном кислыми породами. Базальты Баймакского блока относятся к известково-щелочной магнезиальной серии. Эти базальты обогащены по сравнению с бонинитовой серией бурибайского комплекса LILE. Особенностью базальтов являются пониженная концентрация Zr (13–57 г/т) и низкая Nb (0.9–1.36 г/т). Точки составов базальтов баймакского комплекса располагаются на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 26) в поле IV, соответствующем магматическим образованиям, сформировавшимся на континентальной или мощной островодужной коре. На диаграмме Yb–La/Yb точки составов сдвинуты, по сравнению с таковыми бурибайского комплекса, в область составов выплавки из гранатового лерцолита с предполагаемой спетенью плавления, равной 15–25% (см. рис. 4).

Модель развитой надсубдукционной зоны ирендыкской островной дуги

В этой зоне к оруденению Уральского типа Cu > Zn относится крупное Подольское колчеданное месторождение, руды которого залегают в разрезе раннеэйфельской ирендыкской свиты, слагающей развитую островную дугу. Безрудные толщи ирендыкской свиты подвержены региональному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации, иногда присутствуют эпидот и актинолит, замещающий пироксен. В составе подольского колчеданноносного комплекса присутствуют гибридные породы и надрудные базальты толеитовой островодужной серии, аналоги которых участвовали в процессе смешения базальтовых и кремнекислых расплавов. Пиллоу-базальты подольского комплекса характеризуются умеренными содержаниями Cr (112–256 г/т), Ni (30–48 г/т), пониженными Zr (6–33 г/т), Nb (0.27–3 г/т), низкими значе-

ниями La/Yb отношения (0.8–2). Поле базальтов Подольского рудного поля (Косарев и др., 2005, рис. 3в) в области низких значений La/Yb совпадает с полем 1 (рис. 4) бонинитов бурибайского комплекса (см. рис. 4, поле 1). В серицит-хлорит-кварцевых апобазальтовых метасоматитах концентрация Th понижается. Сгущение фигуративных точек составов на диаграмме Yb–La/Yb позволяет предполагать степень плавления 25–40% (рис. 4).

Режим становления раннеэйфельской ирендыкской развитой островной дуги отличается от предшествующей фронтальной позднеэмской дуги проявлением антидромных тенденций в отдельных вулканических сооружениях и присутствием в Подольском и Вишневском рудоносных блоках толщ гибридных кварц-пироксен-плаггиоклазовых андезитов и андезибазальтов (Косарев и др., 2005, 2014), возникших в результате смешения базальтовых магм и частично раскристаллизованных кислых расплавов. Рудоносная толща Подольского колчеданного месторождения представляет собой экструзивно-эффузивно-пирокластический комплекс риодацитов кварцевых андезитов с серицит-хлорит-кварцевыми изменениями, который надстраивает разрез верхнетаналькского вулканического комплекса. Главное рудное тело залегает в апикальной части рудоносного купола, выполняя локальную синклираль.

Суммарный разрез фронтальной и развитой островных дуг (поздний эмс–ранний эйфель) соответствует главной или фронтальной вулканогенной зоне современных Западно-Тихоокеанских островных дуг (Петрология ..., 1987; Авдейко и др., 2006). Глубина залегания сейсмофокального слоя, по Г.П. Авдейко, под вулканическим фронтом является почти постоянной и составляет 110 ± 5 км. Для Магнитогорской островодужной зоны фронтальная и развитая островные дуги соответствуют металлогенической зоне с колчеданным оруднением $Cu > Zn$. В эту зону, с современным расстоянием вкрест простирания структуры около 40 км (в Бурибайском рудном районе), входят Вознесенско-Присакмарская, Акъяр-Бурибаевская, Тубинско-Гайская и Ирендыкская структурные зоны. Эти зоны включают колчеданные рудные поля Ивановское, Бурибайское и Юбилейное, Макан-Октябрьское и Подольское, а также Баймакский и Гайский рудные районы. По нашим расчетам, с учетом сопоставления с современными островодужными системами Западно-Тихоокеанского пояса (Богатиков, Цветков, 1988; Высоцкий, 1989; Воынец и др., 1990; Авдейко и др., 2006), структурная зона фронтальной и развитой островной дуги составляла около 80 км вместе с Вознесенско-Присакмарской зоной. Эта зона могла быть аналогом главной вулканической зоны Западно-Тихоокеанических островных дуг (Авдейко и др., 2006), имела расстояние от по-

верхности земли до кровли субдукционной плиты 40–120 км и в ее пределах создавались определенные P - T условия, близкие объемы и состав субдукционных флюидов, которые определили степень плавления мантийного субстрата в надсубдукционном клине, более высокую подвижность Cu относительно Zn и повышенную интенсивность экстракции рудогенных элементов из ультрабазитов верхней мантии.

Модель тыловой надсубдукционной зоны Восточно-Подольско-Джусинской островной дуги

Колчеданное барит-полиметаллическое оруднение Джусинского типа располагается в толщах сукраковского (восточно-подольского, см. табл. 1, № п/п 32) и джусинского раннеэйфельских (там же, №№ п/п 33–36) палеовулканических комплексов в составе тыловой островной дуги и в разрезе остаточной отщепленной джусинско-зингейской островной дуги. Колчеданносные джусинский и сукраковский вулканические комплексы принадлежат к шошонитовой (субщелочной) ассоциации преимущественно с породами известково-щелочной серии. Характерны высокие концентрации несовместимых элементов во всех типах вулканитов. В кислых породах сукраковского комплекса в основной массе содержатся гидробиотит и калиевый полевой шпат, указывающие на обогащение K_2O . На спайдердиаграммах (см. рис. 3л, 3м) проявлены негативные аномалии Nb, положительные Cs, Rb, Ba, Th, U. Предполагается, что выплавление исходных магм джусинского комплекса происходило при участии субдукционных флюидов на большой глубине в верхней мантии, в области присутствия флогопита, дегидратация которого продуцировала высококалийевые флюиды (Богатиков и др., 2010).

