

УДК 552

ГРАНИТИЗАЦИЯ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА: СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИРОДНЫХ ДАННЫХ

Л.И. Ходоревская

*Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН
ул. Академика Осипьяна, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432, Россия*

E-mail: khodorevskaya@mail.ru

Поступила в редакцию 14.01.2019 г.
Получена после доработки 06.03.2019 г.
Принята к публикации 19.04.2019 г.

Представлены новые данные, дополняющие результаты экспериментального изучения процессов гранитизации, полученные ранее. Проведено экспериментальное моделирование высокотемпературного метасоматоза в породах основного состава, заключающееся в транспорте петрогенных компонентов при 750°C, 500 МПа в условиях градиента давления. Источником переносимых Si, Ca, Mg в опытах служил гранат. Состав раствора был представлен H₂O и 25 мас.% NaCl. В экспериментах происходило разложение граната с образованием пироксенов, амфиболов, плагиоклаза, небольшого количества расплава, ильменита и оксидов железа. Сопутствующее частичное растворение приводило к переносу и перетолжению растворенных компонентов на подложке, представленной габбро-анортозитом, и формированию каймы минералов, аналогичных образовавшимся при разложении граната. Составы новообразованных минералов в кайме идентичны таковым, образующимся при метаморфизме габбро-анортозитов при $T \geq 750^\circ\text{C}$, $P > 700$ МПа. При формировании минеральной каймы происходит вынос элементов, зависящий от состава флюидной фазы. Водный флюид выносит Fe, Ca, Mg. При добавлении NaCl ($X_{\text{NaCl}} \approx 0.1$) в состав флюида Ca из минералов не выносится. Это свидетельствует о том, что высокое содержание NaCl во флюиде не характерно для процессов формирования базификатов при гранитизации. Эксперименты показали, что вынос Fe флюидами H₂O и H₂O-NaCl происходит в большей степени, чем вынос других элементов. В природных ассоциациях преимущественный вынос Fe подтверждается высокой железистостью меланократовых минералов и спецификой базификатов на проявлении магнетита и гематита.

Ключевые слова: гранитизация, базификация, флюид, фильтрация растворов, метасоматоз

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275557-576>

ВВЕДЕНИЕ

Согласно теории Д.С. Коржинского (1952, 1955, 1976), гранитизация — это неизохимический анатексис в открытой системе с приносом щелочей и кремния флюидами внешнего происхождения при сопутствующем выносе оснований. Модель гранитизации Д.С. Коржинского подтверждалась многочисленными полевыми исследованиями пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Крылова и др., 1972; Гаврикова, 1982, 1987; Петрова, Левицкий, 1984; Перчук и др., 1994; Щербаклова, 1988; Беус, Щербаклова, 1994; Сафонов, 1997; Летников и др., 2004

и др.). Наиболее масштабные проявления гранитизации связывают с пиком метаморфизма (Кориковский, Аранович, 2010, 2015 и др.) при максимальных температурах 650–700°C для амфиболитовой фации и 750–850°C — для гранулитовой (Левицкий, 2005). Однако ряд исследователей (Перчук и др., 1994, Perchuk et al., 2000) полагают, что процессы гранитизации свидетельствуют не о пике метаморфизма, а о начале регрессивного этапа, при котором происходит инверсия режима метаморфизма, переход от его изохимической стадии к аллохимической (метасоматической) с постепенным снижением параметров.

Главным фактором на этом этапе является снижение давления и увеличение проницаемости пород. Чем больше проницаемость толщи и приток глубинных флюидов, тем масштабнее процессы гранитизации и регрессивного метаморфизма и более ошутим их метасоматический характер (Антипин, Макрыгина, 2006).

За последние 20–30 лет проведены многочисленные экспериментальные исследования, необходимые для понимания основных закономерностей процессов гранитизации. Например, в ряде работ было показано, что водно-хлоридные флюиды при высоких P и T являются хорошими растворителями подавляющего числа минералов (Newton, Manning, 2010; Manning, 2013; Aranovich et al., 2014; Manning, Aranovich, 2014) и, следовательно, способствуют эффективному переносу петрогенных компонентов, а также U, Th, REE, Rb, Cs (Hansen et al., 2002; Aranovich et al., 2014). Среди растворенных компонентов особое значение имеют хлориды K, Na и Ca (Newton, Manning, 2010 и ссылки в этой статье; Aranovich et al., 2013, 2014; Aranovich, Safonov, 2018 и др.). Высокие концентрации солей (хлоридов Na, K, Ca) во флюидах значительно понижают активность H_2O (Aranovich, Newton, 1996, 1997; Shmulovich, Graham, 1996) при сохранении и даже усилении транспортных свойств по сравнению с флюидами систем H_2O –неполярные газы (Gibert et al., 1999; Holness, 1992 и др.).

Экспериментальное подтверждение участия флюида в процессах гранитизации основных, не содержащих кварца пород, было представлено в исследованиях (Жариков и др., 1990, 1994), показавших возможность образования гранитных расплавов за счет транспорта компонентов флюидной фазой, вызванного градиентом температуры или давления. В работах Л.И. Ходоревской (2004, 2006) была доказана принципиальная возможность образования гранитоидных расплавов в метабазитах под воздействием флюидов H_2O , H_2O –HCl, H_2O –NaCl, насыщенных щелочами и кремнеземом. Показано, что при составе флюида H_2O , H_2O –1m HCl, H_2O –1m NaCl составы расплавов являются эвтектическими, относятся, главным образом, к трондьемитовым и гранитным разновидностям. Изучены составы минералов на контактах расплавов с метабазитами.

Наряду с P – T условиями, два аспекта процессов гранитизации являются важнейшими. Первый из них – участие и роль

(K, Na)Cl-содержащих флюидов. Еще в 1946 г. Д.С. Коржинский показал, что взаимодействие пород с флюидами при варьирующих активностях Na_2O и K_2O приводит к развитию реакционных структур, изменению состава минералов и в предельном случае – к образованию новых минеральных ассоциаций. Позднее работы Д.С. Коржинского были существенно дополнены (Perchuk, Gerya, 1992, 1993; Perchuk et al., 1994, 2000; Перчук и др., 1994; Сафонов, 1997; Ravindra-Kumar, 2004 и др.). Авторы соотносили структуры замещения и закономерности изменения состава минералов при образовании метаморфических чарнокитов с воздействием на породы калий-содержащих рассолов. Термодинамический анализ, представленный в (Safonov, Aranovich, 2014), показывает, что изменения в минеральных ассоциациях гранитизации, чарнокитизации, сиенитизации и др. могут происходить за счет вариаций активностей щелочей без изменения P – T параметров. Соотношения активностей щелочей могут буферироваться как вмещающими породами, так и фильтрующимися флюидами.

Большое значение для понимания роли KCl/NaCl в процессах гранитизации имеют экспериментальные исследования. В работах (Orville, 1963; Aranovich et al., 2013) определена зависимость соотношения $K/(K + Na)$ в расплаве или полево шпате от того же соотношения во флюиде. Показано, что величина отношения K/Na во флюидной фазе при фиксированных P и T определяет калишпатизацию, либо альбитизацию плагиоклазов. И в разбавленных растворах при сравнительно низкой температуре (Orville, 1963), и в концентрированных – при высокой (Aranovich et al., 2013) переход от натровых к калиевым полевым шпатам осуществляется в узком интервале состава флюида.

В исследовании (Safonov et al., 2014) представлены закономерные преобразования минеральных ассоциаций и тренды составов расплавов, полученные при взаимодействии биотит-амфиболового гнейса с флюидами H_2O – CO_2 –(Na,K)Cl при концентрациях солей во флюиде $X_{(Na, K)Cl} \approx 0.01$ – 0.02 и варьирующем соотношении KCl/NaCl. Авторами показано, что соотношение KCl/NaCl во флюиде наряду с P – T параметрами определяет как вариации минеральных ассоциаций, так и составы сосуществующих расплавов. Данные расплавы могут меняться от дацитовых и калиевых риоли-

товых в присутствии флюидов H_2O-CO_2-KCl до трахитовых и фонолитовых в присутствии флюидов $H_2O-CO_2-(Na,K)Cl$ и H_2O-CO_2-NaCl . Эти вариации типов гранитоидов осуществляются в пределах первых мольных процентов солевой составляющей, т.е. при концентрациях, вполне реальных для коровых флюидов (Сафонов, Косова, 2017). Тем не менее содержания хлоридов щелочей в «гранитизирующих флюидах», видимо, сильно меняются. В тыловых зонах инфильтрационных колонок значимую роль играют высококонцентрированные растворы и рассолы. Так, по данным (Кориковский, Аранович, 2010) в тыловых зонах колонок гранитизации для района Порьей Губы (Белое море) средний состав флюида может быть представлен как: $X_{H_2O} = 0.45$, $X_{CO_2} = 0.10$, $X_{NaCl} = 0.30$, $X_{KCl} = 0.15$. Для района о-ва Горелый (Кандалакшский залив, Белое море) в приконтактных зонах коронарных метагэббро-норитов с гнейсо-гранитами также получен близкий состав флюидной фазы ($X_{H_2O} = 0.60$, $X_{CO_2} = 0.10$, $X_{NaCl} = 0.30$; Кориковский, Ходоревская, 2006). Именно высокая соленость флюидов обеспечивает появление в тыловых зонах колонок таких амфиболов как ферропаргаситы и феррогастингситы (Ходоревская, Аранович, 2016), плагиоклазов кислого состава, кварца, калиевого полевого шпата (Шмулович, Грэм, 2008). Наиболее вероятным механизмом повышения солености флюида в этих зонах является образование расплава и водосодержащих минералов, таких как роговые обманки и биотит, что приводит к уменьшению X_{H_2O} во флюиде.

