

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

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

^аИнститут 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 выделяются 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; (IIb) 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), (IIb), (III). В цирконе ассоциации (IIb) были обнаружены расплавные включения. Включения были гомогенизированы при 910°C и закалены в однородное стекло. Проанализированный гранитоидный (SiO_2 75–76 мас. %) водосодержащий (H_2O 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 оphiолитах (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 лейкократовыми 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 амфиболизированными 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 по doi: 10.31857/S0869590322010071 для авторизованных пользователей.

вскрытых в лежачих боках высокоамплитудных разломов растяжения, называемых детачментами (см. обзор Ciajela et al., 2015), оксид-габбро тоже характерны. В пробуренном существенно габбровом внутреннем океаническом комплексе массива Атлантического океана, состоящем из серии интрузий, многочисленные поздние мелкие инъекции оксид-габбро, часто в ассоциации с незначительными по объему секущими их плагиогранитными 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 твердо-пластического течения, относимые к высокотемпературным (околосолидусным) тектоническим швам сдвиговых зон детачментов (Sanfilippo et al., 2019).

Оксид-габбро и лейкократовые жильные породы гранитоидного состава (“оceanic plagiogranites”, 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; Nantland, Dick, 2002; Dick et al., 2017; Koepke et al., 2018; Nguyen et al., 2018; Chen et al., 2019). (2) В результате дифференциации магм типа MORB на поздних стадиях образуется два несмесимых расплава ферробазальтовый и кислый, представленные оксид-габбро и ОПГ соответственно (например, Dixon, Rutherford, 1979; Nantland 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 (Koepke 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 (Koepke 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, несмесимость 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 плагиогранитных выплавок остаются малоизученными. Валовый состав плутонических пород не может отражать состав расплава, ввиду удаления неизвестной части остаточной жидкости, обогащенной H_2O , K_2O и другими несовместимыми компонентами, после его кристаллизации. Кроме того, оксид-габбро могут иметь гибридную природу в результате кристаллизации Fe–Ti оксидов из интерстиционального 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 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 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 кварцсодержащим ассоциациям в габброидах внутреннего океанического комплекса САХ. Изучены вариации состава минералов в ряду последовательных минеральных ассоциаций. Предпринята попытка непосредственного микронализма 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 лежачем боку активного детачмента (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 детачмента 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 флюоресцентного 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, оснащенном 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 ($Na_2BeSi_2O_6$). 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 HfO_2 , Y_2O_3 и $DyPO_4$.

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 $\pm 10^\circ\text{C}$ определить не