Тыловая островная дуга в современных островодужных системах смещена по отношению к фронтальной дуге в сторону падения зоны субдукции. Исследователи островных дуг делают вывод о наличии двух зон магмообразования, которые обусловлены двумя уровнями дегидратации водосодержащих минералов в погружающейся субдукционной плите (Авдейко и др., 2006). Минералы, подвергающиеся дегидратации в субдукционной плите и в прилегающей зоне серпентинизированных ультрабазитов под тыловой зоной, представлены клинохлором, тальком и серпентином. Глубина кровли субдукционной плиты под тыловой вулканической зоной составляет более 150–200 км. На глубине около 150 км начинается зона перехода базитов субдукционной плиты в эклогит, с чем может быть связано увеличение плотности пород и угла наклона погружающейся плиты. С эклогитизацией может быть связано изменение геохимической специализации слэба по соотношениям рудогенных элементов с $Cu > Zn$

на $Zn > Cu$, что установлено по геохимическим характеристикам эколгитов и глаукофановых сланцев в комплексах Уралтауской антиформы (Косарев и др., 2014). Погружающийся слэб может быть также источником высокорadioгенного свинца в рудах барит-полиметаллического типа на месторождениях Джусинском и Барсучий Лог (Викентьев и др., 2006; Чернышев и др., 2008).

Модель Домбаровской задуговой спрединговой зоны

В настоящее время Домбаровская зона интерпретируется как древний задуговый бассейн позднеэмского времени (Вулканизм ..., 1992; Зайков и др., 2001; Зайков, 2006), расположенный между Восточно-Мугоджарским микроконтинентом и Магнитогорской палеоостроводужной системой.

Вулканы киембаевского комплекса представлены, главным образом, толеитовыми пиллоу-базальтами и дайками диабазов при слабом проявлении кремнекислого вулканизма. Все разновидности базальтов содержат высокие концентрации TiO_2 , варьирующие от 1.1 до 2.08 мас. %. В подчиненном количестве присутствуют низкотитанистые базальты с содержанием $TiO_2 \leq 1$ мас. %. Весь базальтовый разрез подвержен региональному метаморфизму актинолит-эпидотовой фации. На месторождениях проявлена пропилитизация с образованием в породах хлорита, эпидота, альбита, актинолита, кальцита, клиноцоизита, пирита.

Для базальтов киембаевского комплекса типичны пониженные содержания K_2O (0.04–0.24 мас. %) и повышенные Na_2O (1.7–4.89 мас. %). По соотношениям Zr и Ti , Ti и Cr , Cr и Ni , Ni и Co базальты киембаевского комплекса близки к толеитам СОХ (Вулканизм ..., 1992). Значения отношения Ni/Co в базальтах рассматриваемого комплекса колеблются от 1.48 до 5.2, что типично для океанических толеитов (Лутц, 1980). В то же время следует отметить снижение концентраций Ni до 24 г/т и Co до 16 г/т в породах с пониженной магнезиальностью (MgO 6.2 мас. %), что можно объяснить процессами фракционирования с отсадкой оливина.

На спайдердиаграммах (рис. 3н, 3о) видна близость составов базальтов киембаевского комплекса к составам базальтов N-MORB. Положительные аномалии дают LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr), а также U, Th и Pb, что можно рассматривать как признак участия субдукционных флюидов в формировании медноколчеданного оруденения домбаровского типа.

Модель внутридуговой спредингово-рифтовой и надсубдукционной карамалыташско-шуулдакской зоны верхнего эйфеля

Начальный этап формирования мантийного диапира позднеэйфельского возраста в карамалыташской спрединговой зоне проявился в расщеплении ирендыкско-джусинской раннеэйфельской островной дуги и внедрении в окно слэба (slab-window) астеносферного вещества, продуцировавшего океанические породы гавайитовой серии, сохранившиеся в большекумакском, шуулдакском, кульбердинском, юлдашевском и савельевско-калиновском вулканических комплексах позднеэйфельского возраста. После закрытия окна слэба возобновляется субдукция и формируется мантийный диапир, поднимающийся к уровню МОХО–нижняя кора. Подъем мантийного диапира, обогащенного водными субдукционными флюидами, до уровня МОХО и нижней базитовой коры сопровождается андерплейтингом базальтовых магм и наращиванием мощности нижней базитовой коры снизу с повышением в этой зоне температуры (Богатиков и др., 2010; Косарев и др., 2014). На структурном уровне МОХО–нижняя кора происходило выплавление кислых магм из амфиболизированных базитов нижней коры (Трондьемиты ..., 1983; Фролова, Бурикова, 1977; Ходоревская, 2017), экстракция и перераспределение рудогенных компонентов, обогащение Cu и Zn флюидной фазы, богатой H_2O , Cl , S (Викентьев и др., 2012). В последующее время произошло образование очагов магмы основного, среднего и кислого состава на уровнях нижней и верхней коры и в приповерхностных очагах, питающих вулканы. В верхней части океанической коры формировались многостадийные экструзивно-вулканические сооружения, часто осложненные кальдерами, в пределах которых, в результате деятельности приповерхностной гидротермальной конвективной ячейки, формировались залежи колчеданных руд.

Присутствие в составе карамалыташского вулканического комплекса и его возрастных аналогов больших объемов субокеанических базальтов (см. рис. 2в) указывает на океанический тип палеокоры в осевой зоне Карамалыташского спредингового бассейна. В пользу этого свидетельствует и преобладающий цинково-медный ($Zn > Cu$) с низким содержанием свинца тип колчеданного оруденения. Вулканы карамалыташской свиты подвержены метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации, с признаками перехода к эпидотсодержащей ассоциации. Об этом говорит присутствие пумпеллиита, пренита, хлорита, эпидота, альбита.