Таким образом, благодаря полевым, экспериментальным и термодинамическим исследованиям, начиная с пионерских работ Д.С. Коржинского, были получены основополагающие данные, объясняющие все основные закономерности особенностей гранитизации, связанных с участием K и Na, а также Si во флюиде.

Второй важнейший аспект гранитизации – поведение таких петрогенных компонентов, как Ca, Mg, Fe. Среди этих элементов Fe и Mg являются избыточными по отношению к гранитной эвтектике, и их удаление из вмещающих пород обеспечивает приближение состава породы к гранитному и плавление при соответствующих $P-T$ условиях. Следует отметить, что в ряде случаев, наоборот, привнос Ca способствует плавлению (Аранович, 2017; Aranovich, Safonov, 2018).

Однако, в целом, в отличие от полевых, экспериментальных и термодинамических исследований режима щелочей при гранитизации, вопрос выноса и переотложения или рассеивания таких элементов, как Ca, Mg, Fe остается почти не изученным.

Полевые данные свидетельствуют о том, что вблизи зон гранитизации не наблюдается сплошной фронт выноса указанных элементов (Reynolds, 1946). Этот факт дает основание для существенной критики, а порой и отрицания модели гранитизации, хотя, согласно представлениям Д.С. Коржинского (1952), большая часть выносимых Mg, Fe и Ca, чаще всего, рассеивается далеко за пределами ореолов анатектиса. Тем не менее на периферии гранитизированных участков нередко фиксируются меланократовые *Gr^{t1}-Cpx-Opx-Hbl*, *Hbl-Cpx-Pl-Bt*, *Hbl-Gr^t-Pl*, *Cpx-Gr^t-Pl-Mag* проявления. Подобные меланократовые образования, связанные с зонами гранитизации, получили название базификаты. Объем их невелик и несопоставим с объемом гранитоидов. Чаще всего, базификаты представляют собой небольшие тела послонных или секущих жил, пятна, оторочки вокруг зон гранитизации и т.д. Ширина базификатных жил варьирует от первых сантиметров до нескольких метров, длина – до десятков метров.

Исследования меланократовых проявлений в метабазах немногочисленны. При наличии данных по составам минералов базификатов, их соотношениям, а также некоторым оценкам $P-T$ параметров их образования (Утенков, 1989; Беляев, Рудник, 1980; Жданов, 1980; Кориковский, Аранович, 2010, 2015; Ходоревская, Кориковский, 2007 и др.) нет основополагающих представлений о механизме выноса Ca, Mg, Fe из зон гранитизации или метабазитов, практически полностью отсутствует информация о составе флюидов. Очень небольшое количество экспериментальных и расчетных данных о растворимости темноцветных минералов (Пуртов, 1998; Азимов, Бушмин, 2007 и др.) не может в полной мере объяснить формирование зональных меланократовых проявлений. Остается дис-

¹ *Gr^t* – гранат, *Adr* – андрадит, *Prp* – пироп, *Grs* – гроссуляр, *Alm* – альмандин, *Cpx* – клинопироксен, *Hbl* – амфибол, *Bt* – биотит, *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Jd* – жадеит, *Act* – актинолит, *Aug* – авгит, *Pl* – плагиоклаз, *An* – анортит, *Mg-Hs* – Mg-гастингсит, *Prg* – паргасит, *Mag* – магнетит, $ox.Fe = (Fe_2O_3 + FeO)$, $X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO)$.

кусионным вопрос о связи меланократовых метасоматических проявлений в метабазах с областями гранитизации или ее отсутствию. С.П. Кориковский и Л.Я. Аранович (2010) предположили, что формирование автономных меланократовых жил может происходить на значительном удалении (десятки, а, возможно, и сотни метров) от зон гранитизации. Л.И. Ходоревская (2012) считает, что меланократовые жилы, изредка наблюдаемые в метабазах, не обязательно должны быть генетически связаны с областями гранитизации, а являются проявлением обычного высокотемпературного метасоматоза.

Отсутствие подобной информации не позволяет говорить о способах миграции вещества, дистанции и направлении перемещения, причинах переотложения не только петрогенных, но и рудных, и редких элементов.

В настоящей статье кратко изложены новые данные, дополняющие результаты моделирования процессов гранитизации, представленные в исследованиях (Ходоревская, 2004). Однако главной задачей работы была оценка состава флюида при формировании базификатов. Полученные данные позволили дополнить и расширить некоторые аспекты модели гранитизации Д.С. Коржинского.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРАНИТИЗАЦИИ

Экспериментально моделировать процессы гранитизации, включающие одновременно привнос Na, K, Si в метабазит при сопутствующем выносе элементов, крайне сложно. Поэтому в опытах воспроизведена упрощенная модель гранитизации, вызванная фильтрацией флюида, привносящего Na, K и Si, в образцы амфиболитов.

Для моделирования соответствующего привноса элементов в опытах создавался перепад давления вдоль ампулы, что стимулировало направленное движение растворов от больших давлений к меньшим. Методика постановки экспериментов по переносу компонентов от одной породы к другой (размеры ампул, подготовка исследуемых пород, составы исходных амфиболитов, особенности ввода ампул в режим опытов, кинетические опыты, обработка образцов после опытов, методы анализа), а также составы образующихся расплавов и минералов, получаемые при привносе щелочей и кремнезема в амфиболиты, были под-

робно описаны в исследованиях (Ходоревская, 2004). Дополнительные данные этих экспериментов кратко изложены ниже.

Было установлено, что по краю амфиболита, взаимодействующего с однонаправленным потоком Na-K-Si-содержащего флюида, образуется кайма близэвтектического расплава. В зависимости от соотношения K/Na во флюиде состав расплава меняется от трондemitового до гранитного (Ходоревская, 2004, рис. 7).

Основные минералы в контакте новообразованного расплава с амфиболитом представлены амфиболом, биотитом, плагиоклазом. Биотит становится несколько более титанистым, содержит больше Al в октаэдрической координации по сравнению с биотитом из амфиболитов. Происходит уменьшение основности первичных плагиоклазов породы от лабрадора до андезина. Исходный амфибол в контакте приобретает гастингситовый, либо паргаситовый состав. В зонах интенсивного развития расплава амфиболы сильно уменьшаются в размерах, иногда замещаясь почти полностью расплавом. Ильменит преобразуется в агрегаты рутила и магнетита: краевые участки зерен обогащаются титаном, появляется рутил.

Суммарное содержание (CaO + MgO + FeO), определенное из анализа состава расплава с площади 200 × 200 мкм, варьирует. При составе флюидов H₂O-HCl или H₂O-NaCl содержание (CaO + MgO + FeO) в расплаве составляет 3–5 мас.%, несколько больше, чем при водном флюиде (1–2 мас.%).

Состав образцов амфиболитов вблизи контакта с новообразованными расплавами также меняется. Так, согласно данным (Ходоревская, 2004, рис. 6) измерения валового состава вдоль всего образца амфиболита, проводимые в среднем с площади 800 × 800 мкм, показали, что в экспериментах наиболее заметен вынос MgO из приконтактной зоны расплава с амфиболитом. Это приводит к увеличению магнезиальности темноцветных минералов амфиболита. Этот фронт “микробазификации” с увеличением времени опытов мигрирует в сторону неизменного амфиболита. Скорость фронта микробазификации для амфиболитов составляет $\approx 10^{-9}$ – 10^{-8} м/с.

Таким образом, данные экспериментов показывают, что при взаимодействии щелочи-Si несущих растворов с амфиболитами происходит растворение последних. Выщелоченные

CaO, MgO, FeO отчасти входят в расплав в очень небольших, 2–5 мас.% количествах, отчасти остаются во флюидах. Несмотря на то, что их содержания в расплавах, полученных в экспериментах, составляют первые проценты, в природных гранитоидах, развивающихся за счет гранитизации амфиболитов, основных гранулитов и сланцев, их содержания могут достигать 25 мас.%, вследствие фиксации в новообразованных амфиболах, биотите, ортопироксене (Щербакова, 1988 и др.). Оставшиеся в растворе CaO, MgO, FeO могут рассеиваться в процессе фильтрации флюида или концентрированно переотлагаться за пределами зон гранитизации, образуя базификаты.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Воспроизведение моделей инфильтрационного метасоматоза требует воссоздания фильтрующегося через породу флюида, растворяющего и выносящего компоненты породы, с дальнейшим переотложением этих компонентов и формированием новых минералов, стабильных при заданных P - T условиях. Методика постановки данных экспериментов была аналогична рассмотренной в (Ходоревская, 2004) за исключением исходных материалов. В качестве модельного исходного состава, взаимодействующего с флюидом, был выбран гранат $Grs_{28}Alm_{43}Prp_{16}$ из меланократовой гранат-амфиболовой жилы (о-в Кий, Онежская Губа, Белое море). При параметрах опыта гранат являлся буферной фазой для насыщения флюида петрогенными элементами, их переноса и переотложения по мере фильтрации. В гранате присутствуют включения амфибола и альбита, составляющие 10–15 об.%. Химический состав граната, роговой обманки и общий химический состав граната с включениями роговой обманки и альбита представлены в табл. 1. Гранат помещался в нижнюю часть золотой ампулы. Ампула заполнялась 0.07–0.10 мл H_2O или 5.7 моль/кг H_2O (m) раствором NaCl ($X_{NaCl} = 0.09$). Переосаждение выщелоченных элементов из граната должно было проходить на подложке, представляющей собой любую плотную, слаборастворимую при параметрах экспериментов породу. В качестве подобной подложки использовался анортозит (рис. 1), который состоял из неравномерных мелано-

кратовых (Srx , Orx , с редким ильменитом) и лейкокоратовых ($Pl - An_{80}$) прослоев или линз (табл. 1). В анортозите проявлены небольшие (≈ 10 –20%) метасоматические изменения, связанные с появлением плагиоклаза An_{53} . Выбор анортозита в качестве подложки был обусловлен только тем, что наличие в нем Srx , Orx , Pl позволяет сравнить исходные составы минералов с составами тех же минералов, образующихся вследствие переноса элементов из граната. Цилиндрический образец анортозита высотой 2–3 см плотно вставлялся в ампулу. Расстояние между гранатом и анортозитом составляло 15–20 мм и их взаимодействие осуществлялось только через флюидную фазу.

