

ISSN 0869-5903

Том 32, Номер 2

Март - Апрель 2024



ПЕТРОЛОГИЯ



Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 2, 2024

Палеопротерозойские дайки дацитов Воронцовского террейна Волго-Донского орогена: геохимия, возраст и петрогенезис <i>К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Х. Кориш, Н. С. Базилов, А. Н. Ларионов</i>	139
Модель формирования монцогаббродиорит-сиенит-гранитоидных интрузивов на примере массива Акжайляу (Восточный Казахстан) <i>П. Д. Котлер, С. В. Хромых, А. В. Захарова, Д. В. Семенова, А. В. Куликова, А. Г. Бадретдинов, Е. И. Михеев, А. С. Волосов</i>	154
Генезис дунитов Гулинского плутона по данным изучения расплавных включений в оливине <i>Л. И. Панина, А. Т. Исакова, Е. Ю. Рокосова</i>	179
Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита) <i>Э. С. Вивдич, Ш. К. Балтыбаев, О. Л. Галанкина</i>	195
Первая находка архейских даек долеритов на западе Алданского щита, Сибирский кратон <i>К. Г. Ерофеева, Ю. О. Ларионова, А. В. Самсонов</i>	218
Экспериментальное моделирование взаимодействия фторсодержащего гранитного расплава и кальцитового мрамора <i>Я. О. Алферьева, Е. Н. Граменицкий, А. С. Новикова</i>	230
Разделение солей NaCl и CaCl ₂ в водно-углекислотном глубинном флюиде <i>М. В. Иванов, С. А. Бушмин</i>	245

УДК 552.11

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДАЦИТОВ ВОРОНЦОВСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

© 2024 г. К. А. Савко^{а,*}, А. В. Самсонов^б, Е. Х. Кориш^а, Н. С. Базиков^а, А. Н. Ларионов^с

^аВоронежский государственный университет, Воронеж, Россия

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

^сЦентр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 13.09.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

В западной части Воронцовского террейна палеопротерозойского Волго-Донского орогена, разделяющего архейские кратоны Сарматия и Волгоуралия, впервые установлены метаморфизованные дайки дацитовых порфиров. Возраст магматических протолитов метадацитов составляет около 2.07 млрд лет. Они являются железистыми, метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии и относятся к гранитоидам I-типа. Натровая специализация, низкие концентрации Mg, Cr, Ni, несовместимых элементов с резким фракционированием REE и отсутствием Eu*-аномалии, высокие значения Sr/Y и особенно $(Gd/Yb)_n > 10$, а также радиогенный изотопный состав неодима предполагают ювенильный базитовый источник дацитовых расплавов. Согласно петрогенетическим расчетам, такие условия могли быть реализованы при частичном плавлении деплетированных базитов N-MORB типа в равновесии с эклогитовым реститом. Предполагаемым механизмом формирования дацитовых магм является частичное плавление базитов нижних горизонтов коры, сильно увеличенной мощности (>60 км) в результате предшествующих коллизионных процессов.

Ключевые слова: палеопротерозой, Волго-Донской ороген, дациты, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0869590324020018 **EDN:** DDKZIN

ВВЕДЕНИЕ

Палеотектонические реконструкции являются одним из ключевых направлений при изучении истории формирования земной коры. Для проведения этих реконструкций широко привлекаются магматические комплексы, поскольку характеристики источников и условия зарождения расплавов могут служить индикаторами тектонических обстановок. Определяющую роль этот подход играет в раннедокембрийских комплексах, где многие геологические особенности пород, необходимые для тектонических реконструкций, уничтожены более поздними процессами (например, Moyn, Laurent, 2018).

В настоящей статье на основании новых данных по петрологии магматических пород обсуждаются реконструкции условий формирования палеопротерозойского Воронцовского террейна, который занимает огромное пространство между древними кратонами Сарматией и Волгоуралией и играет

важнейшую роль для понимания эволюции коры Восточно-Европейского кратона в рязанско-оросирианский период. Ключевыми аспектами для расшифровки механизмов роста коры является мощный всплеск магматизма в диапазоне 2050–2090 млн лет, представленный многочисленными базит-гипербазитовыми, диоритовыми и гранитоидными плутонами. Изотопный возраст и геохимические характеристики интрузий Воронцовского террейна рассматривались как свидетельства постколлизионной обстановки их формирования (Савко и др., 2014; Савко, Терентьев, 2017; Терентьев, Савко, 2016; Terentiev et al., 2016, 2018).

Недавно на западной окраине Воронцовского террейна нами были установлены субвулканические тела натровых дацитовых порфиров, обедненных тяжелыми редкоземельными элементами, литофильными и высокочargedными элементами. По этим признакам они близки к архейским высокобарическим ТТГ-ассоциациям и современным

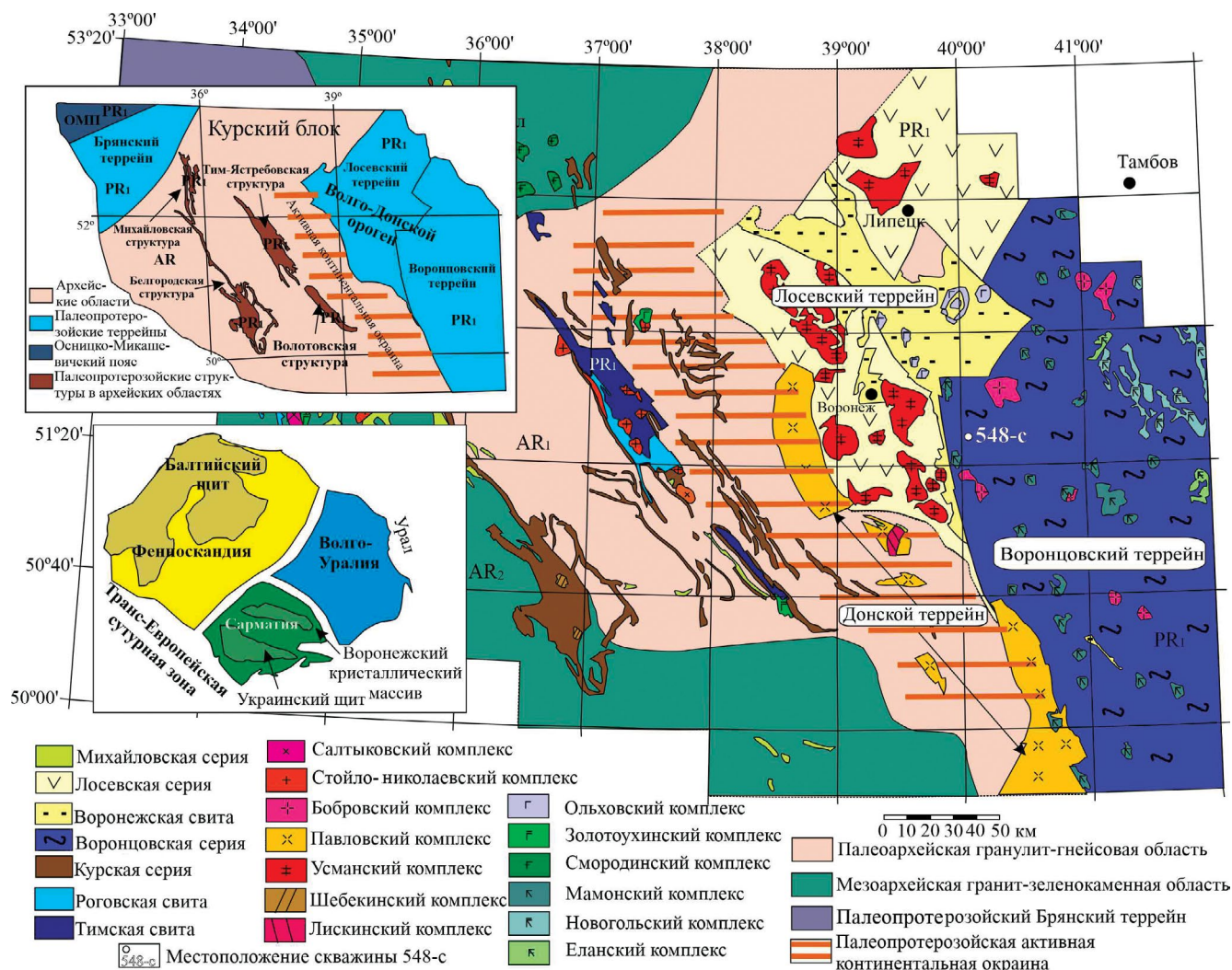


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Воронежского кристаллического массива. Положение коровых сегментов Восточно-Европейского кратона по (Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

адакитам и могут служить индикаторами тектонических процессов в литосфере Воронежского террейна.

Цель настоящей статьи – определить изотопный U-Pb возраст дацитовых порфиров по циркону, выявить источники расплавов по результатам элементной и изотопной геохимии и установить тектоническую обстановку кислого магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Волго-Донской ороген представляет собой обширную палеопротерозойскую субдукционно-коллизийную область, разделяющую архейские ядра Сарматского и Волгоуральского кратонов (рис. 1). Она включает Лосевский и Донской террейны, граничащие с архейским Курским блоком, обширный Воронежский террейн и Терсинский пояс,

граничащий на востоке с архейскими комплексами Волгоуралии.

Воронцовский террейн сложен складчатыми палеопротерозойскими метаморфизованными граувакками воронцовской серии мощностью 6–8 км, по геофизическим данным. Он протягивается на расстояние более 600 км при ширине 100–300 км (рис. 1). С запада ограничен Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Лосевского и Донского террейнов, а с юга – погребенными структурами архейского Приазовского блока. На востоке Воронежский террейн граничит с палеопротерозойскими Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и южноволжским супракустальным комплексом (Бибикина и др., 2009; Bogdanova et al., 2006).

Воронцовский террейн выполнен мощной флишеидной толщей, накопление которой

происходило в тектонически активной обстановке со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава — от кислых до основных (Савко и др., 2011). Источниками терригенного материала служили ювенильные палеопротерозойские островодужные комплексы, о чем свидетельствуют Sm-Nd изотопные данные ($T_{Nd}(DM)$) (от 2100 до 2400 млн лет, Щипанский и др., 2007) и возраст детритовых цирконов 2100–2200 млн лет (Terentiev, Santosh, 2016). Метаосадки претерпели зональный HT/LP метаморфизм при 3–5 кбар и 450–700°C (Савко, 1990, 1994) и превращены в сланцы и метапесчаники, а в высокотемпературных зонах — в гранат-кордиеритовые гнейсы (Герасимов, Савко, 1995). Возраст метаморфизма составляет около 2069 млн лет (Савко и др., 2015).

Метаосадочные толщи Воронцовского террейна прорваны интрузиями базитов и контрастных по геохимии гранитов S- и A-типов с возрастом 2.05–2.07 млрд лет и ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.0 до +2.6) (Савко и др., 2014). Граниты S-типа рассматриваются как продукты плавления метаосадков воронцовской серии в краевой части террейна. Образование гранитов A₂-типа в осевой части террейна происходило в условиях сокращения мощности коры. Граниты A₂-типа являются продуктами дифференциации внедрившихся в нижнюю кору базитовых магм, испытавших интенсивную контаминацию коровым материалом. Их внедрение произошло после коллизионного метаморфизма с возрастом 2.07 млрд лет (Савко и др., 2014, 2015) и связано с постколлизионной тектоникой. Более поздний платформенный магматизм представлен габбродолеритами трапповой формации новогольского комплекса (Савко, Бочаров, 1988) с возрастом 1805 ± 14 млн лет (Чернышов и др., 2001) и кембрийскими дайками сиенитов артюшкинского комплекса (Носова и др., 2019; Скрыбин и др., 2015).

Воронцовский террейн отделен от архейского Курского блока Донским террейном на юге и Лосевским — на севере. Последний представляет собой островодужные постройки на активной континентальной окраине, сложенные преимущественно вулканитами бимодальной серии с возрастом 2170–2120 млн лет (Terentiev et al., 2017). Они впоследствии были интродуцированы крупными батолитами гранитоидов I-типа усманского комплекса с возрастом 2100–2075 млн лет в постколлизионной обстановке после коллизионного события с возрастом около 2100 млн лет (Terentiev et al., 2016; Щипанский и др., 2007).

Донской террейн сложен преимущественно гранитоидными батолитами I-типа павловского комплекса (2081–2063 млн лет, Terentiev et al., 2020) с многочисленными ксенолитами амфиболитов, размером в несколько метров, протолитами которых являются базиты лосевской серии. В протолитах

павловских гранитоидов уже присутствует архейская коровая компонента. По направлению к архейскому Курскому блоку они характеризуются все менее радиогенным составом Nd ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +0.3 до –4.2) и появлением захваченных цирконов с возрастом около 2.8 млрд лет (Terentiev et al., 2020).

Дацитовые порфиры были вскрыты скв. 548-с в западной части Воронцовского террейна недалеко от границы с Лосевским террейном (рис. 1, 2). Они представляют собой серию субвертикальных (5°–7° к оси керна) субвулканических тел (даек) среди метапелитовых сланцев и метапесчаников воронцовской серии, залегающих согласно с ориентировкой сланцеватости. Их видимые мощности по керну от 0.8 до 14.5 м (рис. 2). С глубиной ориентировка сланцеватости и контактов с дацитами становится более пологой, 40°–45° к оси керна. Они вместе с вмещающими метатерригенными породами подверглись метаморфическим изменениям и имеют сланцеватую текстуру, совпадающую с ориентировкой сланцеватости вмещающих сланцев и метапесчаников. Породы рассечены маломощными (до 1 см) кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками как согласными сланцеватости, так и секущими ее.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний петрогенных оксидов. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете (ВГУ, г. Воронеж). Подготовка проб для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород — ГСО № 8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрацией выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (г. Черноголовка). Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой и закрытой системах в зависимости от их состава. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be,

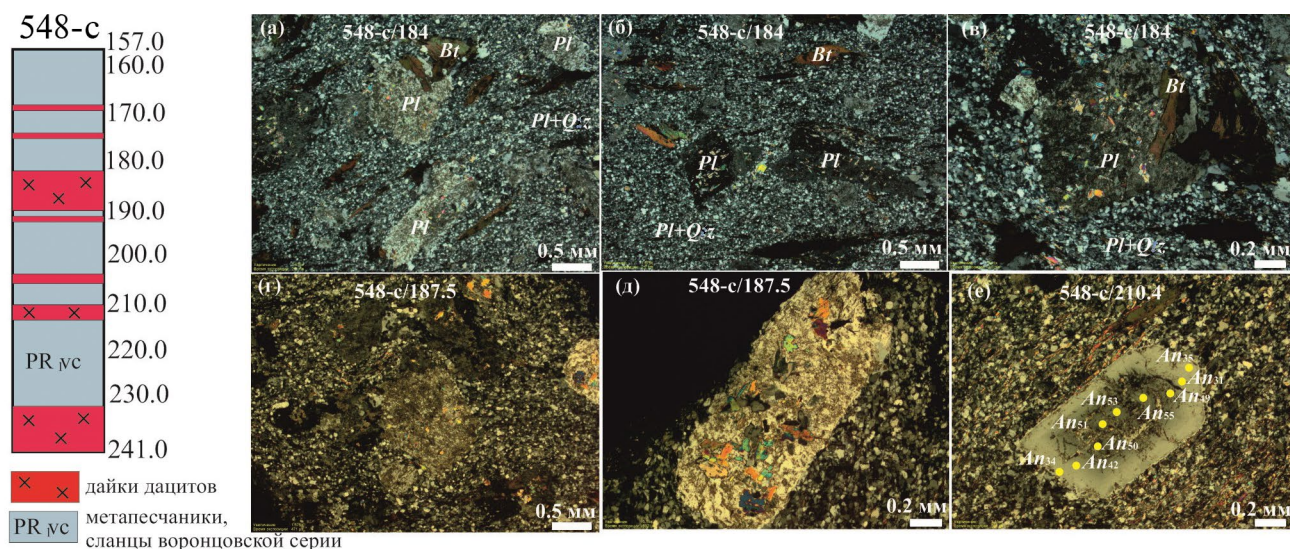


Рис. 2. Геологическая колонка скв. 548-с и микрофотографии шлифов дацитовых порфиров: (а–д) — измененные ксенокристы плагиоклаза в мелкозернистом кварц-полевошпатовом матриксе; (е) — зональность ксенокриста плагиоклаза в даците. Нумерация образцов на рисунке: номер скважины/глубина.

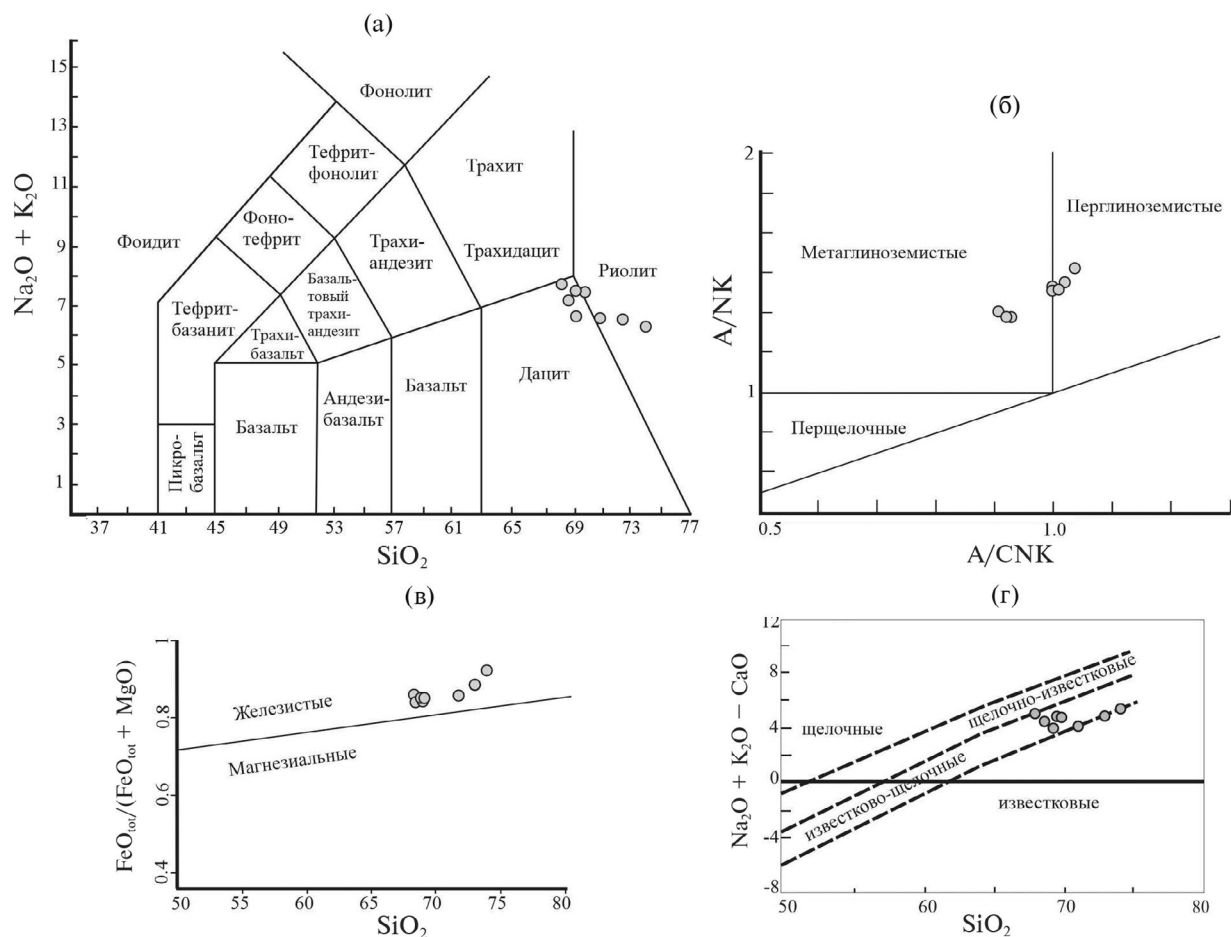


Рис. 3. Классификационные диаграммы для дацитов Воронцовского террейна: (а) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$; (б) A/CNK--A/NK ; (в) $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$; (г) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$.