Базальты карамалыташской свиты Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой островодужной серии, для которой характерны низкие концентрации TiO_2 (0.4–0.8 мас. %), MgO (6.07–

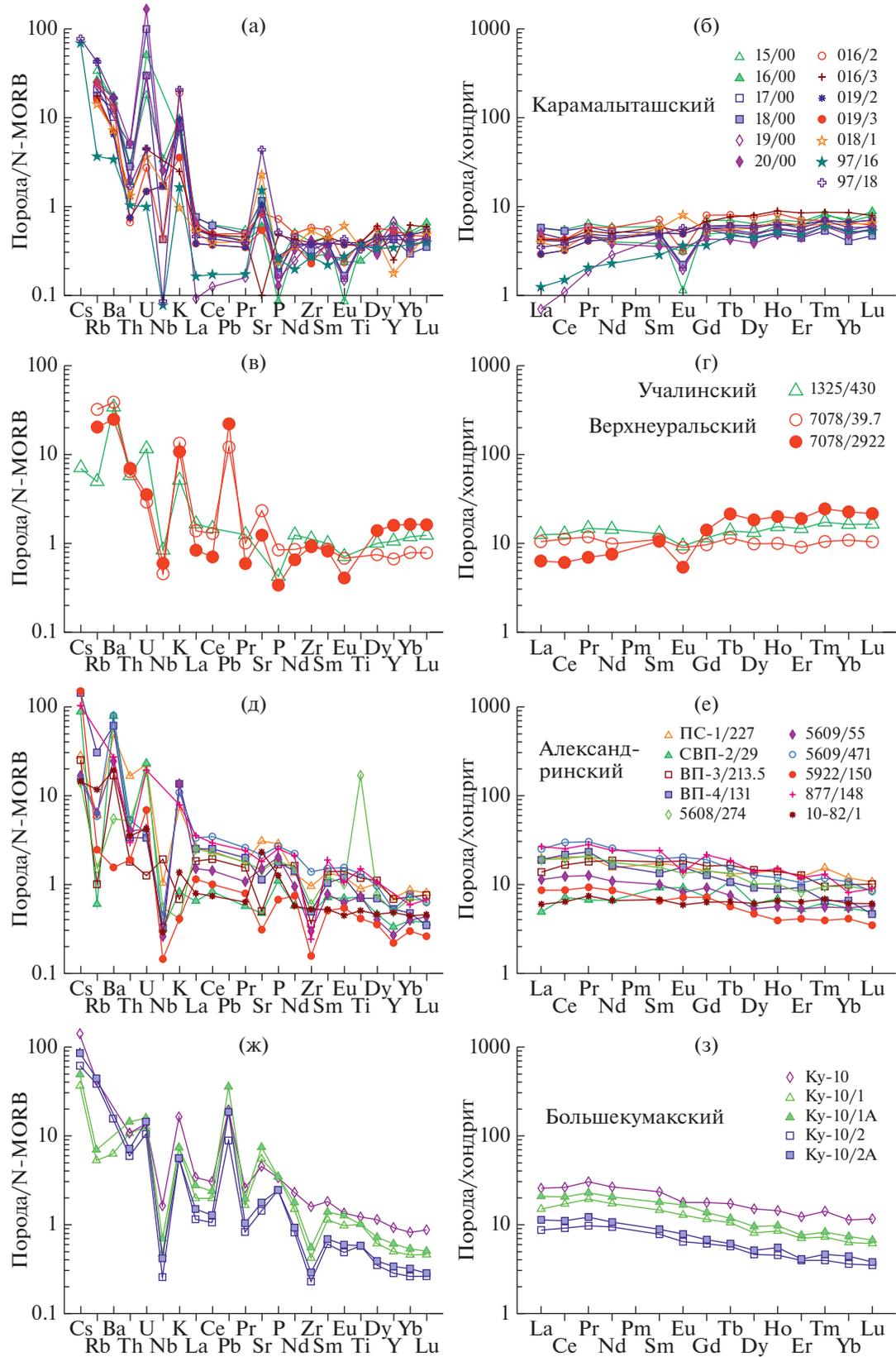


Рис. 5. Распределение микроэлементов, нормализованных к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (Nakamura, 1974), в базальтах позднейфельско-раннеживетского возраста карамалыташского комплекса и его возрастных аналогах.

7.23 мас. %, редко до 10.2 мас. %), Cr (16–24 г/т), Ni (38–54 г/т), Sr (49–395 г/т), Zr (17–43 г/т) (Язева, 1985; Вулканизм ..., 1992; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2006), что подтверждается и характером распределения REE, обнаруживающих дефицит легких лантаноидов и негативную аномалию Eu (рис. 5). При этом спектр распределения REE близок к N-MORB и плейстоценовым толеитовым платобазальтам о-ва Кунашир (Фролова, Бурикова, 1997). Величина отношения La/Yb в базальтах карамалыташской свиты варьирует от 0.65 до 2.68 при преобладании значений, близких к 1. В небольших объемах, преимущественно в нижней части разреза, присутствуют базальты с повышенным содержанием MgO (8.0–11.6 мас. %), содержащие нормативный оливин (CIPW) и относящиеся к оливиновым базальтам.

Базальты сибайско-карамалыташского палеовулканического комплекса относятся к типу низкохромистых островодужных толеитовых базальтов (Кузьмин, 1985) с проявлением тренда накопления железа. По петрохимическим и геохимическим характеристикам к базальтам Сибайского рудного района близки базальты Учалинского рудного района. По мнению А.А. Маракушева (1987), оруденение цинкового профиля (без свинца) обусловлено толеитовым типом низкокальциевого базальтового магматизма со свойственным ему ферробазальтовым трендом дифференциации. Причем одним из главных минералов-концентраторов Zn в базальтах является магнетит.

В александринском комплексе преобладают пиллоу-базальты, массивные базальты, диабазы субвулканической фации, на отдельных участках присутствуют пироксен-порфиновые базальты. Наряду с базальтами и кремнекислыми породами в небольших объемах встречаются средние породы – андезитобазальты, андезиты и кератоспилиты.

Пироксенпорфиновые базальты наличествуют на Нагайбакском участке и на северном фланге Александринского рудного поля (скв. 9007). Судя по повышенным концентрациям MgO, достигающим 12–13 мас. %, Cr 122–835 г/т, Ni 93–620 г/т, наряду с пироксеном в пироксенпорфиновых типах пород, присутствовал и оливин, а также хромшпинель, которые участвовали в процессах кристаллизационной дифференциации. Пироксенпорфиновый тип базальтов на Александринском рудном поле по химическому составу представлен более широко, чем в Сибайском рудном районе.