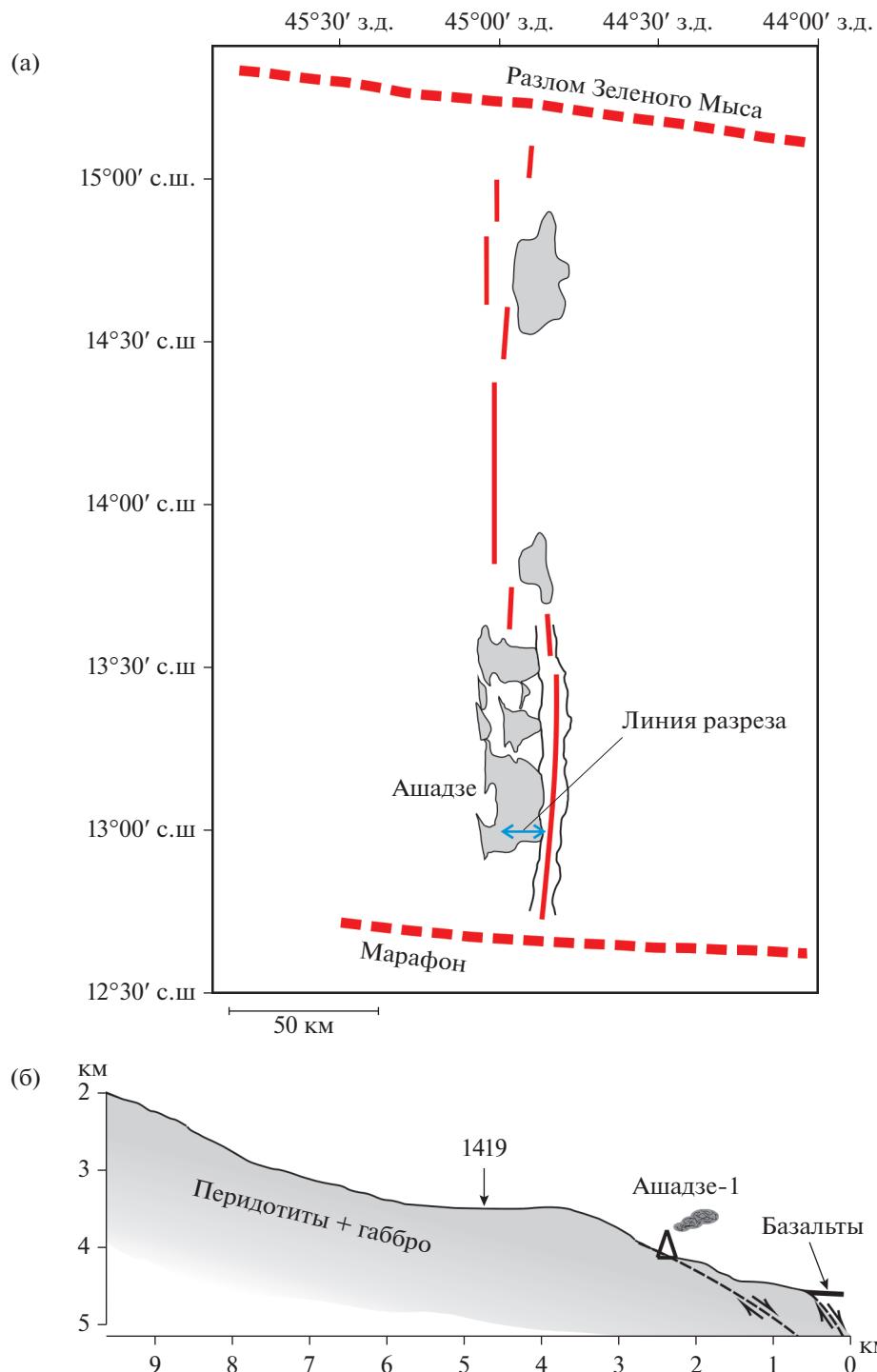


Рис. 1. (а) Схема строения сегмента САХ между трансформными разломами Марафон и Зеленого Мыса. Красные сплошные линии – осевая зона спрединга, красные пунктирные линии – трансформные разломы, серые полосы – внутренние океанические комплексы, по данным (Smith et al., 2008).
 (б) Разрез через комплекс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

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

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

ПЕТРОГРАФИЯ

Среди габброидов комплекса Ашадзе примитивные оливинсодержащие разности, 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 “Pourquoi 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 титаномагнетитом и ильменитом, слагают до 10 об. % пород. В незначительном количестве присутствует роговая обманка, частично замещающая пироксены.

Плагиоклаз в породе представлен удлиненными, таблитчатыми и изометричными зернами 1–6 мм с внутрикристаллическими деформациями в виде искривления поверхностей двойниковых швов. Зерна <1 мм в ассоциации с поздним амфиболом имеют незначительный общий объем.

Кристаллы клино- и ортопироксена имеют размеры до 4 см. Нередко представлены в виде срастаний. Наблюдаются ориентированные микроламины клинопироксена в ортопироксене и наоборот. Ортопироксен помимо крупных зерен

присутствует в поздних мелкозернистых агрегатах с магнетитом и роговой обманкой.

Fe–Ti оксиды образуют срастания 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 зерен до 0.1 мм (рис. 2б–2г). Наблюдаются слабо выраженная предпочтительная ориентировка зерен 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 объему микро-оксид-габбро равномерно распространены зерна апатита размером до 10 мкм. В плагиоклазе систематически присутствуют призматические вrostки апатита микронной размерности. Встречаются единичные зерна циркона размером до 70 мкм. Микро-оксид-габбро в отдельных микропрожилках и интесициях 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 зерне плагиоклаза вмещающего грубозернистого габбронорита. Катодолюминесцентное 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