Co — 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y — 0.1 ppm, для Zr — 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba — 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr — 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Измерения абсолютного возраста цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Larionov et al., 2004; Williams, 1998) с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora”. При расчетах использовались константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1977), и вводилась поправка на нерадиоγενный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Полученные результаты обрабатывали с помощью программ “SQUID v1.12” и “ISOPLOT/Ex 3.22” (Ludwig, 2005). Поскольку результаты образовали дискордию с ненулевым нижним пересечением, оценка возраста проводилась по верхнему пересечению с конкордией. Под конкордантностью, следуя (Ludwig, 1998), понимается факт перекрытия линии конкордии эллипсом погрешностей 2σ .

Sm-Nd изотопный анализ валовых образцов. Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Изотопные составы Sm и Nd определены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Измеренные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ).

Микрозондовый анализ. Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа “Inca” (ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 90 с, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержаний оксидов и оценка точности проводились с помощью программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Дацинты светло-серые, светло-коричневато-серые, сланцеватой текстуры и бластопорфировой структуры состоят из тонкозернистой основной массы и порфировых вкрапленников плагиоклаза, составляющих до 30% от объема породы (рис. 2). Матрикс имеет лепидогранобластовую структуру.

В составе дацитов преобладает плагиоклаз (60–80 мод. %), присутствующий как в матриксе, так и в порфировых вкрапленниках размером 2–5 мм, часто замещаемых тонкочешуйчатым вторичным мусковитом. В основной мелкозернистой массе плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу (An_{10-23}). Неизмененные ксенокристы имеют концентрическую зональность с более темными центральными частями. Центральные части имеют более основной состав (An_{49-55}), а краевые — более кислый (An_{31-35}) (рис. 2е). В незначительном количестве до 5 мод. % в основной массе присутствует калиевый полевой шпат. Кварц присутствует в мелкозернистом матриксе в количестве до 20 мод. %.

Биотит (2–5 мод. %) является единственным темноцветным минералом и представлен удлиненными коричневыми лейстами размером до 2 мм по удлинению. Он имеет железистый состав ($X_{\text{Fe}} = 0.72-0.81$) и повышенную титанистость ($\text{TiO}_2 = 2.4-2.9$ мас. %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом и цирконом, рудные — магнетитом и сфалеритом, вторичные хлоритом, эпидотом и кальцитом.

ГЕОХИМИЯ

Дацинты имеют содержание SiO_2 от 67.9 до 74.4 мас. %, умеренную концентрацию щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.3-7.8$ мас. % с явным преобладанием натрия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.44-0.77$). Они характеризуются умеренной титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0.1-0.4$) и железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.69-0.84$). Глиноземистость пород близка к значениям 1.0 индекса A/CNK (рис. 3, табл. 1). На классификационной диаграмме TAS (Middlemost, 1994) точки составов попадают в поля дацитов и риолитов (рис. 3). На бинарных диаграммах отмечается отрицательная корреляция SiO_2 с TiO_2 , CaO, Al_2O_3 , MgO и K_2O (рис. 4).

Для дацитов характерны низкие концентрации “мафических элементов” Ni и Cr, всех высокозарядных элементов, особенно Y, высокая Sr ($\text{Sr}/\text{Y} = 83-150$), умеренные Ba и Rb (табл. 1). Также отмечаются низкие концентрации редкоземельных элементов, спектры распределения которых имеют отрицательный наклон с обогащением LREE и очень сильным их фракционированием ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 56-177$) и без выраженной Eu*-аномалии (табл. 1, рис. 5). Для них значения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 10-19$ очень высокие.

На мультиэлементной спайдердиаграмме дациты характеризуются слабой отрицательной аномалией Nb и слабой положительной Ti (рис. 5).

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНУ

Нами были выполнены определения возраста циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) из дайки метадацитов для

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в дацитах Воронцовского террейна

Компоненты	548-с/ 184.5*	548-с/ 185.7	548-с/ 186	548-с/ 187	548-с/ 187.5	548-с/ 190	548-с/ 210.4	548-с/ 237.6
SiO ₂	69.43	68.49	69.01	69.63	67.93	71.08	72.44	74.36
TiO ₂	0.34	0.38	0.40	0.36	0.41	0.36	0.23	0.07
Al ₂ O ₃	14.82	15.48	14.93	14.83	15.11	14.25	14.31	14.40
Fe ₂ O ₃ tot	3.22	3.65	3.68	2.97	3.69	3.17	2.68	1.83
MgO	0.70	0.84	0.81	0.67	0.73	0.70	0.42	0.18
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02
CaO	2.90	2.99	2.80	3.09	3.06	2.71	2.53	1.88
Na ₂ O	4.70	4.21	3.98	4.34	4.40	3.90	4.41	4.39
K ₂ O	2.75	2.92	2.80	3.18	3.40	2.72	2.13	1.91
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.17	0.22	0.19	0.10	0.04
SO ₃	0.04	0.10	0.15	0.12	0.06	0.05	0.04	0.06
П.п.п.	0.66	0.62	1.11	0.55	0.89	0.67	0.62	0.70
Сумма	99.77	99.82	99.76	99.93	99.93	99.92	99.94	99.83
X _{Mg}	0.30	0.31	0.30	0.31	0.28	0.30	0.34	0.16
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.69	0.70	0.73	0.77	0.70	0.48	0.44
Na ₂ O + K ₂ O	7.45	7.13	6.78	7.52	7.80	6.62	6.54	6.30
A/CNK	0.93	1.00	1.02	0.91	0.92	1.00	1.01	1.13
Li	23	26.3			26	11	6	5.0
Be	1.9	1.3			1.6	0.9	0.9	1.7
Sc	2.2	1.6			2.1	2.1	0.6	1.3
V	22	21.4			15	8	6	15.4
Cr	22	24.3			14	7	8	20.2
Co	4	3.4			3	1.6	0.9	0.77
Ni	5	2.1			4	1.4	1.5	3.3
Ga	26	21.9			24	12	10	17.8
Rb	30	59.9			40	6	6	32.4
Sr	300	506			300	80	50	322
Y	2	3.7			2	0.8	0.6	2.3
Zr	170	160			160	85	58	61.1
Nb	8	8.0			8	3.8	3.9	7.8
Mo	1.1	1.2			0.9	1.8	0.6	0.57
Cs	1.1	2.2			1.4	0.7	0.5	0.67
Ba	380	713			400	180	150	611
La	9	28.0			10	3.1	3	20.5
Ce	22	59.3			23	7	7	42.0
Pr	2.9	6.8			3.1	1	0.9	4.4
Nd	11	26.8			12	4.1	3.6	17.6
Sm	1.9	4.4			2.1	0.7	0.6	3.5
Eu	0.6	1.0			0.7	0.23	0.18	0.69
Gd	1.3	2.4			1.4	0.49	0.42	1.9
Tb	0.09	0.22			0.1	0.04	0.03	0.19
Dy	0.42	0.93			0.45	0.18	0.15	0.63
Ho	0.06	0.12			0.06	0.025	0.02	0.072

Таблица 1. Окончание

Компоненты	548-с/ 184.5*	548-с/ 185.7	548-с/ 186	548-с/ 187	548-с/ 187.5	548-с/ 190	548-с/ 210.4	548-с/ 237.6
Er	0.16	0.25			0.11	0.052	0.039	0.12
Tm	0.015	0.029			0.015	0.007	0.005	0.011
Yb	0.09	0.19			0.09	0.04	0.03	0.083
Lu	0.012	0.024			0.012	0.006	0.004	0.010
Hf	3	4.3			2.9	1.8	1.5	2.3
Ta	0.46	0.71			0.5	0.28	0.33	0.67
W	0.18	1.3			0.16	0.3	0.11	1.1
Pb	7	12.7			7	5	6	15.6
Th	2.8	5.1			2.7	1.1	1	4.6
U	1.4	1.7			1.3	0.7	1	2.2
ΣREE	49.6	131			53.1	17.0	16.0	91.8
Eu/Eu*	1.17	0.94			1.25	1.20	1.10	0.82
(Gd/Yb) _n	12.0	10.5			12.9	10.1	11.6	18.9
(La/Yb) _n	71.7	106			79.7	55.6	71.7	177.2
Sr/Y	150	137			150	100	83.3	140
Ybn	0.53	1.12			0.53	0.24	0.18	0.49

*Скв./глуб.

обр. 548-с/185.7 (скв. 548-с, глубина 185.7 м). Циркон представлен бесцветными идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами, причем присутствует много длиннопризматических (длиной 150–200 мкм) с острыми пирамидальными вершинами (рис. 6). Отмечаются твердофазные включения. В катодолюминесценции видна структура роста — тонкая концентрическая осцилляционная зональность. Явных унаследованных ядер не выявлено. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных наложенных событий.

Было выполнено 16 анализов в 15 зернах (табл. 2, рис. 6). На диаграмме с конкордией (рис. 7) все результаты аппроксимируются единой линией регрессии с близкими к конкордантным значениями возрастов. Значительных различий между внутренними и внешними частями кристаллов не выявлено. Верхнее пересечение линии регрессии с конкордией через все аналитические точки дает возраст 2069 ± 20 млн лет ($N = 16$, СКВО = 0.42). Конкордантный возраст ($N = 12$) равен 2069 ± 13 млн лет (СКВО = 0.0052, вероятность конкордантности 0.94) (рис. 7).

Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Изотопный состав Nd был измерен в двух валовых образцах дацита: 548-с/185.7, для которого было выполнено изотопное датирование циркона,

и 548-с/237.6. Величина $\epsilon_{Nd}(2069)$ составляет 2.6 и 3.4, а модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ — 2258 и 2222 млн лет (табл. 3, рис. 8) соответственно, что свидетельствует о короткой коровой предыстории ювенильных мантийных источников расплавов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ

По геохимическим признакам дациты Воронцовского террейна являются железистыми, преимущественно метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии. Несмотря на повышенную железистость, их нельзя отнести к гранитоидам А-типа, для которых характерны калиевый профиль щелочности, обогащение высокозарядными и редкоземельными элементами и отрицательная аномалия Eu*. Невысокая глиноземистость, отсутствие мусковита (граната, кордиерита), низкие содержания литофильных элементов и, опять же, преобладание Na в сумме щелочей отличает дациты от гранитоидов S-типа. От гранитоидов М-типа они отличаются резко фракционированными спектрами легких и тяжелых REE. На дискриминантных диаграммах в терминах “алфавитной” классификации дациты попадают в поля гранитов I-, S- и М-типов (Whalen et al., 1987) и в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb—(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) (рис. 9). Таким образом, можно сделать вывод, что дациты Воронцовского террейна отвечают по составу гранитам I-типа.

По геохимическим признакам дациты Воронцовского террейна близки к высокобарическим

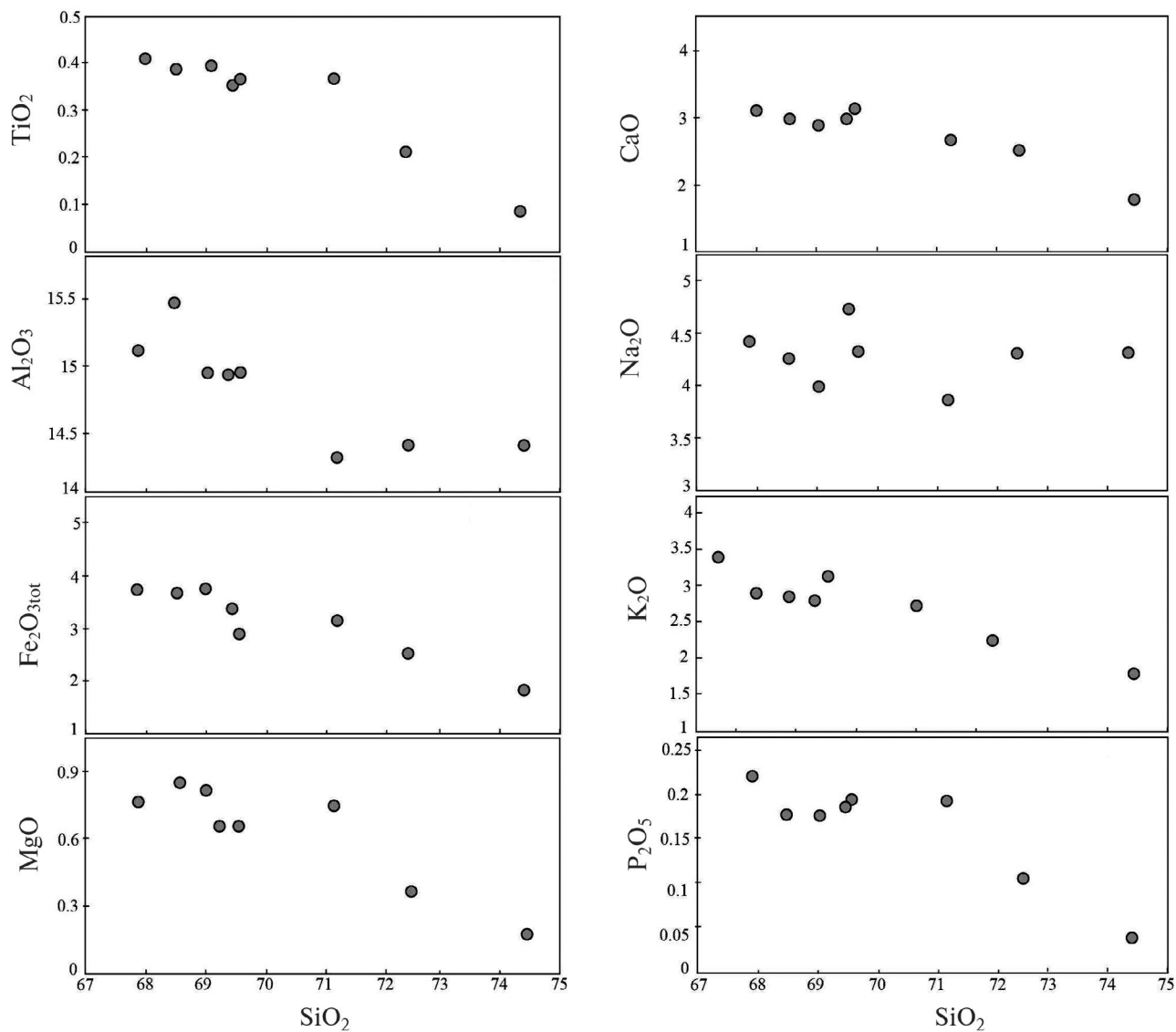


Рис. 4. Диаграммы распределения петрогенных оксидов.

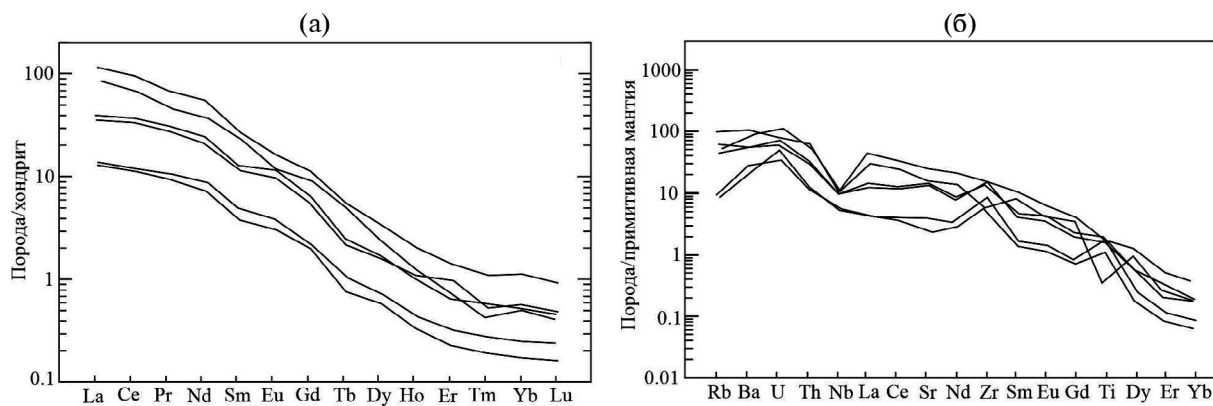


Рис. 5. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных (а) и нормализованное к примитивной мантии распределение малых и редких (б) элементов в дацитах.

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из метадацитов (SHRIMP-II)

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ воз- раст	$\pm$ млн лет	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ воз- раст	$\pm$ млн лет	D, %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$ %	Корр. ошиб.
Образец 548-с/185.7																			
7	4.22	762	540	150	0.73	1330	21	1972	20	+36	4.4	1.8	0.121	1.1	3.8	2.1	0.23	1.8	0.8
4	2.85	290	58	73.9	0.21	1677	16	1975	51	+17	3.4	1.1	0.121	2.8	5.0	3.0	0.30	1.1	0.4
1	3.64	661	92	152	0.14	1530	12	2015	24	+27	3.7	0.9	0.124	1.4	4.6	1.6	0.27	0.9	0.5
9	5.33	476	117	83.7	0.25	1199	23	2022	34	+45	4.9	2.1	0.125	1.9	3.5	2.8	0.20	2.1	0.7
2	1.56	367	86	109	0.24	1911	18	2061	32	+8	2.9	1.1	0.127	1.8	6.1	2.1	0.35	1.1	0.5
7re	1.40	486	130	147	0.28	1945	45	2073	22	+7	2.8	2.7	0.128	1.3	6.2	3.0	0.35	2.7	0.9
11	1.42	261	48	79.8	0.19	1961	18	2073	42	+6	2.8	1.1	0.128	2.4	6.3	2.6	0.36	1.1	0.4
3	1.07	155	22	48.9	0.15	2015	30	2058	73	+2	2.7	1.7	0.127	4.1	6.4	4.5	0.37	1.7	0.4
5	1.06	111	31	35.3	0.29	2029	58	2040	90	+1	2.7	3.3	0.126	5.1	6.4	6.1	0.37	3.3	0.6
10	0.69	241	79	77.1	0.34	2037	49	2055	38	+1	2.7	2.8	0.127	2.1	6.5	3.5	0.37	2.8	0.8
3	0.34	314	52	102	0.17	2072	20	2066	41	0	2.6	1.1	0.128	2.3	6.7	2.6	0.38	1.1	0.4
8	0.23	226	46	73.7	0.21	2077	20	2070	39	0	2.6	1.1	0.128	2.2	6.7	2.5	0.38	1.1	0.4
12	0.15	438	89	143	0.21	2077	32	2074	29	0	2.6	1.8	0.128	1.7	6.7	2.5	0.38	1.8	0.7
15	0.16	561	55	184	0.10	2081	26	2075	26	0	2.6	1.5	0.128	1.5	6.7	2.1	0.38	1.5	0.7
6	0.38	467	136	152	0.30	2074	37	2078	26	0	2.6	2.1	0.129	1.5	6.7	2.6	0.38	2.1	0.8
14	0.00	452	109	149	0.25	2097	17	2060	29	-2	2.6	1.0	0.127	1.7	6.7	1.9	0.38	1.0	0.5

Примечание. Ошибки составляют 1σ . Pb_c и Pb^* – первичный и радиогенный свинец соответственно. Стандартная ошибка калибровки 0.3%. (1) Первичный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb . D, % – процент дискордантности.