Сверху на анортозит помещалась толсто-стенная микрокамера с внутренним отверстием, футерованным платиной, диаметром ≈ 2 мм для сбора раствора, фильтрующегося через породу. Объем камеры составлял 0.06 ± 0.01 см³. Флюидное давление в нижней части ампулы, вследствие ее тонких стенок, соответствовало внешнему давлению, в то время как в верхней части ампулы, из-за толстых стенок микрокамеры, первоначальное давление близко к 1 атм. Перепад давления вдоль ампулы приводил к направленному потоку раствора между стенками ампулы и образцом

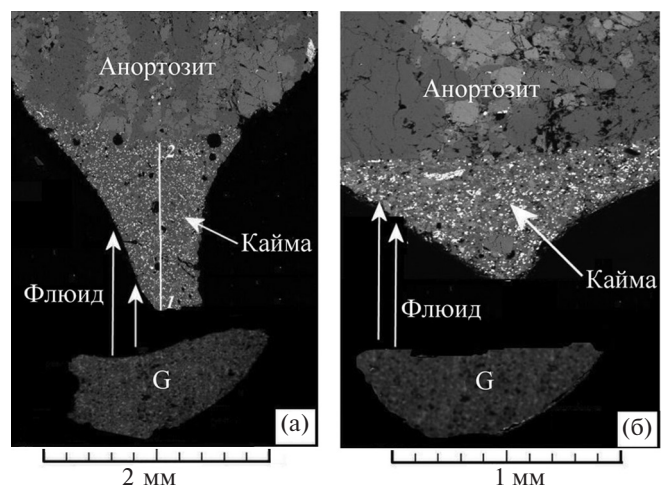


Рис. 1. Фотография края анортозита, обращенного к флюиду, после опыта А-3 (а) и А-4 (б). G – минералы ($An+Px+Melt+ox.Fe$), образовавшиеся вследствие реакции распада исходного граната. Стрелками показано направление переноса элементов флюидом от G до анортозита. Кайма (на рис. 1а, 1б) – смесь минералов, образовавшихся на краю анортозита за счет переноса компонентов флюидом. 1 и 2 на рис. 1а – размеры каймы (см. в тексте). На рис. 1а, 1б минералы ассоциации G показаны вблизи образца анортозита; в опытах расстояние между исходным G и анортозитом составляло ≈ 20 мм.

Таблица 1. Химические составы граната (мас.%) с примесями и основных минералов анортозита

Компо- ненты	Состав <i>Grt</i> , расположенного на дне ампулы, с примесями <i>Hbl</i> и <i>Pl</i>				Состав анортозита			
	<i>Grt</i>	<i>Hbl</i>	<i>Ab</i>	<i>Grt+Hbl+Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Opx</i>	<i>Pl</i>	<i>Ilm</i>
SiO ₂	37.55	41.79	64.70	38.28	50.51	50.56	47.47	0.00
TiO ₂	0.05	1.56	0.00	0.87	0.84	0.03	0.11	52.37
Al ₂ O ₃	20.95	15.86	22.61	19.80	5.28	4.35	33.43	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.14	0.18	0.00	0.00
FeO	24.89	15.07	0.17	22.30	7.68	22.46	0.27	45.63
MnO	2.20	0.30	0.00	1.47	0.18	0.35	0.07	0.00
MgO	3.71	10.14	0.01	5.57	13.08	21.53	0.00	1.10
CaO	10.51	11.28	1.36	10.40	21.66	0.46	16.21	0.00
Na ₂ O	0.00	1.89	9.88	0.94	0.60	0.00	2.22	0.00
K ₂ O	0.00	0.66	1.10	0.20	0.00	0.00	0.04	0.00
Сумма	99.6	98.55	99.83	99.87	99.98	99.98	99.83	99.10

Формульные количества

O	12	23	8		6	6	8	3
Si	2.95	6.06	2.85		1.87	1.88	2.18	0.00
Ti	0.00	0.17	0.00		0.02	0.00	0.00	1.00
Al	1.94	2.71	1.17		0.33	0.19	1.81	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00		0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.14	0.66	0.00		0.02	0.04	0.00	0.01
Fe ²⁺	1.49	1.16	0.01		0.22	0.66	0.01	0.95
Mn	0.15	0.04	0.00		0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.43	2.19	0.00		0.72	1.19	0.00	0.04
Ca	0.89	1.75	0.06		0.86	0.02	0.80	0.00
Na	0.00	0.53	0.84		0.04	0.00	0.20	0.00
K	0.00	0.12	0.06		0.00	0.00	0.00	0.00
X_{Fe}	0.85	0.35	-		0.24	0.36	-	-
X_{Adr}	0.02							
X_{Grs}	0.28							
X_{Alm}	0.43							
X_{Prp}	0.15							

Примечание. Здесь и далее в таблицах оксиды даны в мас.%, элементы в – г/т.

(по трещинам в образце и т.д.) до выравнивания давления вверху и внизу ампулы. Этот же перепад давления приводил к небольшому неконтролируемому градиенту температур вдоль ампулы с понижением температуры в ее верхней части из-за резкого расширения объема флюида в области пониженных давлений

(дроссельный эффект). Во время опыта проходило разложение и частичное растворение нестабильного при данных *P-T* параметрах граната, расположенного в нижней части ампулы (*G* на рис. 1). Из-за создаваемого градиента температуры растворенные компоненты переносились флюидной фазой (направление

стрелок на рис. 1) и частично переосадились на подложке, т.е. по краю анортозита, обращенного к флюиду. Формировалась кайма минералов (рис. 1). Часть растворенных элементов оставалась в растворе, проникая вместе с ним в верхнюю часть ампулы. В условиях равновесия состав минералов в ассоциации G и в кайме должен быть идентичным.

После опытов отобрать и проанализировать раствор не представлялось возможным из-за его малого количества и неравномерного распределения вдоль образца. Летучесть кислорода в опытах не контролировалась в силу сложной методики заполнения ампул. Продолжительность опытов составляла 240 ч. Температура опытов (750°C) отвечала условиям образования природных базификатов при гранитизации. Давление 500 МПа – обычное при высокотемпературных метаморфических и метасоматических процессах (Левицкий, 2005).

Ниже представлены результаты опыта А-3, в котором исходный флюид был представлен H₂O, и опыта А-4 с исходным 5.7 m раствором NaCl.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Минералы, образующиеся при разложении граната, расположенного в нижней части ампулы (G на рис. 1)

Стабильность гранатов в мафических метаморфических породах контролируется составом исходной породы. В более железистых метабазах гранат возникает при меньших давлениях, чем в относительно магнезиальных разностях. Однако даже в породах с повышенной железистостью гранат стабилен при давлении выше 600–800 МПа (Winther, Newton, 1991). Поэтому при давлении 500 МПа происходит разложение граната $Grs_{28}Alm_{43}Prp_{16}$ (табл. 1), помещенного внизу ампулы (G на рис. 1), согласно реакции $Grt \rightarrow Pl + Cpx + оксиды Fe + Hbl \pm расплав \pm Opx$. Появление или отсутствие *Opx* зависит от состава флюидной фазы. Так, в опыте А-3 (исходный флюид H₂O) отмечается *Opx* с $X_{Fe} = 0.17$, в то время как в опыте А-4 (исходный флюид – 5.7 m раствор NaCl) *Opx* отсутствует. Роговая обманка в опыте А-3 не отмечена, в то время как в опыте А-4 амфибол представлен паргаситом с $X_{Fe} = 0.25$. Клинопироксены в том и другом образце маложелезистые. В опыте А-3 *Cpx* характеризуются $X_{Fe} = 0.17–0.20$,

$Jd = 1.90–2.60$ мол.%, в опыте А-4 – $X_{Fe} = 0.10$, $Jd = 2.80–3.00$. Плаггиоклазы в опыте А-3 представлены An_{95} , в опыте А-4 – An_{82-85} . Расплав в опыте А-3, количество которого не превышает 1–2 мас.%, отвечает составу (мас.%): SiO₂ – 64.70, TiO₂ – 0.34, Al₂O₃ – 16.53, FeO – 1.61, MnO – 0.56, MgO – 0.59, CaO – 4.47, Na₂O – 2.16, K₂O – 1.40, сумма 92.35. В опыте А-4 расплав не отмечен, возможно, его следовые количества присутствуют, но обильное развитие амфибола по гранату не позволяет выявить участки расплава, пригодные для анализа.