Базальты контрастной формации (первая и вторая толщи) Александринского рудного района преимущественно низкотитанистые, варьирующие до умеренно-титанистых (TiO₂ 0.67–1.4 мас. %), мезократовые (f¹ – 16.66–20.06), умеренно- и вы-

сокоглиноземистые (al¹ – 0.8–1.62), нормально- и умеренно-щелочные ((K₂O + Na₂O) = 3.6–6.6 мас. %), преимущественно натриевые (Na₂O/K₂O 6.8–48). Содержание MgO в слабо измененных породах колеблется от 2.88 до 6.84 мас. %. По соотношениям MgO–SiO₂ эти базальты располагаются в полях толеитовых и оливиновых базальтов. Величина отношения FeO¹/MgO в базальтах нижней толщи варьирует от 1.25 до 3.87, составляя в среднем 1.89, что характерно для толеитовой и субщелочной серий.

В составе базальтов александринского комплекса по концентрациям щелочей выделяются толеитовая, известково-щелочная и умеренно-щелочная петрохимические серии при преобладании трендов толеитового характера. Отличие базальтов Александринского рудного поля от базальтов сибайско-карамалыташского комплекса заключается в почти полном отсутствии в последних разновидностей умеренно-щелочной серии.

В усредненном составе базальтов александринского комплекса, по сравнению с базальтами карамалыташского комплекса Западно-Магнитогорской зоны, обнаружены повышенные концентрации высокочarged элементов (Zr, Nb, Ta, Hf, Ti), а также Zn, Pb, Ba и всего ряда редкоземельных элементов (Геохимическая ..., 1999; Косарев и др., 2006). Содержания K, Sr и Ca широко варьируют в базальтах как александринского, так и сибайского комплексов, что свидетельствует об их высокой подвижности при вторичных процессах, особенно при пропилитизации. Однако сериальная принадлежность вулканитов четко отражена в характере распределения REE.

На спайдердиаграммах микроэлементов, нормализованных к составу N-MORB, и на спектрах REE, нормализованных к хондриту C1, продемонстрированы главные особенности вулканитов Александринского рудного района – наличие минимумов Nb и Zr, характерных для вулканогенных пород островодужных толеитовых серий, повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Ba, Pb). На графиках, см. рис. 5, разделяются вулканиты толеитовой и известково-щелочной петрогенных серий. Для известково-щелочных пород четко виден фракционированный характер распределения REE и отсутствие отрицательных европейских аномалий.

Составы переходных базальтов (поле II) могли возникнуть в результате смешения основных магм океанического типа OIB, образовавшихся из вещества астеносферного диапира, проникавших в окно слэба, и магм надсубдукционного типа, выплавлявшихся при участии субдукционных флюидов в мантийном клине.

Геохимические особенности вулканитов, объем и состав руд колчеданных месторождений, за-

¹ f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂;
al¹ = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO).

легающих в толщах карамалыташского комплекса и его возрастных аналогов, позволяют разделить все комплексы позднеэйфельского возраста на три группы, а базальты на две группы.

1. Комплексы, содержащие руды цинково-медного ($Zn > Cu$) состава, с преобладанием в разрезах афировых базальтов, толеитовой островодужной серии (сибайско-карамалыташский и учалинский комплексы, включая и Новоучалинское месторождение).

2. Комплексы, содержащие цинково-медные и полиметаллические колчеданные руды (Тесалина и др., 1998), в составе вулканитов, обнаруживающие, наряду с толеитовым, известково-щелочной и умеренно-щелочной тренды. В эту группу входят Александринское (среднее по запасам) месторождение; Бакр-Узякское (среднее по запасам) колчеданное месторождение ($Zn > Cu$) в Сибайском рудном районе с толеитовыми базальтами в подрудных и рудовмещающих толщах и с известково-щелочными вулканитами в надрудной толще. В Бакр-Узякском районе присутствует также Камышлы-Узякское золото-баритовое рудопроявление. Группа колчеданных месторождений среднего и крупного масштаба оруденения Верхнеуральского рудного района: преобладают месторождения цинково-медного состава с полиметаллическим уклоном, одно месторождение (Молодежное) относится к медно-цинковому ($Cu > Zn$) типу. В составе вулканитов основного, среднего и кислого состава верхнеуральского комплекса преобладают разновидности известково-щелочной, в меньшей мере толеитовой островодужной серий.

В южной части Восточно-Магнитогорской зоны располагается Ащебутакский рудный район, в котором известно Западно-Ащебутакское колчеданное месторождение и Иссыргужинское рудопроявление, с рудами цинково-медного состава ($Zn > Cu$). Преобладают вулканиты известково-щелочной и умеренно-щелочной петрохимических серий, что в целом сближает эти объекты с Александринским месторождением и по совокупности данных позволяет включать Ащебутакский рудный район в тыловодужную надсубдукционную зону в пределах Карамалыташской спредингово-надсубдукционной геодинамической зоны позднеэйфельского возраста.

3. Вулканиты карамалыташского комплекса в безрудных районах представлены исключительно базальтами (Юлдашевский, Савельевский, Репинский, Кульбердинский участки). Они обладают существенными отличиями от слагающих этот комплекс основных пород в рудных районах. В безрудных зонах базальты имеют повышенные концентрации Al, Ti (TiO_2 0.7–2.0 мас. %), Zr, Nb, Ta, Hf, Y, K, Rb, U, Th, REE, Na и пониженные Mg (рис. 1, 2в). Это свидетельствует, скорее всего,

о субщелочном уклоне безрудных вулканитов и различных условиях выплавления исходных расплавов в мантийном клине для рудоносных и безрудных вулканических сооружений. Можно предполагать относительно низкие степени плавления мантийного субстрата под безрудными зонами, по сравнению с рудоносными, что обусловлено повышенными P_{H_2O} и объемами флюидов в зоне выплавления базальтов рудоносных комплексов.

Существенным отличием безрудных зон является почти полное отсутствие кремнекислых пород. Присутствие же в рудоносных вулканических сооружениях больших объемов кремнекислых пород по величинам изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70397–0.70472) (Бобохов и др., 1989), обычно не выходящих за пределы мантийных значений, позволяет говорить о генетической связи между химизмом базальтов, объемами кислых пород и рудоносностью вулканических сооружений или их групп. Кислые расплавы могли выплавляться в верхней части флюидно-магматической мантийной колонны на границе нижняя кора–мантия.