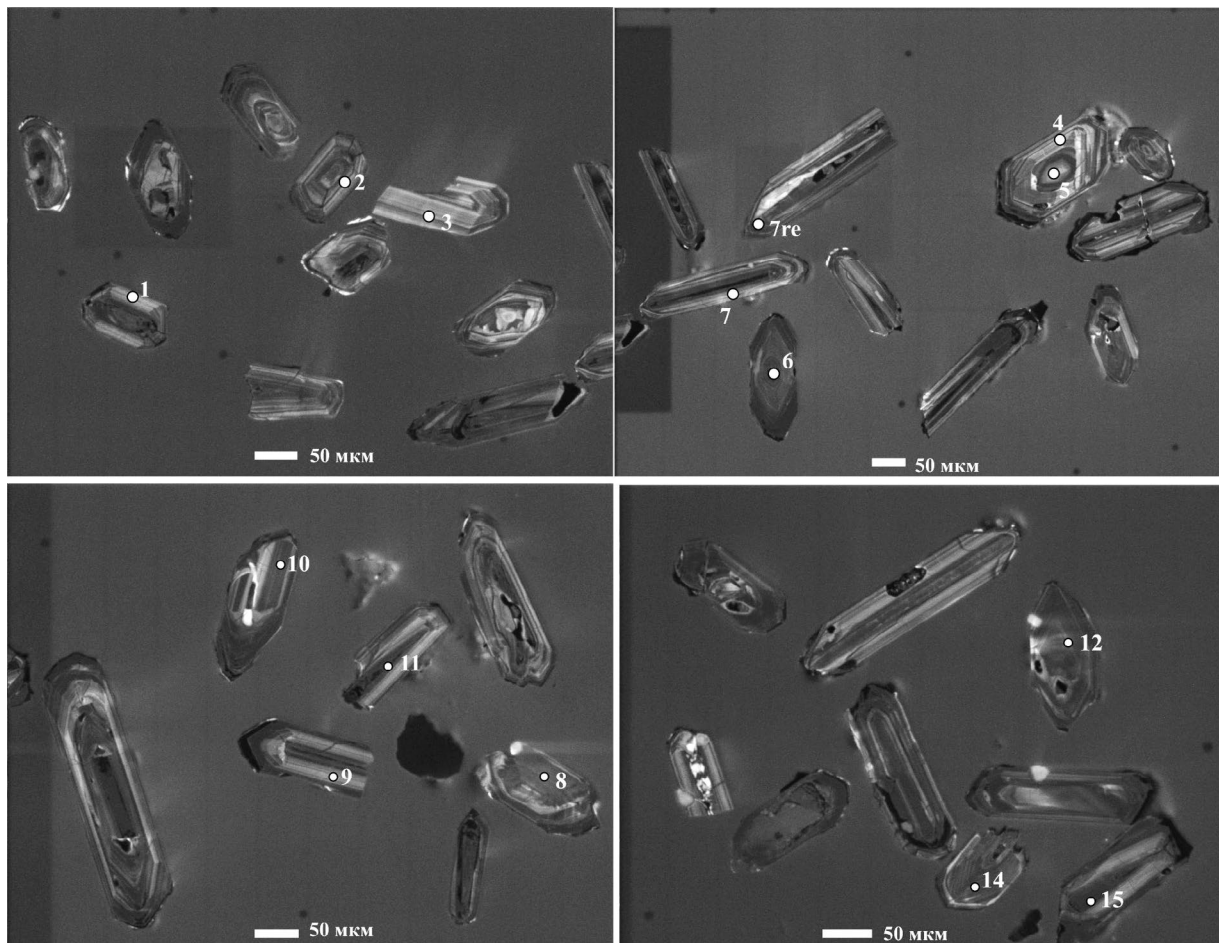


Рис. 6. Расположение точек определения возраста на КЛ-снимках цирконов из метадацитов Воронцовского террейна. Номера точек на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 2.

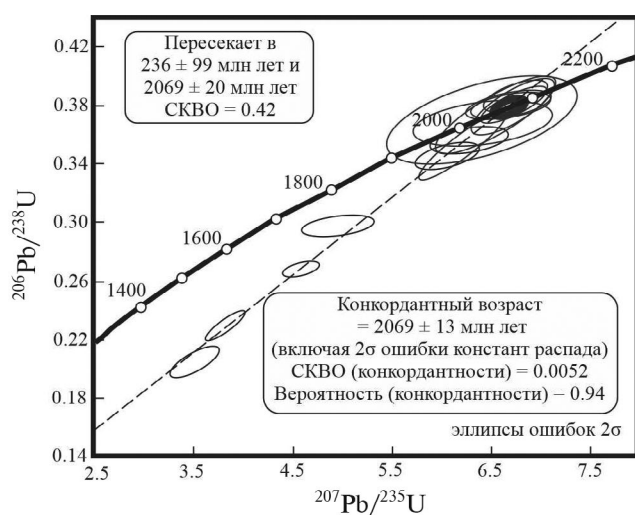


Рис. 7. Результаты U-Pb датирования циркона из метадацитов Воронцовского террейна методом SIMS.

трондьемитам архейских ТТГ-ассоциаций (Moyen, 2011) (рис. 10), но отличаются от них большей деплетированностью литофильных и высокозарядных элементов, более высокой железистостью и аномальным фракционированием легких и тяжелых REE. От типичных адацитов дациты отличаются низкие содержания совместимых элементов Ni, Cr и Mg. В последней сводке по геохимии (Sotiriou et al., 2023) архейские ТТГ-ассоциации со значением $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > 10$ являются единичным случаем. Также крайне редко они отмечались в протерозойских и фанерозойских трондьемитах и адакитах.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Сильно обедненные спектры тяжелых REE указывают на образование дацитовых расплавов при плавлении в равновесии с гранатосодержащим регистом. Натровая специализация, низкие концентрации несовместимых элементов и высоко радиогенный изотопный состав неодима дают основание предполагать деплетированный базитовый источник

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные дацитовых порфиров

Номер образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^{**} , млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})^{***}$
548-с/185.7	4.18	27.05	0.0935	0,511364	2069	2.6	2258
548-с/237.6	3.56	20.24	0.10644	0.511582	2069	3.4	2222

*Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0.2%. **Возраст по данным U-Pb датирования (см. текст). ***Модельный возраст по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

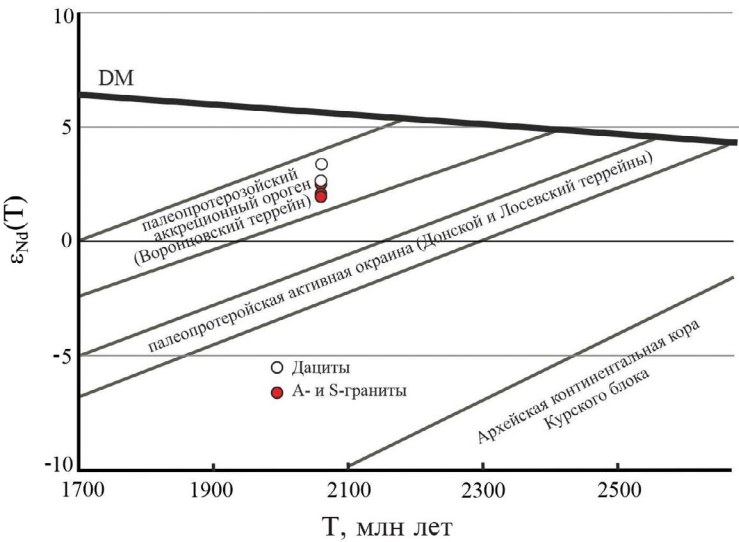


Рис. 8. Результаты Sm-Nd исследований метадацитов Воронцовского террейна. Данные по гранитам Воронцовского террейна из (Савко и др., 2014).

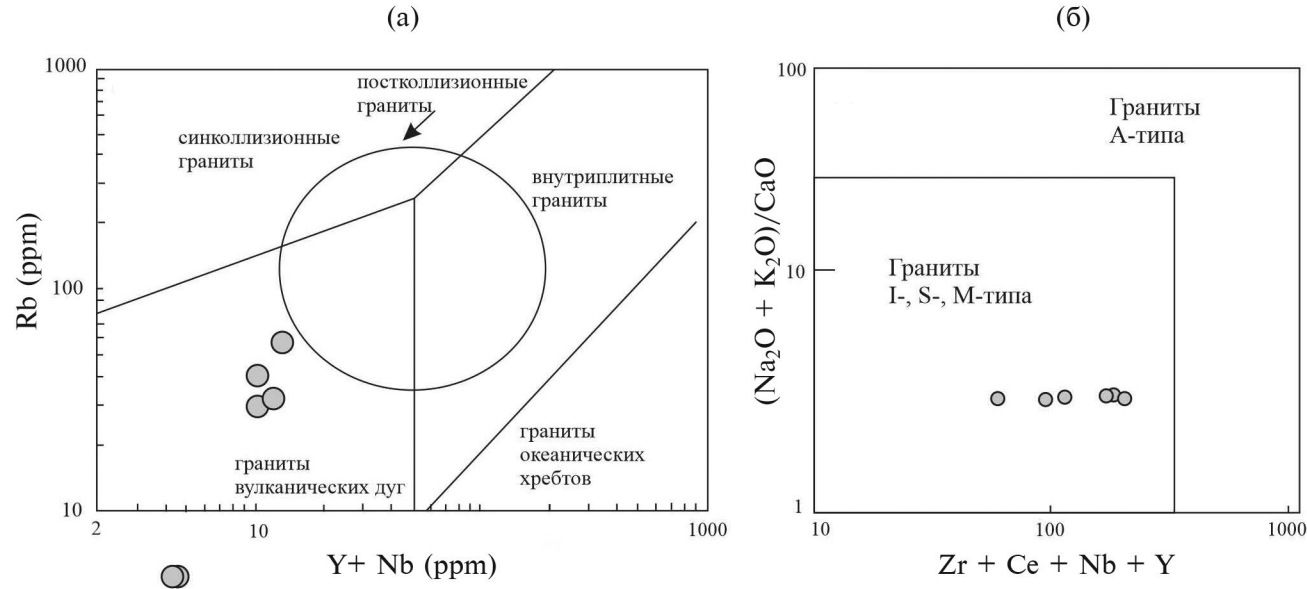


Рис. 9. Дискриминантные диаграммы для метадацитов Воронцовского террейна: (а) – по (Pearce, 1996); (б) – по (Whalen et al., 1987).

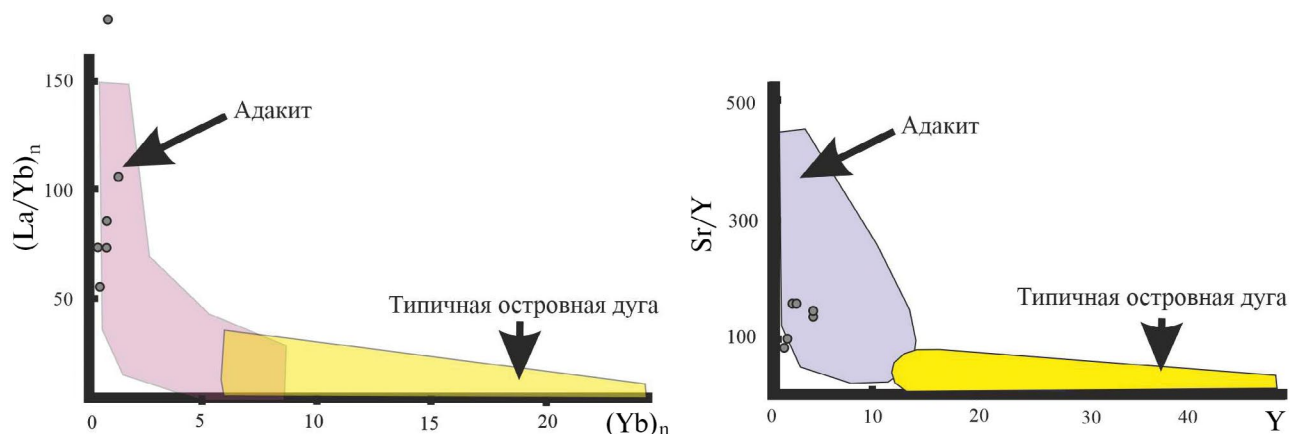


Рис. 10. Составы дацитов Воронцовского террейна на дискриминантных диаграммах для адакитов (Drummond, Defant, 1990).

для дацитовых расплавов. Согласно петрогенетическим расчетам, такие условия могли быть реализованы при частичном плавлении деплетированных базитов N-MORB типа в равновесии с эклогитовым реститом (рис. 11). Это согласуется с результатами экспериментальных исследований, согласно которым дацитовые расплавы могут образоваться при 20–40% плавления метабазальта при 1000–1100°C и 16–32 кбар в равновесии с эклогитовым реститом (Hastie et al., 2016; Rapp, Watson, 1995).

Изменения составов пород от дацитов к риолитам могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией. Главной кумулюсной фазой, по-видимому, был плагиоклаз, фенокристы которого, широко представленные в породах (рис. 2), вероятно, вынесены из промежуточной камеры. Массовая кристаллизация плагиоклаза могла быть связана со снижением давления в ходе подъема кислых магм и обеспечила заметное снижение концентраций Al_2O_3 , CaO, Sr и Eu в риолитах. Наблюдаемое резкое снижение концентраций всех редкоземельных элементов при переходе от дацитовых к риолитовым составам могло быть связано с кристаллизацией акцессорного кальциевого минерала — концентратора REE, такого как титанит или апатит (рис. 10).

Таким образом, геохимические и изотопные особенности дацитов предполагают их зарождение при плавлении деплетированного базитового источника N-MORB типа на глубине более 60 км в равновесии с эклогитовым реститом и последующей дифференциацией в малоглубинных условиях. Такой петрогенетический сценарий мог бы быть реализован в зоне субдукции при плавлении погружающейся океанической плиты (Martin, Moyen, 2002). Однако этому противоречит низкая магнезиальность и низкие содержания MgO, Sr и Ni в дацитах, которые исключают взаимодействие кислых субдукционных расплавов с породами перекрывающего мантийного клина (Martin, 1999; Smithies, 2000).

Расплавы такого состава могли образоваться в двух типах тектонических обстановок: (1) пологая субдукция и (2) увеличение мощности коры в результате коллизии до образования дацитов.

В случае пологой субдукции возможно перемещение в нижнюю кору подобных магм при плавлении слэба без значительного изменения составов (Martin, Moyen, 2002). К примеру, производные плавления слэба — адакитовые магмы в Японской островной дуге — сохраняют низкие содержания MgO, Sr и Ni (Tsuchiya et al., 2007).

Более вероятным представляется образование дацитовых магм при плавлении нижних горизонтов базитовой коры сильно увеличенной мощности. Ее утолщение (образование орогенетического клина) происходило до внедрения даек дацитов с возрастом 2.069 млрд лет в результате коллизионных процессов во время субдукции (коллизия дуга–континент), по-видимому, около 2.1 млрд лет назад (Цыбуляев и др., 2021; Кориш и др., 2022). Коллизия, сопровождаемая метаморфизмом, возобновилась (или продолжилась) при столкновении кратонов Сарматии и Волгоуралии (коллизия континент–континент) около 2.07 млрд лет назад (Савко и др., 2015; Savko et al., 2018).

Ранее было показано, что коллизия и метаморфизм происходили в условиях “теплой” и “влажной” литосферы молодого Воронцовского террейна (Савко и др., 2015), что способствовало эклогитизации нижнекоровых метабазитов. Триггером частичного плавления эклогитовых протолитов могли служить флюиды, высвобождавшиеся в результате метаморфических реакций дегидратации и/или начало деляминации в основании коры и магматического андерплейтинга.

Подобные сценарии образования адакитовых магм при плавлении утолщенной нижней базитовой коры описаны в раннепалеозойском коллизионном

орогене Цинлин (Qinling) в Центральном Китае (Qin et al., 2015) и миоценовом Гималайско-Тибетском коллизии орогене (Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Wang et al., 2005). Отметим, что Волго-Донской коллизии ороген считается палеопротерозойским аналогом Гималайско-Тибетского орогена (Shchipansky, Kheraskova, 2023).

ВЫВОДЫ

В западной части Воронцовского террейна на границе с Лосевским впервые установлены метаморфизованные дайки дацитовых порфиров среди метатерригенных флишеидных толщ воронцовской серии с возрастом кристаллизации 2069 ± 13 млн лет. Они являются железистыми, преимущественно метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии и относятся к гранитоидам I-типа. Такие геохимические особенности как Na профиль щелочности, обедненность литофильными, высокозарядными, совместимыми и редкоземельными элементами с резким фракционированием последних и отсутствием Eu^* -аномалии, высокие значения Sr/Y , особенно $(\text{Gd/Yb})_n > 10$, а также радиогенный состав Nd предполагают их образование при частичном плавлении ювенильных базитовых протолитов MORB-типа в условиях высоких давлений в равновесии с гранат-пироксеновым эклогитовым реститом. Мы полагаем, что дациты могли сформироваться либо в результате пологой субдукции океанической плиты под Сарматский кратон, либо при частичном плавлении эклогитизированной базитовой нижней коры сильно увеличенной мощности (>60 км) в условиях формирующегося орогена. Изменения составов от дацитов к риолитам могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам А.А. Шипанскому (ГИН РАН) и Ю.А. Мартынову (ДВГИ ДВО РАН) за внимательное отношение к рукописи и важные замечания, позволившие улучшить качество настоящей статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке Госбюджетной темы ИГЕМ РАН № 124022400143-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикина Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. № 6. С. 3–16.

Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метапелитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 563–577.

Кориш Е.Х., Савко К.А., Сальникова Е.Б. и др. Палеопротерозойский диорит-гранодиоритовый

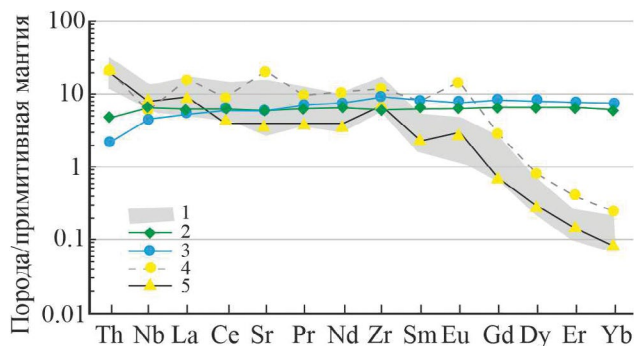


Рис. 11. Результаты моделирования процессов образования дацитов и риолитов.