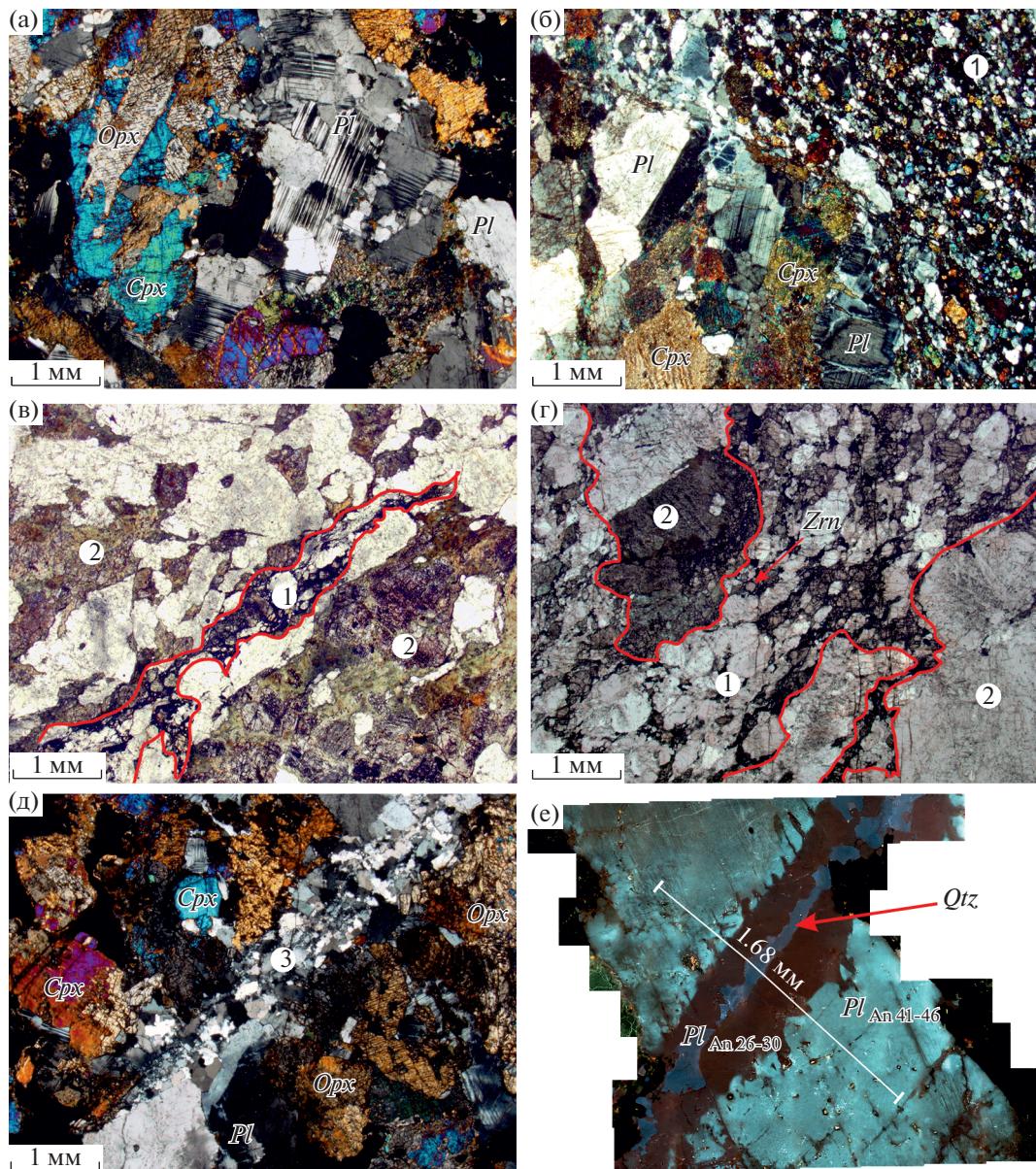


Рис. 2. (а) Грубозернистый габбронорит. Плагиоклаз (*Pl*), клинопироксен (*Cpx*), ортопироксен (*Opx*). (б) Контакт грубозернистого габбронорита с прожилком микро-оксид-габбро. (в, г) Интерстиционные, циркон (*Zrn*)-содержащие микропроявления микро-оксид-габбро, секущие грубозернистый габбронорит. (д) Мелкозернистый плагиогранитный прожилок (плагиоклаз + кварц \pm биотит \pm ортопироксен) в грубозернистом габбронорите. (е) Зональный кварц-плагиоклазовый микропроявление, рассекающий крупное зерно плагиоклаза грубозернистого габбронорита (*Qtz* – кварц). Белой линией показан микрозондовый профиль (см. рис. 3б). (а, б, д) – в скрещенных поляризаторах; (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 рентгенофлюоресцентный анализ (табл. 1). Следует отметить, что разделение проб прожилков и вмещающего габбро не могло быть безусловно-

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 габбонорита (1) и вмешаемого 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 габбонорите, 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 интерстициональных микропрожилках, ассоциирующие с апатитом, ильменитом, кварцем ± роговая обманка (рис. 3б–3г); (3) кристаллы размером до 150 мкм в лейкократовых гранитоидных микропрожилках (рис. 3д).

Таким образом, изученные габброиды представлены в основном грубозернистыми габбоноритами вмещающими микро-оксид-габбровые и лейкократовые гранитоидные микропрожилки. Выделяется четыре группы минеральных ассоциаций: (I) преобладающий грубозернистый габбонорит; (II) микро-оксид-габбро, обогащенное ильменитом и апатитом, с единичными зернами циркона размером <70 мкм; (IIb) 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 аортитовой составляющей (*An*#) (рис. 4). Микро-оксид-габбро характеризуется заметно более кислым плагиоклазом по

сравнению с вмещающими грубозернистыми габбоноритами. Перекрытие полей незначительное. В лейкократовых 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 габбонорита и лейкократового 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 габбонорите. По-видимому, эти наложенные агрегаты не имеют отношения к микро-оксид-габбровым и лейкократовым 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 габбоноритов (ассоциация I), но очень близок по составу к ортопироксену из лейкократовых 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 (Linnen, Kepler, 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 ортопироксено-виллемитовых ассоциаций; ESM_3.xlsx (Suppl. 3) – Составы клинопироксено-виллемитовых ассоциаций; ESM_4.xlsx (Suppl. 4) – Составы цирконов.