Таким образом, в составе карамалыташского базальт-риолитового вулканического комплекса выделяется два главных геохимических типа базальтов: 1) островодужные толеиты с низкими концентрациями Al, Ti, Zr, Nb, Y, K, Rb, Ba, U, Th и 2) субщелочные или переходные от толеитовой островодужной к субщелочной серии базальты. Первые концентрируются в риолит-базальтовыхстройках в пределах рудных полей и районов, вторые слагают редуцированные разрезы безкислых пород преимущественно в безрудных зонах, но присутствуют и в некоторых рудных районах (Александринский). Два типа базальтов, располагающиеся в “океаническом” и “островодужном” полях установлены на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 2в) в выборках Александринского рудного района и Шулдакского и Юлдашевского безрудных участков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О корреляции некоторых геохимических характеристик базальтов колчеданосных комплексов с объемами рудного вещества в колчеданосных рудных районах Магнитогорской мегазоны

Геохимические особенности базальтов Южно-Урала и их геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение соответствующих зон (рис. 6). По экспериментальным данным и модельным построениям (Рингвуд, 1981; Сондерс, Тарни, 1987; Пирс и др., 1987; Богатиков, Цветков, 1988; Bailey et al., 1989; Arculus, 1994; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Дриль, Елизарова, 2003; Авдейко и др.,

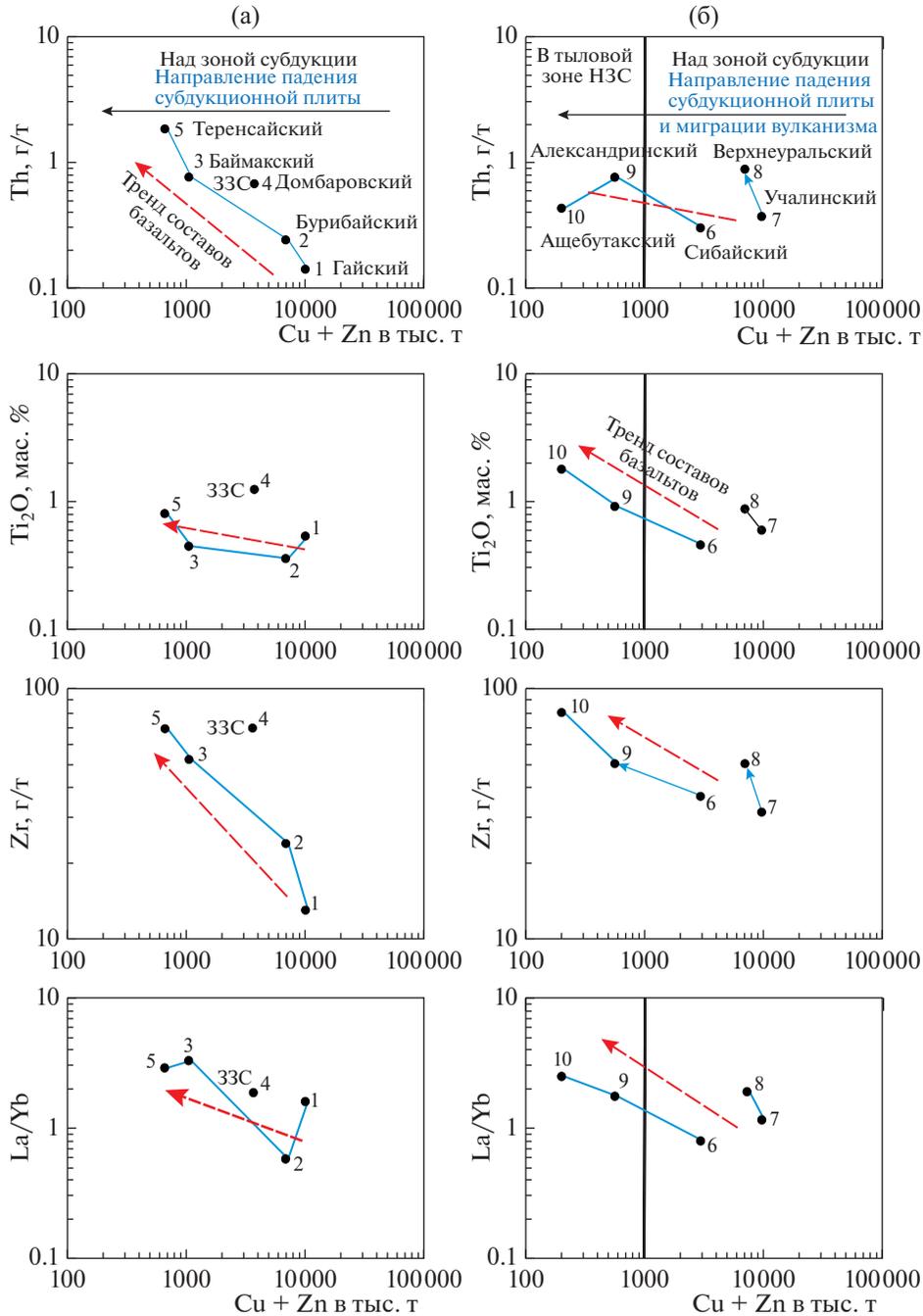


Рис. 6. Соотношения Cu и Zn в колчеданных месторождениях и рудных районах Южного Урала с концентрациями Th, TiO₂, Zr и величиной La/Yb в базальтах позднепермско-раннеэфельского (а) и позднеэфельско-раннеживетского возраста (б).

1 – Гайский, 2 – Бурибайский, 3 – Баймакский, 4 – Домбаровский, 5 – Теренсайский, 6 – Сибайский, 7 – Учалинский, 8 – Верхнеуральский, 9 – Александринский, 10 – Ашебутакский. 33С – зона задугового спрединга.