Минералы, образующие кайму на краю анортозита, обращенного к флюиду (кайма на рис. 1)

Кайма, уменьшающаяся к краям анортозита, представляет собой вытянутое скопление минералов, с максимальной высотой в центре. В опыте А-3 максимальная высота каймы до контакта с анортозитом составляла ≈ 1600 мкм (1, 2 на рис. 1а), в опыте А-4 ≈ 700 мкм (рис. 1б). Размеры минералов в кайме в обоих опытах по сравнению с минералами из анортозитов были намного меньше, поэтому под микроскопом минеральная кайма четко отделялась от образцов анортозита. Изменение составов минералов анортозитов в контактах с соответствующими минералами из каймы, вызванное диффузионным взаимодействием, практически не отмечено.

На рис. 2 представлены минеральные фазы, образующиеся в кайме на краю анортозита в опытах А-3 и А-4. Видно, что независимо от состава флюида (H₂O или 5.7 m NaCl) в том и другом опыте образуются мельчайшие кристаллы оксидов Fe, которые иногда образуют крупные скопления. Фактически новообразованная кайма маркируется оксидами железа. Их мелкие кристаллы отмечаются и в трещинах анортозита, маркируя тем самым участки проникновения флюида в породу. В образце анортозита, удаленном от реакционной зоны, оксиды железа практически отсутствуют.

В опыте А-3 минералы в кайме представлены клинопироксеном, плаггиоклазом и амфиболом (рис. 2а). Эти минералы, особенно плаггиоклаз, имеют изометричные формы с хорошо выраженными гранями, размеры минералов не превышают 50 мкм. Во всей кайме отмечаются многочисленные зерна ортопироксена. Расплав в количестве ≈ 20–30 об.% занимает интерстиции между зернами.

Таблица 2. Химический состав ортопироксенов в опыте А-3

Компоненты	1					2					3	4
	15*	11	6	20	27	26	16ц	17к	20ц	19к		
SiO ₂	51.75	52.99	51.72	51.96	51.39	51.78	51.47	54.33	51.44	54.67	51.83	51.83
TiO ₂	0.01	0.1	0.32	0.6	0.28	0.19	0.14	0.13		0.2	0.18	0.41
Al ₂ O ₃	4.71	4.39	4.04	4.98	4.39	5.49	2.82	2.06	2.61	1.6	2.26	5.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.0	0.05	0.01	0.18	0.11	0.11	0.05	0.08	0.03
FeO	10.23	9.58	10.83	9.83	10.35	9.97	21.62	8.27	21.56	8.1	23.1	8.86
MnO	3.76	3.61	4.43	3.69	4.11	3.2	0.5	2.93	0.53	3.25	0.36	3.4
MgO	27.77	27.52	26.88	27.24	27.1	27.87	22.54	30.52	23.11	30.83	21.7	27.98
CaO	1.1	1.66	1.42	1.15	2.18	1.41	0.37	1.47	0.35	1.21	0.41	1.74
Na ₂ O	0.07	0.05	0.07	0	0.07	0	0.04	0.13	0.16	0.05	0.06	0.04
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.43	99.89	99.72	99.45	99.90	99.95	99.91	99.95	99.87	99.94	99.97	99.99

Формулы, нормализованные на 6 атомов O												
Si	1.85	1.89	1.86	1.87	1.84	1.84	1.91	1.91	1.90	1.93	1.94	1.84
Ti	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	0.20	0.18	0.17	0.21	0.19	0.23	0.12	0.09	0.11	0.07	0.10	0.24
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.10	0.03	0.10	0.03	0.13	0.08	0.07	0.09	0.09	0.07	0.02	0.06
Fe ²⁺	0.20	0.26	0.23	0.27	0.18	0.22	0.60	0.16	0.58	0.17	0.70	0.20
Mn	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12	0.10	0.02	0.09	0.02	0.10	0.01	0.10
Mg	1.48	1.46	1.44	1.46	1.44	1.48	1.24	1.60	1.27	1.62	1.21	1.48
Ca	0.04	0.06	0.05	0.04	0.08	0.05	0.01	0.06	0.01	0.05	0.02	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Fe}	0.18	0.2	0.2	0.21	0.17	0.17	0.33	0.13	0.32	0.14	0.37	0.17

Примечание. Расположение *Орх*: 1 – в новообразованной кайме минералов на краю анортозита, обращенного к флюиду (расстояние 1, 2 на рис. 1а); 2 – в контакте анортозита с каймой минералов; 3 – в анортозите; 4 – в минеральной ассоциации, образовавшейся на месте граната в нижней части ампулы (G на рис. 1); ц – центр, к – край. * Номер анализа.

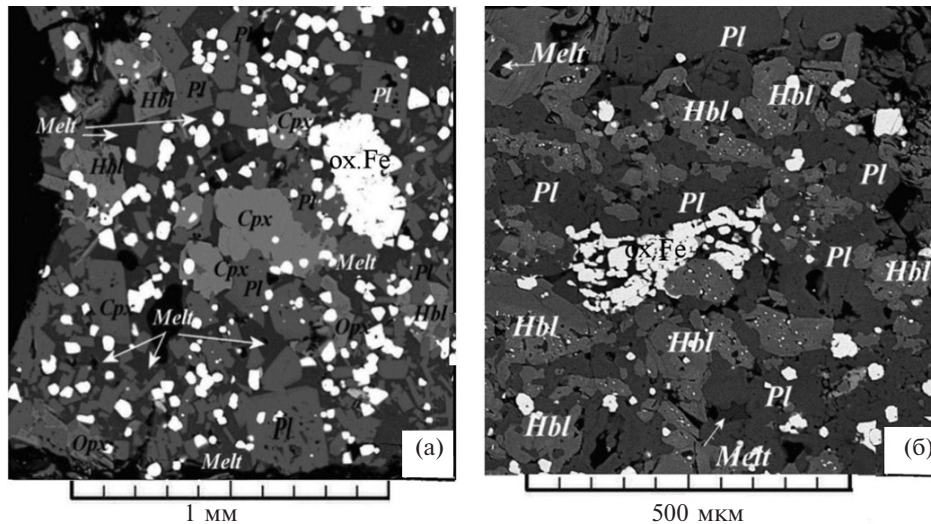


Рис. 2. Минералы, образующиеся в кайме по краю анортозита, обращенного к флюидному потоку, в опыте А-3 (а) и в опыте А-4 (б).

В опыте А-4 амфибол является резко преобладающим минералом, плагиоклаз обтекает амфиболы, занимает интерстиции между минералами, фактически служит цементирующим минералом. Расплав в незначительном количестве отмечается и в *Hbl*, и в *Pl*. Изометричные мелкие, 10–20 мкм, зерна клинопироксена встречаются редко, ортопироксен отсутствует (рис. 2б).

СОСТАВЫ ФАЗ ПОСЛЕ ОПЫТОВ

Ортопироксен

Химический состав ортопироксенов из каймы минералов, из анортозитов и из минеральной ассоциации G представлен в табл. 2. По составу новообразованные *Orx* в кайме не

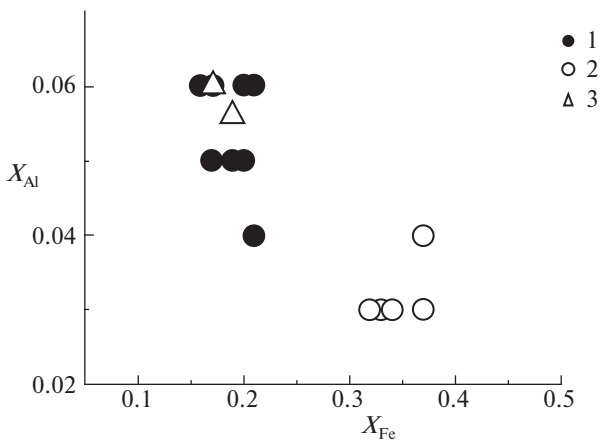


Рис. 3. Соотношение $X_{Fe}-X_{Al}$ в ортопироксенах в опыте А-3: 1 – в кайме минералов; 2 – из анортозита; 3 – в ассоциации минералов из нижней части ампулы (G на рис. 1).

меняются от края (опыт А-3), обращенного к флюидному потоку, до анортозита. На рис. 3 видно, что *Orx* из каймы характеризуются более высокими значениями $X_{Al}=0.05-0.06$ в отличие от *Orx* из анортозитов, имеющих $X_{Al}=0.035-0.040$. Железистость *Orx* из каймы ниже, чем железистость *Orx* из анортозитов. Соотношение $X_{Fe}-X_{Al}$ в *Orx* из каймы близко к таковому в *Orx*, образовавшемуся при разложении *Grt*, расположенного в нижней части ампулы (1 и 3 на рис. 3).

Клинопироксены

Химический состав клинопироксенов из опытов А-3 и А-4 представлен в табл. 3. Пересчет составов *Cpx* на формульные единицы и оценка отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} проводились согласно (Cawthorn, Collerson, 1974).

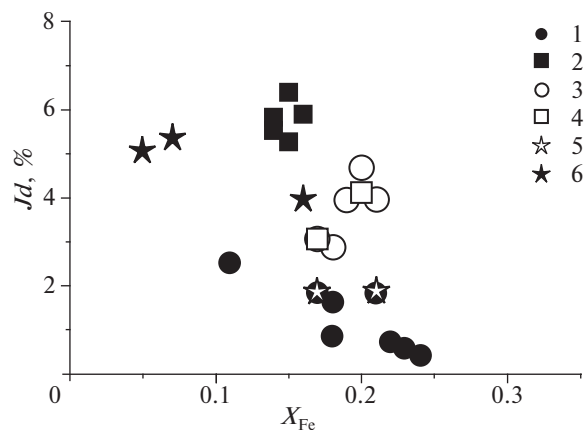


Рис. 4. Соотношение $X_{Fe}-Jd, \%$ в *Cpx* в опытах А-3 и А-4: 1, 2 – в кайме, 3, 4 – в анортозитах, 5, 6 – в ассоциации минералов из нижней части ампулы (G на рис. 1).