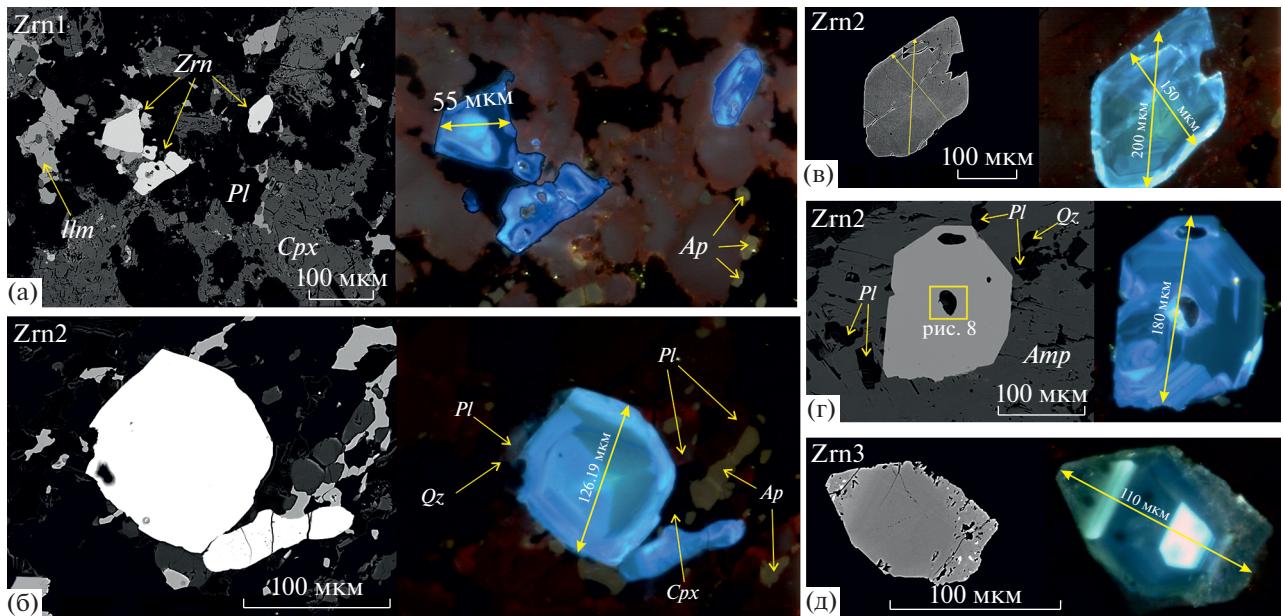


Рис. 3. Парные изображения зерен циркона в отраженных электронах и катодолюминесценции.

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, Cpx – клинопироксен, Ilm – ильменит, Pl – пластиоклаз, 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 профиях 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 расплавными включениями, характеризуется диапазоном содержания Hf 0.0086–0.012 форм. ед. Заметно отличается по составу и зональности Zrn3 (рис. 7д) из лейкократового гранитоидного микропрояжилка. 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 расплавные 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 расплавных включений не отмечены. Из-за высокого показателя преломления циркона визуальная диагностика фазового состава включений крайне затруднительна. Качественный анализ фаз вскрытого негомогенизированного раскристаллизованного расплавного включения показал преобладание неоднородного кислого пластиоклаза и подчиненного количества калиевого полевого шпата (рис. 8). Это не исключает присутствие других минералов за пределами плоскости вскрытия. Наблюдаемая ассоциация кислого пластиоклаза (*An*# 3–9) и калиевого полевого шпата характерна для гранитных, а не габброидных ассоциаций.

Экспериментально исследованы ненарушенные расплавные 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 однотипный состав калийсодержащего гранитоидного расплава (рис. 9, спектры). Получение количественного анализа закаленного стекла включений оказалось трудно- выполнимой задачей из-за их малого размера,