2006), концентрации в исходных магмах MgO, высоkozарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов контролируются объемом флюидной фазы, P_{H_2O} , составом и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в част-

ности концентрации Th, TiO₂, Zr, сумма REE и значения отношения La/Yb, коррелируют с запасами рудного вещества (Cu + Zn в тыс. т) в рудных районах Южного Урала (рис. 6) (Косарев и др., 2010). Из этих данных следует, что высокая продуктивность на колчеданное оруденение обнару-

Таблица 2. Геодинамическая позиция, геохимические особенности базальтов и запасы Cu и Zn (в тыс. т) в рудных районах Южного Урала

Геодинамические обстановки	Система Девон	Возраст (ярус)	Геодинамические индексы	Колчеданные месторождения	Формация	Петрогенетические серии	TiO ₂ , мас. %	Zr, г/т	La/Yb	Th, г/т	Рудные районы и их номера	Запасы Cu и Zn, тыс. т	
Фронтальная островная дуга	Ранний	Поздний эмс	Ф ₁ + Ф ₂	Гайское	Б-АД-РД	ТОД-ИЩ	0.54	13	1.6	0.14	Гайский (1)	10041	
			Ф ₁	Бурбайское Юбилейное	Б-Р	БОН, ГОД	0.36	24	0.58	0.24	0.24	Бурбайский (2)	6857
			Ф ₂	Макан-Октябрьское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.44	46	1.9				
Задуговый океанический бассейн	Ранний	Поздний эмс	РОД	Подольское	Б-АБ-А-РД (г)	ТОД, ПТ-ИЩ	0.38	34	1.2	0.76	Баймакский (3)	1047	
			Ф ₂	Баймакская группа	Б-А-Д-Р	ИЩ	0.45	52	3.3				
			ТЗЭС	Весеннее Летнее Осеннее	Б	ТОК	1.2	69	1.8				
Тыловая зона ОД	Средний	Ранний эйфель	ТЗОД	Джусинское Барсучий Лог	Б-А-Д-Р	Ш-ИЩ	0.81	69	2.9	1.84	Теренсайский (5)	657	
			ВДС ^I	Сибайское Камаганское	Б-Р	ТОД	0.46	37	0.8	0.3	Сибайский (6)	2927	
			ВДС ^{II}	Учалинское	Б-Р	ТОД	0.6	32	1.16	0.37	Учалинский (7)	9542	
Внутридуговый спрединговый бассейн	Средний	Поздний эйфель	ВДС ^{зап}	ИХХ-Партгезла Узельгинское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.88	50	1.9	0.88	Верхнеуральский (8)	6900	
			ВДС ^I вост	Александринское Сабановское	Б-Р	ТОД, ИЩ, СЩ	0.92	50	1.76	0.76	Александринский (9)	559	
			ВДС ^{II} вост	Ащевтакское Иссыргужинское	Б-Р	ТСОК, СЩ	1.8	80	2.5	0.43	Ащевтакский (10)	200	

Примечание. ОД – островная дуга. Геодинамические индексы: Ф₁ – первая (с запада) зона фронтальной ОД (Акьяр-Бурбайская), Ф₂ – вторая зона фронтальной ОД (Тубинско-Гайская), РОД – третья зона развитой ОД (Иредыкская), ТЗЭС – тыловая зона задугового спредингового бассейна (Домбаровская), ТЗОД – тыловая зона ОД (Джусинская), Внутридуговый спрединговый бассейн (ВДС) карамальташский: ВДС^I – западный фрагмент зоны (Сибайский), ВДС^{II} – северо-западный фрагмент (Учалинский); ВДС^{зап} – тыловая западная Верхнеуральская зона над зоной субдукции; ВДС^{вост} – тыловая восточная Александринско-Ащевтакская зона над зоной субдукции с Александринской (ВДС^I вост) и Ащевтакской (ВДС^{II} вост) подзонами. Формации: Б-АД-РД – базальт-андезит-риодацитовая, Б-Р – базальт-риодацитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-дацит-риолитовая, Б-АБ-А-РД (г) – базальт-андезит-риодацитовая (гирридная), Б – базальтовая. Петрогенетические серии: ТОД – толеитовая островодужная, БОН – бонинитовая, ИЩ – известково-щелочная, ПТ-ИЩ – переходная от толеитовой к известково-щелочной, ТОК – толеитовая океаническая, Ш-ИЩ – шощонитовая преимущественно с породами известково-щелочной серии, СЩ – субщелочная, ТСОК – толеитовая субокеаническая; TiO₂, Zr, La, Yb, Th – средние значения.

живается в комплексах, исходные магмы которых выплавлялись при повышенных P_{H_2O} и высоких степенях плавления мантийного субстрата (рис. 6а) в надсубдукционных комплексах фронтальной зоны Магнитогорской островодужной системы (бурибаевский, гайский, южно-ирендыкский комплексы) и в надсубдукционных комплексах внутридугового бассейна (рис. 6б) (карамалыташский комплекс). В эту группу входят наиболее крупные месторождения Южного Урала: а) Гайское, Юбилейное, Подольское и б) Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Сибайское.

В табл. 2 приведены сведения о колчеданосных палеовулканических комплексах, их формационных типах, возрасте, серийной принадлежности вулканитов, объемах и составах сконцентрированного в них рудного вещества. Поля составов исходных магм (рис. 4) колчеданосных бурибайского (1), гайского (2), сибайского (4) и безрудного юлдашевского (5) комплексов располагаются в области выплавки из шпинелевого и плагиоклазового лерцолита (Bailey et al., 1989). Поле составов базальтов баймакского комплекса (3) расположено в области выплавки из гранатового лерцолита (рис. 4).

Островодужные колчеданосные вулканические комплексы, содержащие крупные и суперкрупные колчеданные месторождения Гайское, Юбилейное и Подольское на рис. 2б располагаются в секторе с корой океанического типа (поле III). Единичные пробы вулканитов гайского и бурибайского комплексов оказываются в левой части полей I'–I'' и II'–II'', показывающих деплетированный состав мантийного клина верхней мантии. Рисунок 2 демонстрирует составы базальтов поля III (рис. 2а, знаки 1–6, соответствуют комплексам бонинитовой и толеитовой серий Вознесенско-Присакмарской зоны, вмещающей Co–Cu-колчеданное оруденение; рис. 2б – комплексы, базальты которых, возникли при высоких степенях плавления мантийного субстрата и содержат крупные колчеданные месторождения: 1 – бурибайский комплекс бонинитовой серии; 4 – гайский и 5 – подольский комплексы толеитовой островодужной серии, точки составов располагаются внутри поля базальтов бонинитовой серии и вблизи его). Эти типы базальтов возникли при высоких степенях парциального плавления вещества в надсубдукционном клине верхней мантии (рис. 4). В поле IV на рис. 2б, соответствующем островным дугам с корой островодужного и континентального типа, располагаются фигуративные точки составов базальтов: Баймакского рудного района с мелкими Au-колчеданно-полиметаллическими месторождениями и умеренными суммарными запасами (1047 тыс. т для 15 месторождений) Cu и Zn в пределах всего рудного района; Макан-Октябрьского рудного поля со сред-

ними по запасам колчеданными месторождениями. На разделительную линию АБ попадает состав базальта джусинского комплекса, содержащего средние по запасам Cu + Zn + Pb колчеданные барит-полиметаллические месторождения Джусинское и Барсучий Лог в Восточно-Магнитогорской зоне и Восточно-Подольское месторождение в Западно-Магнитогорской зоне на Подольском рудном поле.