На рис. 4 залитыми кружками и квадратами показано соотношение $X_{Fe}-Jd, \%$ в *Cpx* из минеральной каймы. Видно, что железистость клинопироксенов в кайме близка в обоих опыта, в то время как по содержанию *Jd*-минала *Cpx* различаются. Клинопироксены из опыта А-4 характеризуются большим содержанием жадеитового минала по сравнению с таковыми из опыта А-3. В целом составы *Cpx* из кайм обоих опытов отличаются от таковых из гранулитов (3, 4 на рис. 4) и близки к составам клинопироксенов, образовавшихся при разложении *Grt* внизу ампулы (5, 6 на рис. 4).

Таким образом, в экспериментах установлено, что составы *Cpx* и *Orpx*, образовавшихся в кайме минералов, близки к таковым соответствующих минералов, расположенных в нижней части ампулы (G на рис. 1).

Амфиболы

Номенклатура амфиболов, использованная в работе, а также пересчет анализов на кристаллохимическую формулу $AB_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH)_2$ и характеристика изоморфных замещений проводились согласно рекомендациям (Leake et al., 1997). Распределение катионов по позициям и отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} рассчитывались по программе (Schumacher, 1997). Как видно на рис. 5, амфиболы в обоих опыта относятся к группе кальциевых амфиболов, в которых $(Ca + Na)_B > 1.50$ и $Na_B < 0.50$, что соответствует ряду паргасит–эдениит. Амфиболы из опыта А-3 характеризуются несколько большим содержанием актинолитовой составляющей по сравнению с амфиболами из опыта А-4, относящимися к паргаситам (табл. 4).

На рис. 6 (а, б) представлены два типа гетеровалентного изоморфизма (Leake et al., 1997),

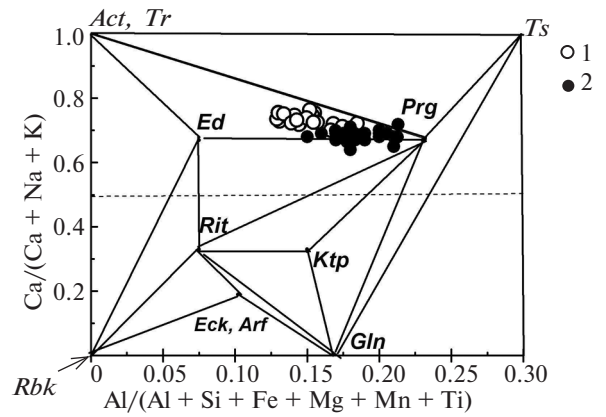


Рис. 5. Соотношение $Al/(Al + Si + Fe + Mg + Mn + Ti) - Ca/(Ca + Na + K)$ в амфиболах: 1, 2 – опыты А-3 и А-4, соответственно.

Пунктирная линия на рисунке отделяет Ca-амфиболы от Ca-Na амфиболов. *Act* – актинолит, *Arf* – арфведсонит, *Ed* – эдениит, *Eck* – экерманит, *Ktp* – катофорит, *Gln* – глаукофан, *Prg* – паргасит, *Rbk* – рибекит, *Rit* – рихтерит, *Tr* – тремолит, *Ts* – чермакит.

наиболее часто встречающихся в амфиболах из пород основного состава. Это замещение эдениитового минала (*Ed*) паргаситовым (*Prg*) по схеме:



и замещение эдениитового минала гастингситовым (*Hs*):



где $[{}^A]$ – вакансия, $[{}^A]Na$ – натрий в позиции А, $[{}^6], [{}^4]$ – позиции катиона в октаэдре и тетраэдре.

В амфиболах из опыта А-3 паргаситовый и гастингситовый тип замещения проявлен в меньшей степени, чем в опыте А-4 (рис. 6а, 6б). Подобная тенденция к увеличению *Prg* и *Hs* миналов характерна для амфиболов, образующихся в присутствии NaCl содержащих флюидов (Ходоревская, Аранович, 2016).

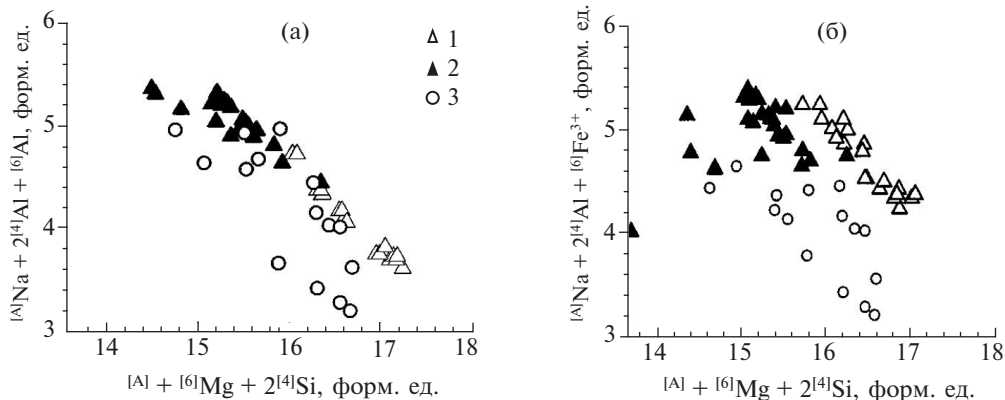
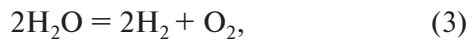


Рис 6. Паргаситовый (а) и гастингситовый (б) типы замещения в амфиболах. Условные обозначения (1, 2) те же, что и на рис. 5; 3 на рис. 6а, 6б – природные амфиболы (Кориковский, Аранович, 2010, 2015; Ходоревская, 2012).

На рис. 6а, 6б кружками показаны пределы паргаситового и гастингситового типов замещения в природных амфиболах из базификатных жил (Ходоревская, 2012; Кориковский, Аранович, 2010, 2015). Видно, что в природных амфиболах и в амфиболах, полученных в экспериментах, замещение эденитового минерала паргаситовым (1) приблизительно одинаково. Однако вклад гастингситового минерала в природных амфиболах ниже, чем в амфиболах из опыта А-4, и особенно в амфиболах из опыта А-3. Наиболее высокие значения гастингситового типа замещения в амфиболах из опыта А-3 объясняются высокими содержаниями Fe^{3+} . Это связано с диссоциацией H_2O в опытах согласно реакции:



что вызывает частичный переход $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, при котором происходит значительное подавление флюидной мобилизации железа и его осаждение в *Hbl*, *Px* и в оксиды железа. В опыте А-3 (водный флюид) создается более высокая активность воды, следовательно, наиболее высокие значения летучести кислорода, и, соответственно, наиболее высокие значения Fe^{3+} , что определяет более высокий вклад гастингситовой составляющей в амфиболах. Амфибол более чувствителен к изменению окислительно-восстановительной обстановки по сравнению с пироксенами.

Плагиоклазы и расплавы

Средний состав плагиоклаза в кайме минералов в опыте А-3 отвечает An_{80-90} . Изредка встречаются зональные плагиоклазы с изменением состава к краям зерен до An_{73-75} . В опыте А-4 плагиоклазы более кислые — An_{65-70} , и зональность плагиоклазов не отмечена.

Расплавы, появляющиеся в небольшом количестве в кайме в том и другом опытах, отвечают тоналитовым и гранодиоритовым составам. В опыте А-4 составы расплавов близки к эвтектическим. В опыте А-3 расплавы характеризуются большим (на 20–30%) содержанием нормативного кварца и наибольшим (на 10%) содержанием анортита по сравнению с расплавами из опыта А-4.

Оксиды Fe

В опытах А-3 и А-4 оксиды железа представлены гематитом и ильменитом.

Валовый состав минеральной ассоциации G и каймы в опытах А-3 и А-4

Анализы по площади 200×200 мкм показали, что от края каймы, контактирующей с флюидом, до границ с анортозитом (1, 2 на рис. 1) валовый состав каймы в каждом опыте практически идентичен и близок к валовому составу ассоциации G в нижней части ампулы (колонки 2 и 3 в табл. 5). Как отмечалось выше, новообразованные минеральные фазы *Spx*, *Pl*, *Orx*, *Hbl* и расплав в кайме и в ассоциации G также имеют близкий состав. Следовательно, устанавливается равновесие между элементами, вынесенными из нижней части ампулы и перетолженными на краю анортозита в виде каймы, а также их содержанием в растворе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 7 сопоставлены значения X_{Fe} меланократовых минералов (*Spx*, *Orx* и *Hbl*) из минеральной каймы, полученной в опытах А-3 и А-4, с X_{Fe} тех же минералов из природных объектов. Как видно из рисунка, минералы *Orx*, *Spx*, *Hbl* природных метасоматических жил (базификатов) характеризуются более высокими значениями железистости, чем соответствующие минералы из опытов. Следовательно, минералы, сформировавшиеся в кайме, не являются базификатами. Поскольку минералы из опытов образовались при участии типичных для метаморфических условий

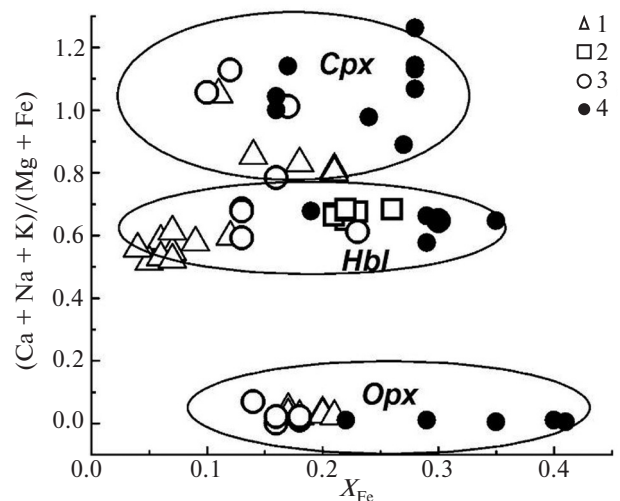


Рис. 7. Соотношение $X_{Fe} - (Ca+Na+K)/(Fe+Mg)$: 1, 2 — соответственно в опытах А-3 и А-4; 3, 4 — в метаморфических и метасоматических минералах из габбро-анортозитов Колвицкого массива (Ходоревская, 2012).