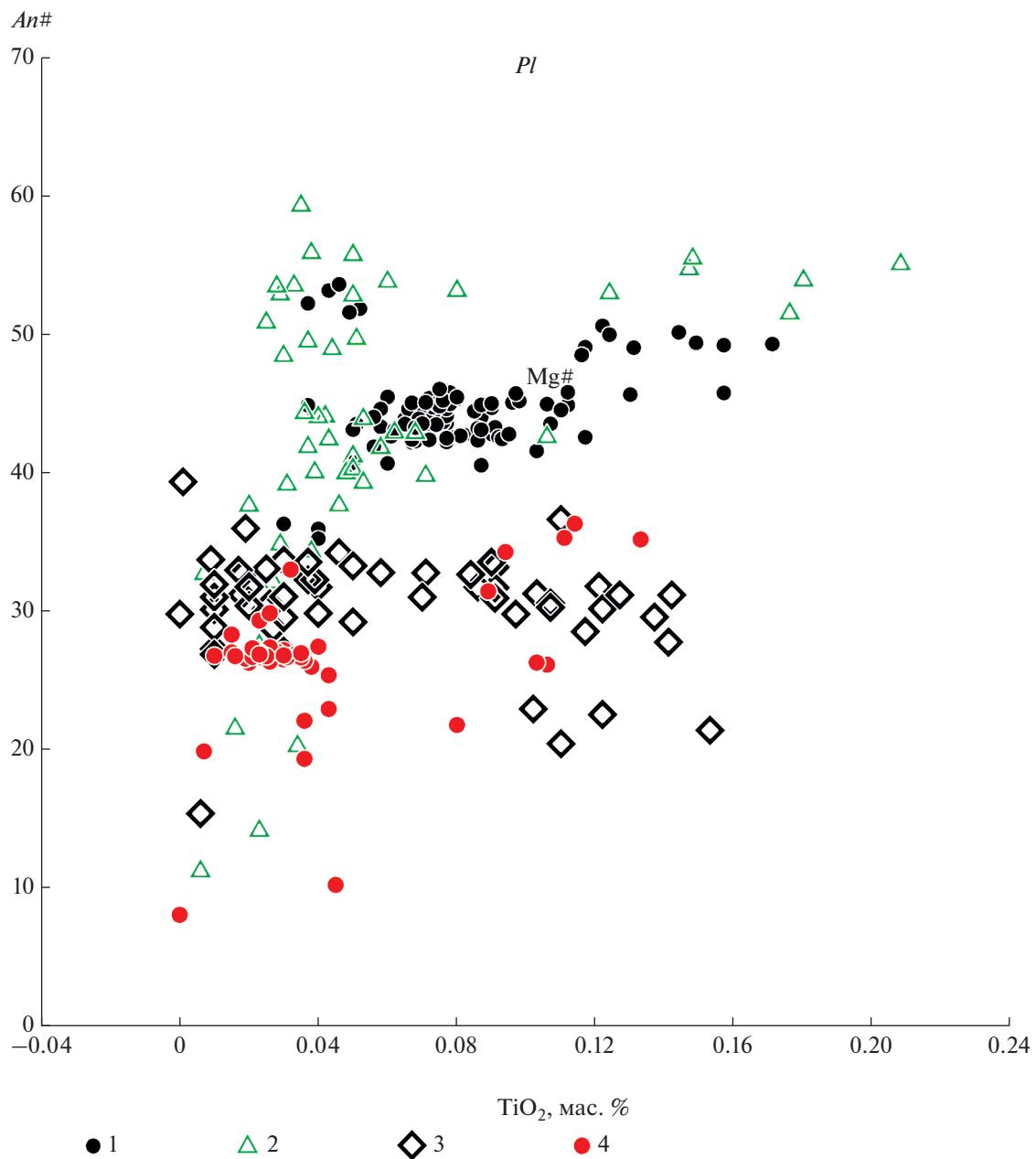


Рис. 4. Вариации состава плагиоклаза: (1) крупные зерна, грубозернистый габбронорит, ассоциация (I); (2) локально перекристаллизованные агрегаты в поздних ассоциациях с магнетитом и роговой обманкой в грубозернистом габбронорите; (3) микро-оксид-габбро, ассоциация (II); (4) лейкократовые гранитоидные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

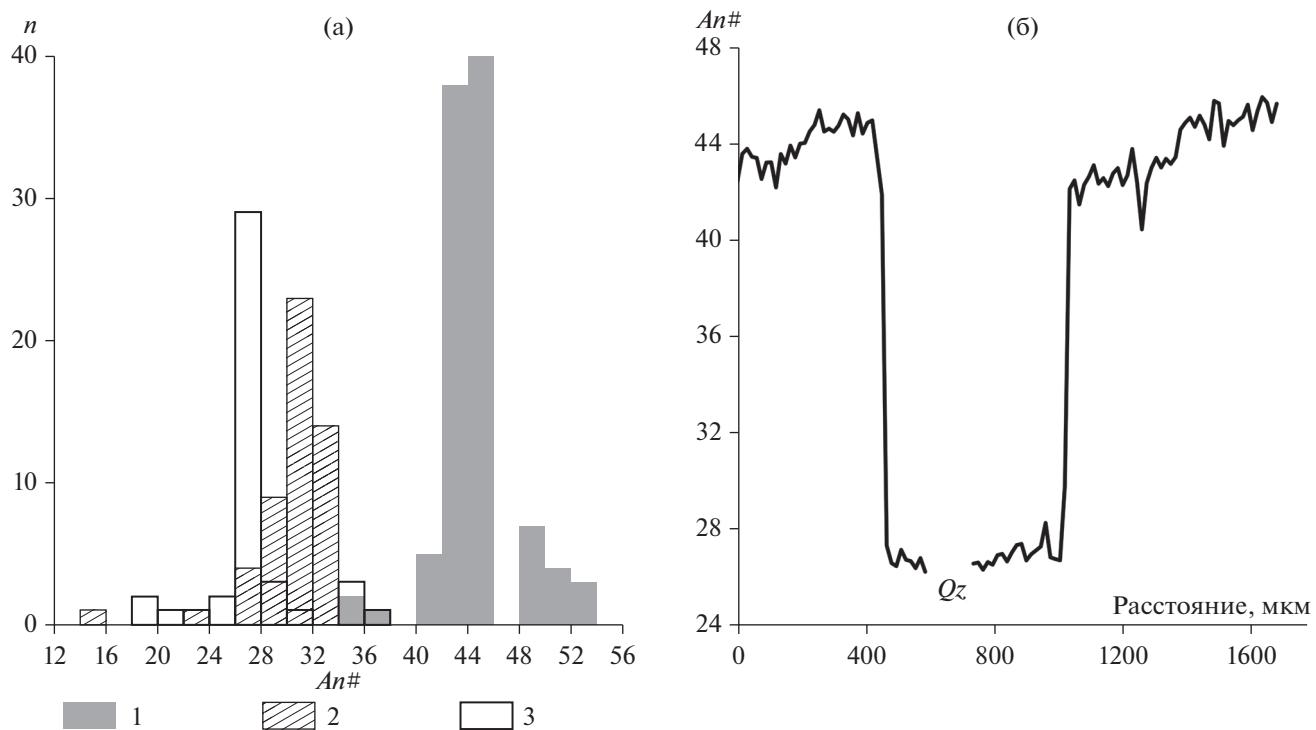


Рис. 5. (а) Гистограмма распределения $An\#$ пластика в выделяемых магматических ассоциациях: (1) грубозернистый габбронорит, ассоциация (I); (2) микро-оксид-габбро, ассоциация (II); (3) лейкократовые гранитоидные микропроявления, ассоциация (III).

(б) Микрозондовый профиль с шагом 15 мкм поперек кварц-пластика микропроявления, секущего крупный кристалл пластика грубозернистого габбронорита (рис. 2е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют предложить общую петрогенетическую схему изученной габброидной ассоциации в следующем виде. Грубозернистые габбронориты (ассоциация I) являются пластика-пироксеновыми кумулатами умеренно-дифференцированного базитового расплава в хорошо раскристаллизованном интрузивном теле, вмешанном абильтальными перидотитами. Мелкие инъекции микро-оксид-габбро (ассоциация IIa) представляют собой следы продвижения кристаллизующегося дифференцированного остаточного расплава, насыщенного ильменитом. Интерстиционные и микропроявковые агрегаты (ассоциация IIb) 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 микропроявков биотитсодержащего гранитоидного состава с цирконом.