1 — поле составов природных образцов; 2, 3 — предполагаемые источники расплавов: 2 — толеитовый базальт MORB-типа из нижней части разреза лосевской серии (обр. 7782/422 из Шипанский и др., 2007); 3 — средний N-MORB (White, Klein, 2014); 4 — модельный дацитовый расплав — результат 20% равновесного плавления толеитового базальта, рестит состоит из клинопироксена (50%), граната (48%) и рутила (2%); 5 — модельный риолитовый расплав — результат 30% дифференциации дацитового расплава с удалением кумулятивной ассоциации плагиоклаз (90%) + апатит (9%) + циркон (1%). Расчеты выполнены по формулам из (Arth, 1976) с использованием коэффициентов распределения из (Rollinson, Pease, 2021).

магматизм Курского блока Сарматии: расшифровка сближенных во времени геологических событий // Тр. Карельского НЦ РАН. 2022. № 5. С. 60–63.

Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В. и др. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.

Савко К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 79–87.

Савко К.А. Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 50–59.

Савко К.А., Бочаров В.Л. Петрохимия габбродиоритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 7. С. 42–51.

Савко К.А., Терентьев Р.А. Геохронология кварцевых диоритов Романовского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2017. № 2. С. 74–80.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базилов Н.С. Метатерригенные породы воронцовской серии

Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. НТ/ЛР метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 607–623.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 5. С. 581–586.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро-гранитные серии в палеопротерозое Восточной Сарматии: геохимия и условия формирования // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1155–1183.

Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. Палеопротерозойские рифтогенные вулканы ОИВ- и MORB-типа Курского блока Восточной Сарматии: петрология и геодинамика // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.

Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 301–303.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1976. V. 4. № 1. P. 41–47.

Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // Eds. D.C. Gee, R.A. Stephenson. European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 32. Geol. Soc. London. 2006. P. 599–628.

Chung S.L., Liu D., Ji J. et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // Geology. 2003. V. 31. P. 1021–1024.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 3–21.

Hastie A.R., Fitton J.G., Bromiley G.D. et al. The origin of Earth's first continents and the onset of plate tectonics // Geology. 2016. V. 44. P. 855–858.

Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M. et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 220. P. 139–155.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.C. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London, Memoirs. 2004. P. 69–74.

Ludwig K.R. On the treatment of concordant uranium-lead ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 62. P. 665–676.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>

Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth // Geology. 2002. V. 30. P. 319–322.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.

Moyen J.F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // Lithos. 2011. V. 123. № 1–4. P. 21–36.

Moyen J.-F., Laurent O. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 99–125.

Pearce J.A. A User's guide to basalt discrimination diagrams // Ed. D.A. Wyman. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Qin Z., Wu Y., Siebel W. et al. Genesis of adakitic granitoids by partial melting of thickened lower crust and its implications for early crustal growth: a case study from the Huichizi pluton, Qinling orogen, central China // Lithos. 2015. V. 238. P. 1–12.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental

growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.

Rollinson H., Pease V. Using geochemical data to understanding geological processes // 2-nd ed. Cambridge, UK; New York: Cambridge University Press, 2021. 661 p.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precamb. Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.

Shchipansky A.A., Kheraskova T.N. The Volga-Don collisional orogen in the East European craton as the Paleoproterozoic analog of the Himalayan-Tibetan orogeny // *Geodynam. Tectonophys.* 2023. V. 14. № 2. 0692.

Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 182. P. 115–125.

Sotiriou P., Polat A., Windley B., Kusky T. Temporal variations in the incompatible trace element systematics of Archean TTGs: Implications for crustal growth and tectonic processes in the early Earth // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 236. 104274.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jäger H. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.

Terentiev R.A., Santosh M. Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58. P. 1108–1126.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East

European Craton: Age, magma source and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2016. V. 287. P. 48–72.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 707–753.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring complex // *J. Geol. Soc.* 2018. V. 175. P. 86–99.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2020. V. 346. 105790.

Tsuchiya N., Kimura J.-I., Kagami H. Petrogenesis is of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami Mountains, Japan // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. P. 134–159.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A type granites: geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

Wang Q., McDermott F., Xu J.F. et al. Cenozoic K-rich adakitic Volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental continental setting // *Geology.* 2005. V. 33. P. 465–468.

White W.M., Klein E.M. Composition of the oceanic crust // *Treatise Geochem.* 2-nd ed. 2014. V. 4. № 13. P. 457–496.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Paleoproterozoic Dacite Dykes of the Vorontsovka Terrane, Volga-Don Orogen: Geochemistry, Age and Petrogenesis

K. A. Savko¹, A. V. Samsonov², E. Kh. Korish¹, N. S. Bazikov¹, A. N. Larionov³

¹*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

²*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

³*Centre for Isotope Research, Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

The metamorphosed dacitic porphyry dykes were established for the first time in the western part of the Vorontsovka terrane, which is located in the Paleoproterozoic Volga-Don orogen at the margin of Archean Sarmatia and Volga-Ural cratons. The magmatic protolith age for the metadacites is ca. 2.07 Ga. They are ferrous, metaluminous rocks of calc-alkali series and belong to I-type granitoids. Sodium specialization, low concentrations of Mg, Cr, Ni, incoherent elements with sufficient REE fractioning and absence of Eu*-anomalies, high Sr/Y ratio and especially (Gd/Yb)_n values (>10), and also radiogenic Nd isotopic composition suppose the juvenile mafic source for the dacitic melts. According to petrogenetic estimations, such conditions could be caused by partial melting of depleted N-MORB type basites at the equilibrium with the eclogitic restite. Supposed mechanism for the dacitic magmas forming is the partial melting of the basites from the lower horizons of crust with highly enlarged thickness (>60 km) due to preceding collision processes.

Keywords: Paleoproterozoic, Volga-Don orogen, dacites, mantle source

УДК 552

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МОНЦОГАББРОДИОРИТ-СИЕНИТ-ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ МАССИВА АКЖАЙЛЯУ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2024 г. П. Д. Котлер^{a, b, c, *}, С. В. Хромых^a, А. В. Захарова^b, Д. В. Семенова^{a, c},
А. В. Куликова^{a, c}, А. Г. Бадретдинов^c, Е. И. Михеев^{a, b}, А. С. Волосов^{a, b}

^aИнститут геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^bНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

^cКазанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

*e-mail: pkotler@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.08.2023 г.

После доработки 14.09.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

Представлена модель формирования многофазного плутона Акжайляу, сформированного в пределах блока земной коры с каледонским основанием в герцинское время. В основу работы положены результаты исследований поведения петрогенных и редких элементов, геохронологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований. Выделены три этапа становления массива Акжайляу, существенно отличающиеся от принятых ранее представлениях о многокомплексности и полихронности данного интрузива: 1) становление умеренно-щелочных лейкогранитов А₂-типа (308–301 млн лет); 2) внедрение в основание лейкогранитов монцодиоритов (~295 млн лет), повышение степени плавления исходных субстратов с формированием сиенитов и умеренно-щелочных гранитов I-типа (294–292 млн лет); 3) внедрение на западе и севере плутона даек и малых тел щелочных ферроэкерманитовых лейкогранитов А₁-типа (~289 млн лет). Плутон Акжайляу сформировался около 15 млн лет назад в средней–верхней коре при взаимодействии субщелочных базитовых магм плюмовой природы с коровыми субстратами орогенного сооружения.

Ключевые слова: гранитоиды, многофазные интрузивы, мантийно-коровое взаимодействие, Восточный Казахстан, Центральная Азия

DOI: 10.31857/S0869590324020025 **EDN:** DDFVNX

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на огромный объем эмпирического материала по гранитоидам (Frost et al., 2001; Розен, Федоровский, 2001; Frost, Frost, 2011; Гребенников, 2014; Ярмолюк и др., 2016а и др.) и значительный прогресс экспериментальных исследований в этой области (Beard, Lofgren, 1991; Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, 1999 и др.), до сих пор нет единого подхода к объяснению генезиса и геохимического разнообразия этих пород. Состав первичных магм, продолжительность внедрения и формирования массивов, возможные пути дифференциации гранитоидных расплавов, их металлогеническая специализация объясняются исследователями неоднозначно.

Особое значение для расшифровки закономерностей генезиса гранитоидных магм имеют сложнопостроенные плутоны, состоящие из

множества интрузивных фаз, характеризующихся геохимическим разнообразием. По традиционным представлениям, основанным, прежде всего, на геологических взаимоотношениях разнотипных пород, такие плутоны относили к полихронным образованиям с длительной историей формирования (Дьячков, 1972; Ермолов и др., 1977, 1983; Лопатников и др., 1982 и др.). Вместе с тем в связи с развитием в последние годы массовых изотопно-геохронологических исследований появляется все больше данных о субсинхронном формировании геохимически разнотипных интрузивных пород (Цыганков и др., 2016; Хубанов и др., 2016; Хромых и др., 2016; Ярмолюк и др., 2016б; Kotler et al., 2021 и др.), что свидетельствует о сложных механизмах генерации магм в земной коре, вероятно, из разных источников и при возможном участии магм мантийного происхождения. При этом важное значение для построения петрогенетических

моделей приобретает расшифровка механизмов генерации магм, их взаимодействия и дифференциации, основанная на детальном исследовании геологических взаимоотношений пород, петрографии, минералогии, вещественного и изотопного составов.

Данный подход применен нами к породам массива Акжайляу, который располагается в зоне сочленения герцинской Обь-Зайсанской и каледонской Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем. Изучение массива имеет богатую историю (Ермолов и др., 1977; Бескин и др., 1979 и ссылки в этих работах), а интерес к этому массиву был обусловлен, во-первых, разнообразием типов интрузивных гранитов, во-вторых, широким развитием полей и участков проявления хрусталеносных гранитных пегматитов, в-третьих, связанным со щелочными лейкогранитами редкометалльно-редкоземельного месторождения Верхнее Эспе в северо-восточной части массива (Фролова, 2018; Левашова и др., 2022). Несмотря на большое количество накопленных данных по геологическому строению, петрографии и минералогии пород массива, современные аналитические возможности практически не применялись при его исследовании. В настоящей работе представлена новая петрологическая модель формирования пород данного массива, основанная на результатах современных геохронологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Полигон исследований локализован в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и рассматривается в составе герцинской Обь-Зайсанской (Иртыш-Зайсанской) складчатой области (рис. 1). Массив Акжайляу расположен в западной части Жарма-Саурской зоны, которая в среднем—позднем палеозое представляла активную окраину Обь-Зайсанского океана (на западе в современных координатах). В восточной части Жарма-Саурской зоны развиты преимущественно позднепалеозойские вулканические породы — фрагменты позднедевонской—раннекаменноугольной островной дуги. В западной части зоны развиты преимущественно терригенные осадочные толщи, которые, согласно (Дегтярев, 2012), формировались в задуговом прогибе на каледонском основании. В районе плутона Акжайляу на современном уровне эрозионного среза распространены терригенные осадки коконьской свиты визейского возраста (песчаники, алевролиты). В конце раннего карбона (серпухов) произошло закрытие Обь-Зайсанского океанического бассейна и сближение Казахстана и Сибирского континентов, возраст коллизионного события оценивается как граница раннего и среднего карбона (Зоненшайн и др.,

1990; Владимиров и др., 2008). Процессы коллапса орогенного сооружения происходили в позднем карбоне, а в раннепермское время на постколлизийной стадии фиксируется масштабное проявление магматизма (прежде всего, гранитоидного), которое связывается с растяжением литосферы на фоне термической аномалии, вызванной активностью Таримского мантийного плюма (Khromykh et al., 2019; Хромых, 2022).

Детальные геологические исследования интрузивного магматизма Жарма-Саурской зоны были проведены в 60–70-х годах (Щерба и др., 1976; Ермолов и др., 1977). Многообразие интрузивных пород Жарма-Саурской зоны, различающихся по структурно-текстурным особенностям, минеральному и вещественному составу, было основанием для выделения нескольких габброидных, габбро-гранитоидных, гранитоидных серий, комплексов, вулканоплутонических ассоциаций. На основании взаимоотношений различных интрузивных фаз общая продолжительность интрузивного магматизма была оценена от конца раннего карбона до поздней перми—триаса.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положена авторская коллекция 58 образцов, собранная в ходе полевых работ.

Петрографические исследования (25 шлифов) проводились с помощью поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axio Lab в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Изображения шлифов документировались с помощью подключенной к микроскопу цифровой фотокамеры Canon PowerShot A 590.

Анализ состава петрогенных компонентов проводился в ИГМ СО РАН методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа плавленных таблеток из образцов горных пород. Измерения выполнялись на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы ARL (Applied Research Laboratories) (аналитик Н.Г. Карманова). Анализ редкоэлементного состава горных пород проводился в ИГМ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element, согласно методике, описанной в (Николаева и др., 2012).

Анализ состава амфиболов, полевых шпатов (800 определений) проводился в ИГМ СО РАН методом энергодисперсионной спектроскопии на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztech (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd., аналитик М.В. Хлестов. Обработка полученных данных проводилась в Microsoft Excel, для классификации минералов использовались работы (Leake et al., 1997; Rieder et al., 1998). Анализ состава

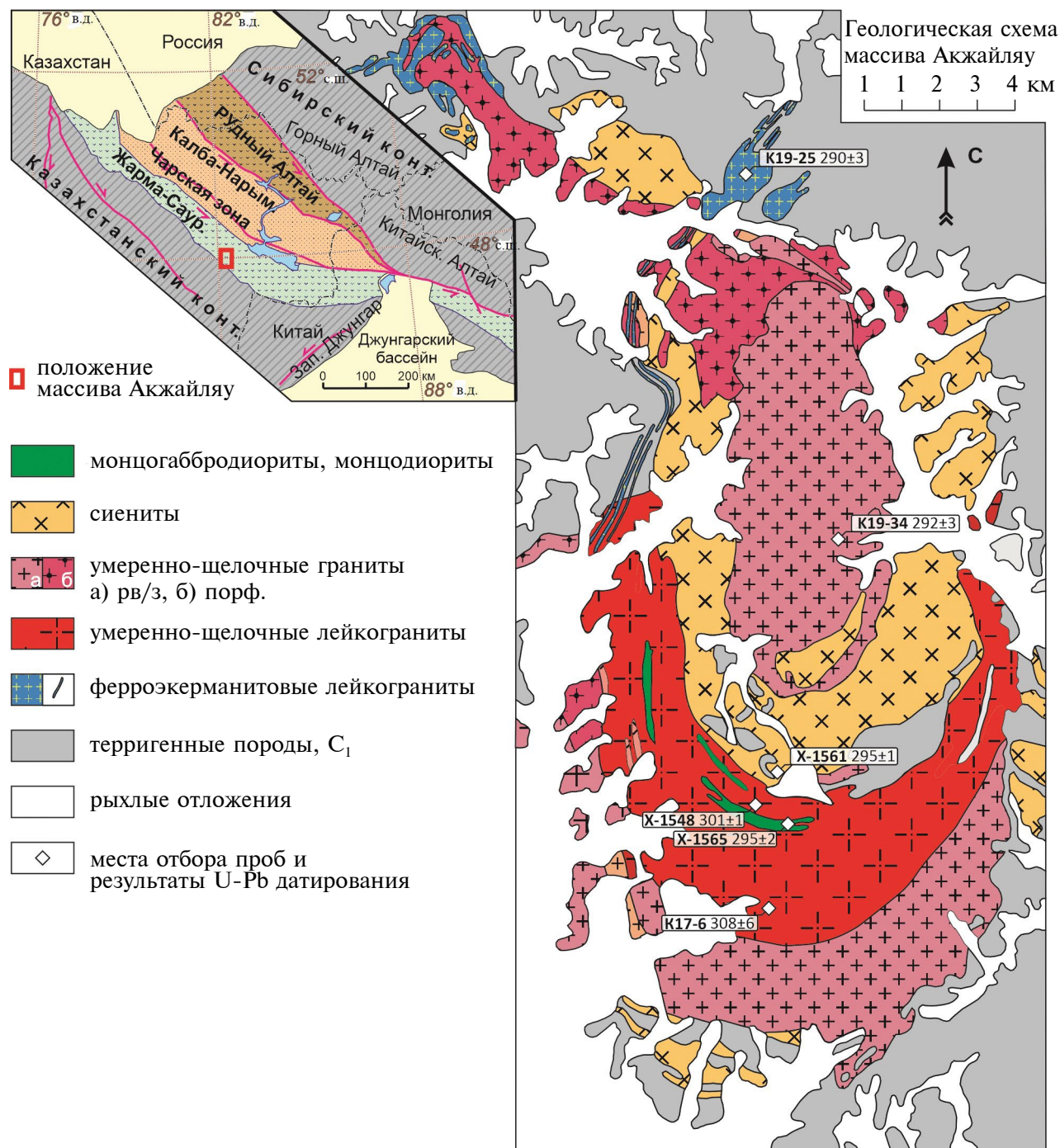


Рис. 1. Геологическая схема массива Акжайляу.

Врезка – положение массива Акжайляу в структурах Обь-Зайсанской складчатой системы по (Khromykh et al., 2019).

биотитов производился с применением электронно-зондового микроанализатора JXA-8100 (Jeol Ltd.) (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск), аналитик В. Н. Королук. Исследование слюд проводилось при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 40 нА, времени набора спектра 10 с (для всех элементов, кроме фтора) и 30 с (для фтора), диаметре

анализируемого участка 2 мкм. Для точности анализа после каждого десятого измерения образца проводилось измерение стандартов: BD (диопсид, измерение SiO_2 , MgO , CaO), 359-1 (ортоклаз, измерение Al_2O_3), альбит (измерение Na_2O), O-145 и IGEM (гранаты, измерение FeO и MnO соответственно), F-flog и Cl-flog (флогопиты, измерение F

и С1 соответственно), Gl-6 (синтетическое стекло, измерение TiO_2).

U-Pb датирование циркона выполнено в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), аналитик Д.В. Семенова. Для выбора точек датирования на поверхности зерен использовались катодолюминесцентные изображения, полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1430VP. Для измерения концентраций изотопов U, Th, Pb использовался масс-спектрометр высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия), соединенный с системой лазерной абляции UP 213 (New Wave Research, США), согласно методике, описанной в (Хубанов и др., 2016). Диаметр лазерного луча составлял 25 или 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения ~ 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 (Black et al., 2004), Plešovice (Slama et al., 2008). Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приводились на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) системы на конкордии. Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot (Ludwig, 2003). Также одна проба была продатирована с помощью системы лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies), соединенной с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientific iCAP Q в НОЦ Геотермохронологии ИГиНГТ КФУ.