флюидов H_2O , $H_2O-NaCl$, они характеризуют метаморфические минералы, стабильные при заданных $P-T$ параметрах. Именно поэтому соотношения $X_{Fe}-(Ca + Na + K)/(Fe + Mg)$ в минералах из каймы, полученной в опытах, и в соответствующих минералах из меланократовых прослоев анортозитов, испытавших высокотемпературный метаморфизм, близки (рис. 7).

Направленный поток раствора, создаваемый градиентом давления, вызывал переكري-

сталлизацию исходного граната и его частичное инконгруэнтное растворение, зависящее от состава растворов, и переотложение в виде каймы минералов на анортозите. Однако часть растворенных компонентов оставалась в растворе и переносилась из нижней части ампулы в верхнюю. Чтобы решить вопрос о том, какие элементы выносятся растворами, в меньшей степени участвуя в минералообразовании, необходимо выделить геохимически инертный компонент (который не привносится и не

Таблица 5. Валовые составы исходных и конечных продуктов опытов

Компоненты	Опыт А-3				Опыт А-4		
	1	2	3	4	2	3	4
SiO ₂	38.28	45.86	45.68	16.2	42.09	42.47	9.9
TiO ₂	0.87	0.81	0.79	10.1	0.79	0.72	20.8
Al ₂ O ₃	19.8	21.77	21.53	8.0	23.73	23.12	14.4
FeO	22.3	14.71	14.99	48.8	13.87	14.04	58.8
MnO	1.47	1.22	1.19	23.5	0.48	0.54	172.2
MgO	5.57	3.45	3.46	61.0	3.8	3.62	53.9
CaO	10.4	8.83	8.70	19.5	11.14	11.13	6.6
Na ₂ O	0.94	2.23	2.31	59.3	3.58	3.61	74.0
K ₂ O	0.2	0.68	0.67	70.2	0.07	0.10	100
Cl ₂ O	0	0	0	0	0.15	0.10	
Сумма	99.87	99.56	99.32		99.70	99.45	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1.93		2.12				
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0.04		0.04				
FeO/Al ₂ O ₃	1.13		0.70				
MgO/Al ₂ O ₃	0.28		0.16				
CaO/Al ₂ O ₃	0.53		0.40				
SiO ₂ /CaO	3.68					3.82	
TiO ₂ /CaO	0.08					0.06	
Al ₂ O ₃ /CaO	1.90					2.08	
FeO/CaO	2.14					1.26	
MgO/CaO	0.54					0.33	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.52					0.54	
FeO/SiO ₂	0.58					0.33	
MgO/SiO ₂	0.15					0.09	
CaO/SiO ₂	0.27					0.26	
TiO ₂ /SiO ₂	0.02					0.02	

Примечание. 1 – валовый состав исходной ассоциации $Grt+Hbl+Pl$; 2 – валовый состав ассоциации G после опытов; 3 – средние значения оксидов в кайме минералов; 4 – отклонения значений элемента в кайме от значений того же элемента в исходном валовом составе, определяемые как $(i_{(кайма)} - i_{(Grt+Hbl+Pl)})/i_{(кайма)} \times 100\%$.

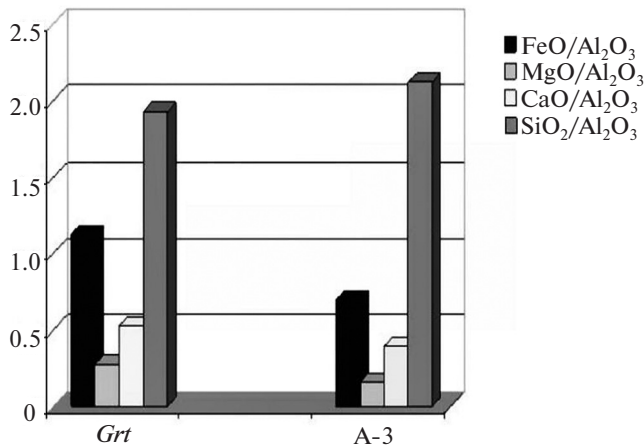


Рис. 8. Содержания FeO, MgO, CaO, SiO₂, нормированные к Al₂O₃, в исходном гранате и в опыте А-3.

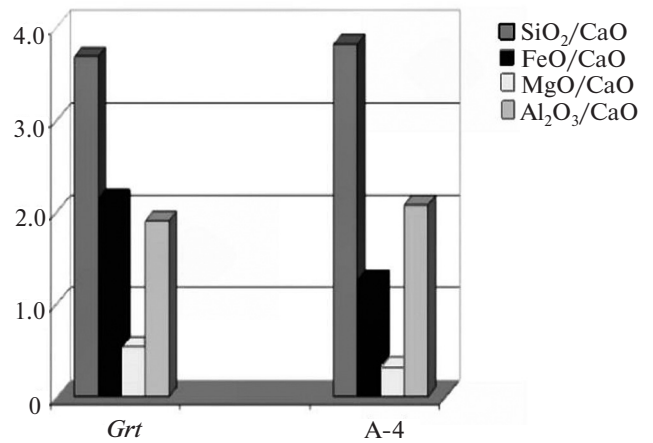


Рис. 9. Содержания FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, нормированные к CaO, в исходном гранате и в опыте А-4.

выносятся растворами). Иными словами, необходимо выделить тот элемент, содержание которого в навеске исходного граната и в валовом составе новообразованной каймы было близким. В табл. 5 наряду с валовыми составами продуктов опытов в колонке 4 приведены значения отклонения (%) средних содержаний *i*-компонента в валовом составе каймы от его содержаний в исходном *Grt*. Для опыта А-3 минимальные различия по содержанию Al₂O₃ в валовых составах исходного граната и каймы составляют ≈ 8%. Поэтому можно допустить, что в данном опыте Al₂O₃ являлся инертным компонентом. Значения, нормированные к Al₂O₃ оксидов, приведены в табл. 5. На рис. 8 видно, что содержания FeO, MgO, CaO (нормированные к Al₂O₃) в исходном гранате выше, чем в кайме минералов из опыта А-3. Следовательно, часть этих элементов удаляется в раствор, причем Fe выносятся интенсивнее, чем Mg и Ca. Вынос данных элементов приводит к некоторому увеличению в кайме значения отношения SiO₂/Al₂O₃ (рис. 8). Порода становится более лейкократовой. Содержания Na₂O и K₂O в исходном гранате с включениями составляют менее 1 мас.%, поэтому их нормирование к Al₂O₃ = 0, и рассматривать их принос и вынос, очевидно, не имеет смысла.

В опыте А-4 различия в содержаниях оксидов в валовых составах исходного граната и каймы составляют для Al₂O₃ ≈ 14 мас.%, SiO₂ ≈ 10 мас.%, CaO ≈ 7 мас.% (табл. 5, колонка 4). Поэтому в качестве инертного компонента здесь рассматривается CaO. На рис. 9 видно, что в кайме опыта А-4, так же как в опыте А-3, отмечается пониженные содержания FeO/CaO и MgO/CaO, т.е. данные

элементы выносятся раствором. За счет их выноса в остаточной матрице происходит некоторое увеличение нормализованных к CaO содержаний SiO₂ и Al₂O₃, т.е., так же как в опыте А-3, порода становится более лейкократовой. Следует отметить, что выбор в качестве инертного компонента SiO₂ (табл. 5) не меняет основного вывода: Fe и в меньшей степени Mg выносятся раствором, а Ca практически не выносятся.

Таким образом, в экспериментах показано, что инфильтрационное взаимодействие граната *Grs*₂₈*Alm*₄₃*Prp*₁₆ с водным флюидом приводит к выносу Fe, Mg и Ca. При наличии NaCl в растворе ($X_{\text{NaCl}} = 0.09$) флюидной фазой из граната выносятся Fe и Mg, а Ca ведет себя как инертный компонент.

Значимые количества Mg (табл. 2–4) в составе новообразованных амфиболов и пироксенов из опытов А-3 и А-4 свидетельствуют о том, что Mg интенсивно переносится как водными, так и H₂O-NaCl флюидами. Полученные данные отличаются от исследований (Budanov, Shmulovich, 2000; Shmulovich et al., 2001; Ходоревская, Аранович, 2016), в которых показано, что в статических условиях при взаимодействии диопсида/амфибола с растворами NaCl магний фиксируется в новообразованных форстерите, либо в слюде, а не выносятся в раствор, т.е. магний остается инертным компонентом в широком интервале температур. Данные результаты (Shmulovich et al., 2001; Ходоревская, Аранович, 2016) не коррелировались с многочисленными полевыми исследованиями гранитизации (Гаврикова, Жариков, 1984; Кориковский, Ходоревская, 2006 и др.), согласно которым Mg интенсивно выносит-

ся из зон гранитизации. Результаты, представленные в настоящей статье, показывают, что действительно в динамических условиях при фильтрации флюида через породу наряду с выносом Fe и Ca происходит вынос Mg.