Исходя из имеющихся данных, очевидно, что в ряду грубозернистый габбронорит \rightarrow прожилки микро-оксид-габбро \rightarrow лейкократовые гранитоидные микропроявления 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. Микрозондовые анализы расплавного включения в цирконе, мас. %.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	P_2O_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

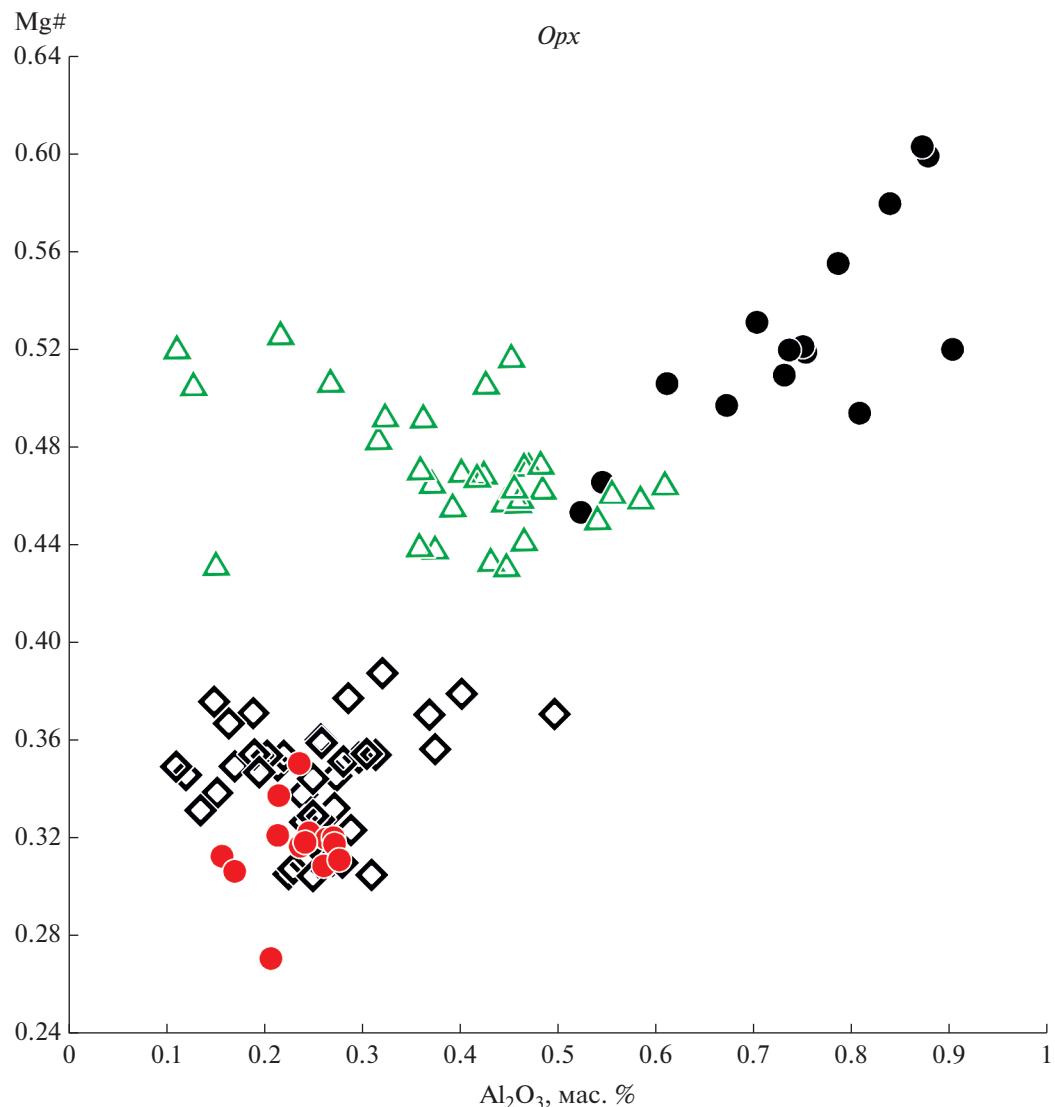


Рис. 6. Вариации состава ортопироксена. Условные обозначения см. рис. 4.

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 → Zrn2 → Zrn3, как и от центров к краям зерен, согласуется с фракционированием

Zr/Hf в расплаве кристаллизующимся цирконом (Linnen, Keppler, 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 SiO₂ в остаточном расплаве, поскольку растворимость циркона в силикатном расплаве существенно снижается с возрастанием SiO₂ (Borisov, Aranovich, 2019). В данном случае, судя по составу проанализированных расплавных включений, концентрация SiO₂ в остаточном расплаве достигла 75–76 мас. % (табл. 2).