Ag-Ag изотопное датирование проводилось ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по навескам монофракций амфиболов методом ступенчатого прогрева, согласно методике, описанной в (Травин и др., 2009). Отбор мономинеральных фракций для исследований производился вручную под микроскопом после дробления пород из фракции 0.5–0.25 мм и магнитной сепарации. Образцы минеральных фракций заворачивались в алюминиевую фольгу и после откачки воздуха запаивались в кварцевую ампулу вместе с образцами биотитов МСА-11 и LP-6, мусковита Bern 4m в качестве мониторов. Затем образцы облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в учебно-научном центре «Исследовательский ядерный реактор» при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. После необходимой паузы для

снижения радиоактивности образцы доставлялись в ИГМ СО РАН для измерений. Эксперименты по ступенчатому прогреву образцов проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} см³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре “Noble Gas 5400” (Micromass, Англия). Ошибка измерений соответствует $\pm 1\sigma$.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Процедура химической подготовки образцов состояла из разложения проб смесью минеральных кислот (при 120°C) с добавлением изотопной метки ^{149}Sm - ^{150}Nd , хроматографического выделения суммы РЗЭ и ступенчатого разделения Sm, Nd. Измерения изотопных отношений проводили методом ТИМС на спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan) в статическом режиме. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNd₁-1 (GSJ). Значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте во время работы составило 0.512111 ± 9 (2 SD, N = 7). Rb-Sr изотопные исследования проводились по валовым пробам пород в ИГМ СО РАН на твердофазном масс-спектрометре МИ-1201-АТ. Первичные изотопные отношения стронция рассчитаны с использованием константы распада ^{87}Rb , равной 1.42×10^{-11} лет⁻¹ (Steager, Jäger, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическая позиция, петрография и минералогия

На современном уровне эрозионного среза массив Акжайляу имеет форму субмеридионального овала, расширяющегося к югу, протяженностью более 35 км при ширине от 10 до 20 км. Исходя из данных геофизических работ (Ермолов и др., 1977), современная форма массива Акжайляу определяется сочетанием двух тел: ассиметричного пологозалегающего этмолита с крутым магмоподводящим каналом в центральной части массива и дугообразным коническим в разрезе гарполитом в южной части массива. Согласно ранним исследованиям, на основе геологических взаимоотношений и петрографии пород в составе плутона выделялись три магматических комплекса, породы которых сформировались в ходе 11 различных фаз внедрения (Ермолов и др., 1977). Пермский возраст комплексов массива принимался условно на основе геологических соотношений (граниты секут каменноугольные осадочные породы) и усредненных значений K-Ar возраста. По представлениям предшественников, формирование массива происходило в гомодромной последовательности — к ранним фазам относились габброиды, граносиениты и граниты, объединенные



Рис. 2. Обнажения пород массива Акжайляу; минглинг—контакты между лейкогранитами и монцогаббродиоритами.

в жарминскую серию (P_1). Второй этап формирования связывался со щелочными гранитами и гранит-порфирами керегетас-эспенского комплекса (P_2), а фазы, сложенные средне-крупнозернистыми лейкогранитами, считались наиболее поздними и рассматривались в составе каракольского комплекса позднепермского возраста.

Проведенные исследования петрографии, минералогии пород, состава петрогенных и редких элементов, изотопно-геохимического состава, а также результаты U-Pb изотопного датирования позволили выделить в составе массива пять групп интрузивных пород, соответствующих интрузивным фазам (см. рис. 1): 1) монцогаббродиориты и монцодиориты, 2) сиениты, 3) умеренно-щелочные граниты, 4) умеренно-щелочные лейкограниты, 5) ферроэкерманитовые лейкограниты.

Монцогаббродиориты и монцодиориты обнажены в виде небольших протяженных линзообразных тел в центральной части массива среди лейкогранитов. Ранее эти тела описывались как останцы и ксеноблоки в лейкогранитах, простирающиеся согласно с основным кольцевым планом интрузии и полого погружающиеся в северном направлении (Ермолов и др., 1977). Обнаженность тел плохая, обычно они слагают понижения в рельефе. Наиболее представительные обнажения располагаются в основании лейкогранитных скал, где удалось задокументировать контакты. Контакт монцодиоритов с гранитоидами неровный, фестончатый, со следами взаимопроникновения ксенолитов (рис. 2), что отвечает признакам взаимодействия базитовой магмы с магмой кислого состава или со слабо консолидированными гранитоидами (Renna et al., 2006; Бурмакина, Цыганков, 2013).

Среди пород данной группы преобладают среднезернистые роговообманково-биотитовые монцодиориты (рис. 3), сложенные плагиоклазом (An_{26-57}) до 60 об. %, калиевым полевым шпатом 5–20 об. %, кварцем в интерстициях до 5 об. %, буро-зеленой

роговой обманкой 15–45 об. % (рис. 4), бурым биотитом <1–10 об. %, редкими единичными зернами диопсид-авгита. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ильменит, титан- и ванадийсодержащий магнетит, эпидот, рутил.

Сиениты слагают краевые части пологозалегающего чашеобразного интрузива (этмолита) в центральной части массива Акжайляу. На изученных нами участках массива контакты сиенитов с гранитоидами задернованы. Породы представлены лейкократовыми биотитовыми сиенитами, состоящими из микроклин-пертита 45–70 об. %, кислого плагиоклаза (An_{2-12}) 10–25 об. %, кварца 5–15 об. %, биотита до 15 об. % и амфибола (ферро-эденит) до 5 об. % (см. рис. 4). Акцессорные минералы — церийсодержащий апатит, сфен, циркон, ильменит, ванадийсодержащий магнетит, монацит.

Умеренно-щелочные граниты занимают значительные площади на современном эрозионном срезе массива Акжайляу и представлены равномернозернистыми и порфировидными разновидностями. Согласно (Ермолов и др., 1977), равномернозернистые граниты образуют основной объем ассиметричного этмолита в центральной части массива, имеющего форму правильного эллипса на современном уровне эрозионного среза. Порфировидные граниты слагают относительно узкое линейное тело северо-западного простираения в северной части массива, вытянутое согласно с простираем разломных структур, ограничивающих Жарма-Саурскую зону. Среднезернистые граниты сложены микроклин-пертитом 40–50 об. %, кварцем 15–25 об. %, плагиоклазом 20–25 об. %, биотитом 5–10 об. % и амфиболом до 1 об. %. Мелкозернистые граниты состоят из микроклин-пертита 35–40 об. %, плагиоклаза (An_{4-7}) 35–40 об. %, кварца 25–30 об. %, биотита 3–5 об. %) и мусковита в единичных образцах <1 об. %. Порфировидные граниты имеют средне-мелкозернистую

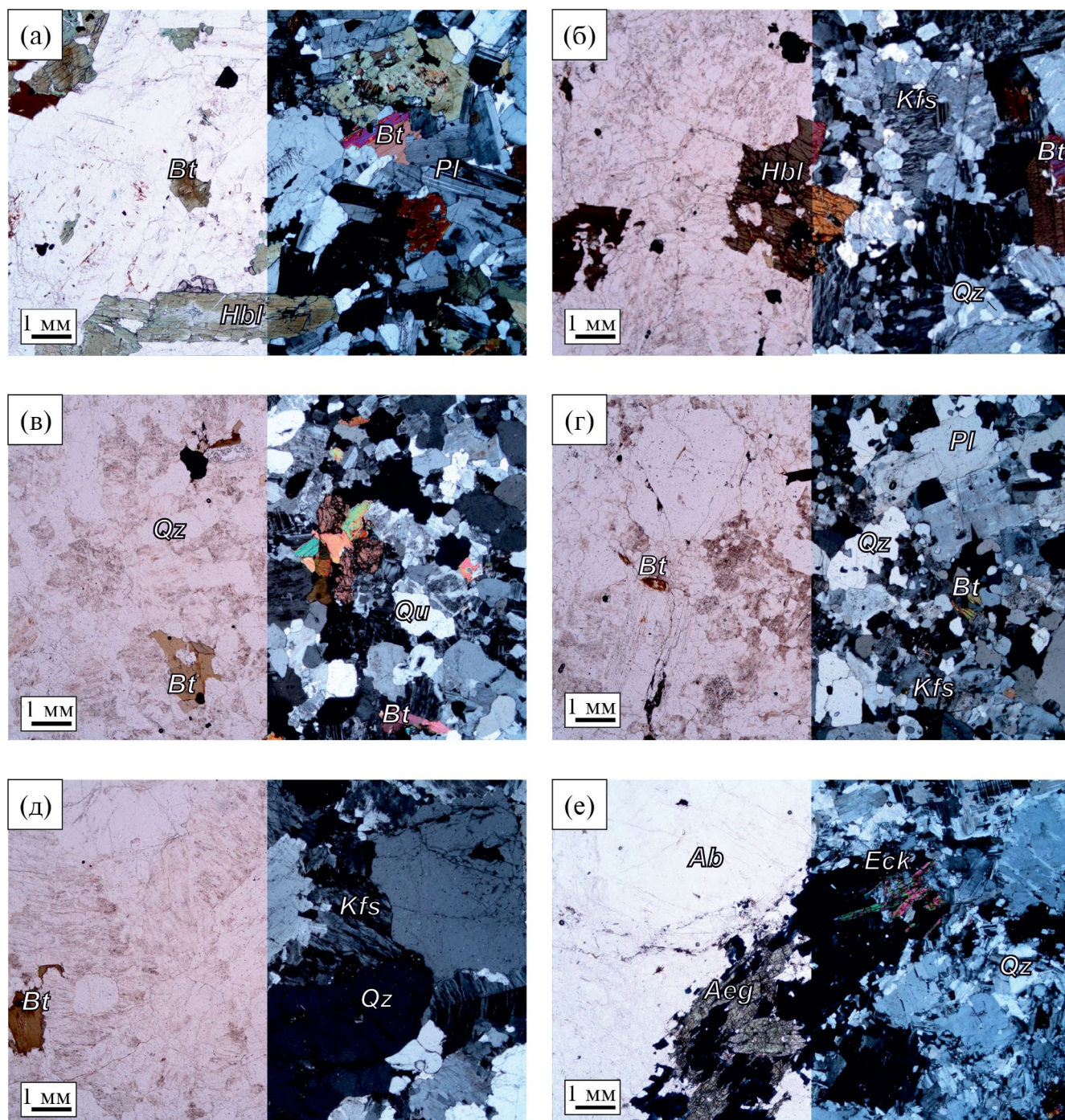


Рис. 3. Фотографии шлифов пород массива Акжайляу (слева – проходящий свет, справа – в скрещенных николях): (а) – монцогаббродиорит, (б) – сиенит, (в) – гранит равномернозернистый, (г) – гранит порфировидный, (д) – лейкогранит, (е) – ферроэкерманитовый лейкогранит. *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз, *Hbl* – роговая обманка, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Qz* – кварц, *Ab* – альбит, *Eck* – экерманит, *Aeg* – эгирин.

структуру основной массы, вкрапленники представлены микроклин-пертитом. Основная масса состоит из микроклина-пертита 45–50 об. %, кварца 25–30 об. %, плагиоклаза 15–20 об. %, биотита 2–5 об. %, амфибола (до 1%). Акцессорные

минералы во всех разновидностях – циркон, сфен, рутил, ильменит.

Умеренно-щелочные лейкограниты располагаются преимущественно в южной части массива, формируют серпообразное в плане и коническое

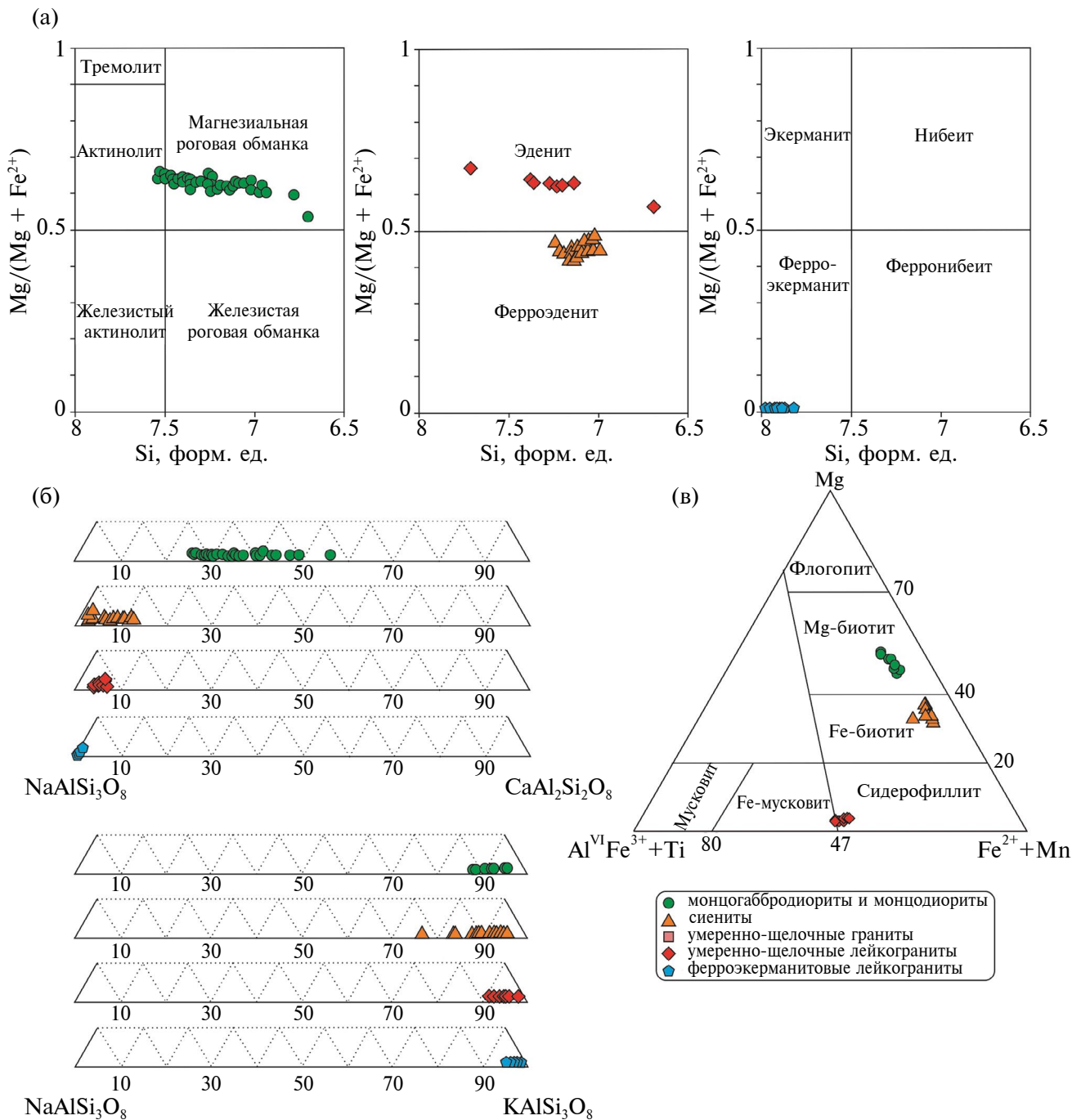


Рис. 4. Состав породобразующих минералов пород массива Акжайлыу: (а) — составы амфиболов, классификация по (Leake et al., 1997); (б) — состав плагиоклазов (сверху) и полевых шпатов (снизу); (в) — состав слюд.

в разрезе тело. Лейкограниты хорошо выражены в рельефе в виде крупных скальных гребней. Выпуклая сторона дуги обращена к югу, максимальная ширина ~4 км, ширина на замыкании ~1.5 км. Падение пологое с углом наклона 30° на север. Следует отметить, что к центральной части серпообразного тела приурочено значительное

количество пегматитовых тел, которые разрабатывались для добычи горного хрусталя. Среди этой группы выделяется несколько разновидностей. Порфириовидные лейкограниты имеют крупные вкрапленники калиевого полевого шпата (от 15 до 40% объема породы) и мелко-среднезернистую основную массу. Содержание кварца 25–30 об. %,

Таблица 1. Вещественный состав представительных проб пород массива Акжайляу

Компо- ненты	Монцонаббродиориты				Сиениты			Умеренно-щелочные граниты			
	X-1549	X-1553	X-1556	X-1557	X-1545	X-1561	K17-13	X-1550	K19-34	K19-36	K19-37
SiO ₂	52.11	53.60	55.60	54.49	63.08	62.84	65.13	72.69	73.12	71.86	72.27
TiO ₂	1.36	1.38	1.34	1.35	0.78	0.78	0.83	0.37	0.16	0.26	0.27
Al ₂ O ₃	17.59	17.23	16.56	16.81	17.35	17.90	15.69	13.64	13.97	14.23	14.23
Fe ₂ O ₃ *	9.51	8.82	8.01	8.29	4.50	3.72	4.16	2.11	1.51	2.07	2.12
MnO	0.17	0.15	0.14	0.17	0.12	0.10	0.11	0.04	0.03	0.07	0.08
MgO	4.12	4.21	3.55	3.88	0.56	0.59	1.06	0.38	0.24	0.39	0.42
CaO	7.28	7.28	6.10	6.57	1.62	1.47	2.39	0.95	1.07	1.08	1.17
Na ₂ O	4.36	4.74	4.39	5.01	5.54	5.53	5.33	3.94	3.38	3.69	3.78
K ₂ O	1.84	1.21	2.69	1.31	5.56	5.83	3.92	4.74	5.01	4.68	4.68
P ₂ O ₅	0.50	0.51	0.51	0.54	0.14	0.12	0.24	0.09	0.05	0.08	0.08
П.п.п.	0.45	0.64	0.53	0.54	0.15	0.37	0.38	0.21	0.51	0.57	0.46
Сумма	99.51	99.98	99.62	99.12	99.72	99.80	99.43	99.30	99.23	99.17	99.73
Rb	25	25	66	34	72	52	79	115	177	161	159
Sr	736	695	663	581	194	212	353	135	210	197	206
Y	47	29	31	26	30	21	36	31	13.0	21	18.9
Zr	330	261	299	283	887	888	373	276	127	192	205
Nb	25	24	27	24	37	23	36	38	21	23	24
Cs	0.50	0.89	1.44	0.89	0.66	0.48	3.9	1.48	3.0	3.3	3.1
Ba	996	792	864	536	1864	3591	982	549	1050	962	939
La	51	46	51	44	47	30	52	53	32	57	45
Ce	104	92	97	87	91	57	101	100	49	80	77
Pr	13.6	10.5	11.5	10.4	10.5	7.0	11.4	10.9	5.0	10.2	8.2
Nd	53	40	42	39	42	27	41	36	15.4	33	27
Sm	10.6	7.2	7.7	7.1	7.5	5.0	7.7	6.2	2.6	5.2	4.3
Eu	2.9	2.00	2.00	1.89	2.3	3.3	1.76	0.99	0.49	0.92	0.86
Gd	10.5	6.7	7.0	6.3	7.0	4.4	6.9	5.5	2.3	4.4	3.7
Tb	1.51	0.99	0.96	0.87	0.96	0.64	1.04	0.85	0.32	0.66	0.58
Dy	8.6	5.3	5.6	5.3	5.5	3.8	6.6	5.3	1.99	3.5	3.1
Ho	1.72	1.08	1.10	0.98	1.07	0.77	1.39	1.18	0.40	0.70	0.64
Er	5.0	3.0	3.1	2.7	3.2	2.2	4.0	3.3	1.22	2.0	1.85
Tm	0.73	0.43	0.47	0.39	0.49	0.36	0.66	0.53	0.20	0.30	0.29
Yb	4.5	2.9	3.1	2.5	3.3	2.3	4.3	3.4	1.44	2.00	2.1
Lu	0.67	0.42	0.45	0.39	0.53	0.35	0.64	0.52	0.23	0.32	0.32
Hf	7.3	6.1	6.6	6.5	18.5	16.9	9.4	7.5	3.9	5.2	5.5
Ta	1.10	1.25	1.55	1.24	1.46	1.03	3.3	2.8	2.0	2.1	2.1
Th	2.5	3.9	8.0	6.0	5.8	1.99	16.7	19.1	31	22	25
U	0.91	1.88	2.1	1.20	2.9	1.04	2.8	2.8	5.6	1.83	1.54