С одной стороны, выявленное в эксперименте инертное поведение Ca в присутствии NaCl-содержащего флюида кажется неожиданным, учитывая, что растворимость Ca-содержащих минералов в растворах NaCl намного выше, чем в чистой воде (Newton, Manning, 2010 и ссылки в этой статье). С другой стороны, как отмечалось в (Аранович, 2017; Aranovich, Safonov, 2018), при участии Ca в ряде случаев могут формироваться новые, как правило, более легкоплавкие минеральные ассоциации, т.е. протекают реакции гранитизации по Д.С. Коржинскому. Поэтому на основании данных (Аранович, 2017; Aranovich, Safonov, 2018), а также полученных результатов экспериментов можно предположить, что при гранитизации метабазитов, осуществляемой при участии флюидов, содержащих высокие концентрации NaCl ($X_{\text{NaCl}} \geq 0.1$), Ca не выносится вместе с Fe и Mg из зон гранитообразования, а наряду со щелочами и кремнием участвует в образовании расплавов (Ca всегда присутствует в составе гранитоидов) и амфиболов, характерных для тыловых зон инфильтрационных колонок.

Смена состава флюидной фазы вследствие переосаждения щелочей в новообразованные минеральные ассоциации, включая расплавы, приводит к тому, что Ca наряду с Fe и Mg начинает выноситься из зон гранитообразования.

Таким образом, видимо, можно утверждать, что NaCl-содержащие флюиды не характерны для процессов формирования базификатов при гранитизации. Это представляется логичным, если учитывать, что основная часть щелочей, привносимых гранитизирующими растворами, осаждается в тыловых зонах инфильтрационных колонок с образованием кислых плагиоклазов и полевых шпатов, т.е. содержание хлоридов K и Na во флюиде не может быть высоким.

Независимо от состава флюида (H_2O , H_2O -NaCl) вынос Fe из граната идет более активно, чем Mg и Ca. Преимущественный вынос Fe при высокотемпературном метасоматозе подтверждается природными наблюдениями. Так, в темноцветных минералах (*Орх*, *Срх*, *Grt*, *Hbl*) из меланократовых метасоматитов наблюдается более высокая же-

лезистость по сравнению с соответствующими минералами вмещающих пород (Ходоревская, Кориковский, 2007). Кроме того, встречаются меланократовые жилы, в которых отдельные зоны сложены магнетитом и ильменитом (Кориковский, Аранович, 2010; Ходоревская, 2012). В условиях экспериментов воспроизвести минералы, состав которых характерен для базификатов, не удалось. Причиной этого явилось то, что объем растворов с выносимыми Fe, Mg и Ca был мал, и растворы неравномерно распределялись в свободном объеме ампулы, т.е. фактически рассеивались. Такие случаи известны в природных условиях.

Вынос растворами Fe, Mg, в ряде случаев и Ca из алюмосиликатной породы, отмеченный в экспериментах, является общей особенностью высокотемпературного метасоматоза и может быть абсолютно не связан с гранитизацией. Однако во многих работах (Рябчиков, 1975; Aranovich et al., 2013; Manning, Aranovich, 2014) показано, что образование кислых расплавов в присутствии растворов галогенидов щелочей приводит к обогащению флюидной фазы HCl вследствие реакций $\text{MeCl}_n(\text{флюид}) + n\text{H}_2\text{O} = \text{Me}(\text{OH})_n(\text{расплав}) + n\text{HCl}(\text{флюид})$, подобных реакциям гидролиза на фазовой границе жидкость–пар в водно-солевых системах (Shmulovich et al., 1995; Bischoff et al., 1996). Очевидно, что при фильтрации подобного подкисленного флюида происходит более значимый вынос Ca, Mg, Fe из вмещающих пород, чем в случаях H_2O или (Na, K)Cl флюида. Именно поэтому, природные меланократовые метасоматиты, чаще всего, приурочены к зонам гранитизации.

Как следует из экспериментальных и природных наблюдений, объемы меланократовых образований или базификатов при гранитизации несопоставимы с объемами гранитоидов. Это связано с рядом причин. При поступлении флюидной фазы происходит перекристаллизация и амфиболизация метабазитов с уменьшением как общего объема флюида, так и уменьшением в нем $X_{\text{H}_2\text{O}}$ и возрастанием содержания хлоридных компонентов. Сопутствующая повышению содержания солей биотитизация, альбитизация, калишпатизация и гранитизация пород приводит к увеличению кислотности остаточных флюидов. Только такие флюиды способны вынести Ca, Fe и Mg из вмещающих пород. Поэтому можно полагать, что вынос данных элементов является следствием гранитизации, а не ее причиной.

Уменьшение общего объема флюидов и увеличение его кислотности определяют степень выноса Ca, Fe и Mg, и, соответственно, масштабы переотложения с формированием базификатов в процессах гранитизации. Поэтому очевидно, что переотложение указанных элементов, вынесенных при гранитизации, происходит в меньших масштабах по отношению к собственно гранитоидам или не происходит вообще.

ВЫВОДЫ

Эксперименты, проведенные при 750°C и 500 МПа в условиях небольшого градиента давления, подтвердили, что при взаимодействии граната с водой и флюидом H₂O-NaCl происходит реакция разложения этого минерала с образованием пироксенов, амфиболов, плагиоклаза, небольшого объема расплава и оксидов Fe. Образовавшиеся минералы формируют кайму на подложке, представленной габбро-анортозитом. При незначительном содержании щелочей во флюиде основные меланократовые минералы в кайме представлены клино- и ортопироксеном, плагиоклазом и оксидами Fe. Амфибол и расплав отмечаются в небольших количествах. При наличии NaCl в составе флюидной фазы главные продукты реакций представлены амфиболом, плагиоклазом и оксидами Fe, клинопироксен присутствует в небольших количествах, а ортопироксен отсутствует. Составы новообразованных фаз в кайме идентичны составам соответствующих минералов, образующихся при метаморфизме габбро-анортозитов при $T > 750^\circ\text{C}$, $P > 700$ МПа.

При формировании минеральной каймы происходит вынос элементов, зависящий от состава флюидной фазы. Водный флюид выносит Fe, Ca и Mg. При добавлении NaCl ($X_{\text{NaCl}} \approx 0.1$) в состав флюида Ca ведет себя как инертный компонент. Отсутствие выноса Ca в экспериментах свидетельствует о том, что повышенное содержание NaCl во флюиде ($X_{\text{NaCl}} \approx 0.1$) не характерно для процессов формирования базификатов при гранитизации. Вынос железа водными флюидами и флюидами H₂O-NaCl происходит более активно, чем вынос других элементов. В природных ассоциациях, связанных с гранитизацией, это подтверждается высокой железистостью темноцветных минералов и обилием в базификатах магнетита и гематита.

Благодарности. Автор глубоко признателен С.А. Бушмину (ИГГД РАН) и Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания, полезные советы, значительно улучшившие статью.

Финансовые источники. Исследование выполнено в рамках темы АААА-А18-118020590148-3 Государственного задания ИЭМ РАН на 2019–2021 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азимов П.Я., Бушмин С.А.* Растворимость минералов метаморфических и метасоматических пород в гидротермальных растворах разной кислотности: термодинамическое моделирование при 400–800°C и 1–5 кбар // *Геохимия*. 2007. № 12. С. 1305–1330.
- Антипин В.С., Макрыгина В.А.* Геохимия эндогенных процессов. Часть II. Геохимия процессов метаморфизма и метасоматоза. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2006, 130 с.
- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Беляев Г.М., Рудник В.А.* О типах магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма в связи с гранитообразованием (на примере Алданского щита) // *Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование*. Под ред. В.А. Рудника. М.: Наука, 1980. С. 13–29.
- Беус А.А., Щербакова Т.Ф.* Сравнительная геохимическая характеристика амфиболит-грондьемит-гранитных серий Балтийского (беломорский комплекс) и Украинского (днепропетровский комплекс) щитов // *Геохимия*. 1994. № 11. С. 1547–1568.
- Гаврикова С.Н.* Гранитизация архейских гранулитов (на примере Могочинского выхода в Олекминском Становике) // *Очерки физ.-хим. петрологии*. М.: Наука, 1982. Вып. X. С. 110–140.
- Гаврикова С.Н.* Раннепротерозойская гранитизация в южной части Алдано-Витимского щита // *Очерки физ.-хим. петрологии*. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 64–90.
- Гаврикова С.Н., Жариков В.А.* Геохимические особенности гранитизации архейских пород в Восточном Забайкалье // *Геохимия*. 1984. № 1. С. 26–49.
- Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В.* Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинного флюида // *Докл. АН*. 1990. Т. 331. № 2. С. 462–465.
- Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В.* Процессы гранитообразования // *Экспериментальные проблемы геологии*. М.: Наука, 1994. С. 83–103.
- Жданов В.В.* Зоны региональной базификации и их рудоносность // *Железо-магнезиальный метасоматоз*.