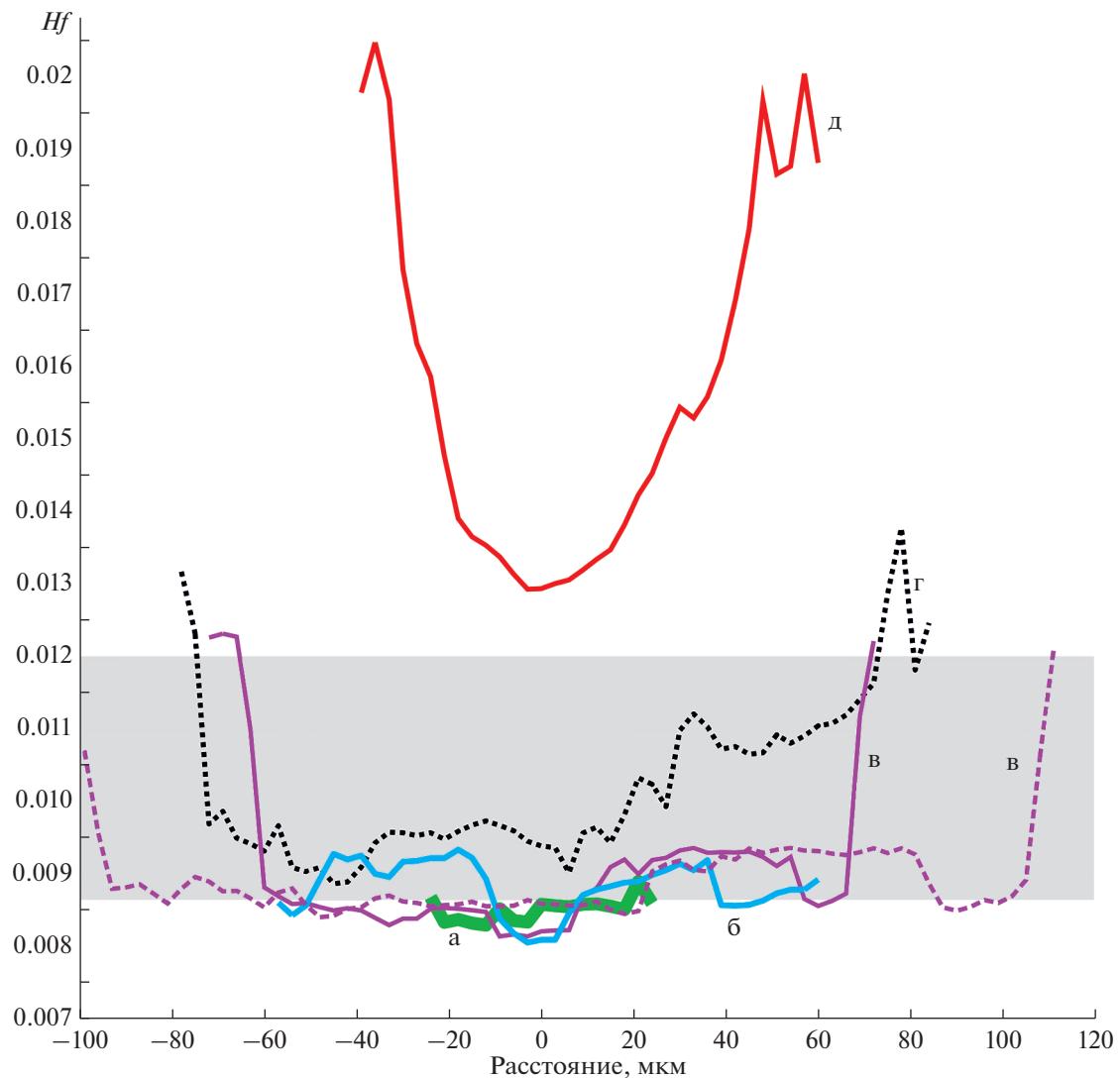


Рис. 7. Концентрация Hf (форм. ед.) по профилям в трех разновидностях циркона. Положения профилей показаны на рис. 3. Серое поле – диапазон концентраций Hf в Zrn2 вблизи расплавных включений.

Предполагаемое нами формирование граниоидного расплава в результате последовательной дифференциации магмы типа MORB, вероятно, не является единственным 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 H_2O в

изученных расплавных включениях в количестве около 3 мас. %. Наличие H_2O 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 (Koepke et al., 2007). Кроме того, появление кварца в интерстициональных 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).