Компо- ненты	Умеренно-щелочные лейкограниты						Fe-экерманитовые лейкограниты				
	X-1543	X-1547	X-1548	X-1560	K17-7	K17-8	K19-24	K19-27	K19-28	K19-29	K19-31
SiO ₂	76.11	76.97	76.05	75.15	77.03	76.80	75.42	74.88	73.10	75.01	74.55
TiO ₂	0.22	0.12	0.23	0.16	0.16	0.16	0.08	0.07	0.06	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	12.45	12.24	12.41	12.70	12.04	12.19	11.63	11.73	13.23	12.18	12.64
Fe ₂ O ₃ *	1.33	0.93	1.33	1.56	1.36	1.16	2.91	3.18	2.67	2.85	2.80
MnO	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	0.15	0.05	0.15	0.11	0.09	0.10	0.05	0.03	0.03	0.07	0.05
CaO	0.28	0.38	0.36	0.41	0.38	0.47	0.13	0.08	0.05	0.08	0.18
Na ₂ O	3.21	3.71	3.59	3.89	3.66	3.67	4.46	4.53	5.07	4.55	5.38
K ₂ O	5.34	4.55	4.95	5.03	4.77	4.83	4.13	4.63	4.70	4.17	3.54
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
П.п.п.	0.49	0.11	0.23	0.37	0.21	0.29	0.45	0.39	0.31	0.55	0.32
Сумма	99.70	99.14	99.45	99.54	99.82	99.80	99.38	99.67	99.32	99.67	99.68
Rb	117	75	158		207	224		401		389	362
Sr	63	7.9	30		11.7	10.4		7.2		6.1	8.3
Y	23	6.0	20		20	24		107		270	108
Zr	173	125	197		169	161		113		1 330	292
Nb	44	8.6	31		38	54		19.3		158	51
Cs	1.67	0.27	1.70		3.9	4.9		5.5		4.1	3.0
Ba	261	43	206		49	45		34		14.3	16.0
La	63	21	33		42	48		56		165	55
Ce	82	35	62		72	81		145		354	136
Pr	9.0	3.4	7.1		7.0	8.2		21		70	16.1
Nd	28	11.3	24		21	25		73		278	58
Sm	4.5	1.88	4.1		3.5	3.9		21		90	17.0
Eu	0.51	0.16	0.45		0.23	0.23		0.30		1.15	0.26
Gd	4.3	1.32	3.7		3.1	3.4		22		91	16.9
Tb	0.66	0.19	0.61		0.48	0.53		3.4		14.0	3.0
Dy	3.6	1.05	3.7		3.0	3.3		18.0		75	19.2
Ho	0.72	0.22	0.73		0.63	0.71		2.8		12.3	3.6
Er	2.1	0.74	2.2		2.0	2.3		6.1		28	10.0
Tm	0.35	0.14	0.35		0.34	0.37		0.80		3.3	1.41
Yb	2.4	1.08	2.4		2.6	2.8		5.5		20	9.3
Lu	0.35	0.19	0.35		0.41	0.45		0.95		2.9	1.41
Hf	6.2	4.6	6.0		6.2	6.3		6.3		41	11.6
Ta	3.3	0.36	2.9		3.3	5.8		0.89		11.0	3.0
Th	37	22	25		36	39		4.4		50	14.4
U	2.2	2.4	4.1		4.2	8.8		0.91		11.6	3.4

контролируется плоскостями контактов тела умеренно-щелочных гранитов с вмещающими песчано-сланцевыми толщами, а также сетью разноориентированных трещин и разломов, секущих гранитоиды предыдущих фаз массива. Данные породы представлены преимущественно среднезернистыми равномернозернистыми или порфировидными лейкократовыми гранитами. Выделено две разновидности пород — ферроэкерманитовые (штоки Большой и Малый Эспе) и ферроэкерманит-арфведсонитовые лейкограниты (массив Ийсор). Породы сложены (в об. %): микроклин-пертитом 30–60, кварцем 35–50, альбитом 10–30, ферроэкерманитом 3–10, арфведсонитом 0–5, эгирином <1. Акцессорные минералы — фторсодержащие оксиды церия, лантана, празеодима и неодима, ниобийсодержащий гематит и оксид тория.

Вещественный состав

Вещественный состав всех разновидностей представлен в табл. 1.

Монцогаббродиориты и монцодиориты. Для этих пород характерны содержания (в мас. %): SiO_2 51.9–55.9, CaO 6.12–7.9; Al_2O_3 16.6–17.9; TiO_2 1.34–1.47, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 5.6–7.11 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.26–0.61$ (рис. 5); фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 11.6–14.1$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.66–0.7$. На TAS-диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) точки составов данных пород локализуются в полях монцогаббродиоритов и монцодиоритов. Согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (Rickwood, 1989), монцогаббродиориты и монцодиориты относятся к известково-щелочной и высококальциевой известково-щелочной сериям. В редкоземельном спектре пород (рис. 6) LREE преобладают над HREE, наблюдается слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83–0.88$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.83$, сумма редкоземельных элементов составляет 194–268 г/т. На мультиэлементных спектрах проявлены отрицательная Ti-аномалия и положительная по Sr.

Сиениты содержат (в мас. %): SiO_2 62.9–65.5, CaO 1.48–2.4, Al_2O_3 15.8–17.9, TiO_2 0.78–0.83, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 9.3–11.4 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.74–1.06$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 4.32–5.25$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.79–0.89$. На TAS-диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в полях сиенитов и граносиенитов и относятся к шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной сериям, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, Eu-аномалия практически отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.74–0.96$), а в обр. X-1561 — положительная (2.13), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.83$, сумма редкоземельных элементов составляет

144.08–241.33 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные P-, Ti-аномалии и положительная Zr. Также в обр. X-1561 наблюдается высокое содержание Ba = 3591 г/т (в других образцах сиенитов Ba = 982–1864 г/т).

Умеренно-щелочные граниты содержат (в мас. %): SiO_2 70.5–73.8, CaO 0.91–1.54, Al_2O_3 13.7–14.35, TiO_2 0.17–0.54, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.35–8.82 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.15–1.55$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 1.76–3.85$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.82–0.87$; высокое содержание Ba 549–1050 г/т. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород практически полностью локализуются в поле умеренно-щелочных гранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, наблюдается отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83–0.88$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8.2–8.8$, сумма редкоземельных элементов составляет 113–228 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, Nb, P, Ti и положительные Th, Zr.

Умеренно-щелочные лейкограниты содержат (в мас. %): SiO_2 73.5–77.6, CaO 0.28–0.47, Al_2O_3 12.05–14.25, TiO_2 0.12–0.23, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.33–9.8 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.1–1.67$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 0.99–1.67$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.89–0.94$. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, наблюдается выраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14–0.35$), $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 9.33–17.71$, сумма редкоземельных элементов составляет 77–222 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, P, Nb, Ti, Sr и положительные Th, Zr.

Ферроэкерманитовые лейкограниты содержат (в мас. %): SiO_2 73.6–75.9, CaO 0.05–0.18, Al_2O_3 11.7–13.32, TiO_2 0.05–0.09, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 8.65–9.83 с $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.66–1.03$; фемических компонентов $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 2.71–3.22$ мас. % с железистостью $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.97–0.99$. На TAS-диаграмме (рис. 6) точки составов данных пород локализуются в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, согласно диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. В редкоземельном спектре сильно выражена отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04–0.05$), LREE преобладают над HREE, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.96–6.87$, сумма редкоземельных элементов составляет 347–1204 г/т. В мультиэлементных спектрах проявлены отрицательные аномалии Ba, P, Nb, Ti, Sr наблюдаются положительные Zr и Th.

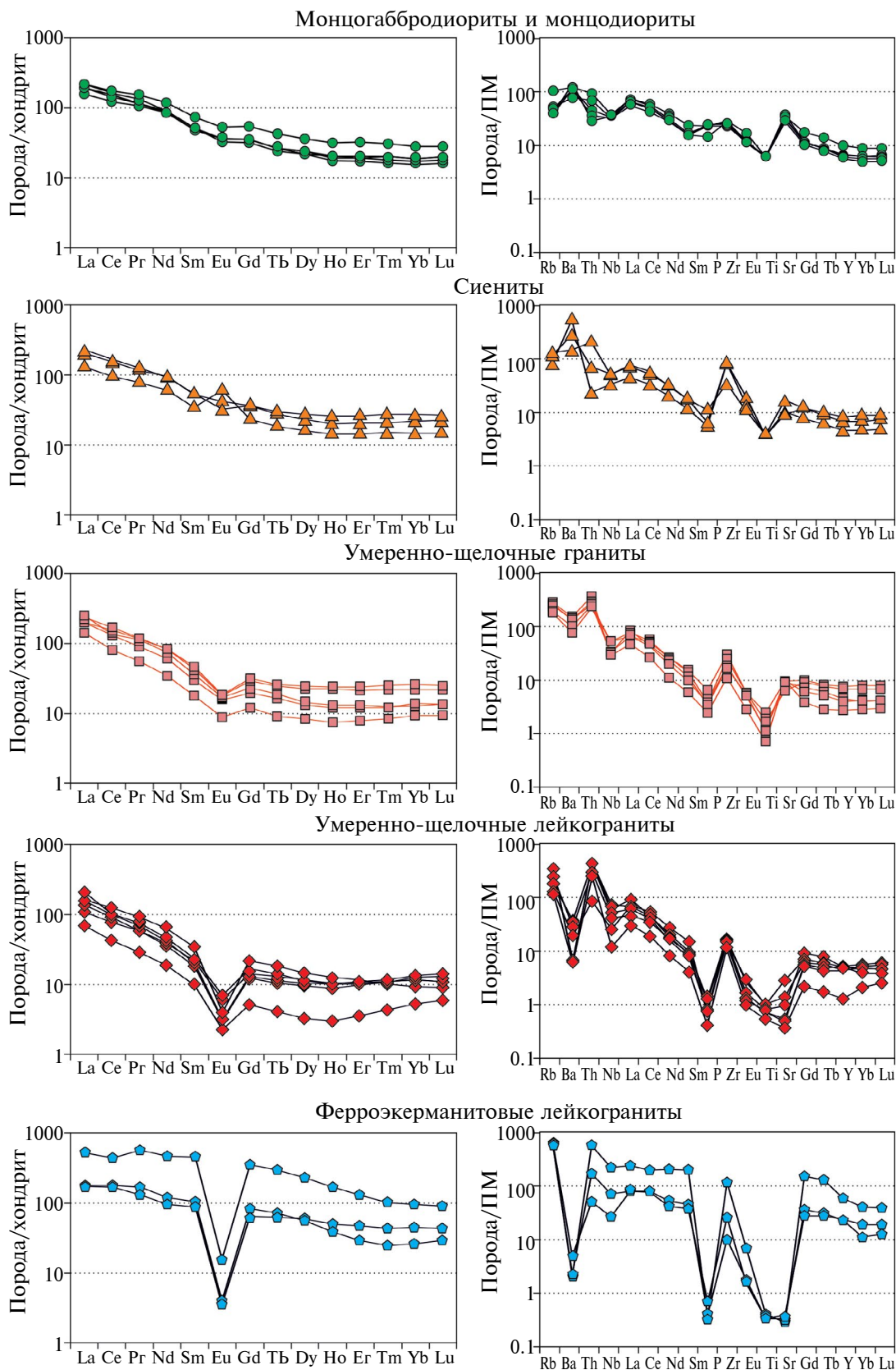


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит C1 (Boynnton, 1984) (слева), и редких элементов, нормированных на примитивную мантию (ПМ) (Sun, McDonough, 1989) (справа).

Геохронологические данные

Для установления возраста формирования пород массива Акжайляу было проведено U-Pb датирование цирконов методом LA-ICP-MS и Ar-Ar датирование амфиболов.

Монцогаббродиориты и монцодиориты содержат тонкие сильно вытянутые зерна цирконов призматического габитуса длиной от 200 до 300 мкм; в катодолюминесцентных изображениях для цирконов из монцодиоритов характерно отсутствие зональности, в небольшом числе зерен присутствует слабовыраженная зональность, также встречаются единичные зерна с нарушенной зональностью (рис. 7). Полученный возраст по 39 экспериментальным точкам равен 294 ± 2 млн лет (обр. X-1556).

Для изотопного датирования Ar-Ag методом из образца монцодиорита была выделена монофракция (навеска в 80–100 мг) амфибола, отвечающего по составу магнезиальной роговой обманке (обр. X-1556). Были отобраны наиболее крупные зерна размерностью 300–500 мкм, не подверженные постмагматическим изменениям, контроль осуществлялся визуально под бинокулярным микроскопом. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре (обр. X-1556) наблюдается устойчивое плато, отвечающее 75% выделенного ^{39}Ar , которому соответствует возраст 289 ± 7 млн лет (рис. 8). Этот возраст в пределах ошибки совпадает с таковым, установленным U-Pb методом по циркону.

Сиениты (обр. X-1561) содержат крупные (200–300 мкм) зерна цирконов призматического габитуса с развитыми дипирамидами. Особенностью цирконов из сиенитов является наличие ядер — в катодолюминесцентных изображениях центральные части зерен представлены более темными участками со слабовыраженной зональностью или без нее, часто округлой формы. Ядра обрастают более светлой каймой с осцилляторной зональностью, также присутствуют зерна с осцилляторной зональностью без ядер. U-Pb датирование проводилось как для участков с осцилляторной зональностью, так и для ядер. Возраст, полученный по цирконам без ядер и краевым частям зерен, равен 295 ± 1 млн лет по 19 точкам; возраст ядерных частей цирконов несколько древнее — 301 ± 1 млн лет.

Умеренно-щелочные граниты содержат цирконы размером 150–250 мкм, с короткопризматическим обликом и развитой дипирамидой (обр. K19-34). В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют выраженную осцилляторную зональность, редко встречаются зерна с более темными ядерными частями, также присутствует большое количество включений и небольшое количество участков с нарушенной зональностью. Полученный возраст равен 292 ± 3 млн лет (по 16 точкам), два

продатированных ядра циркона показали возраст 386–387 млн лет, что отвечает среднему девону.

Умеренно-щелочные лейкограниты содержат крупные цирконы длиной около 300–400 мкм с дипирамидально-призматическим габитусом. В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют темные оболочки, с хорошо проявленной осцилляторной зональностью. Особенностью этих цирконов является наличие большого количества минеральных включений, проявленных в проходящем свете, что приводит к большому количеству точек с некорректными значениями при датировании методом лазерной абляции. Для умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. X-1548) получен возраст 301 ± 1 млн лет (25 точек), для умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. K17-6) — 308 ± 6 млн лет (10 точек).

Ферроэкерманитовые лейкограниты: на данный момент по породам этой группы опубликовано три U-Pb датировки, полученные разными методами: 292 ± 2 млн лет (альбитизированный гранит, метод SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Фролова, 2018), 287 ± 4 млн лет (апогранит, метод LA-ICP-MS, Музей Истории Природы, Лондон, Байсалова, 2018), 283 ± 4 млн лет (гранит, метод SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Левашова и др., 2022). Нами для проведения геохронологических исследований была выделена монофракция цирконов из обр. K19-25 ферроэкерманитового лейкогранита. Для цирконов характерны небольшие размеры (100–200 мкм), неясная морфология, часто с неровными растворенными краями. В катодолюминесцентных изображениях цирконы имеют множество светлых включений и метамиктное внутреннее строение; возраст равен 290 ± 3 млн лет (10 точек). Помимо этого, нами была продатирована монофракция ферроэкерманита. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре наблюдается плато, отвечающее 65% выделенного ^{39}Ar . Возраст плато составляет 281 ± 5 млн лет (см. рис. 8). Измеренные нами данные совпадают с полученными ранее датировками 292–281 млн лет. Вероятней всего, такой разброс может быть связан с широким развитием постмагматических процессов, которые могли приводить к метамиктизации зерен цирконов, а также значительным содержаниям редкоземельных и радиоактивных элементов в их включениях (монацит, коффинит, плумбобетафит и др.).

Sm-Nd, Rb-Sr изотопный состав

Результаты определения изотопного состава для Rb-Sr и Sm-Nd систем представлены в табл. 2 и на рис. 9. Все полученные значения ϵ_{Nd} по породам массива Акжайляу достаточно близки между собой и показывают относительно низкую зрелость возможных протолитов гранитоидов. Для монцогаббродиоритов (обр. X-1554 и X-1556) характерны

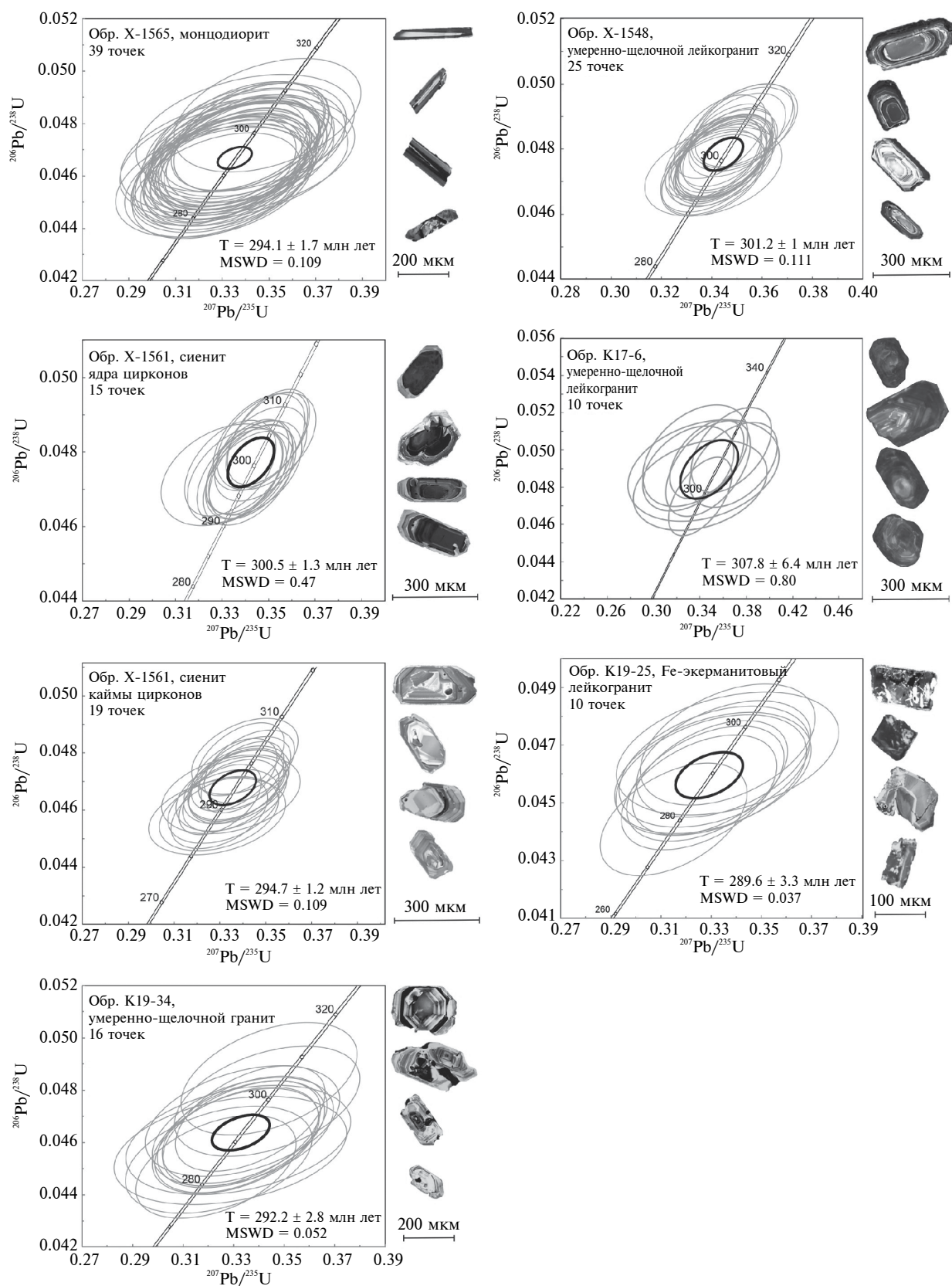


Рис. 7. Результаты U-Pb изотопного датирования и катодолуминесцентные изображения представительных зерен цирконов из пород массива Акжайлуу.