- тизм и рудообразование. Под ред. В.А. Рудника М.: Наука, 1980. С. 29–40.
- Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Сборник к 70-летию Акад. Д.С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 242–261.
- Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 2. С. 56–69.
- Коржинский Д.С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220–234.
- Коржинский Д.С.* Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. С. 117–129.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): I. Петрология и термобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация ортопироксен-клинопироксен-флогопитовых бесполовошпатовых метасульфидов в Лапландском гранулитовом поясе (юг Кольского полуострова): изменение состава пород и минералов, *P-T* параметры, флюидный режим // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 211–250.
- Кориковский С.П., Ходоревская Л.И.* Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагабброноритов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горельй) // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 453–481.
- Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., и др.* Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Ленинград: Наука, 1972. 180 с.
- Левецкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2005. 342 с.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Шилина Е.В.* Процессы гранитизации в надкупольной части Бирхинского гранитогнейсового купола // Зап. ВМО. 2004. № 4. С. 1–9.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Корсман Л.* Модель чарнокитизации гнейсовых комплексов // Петрология. 1994. Т. 2. С. 451–479.
- Петрова З.И., Левецкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 201 с.
- Пуртов В.К.* Экспериментальное исследование процессов высокотемпературного метасоматоза пород базальтового состава и генерации кислых расплавов в хлоридных растворах. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УО РАН, 1998. 40 с.
- Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Сафонов О.Г.* Реакционные структуры и подвижность щелочей при метаморфизме и гранитизации. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1997. 40 с.
- Сафонов О.Г., Косова С.А.* Флюидно-минеральные реакции и плавление ортопироксен-кордиерит-биотитового гнейса в присутствии флюидов H_2O-CO_2-NaCl и H_2O-CO_2-KCl // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 461–490.
- Утенков В.А.* Высокобарические базификаты в Сысертско-Ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе // Геология метаморфических комплексов. Под ред. Г.А. Кейльмана. Свердловск: СвГИ им. В.В. Вахрушева, 1989. С. 62–72.
- Ходоревская Л.И.* Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 321–336.
- Ходоревская Л.И.* Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 42с.
- Ходоревская Л.И.* Метасоматоз гранулитовой фации габбро-анортозитах Колвицкого массива // Геохимия. 2012. № 3. С. 298–315.
- Ходоревская Л.И., Аранович Л.Я.* Экспериментальное исследование взаимодействия амфибола с флюидом $H_2O-NaCl$ при $900^\circ C$, 500 МПа: к процессам плавления и массопереноса в гранулитовой фации // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 235–254.
- Ходоревская Л.И., Кориковский С.П.* Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 4. С. 539–543.
- Шмулович К.И., Грэм К.* Равновесие плагиоклаз-водный раствор ($NaCl-CaCl_2$): концентрационная зависимость // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 191–206.
- Щербакова Т.Ф.* Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 148 с.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.*, H_2O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 200–212.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H_2O activity in concentrated KCl and KCl-NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 261–271.
- Aranovich L.Y., Safonov O.G.* Halogens in High-Grade Metamorphism // The role of halogens in terrestrial and extraterrestrial geochemical processes. Eds. D. Harlov, L.Y. Aranovich. NY.: Springer, 2018. Ch. 11. P. 713–757.

- Aranovich L.Y., Newton R.C., 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.
- Aranovich L.Y., Makhluf A.R., Manning C.E., Newton R.C.* Dehydration melting and the relationship between granites and granulites // *Precam. Res.* 2014. V. 253. № 1. P. 26–37.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J., Fournier R.O.* The generation of HCl in the system CaCl₂-H₂O: vapor-liquid relations from 380–500°C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 7–16.
- Budanov S.V., Shmulovich K.I.* Experimental measurement of diopside solubility in H₂O-NaCl fluids at 650°C and 2–7.5 kbar // *Geochem. Int.* 2000. V. 38. Suppl. 2. P. 237–243.
- Cawthorn R.G., Collerson K.D.* The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // *Ibid.* 1974. V. 59. P. 1203–1208.
- Gibert F., Guillaume D., Laporte D.* Importance of fluid immiscibility in the H₂O-NaCl-CO₂ system and selective CO₂ entrapment in granulites: experimental phase diagram at 5–7 kbar, 900°C and wetting textures // *Europ. J. Mineral.* 1999. V. 11. P. 983–992.
- Hansen E., Ahmed K., Harlov D.E.* Rb depletion in biotites and whole rocks across an amphibolite to granulite facies transition zone, Tamil Nadu, South India // *Lithos.* 2002. V. 64. № 1–2. P. 29–47.
- Holness M.* Equilibrium dihedral angles in the system quartz-CO₂-H₂O-NaCl at 800°C and 1–15 kbar: the effects of pressure and fluid composition on the permeability of quartzites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 114. P. 171–184.
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., et al.* Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Eur. J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 623–651.
- Manning C.E.* Thermodynamic modeling of fluid-rock interaction at mid-crustal and upper-mantle conditions // *Rev. Mineral. Geochem.* 2013. V. 76. P. 135–164.
- Manning C.E., Aranovich L.Y.* Brines at high pressure and temperature: thermodynamic, petrological and geochemical effects // *Precam. Res.* 2014. V. 253. P. 6–16.
- Newton R.C., Manning C.E.* Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // *Geofluids.* 2010. V. 10. № 1–2. P. 58–72.
- Orville P.M.* Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases // *Amer. J. Sci.* 1963. V. 261. P. 201–237.
- Perchuk L.L., Gerya T.V.* The fluid regime of metamorphism and the charnockite reaction in granulites: A review // *Intern. Geol. Rev.* 1992. V. 34. № 1. P. 1–58.
- Perchuk L.L., Gerya T.V.* Fluid control of charnockitization // *Chemical Geology.* 1993. V. 108. P. 175–186.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., Korsman K.* A model for charnockitization of gneissic complexes // *Petrology.* 1994. V. 2. P. 451–479.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya T.V., et al.* Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: An example from Sri Lanka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. № 2. P. 212–232.
- Ravindra-Kumar G.R.* Mechanism of arrested charnockite formation at Nemmara, Palghat region, southern India // *Lithos.* 2004. V. 75. № 3–4. P. 331–358.
- Rajesh H.M., Santosh M., Yoshikura S.* The Nagercoil charnockite: a magnesian, calcic to calc-alkalic granulite dehydrated during a granulite-facies metamorphic event // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 2. P. 375–400.
- Ridolfi F., Renzulli A.* Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. № 5. P. 877–895.
- Reynolds D.L.* The sequence of geochemical changes leading to granitization // *J. Geol. Soc. London.* 1946. V. 102. P. 389–446.
- Safonov O.G., Aranovich L.Y.* Alkali control of high-grade metamorphism and granitization // *Geoscience Frontiers.* 2014. V. 5. № 5. P. 711–727.
- Safonov O.G., Kosova S.A., van Reenen D.D.* Interaction of biotite – amphibole gneiss with the H₂O-CO₂-(K, Na)Cl fluids at 5.5 kbar and 750 and 800°C: Experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 2419–2456.
- Schumacher J.C.* The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // *Eur. J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 643–651.
- Shmulovich K.I., Graham C.M.* Melting of albite and dehydration of brucite in H₂O-NaCl fluids to 9 kbars and 700–900°C: implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. № 3–4. P. 370–382.
- Shmulovich K.I., Tkachenko S.I., Plyasunova N.V.* Phase equilibria in fluid systems at high pressures and temperatures // *Eds. K.I. Shmulovich, B.W.D. Yardley, G. Gonchar. Fluids in the Crust.* London: Chapman and Hall, 1995. P. 193–214.
- Shmulovich K.I., Graham G., Yardley B.W.D.* Quartz, albite and diopside solubilities in H₂O-NaCl and H₂O-CO₂ fluids at 0.5–0.9 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 95–108.
- Winther K. T., Newton R.C.* Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: Evidence on the origin of Archean cratons // *Bull. Geol. Soc. Den.* 1991. V. 39. P. 213–228.

GRANITIZATION AND HIGH-TEMPERATURE METASOMATISM IN MAFIC ROCKS: COMPARISON OF EXPERIMENTAL AND NATURAL DATA

L.I. Khodorevskaya

D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences

142432, Chernogolovka, Moscow district, Russia

E-mail: khodorevskaya@mail.ru

The paper reports newly obtained data that append older results of experimental modeling of granitization processes. The experiments were aimed at modeling high-temperature metasomatism of mafic rocks, a process that involves the transfer of major components at 750°C and 500 MPa at a pressure gradient. The source of the transported Si, Ca, and Mg in the experiments was garnet. The solution was pure H₂O and 25 wt % NaCl aqueous solution. In the experiments, garnet was decomposed into pyroxenes, amphiboles, plagioclase, and minor amounts of melt, ilmenite, and iron oxides. The associated partial dissolution led to the transfer and redeposition of the dissolved components on the surface of a gabbroanorthosite underlay and to the development of mineral rims, which were analogous to those produced at garnet decomposition. The compositions of the newly formed minerals in the rims were identical to those produced at metamorphism of gabbroanorthosite at $T \geq 750^\circ\text{C}$, $P > 700$ MPa. When the mineral rim was formed, some elements are removed, and this process was controlled by the composition of the fluid phase. The pure H₂O fluid removed Fe, Ca, and Mg. The aqueous fluid containing NaCl ($X_{\text{NaCl}} \approx 0.1$) did not extract Ca from minerals. This indicates that no high NaCl concentrations are typical of fluid in processes that form basificates at granitization. The experiments have shown that H₂O and H₂O-NaCl fluids remove more Fe than other elements. Preferable Fe extraction from naturally occurring associations is evident from the elevated Fe mole fractions of the mafic minerals and from the fact that the basificates typically contain magnetite and hematite.

Keywords: granitization, basification, fluid, fluid filtration, metasomatism.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903275557-576>