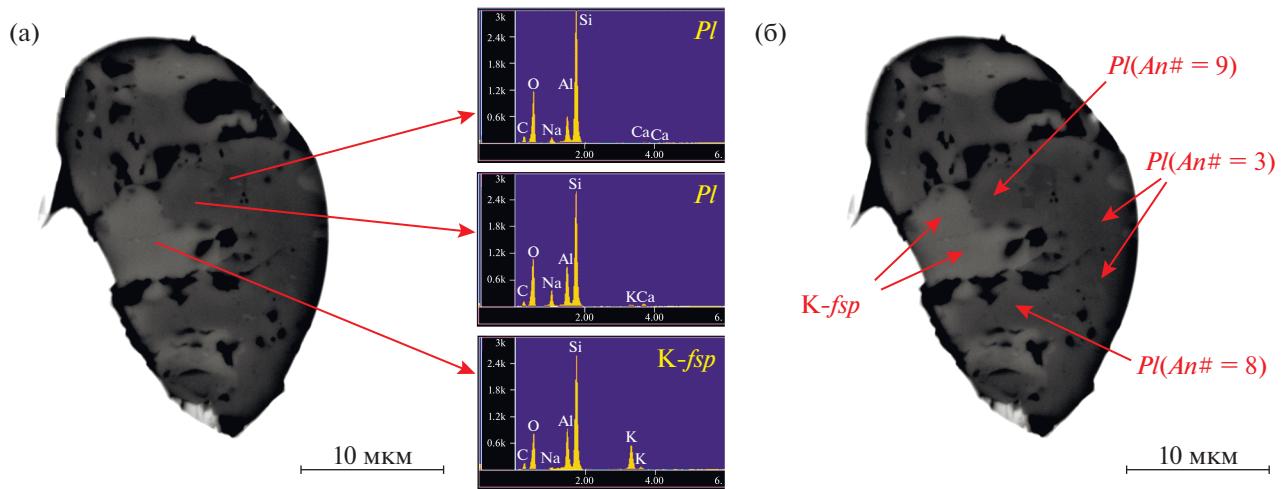


Рис. 8. Изображение вскрытого раскристаллизованного (негомогенизированного) расплавного включения в отраженных электронах.

(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.

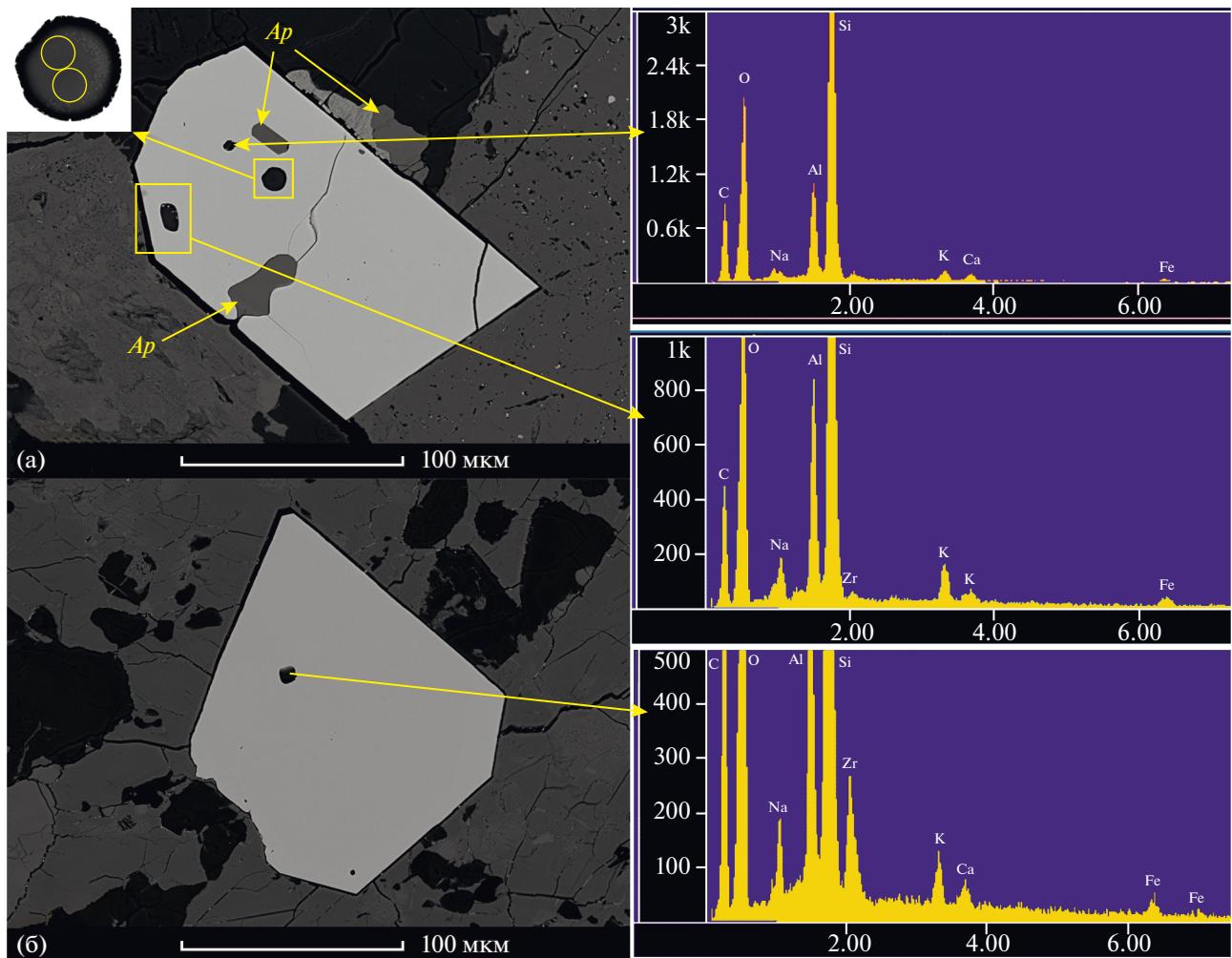


Рис. 9. Сечения кристаллов циркона с расплавными и кристаллическими включениями в отраженных электронах. На врезке в левом верхнем углу крупным планом показаны места анализа расплавного включения с диаметром зонда 5 мкм. В правой части рисунка показаны спектры ЭДС, соответствующие указанным расплавным 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. % (Koerke 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 расплавного 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 микропрояжилков 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 расплавных 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 вкраплениках 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-трондемитовая 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., Аристин 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 anatetic 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 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 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., Neschartov 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.
- Ciajela 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 geo-physical, 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 SiO_2 -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 oceanic 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., Escartín 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 (SiO_2 75–76 wt. %) water-containing (H_2O ~ 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