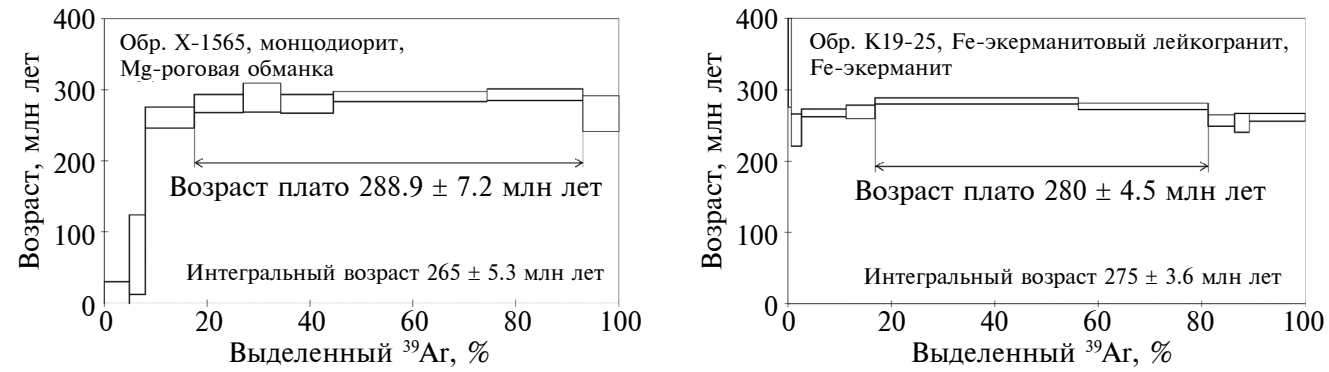


Рис. 8. Результаты Ar-Ar изотопного датирования амфиболов из пород массива Акжайляу.

самые высокие среди пород массива значения $\epsilon_{Nd}(T) = +4.57$ и $+5.82$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 658$ и 559 млн лет). Для сиенитов (обр. X-1545), умеренно-щелочных гранитов (обр. X-1550) и умеренно-щелочных лейкогранитов (обр. X-1547) характерны практически идентичные значения $\epsilon_{Nd}(T) = +4.36 - +4.50$. Модельные возрасты этих пород варьируют в интервале $T_{Nd}(DM-2st) = 664 - 674$ млн лет. Для ферроэкерманитовых лейкогранитов полученные значения изотопных отношений близки к значениям,

полученным для монцогаббродиоритов $\epsilon_{Nd}(T) = +5.64$ ($T_{Nd}(DM-2st) = 574$ млн лет).

Полученные значения Rb/Sr изотопных отношений по породам массива Акжайляу варьируют в достаточно широких пределах. При этом значения, полученные для монцодиоритов и сиенитов, близки $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.70382$ и 0.70376 соответственно. Значения, полученные по исследуемым гранитоидам, имеют значительные отличия — для умеренно-щелочных гранитов они намного

Таблица 2. Изотопный состав Nd и Sr в породах массива Акжайляу

Номер образца	Порода	Возраст	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM-2st)$	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$
X-1556	Монцодиорит	294	7.7	42	0.1088	0.51277	+5.82	559	66	663	0.28744	0.70502	0.703817
X-1564	Монцодиорит	294	7.4	38.3	0.1167	0.51272	+4.57	658	—	—	—	—	—
X-1545	Сиенит	295	8.1	43.5	0.1162	0.51271	+4.50	664	52	212	0.69585	0.70668	0.703759
X-1550	Ультращелочной гранит	292	7.3	40.0	0.1106	0.51269	+4.41	671	177	210	2.3137	0.71491	0.705298
X-1547	Ультращелочной лейкогранит	301	1.8	11.1	0.1006	0.51268	+4.36	674	158	30	16.51553	0.77136	0.700620
K19-27	Fe-экерманитовый лейкогранит	290	23	85	0.1629	0.51286	+5.64	574	389	6.1	224.730	1.57475	0.647402

*Возраст пород и модельный возраст ($T_{Nd}(DM-2st)$) приведены в млн лет; концентрации элементов приведены в г/т.

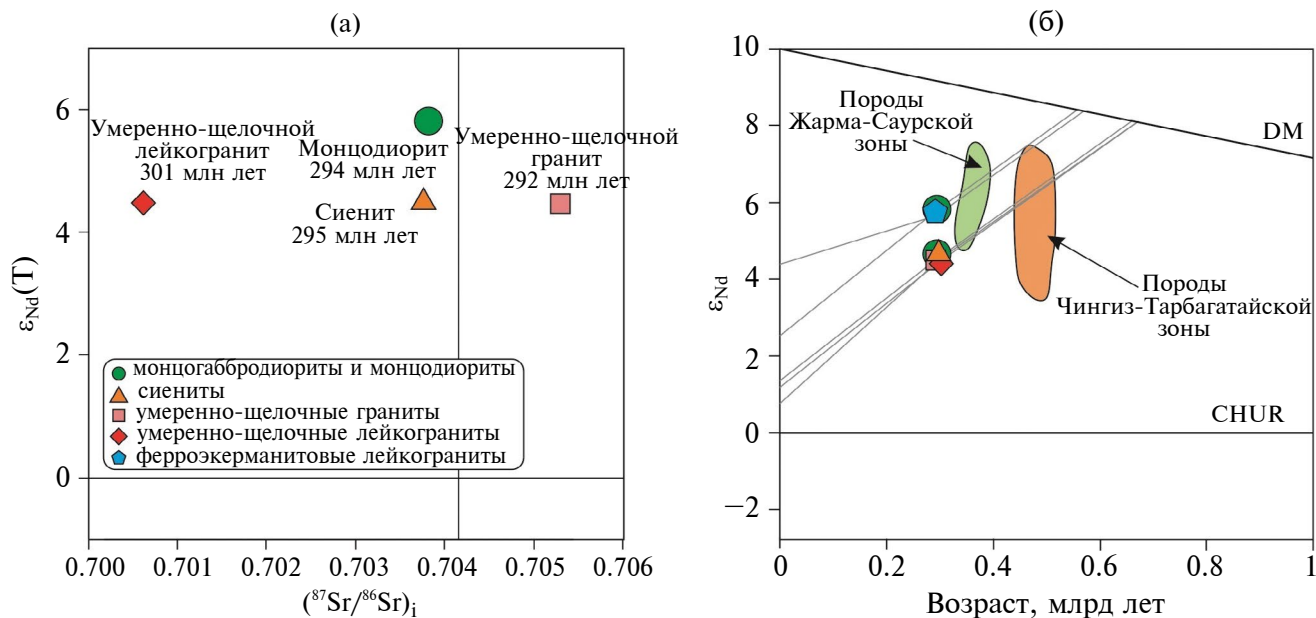


Рис. 9. Результаты определения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов пород массива Акжайляу на диаграммах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i - \epsilon_{Nd}(T)$ (а) и ϵ_{Nd} —возраст (б).

больше, чем для умеренно-щелочных лейкогранитов (0.70530 и 0.70062 соответственно). Изотопные характеристики Rb-Sr для ферроэкерманитовых гранитов показывают значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.647402$. Вероятнее всего, полученные столь низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ для умеренно-щелочных и ферроэкерманитовых лейкогранитов являются некорректными из-за низкого содержания Sr в этих породах и их не следует принимать в расчет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Классификация и геохимические типы пород

Для классификации гранитоидных пород массива Акжайляу использовалась петрохимическая классификация, основанная на трех индикаторных индексах: железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO)$), MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$), ASI ($Al/(Ca + 1.67P + Na + K)$) (Frost et al., 2001) (рис. 10а–10в). Составы всех гранитоидов массива Акжайляу попадают в поле железистых пород, при этом ферроэкерманитовые ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.97–0.99$) и умеренно-щелочные лейкограниты ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.89–0.94$) имеют более высокие показатели железистости, а умеренно-щелочные граниты $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.82–0.87$ и сиениты $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.79–0.89$ относительно более низкие. По индексу MALI основной объем пород массива Акжайляу относится к известково-щелочному типу. Все исследованные сиениты, а также часть анализов ферроэкерманитовых и умеренно-щелочных лейкогранитов попадают в поле щелочных

пород. На диаграмме ASI–A/NK составы умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов попадают в поле слабопералюминиевых пород ($1 < ASI < 1.1$). Сиениты и монцодиориты относятся к умеренно-глиноземистым разновидностям, а ферроэкерманитовые граниты к щелочным разновидностям ($(Na + K) > Al$).

Для дальнейшей классификации пород массива Акжайляу (кроме монцогаббродиоритов) использовалась “алфавитная” номенклатура, предложенная и развитая в работах (Chappell, White, 1974; Collins et al., 1982; Barbarin, 1999; Eby, 1992). Вопросы петрогенезиса этих пород и потенциальные источники рассмотрены ниже.

Монцогаббродиориты и монцодиориты характеризуются пониженным содержанием кремнезема, повышенными содержаниями мафических компонентов (см. рис. 5), слабовыраженными Eu- и Nb-минимумами, высокими изотопными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +4.57$ и $+5.82$. Вероятнее всего, они произошли из родоначальных базитовых магм мантийного происхождения. Судя по высоким концентрациям легких лантаноидов, Rb, Ba и K_2O , родоначальные базитовые магмы являлись субщелочными и высококалийными. По совокупности геохимических характеристик они могут быть сопоставлены с внутриплитными базальтами или базальтами океанических островов (рис. 10г). Аналогичными геохимическими характеристиками обладают раннепермские ультрабазит-базитовые породы, формирующие малые интрузии агримбайского и максутского комплексов, участвующие

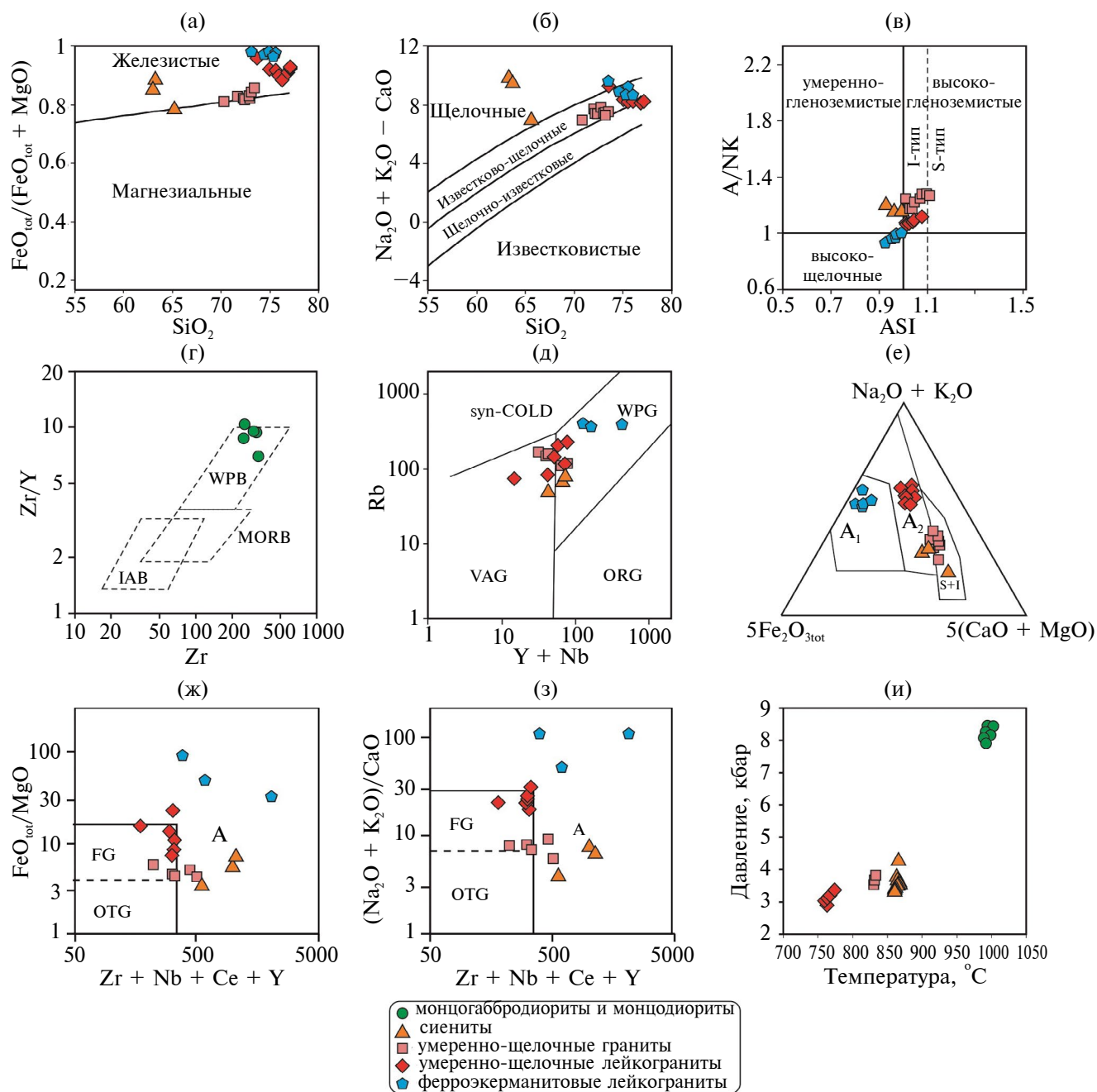


Рис. 10. Геохимическая классификация гранитоидов массива Акжайлю на диаграммах.

(a) SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ (Frost et al., 2001); (б) SiO_2 — MALI (Frost et al., 2001); (в) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — ASI , мол. кол. (Frost et al., 2001); (r) Zr — Zr/Y (Pearce, Norgy, 1979) поля IAB — островодужные базальты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные базальты; (д) Rb — $(\text{Y} + \text{Nb})$ (Pearce et al., 1984) поля VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — граниты коллизионных орогенов, WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов; (e) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} \times 5$ — $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, мол. кол. (Гребеншиков, 2014); (ж) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ vs. $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ (Whalen et al., 1987) поля FG — фракционированные граниты, OTG — нефракционированные граниты; (з) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (Whalen et al., 1987); (и) результаты определения P - T параметров формирования пород массива Акжайлю.

в строении многофазных габбро-монцодиорит-гранитных plutонов в сопряженной Чарской зоне Восточного Казахстана (Khromykh et al., 2019). Вероятным источником базитовых магм могла являться литосферная мантия, подстилающая орогенное сооружение (Хромых, 2022).

Сиениты. По классификации (Frost et al., 2001), это щелочные, высокожелезистые, низкоглиноземистые породы, они содержат Ва-полевоый шпат, железистый биотит и железистый амфибол (ферроэденит). Среди акцессорных минералов в сиенитах встречаются сфен, Се-содержащий апатит, ильменит, магнетит, монацит, эпидот. Также для них характерно высокое содержание бария (982–3591 г/т). Эти данные позволяют классифицировать сиениты как породы высококалийевого I-типа (Barbarin, 1999).

Умеренно-щелочные граниты. По петрогеохимическим характеристикам они промежуточные между магнезиальными и железистыми сериями, слабопералюминиевые, известково-щелочные (рис. 10а–10в). Точки их составов на диаграмме (Pearce et al., 1984) расположены на границе полей гранитов вулканических дуг, синколлизонных и внутриплитных гранитов (рис. 10д). Исходя из представленных данных, умеренно-щелочные граниты могут быть рассмотрены как граниты I-типа или переходные между I- и S-типами. При этом тренды уменьшения содержания P_2O_5 для ряда редких элементов при увеличении SiO_2 свидетельствуют в пользу их принадлежности к гранитоидам I-типа.

Умеренно-щелочные лейкограниты. По петрохимической классификации (Frost et al., 2001), данные породы соответствуют щелочно-щелочноизвестковой серии, высокожелезистые, слабопералюминиевые (рис. 10а–10в). По соотношению петрогенных компонентов на диаграмме (Гребенников, 2014) они соответствуют гранитоидам A_2 -типа (рис. 10е). Вместе с тем по содержанию высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ce Y) эти породы сходны с умеренно-щелочными гранитами и на диаграммах (Whalen et al., 1987) располагаются на границе полей фракционированных гранитов и гранитов A-типа (рис. 10ж, 10з).

Ферроэкерманитовые лейкограниты сложены калиевым шпатом, преобладающим над альбитом, щелочным амфиболом (ферроэкерманит), эгирином, акцессории представлены цирконом, фторидами и оксидами легких редких земель, Nb-содержащим гематитом, оксидами Th и As. Лейкограниты по индексу MALI щелочные-щелочно-известковистые, по индексу ASI перщелочные и очень высокожелезистые. Так же как и для умеренно-щелочных лейкогранитов, для этих пород характерны высокие значения Rb/Sr, низкое содержание CaO, очень высокие содержания высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Y) и низкие Sr, P, Ti. Ферроэкерманитовые лейкограниты могут

однозначно быть отнесены к гранитам A-типа (рис. 10е, 10ж, 10з), по содержаниям индикаторных элементов соответствуют гранитам A_1 -типа.