Фигуративные точки составов вулканитов Карамалыташской спрединговой зоны располагаются преимущественно в поле III на рис. 2б, которое соответствует области островной дуги с субокеанической корой. В этом поле располагаются составы базальтов учалинского, багр-узякского, верхнеуральского, курпалинского, александринского, ащебутаковского и карамалыташского (Карамалыташская антиклиналь) комплексов. Базальты карамалыташского комплекса (Сибайского и Учалинского рудных районов) на рис. 2в попадают в поле составов островных дуг с океанической корой; в переходное поле II' с океанической корой попадают составы, переходные от островодужных к океаническим, островодужные толеитовые базальты учалинского комплекса; в поле II'', переходное от океанической коры повышенной мощности к островодужной коре, попадают базальты карамалыташского комплекса одноименной антиклинали и базальты Курпалинской зоны, промежуточной по геологическому положению между Учалинским и Верхнеуральским рудными районами.

В пределах Карамалыташско-Шуудлакской внутридуговой спрединговой зоны известен шуудлакский интрузивный комплекс “дайка в дайке”, перекрываемый толщей пиллоу-базальтов и яшмоидов позднеэйфельского возраста (История ..., 1984), и разрез большекумакского комплекса на р. Большой Кумак. Базальты обоих комплексов относятся к океаническому умеренно-высокотитанистому (гавайитовому) типу субщелочной серии (Косарев, Артюшкова, 2007), представленной тефритами, гавайитами, муджиеритами, бенморейтами и трахидацитами, преимущественно эффузивной фации. В подчиненных количествах присутствуют вулканиты нормально-щелочной серии. Высокотитанистые базальты продуцируются астеносферным диапиром, внедрившимся в окно слеба в начале позднеэйфельского цикла.

Пониженные концентрации Th в базальтах колчеданосных комплексов (рис. 2б, 2в, рис. 6, табл. 1) характерны для полей I', II', III, базальты которых выплавлялись из деплетированных ультрабазитов надсубдукционного мантийного клина. Наиболее низкие концентрации Th установлены в колчеданосных базальтах Гайского (Th 0.14 г/т), Бурибайского (0.24 г/т), Сибайского (0.3 г/т) и Учалинского (0.37 г/т) рудных районов,

имеющих наибольшие запасы (Cu + Zn) в колчеданных месторождениях Магнитогорской мегазоны. Максимальные концентрации Th установлены в базальтах Баймакского (Th 0.76 г/т) и Теренсайского (Th 1.84 г/т) рудных районов с Au-колчедано-полиметаллическим и барит-полиметаллическим оруденением в мелких и средних (по запасам рудогенных элементов) месторождениях. Повышенные концентрации Th установлены в базальтах Верхнеуральского (0.88 г/т) и Александринского рудных районов (0.76 г/т) с крупными и средними по запасам металлов колчеданными месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В ряду колчеданоносных палеовулканических комплексов в направлении падения зоны субдукции (на восток) установлено возрастание калиевости вулканитов и глубины формирования исходных магм отдельных комплексов. Обнаруживается зависимость между степенью плавления мантийного субстрата и объемами рудного вещества в рудных районах, а также устанавливается соотношение Cu : Zn : Pb в рудах. Наиболее высокую продуктивность на колчеданное оруденение имеют формации, содержащие базальты, исходные магмы которых возникли при высоких степенях плавления мантийного субстрата и участии больших объемов субдукционных флюидов, богатых H₂O.

2. Начальные этапы колчеданоносных островодужных позднеэмско-раннеэйфельского и позднеэйфельско-живетского вулканических циклов знаменуются формированием толщ океанических базальтов. В составе бурибайского комплекса это умеренно-титанистые (TiO₂ 1.54 мас. %) пиллоу-базальты (см. табл. 1, № п/п 3, проба Т-4Б), залегающие на границе нижней и средней толщ, по составу близкие к океаническим плато-базальтам (Косарев и др., 2005).

3. Медная специфика (Cu > Zn) колчеданных месторождений фронтальной островной дуги определяется умеренными глубинами залегания слэба (40–120 км), подвижным состоянием Cu при дегидратации водосодержащих минералов в породах субдукционной плиты под фронтальной и развитой островными дугами и активной экстракцией Cu из пород мантийного клина при формировании исходных магм бонинитовой и толеитовой островодужной серий.

Цинковая специфика (Zn > Cu) колчеданных месторождений карамалыташской внутридуговой спрединговой зоны обусловлена участием в петрогенезе карамалыташских комплексов (Маракушев, 1979; Шаратов и др., 2000) океанических внутриплитных базальтов и толеитовым характером выплавки из мантийного клина, содер-

жащих титаномагнетит и шпинель, обогащенные Zn. Кроме того, для карамалыташского комплекса предполагается более глубокий уровень дегидратации пород слэба (Авдейко и др., 2006; Богатиков и др., 2010; Рингвуд, 1981), который уже подвержен процессам эклогитизации, разрушения решетки темноцветных минералов и хлорита (Карпухина, Баранов, 1983) и дегидратации габбро, базальтов и серпентинитов, способствующих подвижному поведению цинка и оруденению Zn > Cu.

4. Корреляция между объемами рудного вещества колчеданных месторождений и значениями отношения La/Yb и концентрациями Th, Yb, TiO₂, Zr в базальтах колчеданных комплексов связана, скорее всего, с процессом парциального плавления ультрабазитов мантийного клина в области магмообразования. Чем ниже концентрации Th, Zr, Ti и значение La/Yb отношения в базальтах колчеданоносных комплексов, тем выше степень плавления мантийного субстрата и экстракция Cu и Zn при образовании базитовых магм, тем более деплетированный состав имеет мантийный субстрат зоны магмообразования

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку и обсуждение материалов доктору геол.-мин. наук И.В. Викентьеву и академику РАН А.И. Ханчуку. Авторы благодарны рецензентам, взявшим на себя большой труд анализа материалов статьи и за ценные высококвалифицированные замечания, явно способствующие улучшению статьи.

Финансовые источники. Работа выполнена в рамках программы Государственного заказа № 0246-2019-0078 и программы Президиума РАН № 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.
- Берлянд Н.Г. Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
- Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала // Препринт докл. Президиуму БНЦ УрО АН СССР, Уфа. 1989. 24 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

- Викентьев И.В., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Свинцово-изотопная систематика колчеданных месторождений Урала по данным прецизионного изотопного анализа методом MC-ICP-MS // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 155–160.
- Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпущина В.С. и др.* Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
- Вулканизм Южного Урала // Под. ред. И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Д.Н. Салихова и др.). М.: Наука, 1992. 197 с.
- Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
- Геохимическая и металлогенетическая специализация структурно-вещественных комплексов // Под ред. Н.В. Межеловского, Г.С. Гусева. М.: МПР РФ РосГео, 1999. 540 с.
- Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Варламов Д.А. и др.* Хромшпинелиды с цинксодержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрекчиевых горизонтов россыпепроявления Ичетью (Средний Тимман) // Литосфера. 2015. № 2. С. 103–120.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 229 с.
- Дриль С.И., Елизарова М.В.* Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 367–370.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.И. и др.* Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
- История развития Уральского палеоокеана // Под ред. Л.П. Зоненшайна, В.В. Матвеевкова. М.: Ин-т океанологии, 1984. 163 с.
- Карпущина В.С., Баранов Э.Н.* Формы нахождения элементов-индикаторов в ореолах колчеданных месторождений. М.: Наука, 1983. 158 с.
- Косарев А.М., Артюшкова О.В.* Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Колчеданность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 658–662.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданноносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенез и рудообразование: (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 236 с.
- Маракушев А.А.* Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданноносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования // Под ред. В.А. Прокина, И.Б. Серавкина, Ф.П. Буслаева и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
- Мурдма И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Под ред. Г.Ф. Яковлева, В.В. Авдониной, Ю.С. Бородаева и др. М.: Изд-во МГУ, 1968. 292 с.
- Перфильев Ф.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 328. 188 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.
- Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000, 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

- Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Каленчук Г.Е. и др. Экспериментальное изучение мобилизации сульфидов меди, никеля водно-щелочными флюидами при высоких температурах под давлением 20 кбар // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 437–440.
- Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Строение Магнитогорского мегасинклиория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных. Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 9–32.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Бонинитовые серии в палеоспрединовых комплексах Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1998. Т. 361. № 2. С. 232–235.
- Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др. Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 379–412.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 586–647.
- Смолькин В.Ф., Борисова В.В., Светов С.А., Борисов А.Е. Позднеархейские коматииты Урагубско-титовской структуры, северо-запад Кольского региона // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 199–224.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала // Под ред. В.А. Маслова, В.А. Черкасова, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостроводужная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.
- Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы // Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39–252.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклиальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Ходоревская Л.И. Влияние флюидного режима на плавление пород океанической коры (экспериментальные данные) при 900–1000°C, 5–10 кбар // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III Международной геологической конференции, 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 328–329.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MS-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Геохимия. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 414 с.
- Шарфман В.С. Палеовулканологические реконструкции. М.: Недра, 1989. 214 с.
- Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
- Arculus R.J. Aspects of magmagenesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. P. 265–280.
- Fox J.S. Host-rock geochemistry and massive volcanogenic sulphide ores, Saskatchewan // Sask. Res. Council. Geol. 1978. Circ. 12. 21 p.
- Gill J. Orogenic andesites and tectonics. Berlin: Springer Verlag, 1981. 538 p.
- Hutchinson R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // Econom. Geol. 1973. V. 68. P. 1223–1246.
- Ivanov S.N., Perfilov A.S., Yefimov A.A. et al. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals // Amer. J. Sci. 1975. V. 275. C. 107–130.
- Nakamura N. Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 5. P. 757–775.
- Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmogenochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 2. P. 1–38.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Puchkov V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 4–29.
- Scarrow J.H., Hetzel R., Gorozhanin V.M. et al. Four decades of geochronological work in the Southern and Middle Urals: A review // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 233–255.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forarc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 101–134.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Sanders A.D.,

Norry M.J. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experi-

ments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. P. 293–309.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite – associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften. 2004. V. 498. Freiberg. 123 p.

Massive Volcanic Sulfide Complexes of the Magnitogorsk Paleoisland Arc Megazone in the Southern Urals: Model of Ore-Magmatic System, Geodynamic Reconstructions

A. M. Kosarev¹, V. N. Puchkov^{1, 2}, **I. B. Seravkin**¹, and G. T. Shafigullina¹

¹ *Institute of Geology, Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia*

² *The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia*

Paleogeodynamic interpretation of massive sulfide-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk zone from plate tectonic point of view was made, based on the results of their petrologic-geochemical study, with application of geophysical data. The correlation between the values of the La/Yb ratio, concentrations of Th, Yb, TiO₂, Zr in the basalts of ore regions and the volumes of ore matter (Cu + Zn in thousands tons) in massive sulfide deposits of ore areas was established. It permitted to come to the conclusion about the importance of degree of melting of suprasubduction mantle wedge for the formation of ore compositions and volumes of ore matter in ore-magmatic systems. The conclusion was drawn for the first time on the participation of substances of asthenospheric supraduction diapirs in the petrogenesis of massive sulfide-bearing complexes. The obtained information can be used for a prognostic evaluation of new areas for massive sulfide mineralization.

Keywords: geodynamics, island arcs, subduction, geochemistry, partial melting, massive sulfide deposits, Urals