Петрогенезис

Широкое развитие в пределах массива Акжайляу пород I-типа (более 70%) предполагает, что главным механизмом формирования магм были процессы частичного плавления коровых субстратов. Умеренная глиноземистость магм может сказать об отсутствии в потенциальных источниках зрелых осадочных комплексов (высокоглиноземистых сланцев, алевролитов и т.п.) и преобладание в них вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Широкое развитие относительно низкокремнистых сиенитов I-типа позволяет предполагать достаточно высокие степени плавления, а также то, что плавящийся субстрат имел относительно низкое содержание SiO_2 , т.е. относится к основным и средним породам.

Ближние концентрации редких элементов умеренно-щелочных лейкогранитов и умеренно-щелочных гранитов, а также одинаковые характеристики по изотопии Nd позволяют предполагать генетическое родство лейкогранитов, классифицированных как породы A_2 -типа, и гранитов I-типа. Лейкограниты по сравнению с гранитами демонстрируют сильное обеднение Sr, Ba, Eu, P, что может быть обусловлено фракционированием плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Фракционирование полевых шпатов при кристаллизации гранитоидных магм не является обычным процессом в силу высокой вязкости расплавов, следовательно, более вероятным процессом, обеспечивающим различия составов, представляется частичное плавление. Можно предполагать, что лейкограниты A_2 -типа и граниты были сформированы при плавлении коровых субстратов схожего состава при разных степенях плавления.

На данный момент предлагается несколько различных моделей формирования пород A_1 -типа, аналогичных ферроэкерманитовым лейкогранитам массива Акжайляу, включающих как дифференциацию щелочных магм мантийного происхождения (Eby, 1990), так и плавление различных нижнекоровых субстратов (Whalen et al., 1987) или субстратов более высоких уровней земной коры (Patiño Douce, 1999; Tsygankov et al., 2021).

В случае с массивом Акжайляу наличие субсинхронных высокощелочных базитовых магм, близкие значения изотопных характеристик Nd, малые объемы щелочных гранитов позволяют говорить о формировании ферроэкерманитовых лейкогранитов в результате дифференциации щелочно-базитовых магм. Процессы дифференциации, скорее всего, происходили на относительно больших глубинах, превышавших уровень выплавки остальных

гранитоидов массива — в нижней—средней коре. Однако высокое содержание SiO_2 (более 73 мас. %) может ставить под вопрос формирование лейкогранитов в процессе дифференциации базитовых магм из-за необходимости значительного числа промежуточных камер и повышения вязкости магм. На данном этапе исследований недостаточно фактического материала, чтобы полностью отвергнуть одну модель формирования ферроэгерманитовых магм и принять другую. Вполне возможно, что формирование этих пород происходило при сочетании процессов дифференциации и контаминации.

Потенциальные источники гранитоидов

В пределах западной части Жарма-Саурской зоны современный уровень эрозионного среза практически полностью представлен осадочными породами коконьской свиты. Согласно данным (Дегтярев, 2012), в основании этого разреза должны быть развиты раннепалеозойские породы — фрагменты каледонских островных дуг, которые аккретировали друг к другу и образовали Казахстанский составной континент (Чингиз-Тарбагатай). Также возможным основанием западной части Жарма-Саурской зоны могут являться девонские—раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные комплексы собственно Жарма-Саурской островной дуги. Жарма-Саурская островная дуга сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами, а осадочные толщи в западной части, в том числе и породы коконьской свиты, представляют собой продукты разрушения этой дуги и каледонских дуг. Сопоставление изотопных характеристик потенциальных источников и пород массива Акжайляу показано на рис. 9. Изотопный состав рассматриваемых гранитоидов соответствует полю вулканитов, распространенных в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны (Дегтярев и др., 2015), так же как и породам Жарма-Саурской островной дуги (авторские неопубликованные данные). Другими словами, на данном этапе изученности этого региона недостаточно данных, позволяющих достоверно установить какие комплексы развиты в основании западной части Жарма-Саурской зоны и какие являются источниками рассматриваемых гранитоидов — раннепалеозойские или средне-позднепалеозойские. В любом случае этот источник представлял собой вулканические и вулканогенно-осадочные островодужные породы (базальты, андезибазальты и т.п.), что соотносится с широким развитием в массиве Акжайляу сиенитов и гранитов I-типа.

P-T параметры формирования магм

Определение *P-T* параметров формирования гранитоидов проводилось на основе геотеромоба-

рометра биотит—расплав, построенного методом машинного обучения на основе экспериментов по плавлению различных субстратов (Li, Zhang, 2023). Данный термобарометр охватывает значительный интервал температур и давлений ($T = 625\text{--}1325^\circ\text{C}$, $P = 1\text{--}48$ кбар), а также позволяет оценить параметры выплавления всех гранитоидных фаз массива Акжайляу (кроме ферроэгерманитовых лейкогранитов), поскольку биотит является сквозным минералом. Результаты анализа приведены на рис. 10и. Согласно полученным данным, наиболее низкотемпературными разновидностями пород массива Акжайляу являются умеренно-щелочные лейкограниты, для которых получены оценки $755\text{--}765^\circ\text{C}$. Также для этих пород получены самые низкие оценки давления — 2.8–3 кбар. Для умеренно-щелочных гранитов характерны более высокие значения температур — $800\text{--}835^\circ\text{C}$ и вариации давления от 3.9 до 4.8 кбар. Несмотря на низкие суммы элементов в анализах, полученных по биотитам из умеренно-щелочных гранитов, рассчитанные по ним данные соответствуют оценкам *P-T* параметров, полученных по аналогичным гранитам из сопряженных массивов Жарма-Саурской зоны (авторские неопубликованные данные). Сиениты массива Акжайляу, согласно оценкам данного геотермобарометра, имеют температуру формирования $855\text{--}876^\circ\text{C}$ и давление от 3.4 до 4.9 кбар. Наиболее высокотемпературными и глубинными магмами являются монцогаббродиориты, для которых характерна температура, достигающая 1000°C ($988\text{--}1002^\circ\text{C}$), и давление выше 8 кбар (8.1–8.5 кбар).

Сопоставление полученных данных показывает, что формирование основного объема сиенитов и гранитов происходило при достаточно близких оценках в 3–4 кбар, что отвечает глубинам 9–12 км. В первом приближении это соответствует данным геофизических работ (Ермолов и др., 1977), согласно которым корневая система интрузива прослеживается до глубин ~13 км. Повышение температуры плавления от наиболее высокотемпературных лейкогранитов к гранитам и сиенитам может говорить о том, что вариации составов выплавов, в первую очередь, определялись степенью плавления исходного субстрата. Таким образом, при низких температурах происходили низкие степени плавления с формированием лейкогранитов, а повышение температуры приводило к повышению степени плавления и формированию гранитов и в дальнейшем сиенитов.

Петрологическая модель и геодинамическая интерпретация

Судя по изотопным данным, формирование сиенитов, умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов происходило в результате плавления близкого по составу субстрата, что также может

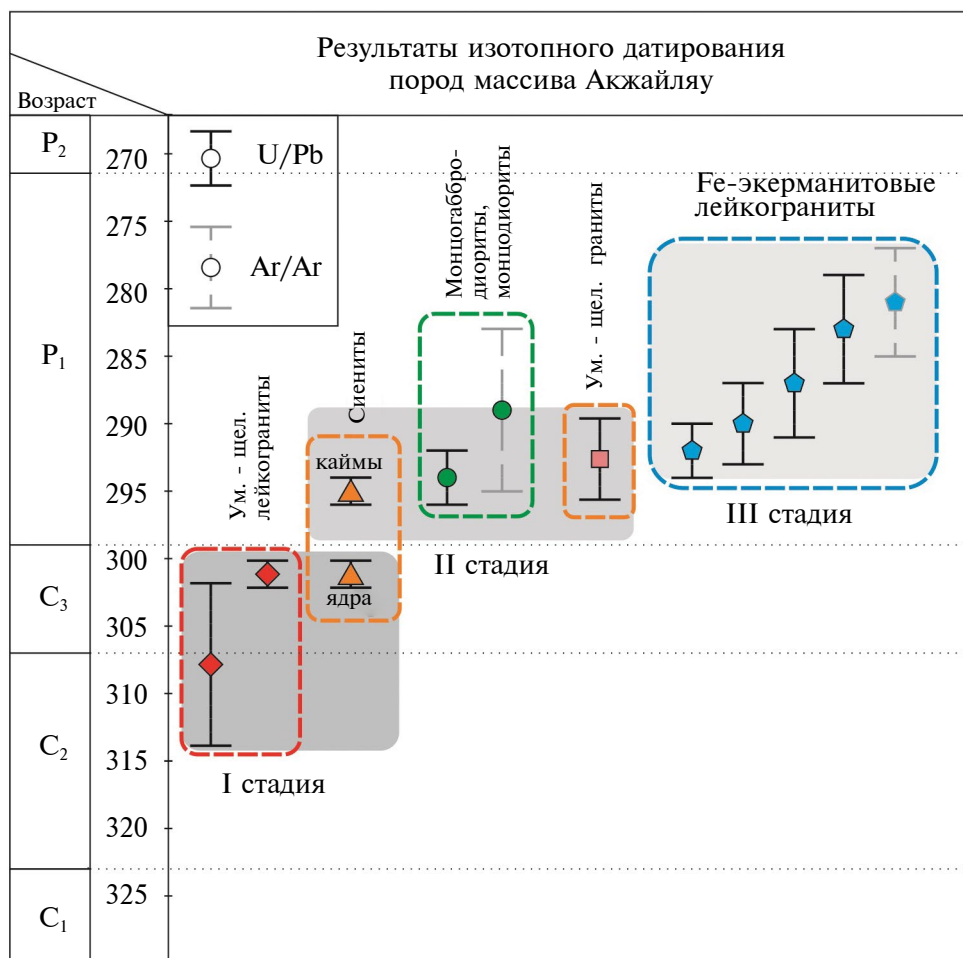


Рис. 11. Стадии формирования массива Акжайляу, на основании обобщения геохронологических данных. Помимо авторских данных, приведены данные по возрасту ферроэкерманитовых гранитов штока Большой Эспе (Байсалова, 2018; Фролова, 2018; Левашова и др., 2022).

свидетельствовать о “петрологической гомогенности” пород изучаемого блока на глубинах 10–15 км. Увеличение полученных оценок температур соответствует уменьшению кремнекислотности пород массива Акжайляу: сиениты (63–65 мас. % SiO_2) – 855–876°C, граниты (70–73 мас. % SiO_2) – 800–835°C, лейкограниты (75–77 мас. % SiO_2) – 755–765°C. Эта зависимость, схожий изотопный состав и близкие оценки давлений позволяют предполагать, что формирование сиенитов-гранитов-лейкогранитов являлось результатом плавления одного и того же субстрата с разными степенями плавления. Исходя из результатов U-Pb изотопного датирования, формирование наиболее низкотемпературных умеренно-щелочных лейкогранитных расплавов предшествовало формированию более высокотемпературных разновидностей. Поскольку оценки возраста формирования сиенитов и умеренно-щелочных гранитов практически одинаковы, мы не можем установить последовательность

выплавления этих двух фаз. Исходя из геологического строения массива, где умеренно-щелочные граниты частично занимают осевое положение, можно предположить, что формирование умеренно-щелочных гранитов могло являться результатом фракционирования исходных сиенитовых магм.

Обобщение геологических (рис. 1), геохронологических (рис. 7, 8, 11), петрогеохимических и изотопных (рис. 5, 6, 9, 10) данных позволяет сформулировать общую модель формирования plutона Акжайляу. На первой стадии, 308–300 млн лет назад, были сформированы умеренно-щелочные лейкограниты. Вторая стадия, интервал которой можно оценить в 295–292 млн лет, характеризуется внедрением монцогаббродиоритов и монцодиоритов и формированием сиенитов и умеренно-щелочных гранитов, в это время был сформирован главный объем plutона. Третья стадия – завершающая, около 289 млн лет назад, характеризуется внедрением даек и штоков щелочных (ферроэкерманитовых)

лейкогранитов на западе и севере плутона. Таким образом, общая продолжительность формирования плутона Акжайляу не превышала 15 млн лет, т.е. плутон был сформирован в ходе единого эндогенного события в конце карбона—начале ранней перми. Присутствие в составе плутона монцогаббродиоритов и монцодиоритов как производных базитовых магм позволяет предполагать, что процессы формирования плутона были инициированы внедрением родоначальных базитовых магм в основание коры. Это подтверждается также проявлением субсинхронного базитового магматизма в сопряженной Чарской зоне Восточного Казахстана — континентальные субщелочные базальты и андезиты в Сарыжальском прогибе и Тюрешокинской мульде, 297 ± 1 млн лет (Хромых и др., 2020), малые интрузии субщелочных габбро-аргимбайского комплекса, 293 ± 2 млн лет (Khromykh et al., 2019).

Стадия 1. Появление теплового источника в основании коры могло вызвать повышение температурных градиентов и, согласно имеющимся представлениям (Ревердатто и др., 2017), высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации. При этом переход к метаморфизму гранулитовой фации подразумевает дегидратацию водосодержащих минералов (прежде всего, слюд и амфиболов) и высвобождение существенного количества флюидов (Cuney, Barbey, 2014; Антипин и др., 2019). Флюиды, поднимаясь выше на средние уровни коры, могли вызвать мигматизацию и частичное плавление субстратов с относительно низкими степенями плавления, что могло привести к формированию небольших порций расплавов лейкогранитного состава. Данное событие произошло в интервале 308—301 млн лет и привело к формированию умеренно-щелочных лейкогранитов и их становлению как первой интрузивной фазы массива.

Стадия 2. Развитие процессов дифференциации в подкоровом базитовом очаге привело к появлению дифференцированных монцогабброидных и монцодиоритовых магм. Исходя из оценок давления, процессы формирования монцогаббродиоритовых магм происходили на глубинах около 25 км. В силу меньшей плотности, согласно модели MASH (Melting, Assimilation, Storage, and Homogenization, Sen, 2014), эти магмы могли подниматься на более высокие уровни земной коры. Воздействие базитовых магм на разогретые ранее коровые субстраты привело к увеличению масштабов и степени плавления коровых субстратов, в результате чего были сформированы менее кислые сиенитовые магмы и умеренно-щелочные граниты, занимающие наибольшую часть плутона Акжайляу на современном уровне эрозионного среза.

Стадия 3. Последним магматическим эпизодом развития массива Акжайляу являлось внедрение даек и малых тел щелочных ферроэкерманитовых лейкогранитов, которые могли являться

результатом дифференциации щелочных базитовых магм или плавлением нижнекоровых субстратов. Внедрение щелочных лейкогранитовых магм в более высокие горизонты земной коры стало возможным лишь после консолидации основного объема массива и образования систем трещин, по которым происходило внедрение щелочных магм в виде даек.

Для анализа геодинамических обстановок формирования магматических пород изученного района необходимо обратиться к данным о геологической эволюции литосферы региона, эти сведения приведены в работах (Щерба и др., 1976; Ермолов и др., 1977, 1983; Хромых, 2022). Формирование орогенного складчатого сооружения в Жарма-Саурской зоне происходило в конце раннего—начале среднего карбона, что фиксируется по появлению в межгорных впадинах континентальных молассовых отложений с конгломератами в основании. На ранних стадиях орогении, в серпуховское время, в пределах Жарма-Саурской зоны была проявлена саурская габбро-диорит-гранитоидная серия, гранитоиды в ней представлены бугазским комплексом (327—326 млн лет) и сложены низкощелочными биотитовыми гранодиоритами с геохимическими характеристиками, характерными для субдукционных серий (Хромых и др., 2019). В среднем карбоне начались процессы коллапса орогенного сооружения со сдвигово-раздвиговыми движениями по крупным региональным разломам, сопровождавшиеся появлением континентального андезит-базальтового вулканизма (311 ± 3 млн лет, Хромых и др., 2020) и поясов среднекарбонных базитовых даек (315 ± 4 млн лет, Хромых и др., 2019).

Наиболее масштабный как базитовый, так и гранитоидный магматизм проявился на всей территории Восточного Казахстана в ранней перми, именно этот возраст (305—280 млн лет) имеет значительное число гранитоидных массивов, сформировавших крупные Калбинский и Жарминский батолитовые пояса (Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016; Khromykh et al., 2019; Kotler et al., 2021). Раннепермские базитовые магматические комплексы принадлежат субщелочной серии и имеют обогащенные геохимические характеристики, а гранитоидные плутоны (и плутон Акжайляу, в первую очередь) характеризуются субсинхронным образованием значительных объемов геохимически разнотипных гранитоидов с заметной долей пород геохимического А-типа. Сопоставление данных о возрасте и составе магматизма в соседних регионах свидетельствует о том, что в ранней перми (300—270 млн лет назад) в западной части ЦАСП, на территории, охватывающей Южную и Юго-Западную Монголию, Таримскую плиту, Синцзянь-Уйгурский регион, Тянь-Шань, Южный и Восточный Казахстан, была сформирована Таримская крупная изверженная провинция, обусловленная активностью Таримского мантийного

плюма (Добрецов и др., 2010; Yarmolyuk et al., 2014; Xu et al., 2014; Khromykh et al., 2019). Для территории Восточного Казахстана влияние Таримского мантийного плюма выразилось в повышении температурных градиентов в верхней мантии и литосфере, частичным плавлением мантийных субстратов и формированием субщелочных базитовых магм, которые, поднимаясь, взаимодействовали с метаморфическими субстратами в основании сформированного в течение карбона орогенного сооружения, вызывая масштабное коровое плавление (Хромых, 2022; Kotler et al., 2021; Khromykh et al., 2022). Именно эти процессы и послужили причиной формирования гранитоидов плутона Акжайляу. Таким образом, главным геодинамическим механизмом образования исследованного плутона являются процессы взаимодействия субщелочных базитовых магм плюмовой природы с метаморфизованными коровыми субстратами орогенного сооружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании данных по петрографии, составу, возрасту и изотопным характеристикам выделяются три этапа становления массива Акжайляу, существенно отличающихся от принятых ранее представлений о полихронности данного интрузива. Выделяются следующие этапы:

Становление умеренно-щелочных лейкогранитов A_2 -типа (308–300 млн лет) в результате дегидратации нижнекоровых субстратов;

2. Внедрение в основание лейкогранитов монцогаббродиоритов (~295 млн лет) и формирование сиенитов и умеренно-щелочных гранитов I-типа (294–292 млн лет);

3. Внедрение на западе и севере плутона даек и малых тел щелочных ферроэксерманитовых лейкогранитов A_1 -типа (~289 млн лет).

Гранитоиды выделенных этапов различаются как по составу породообразующих минералов, так и по петрогенному, редкоэлементному и изотопному составу. Плутон Акжайляу сформировался около 15 млн лет назад в средней–верхней коре при взаимодействии субщелочных базитовых магм плюмовой природы с метаморфизованными коровыми субстратами орогенного сооружения.

Благодарности. Авторы выражают благодарность О. Н. Кузьминой за помощь в организации полевых работ на территории Республики Казахстан, Н. Г. Кармановой, И. В. Николаевой, С. В. Палесскому за проведение анализа состава пород, Н. Г. Солошенко за определение изотопного состава неодима, а также благодарят рецензентов.

Источники финансирования. Обобщение и анализ полученных материалов выполнены в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

Петрографические исследования, анализ состава петрогенных и редких элементов были выполнены за счет гранта РНФ 21-17-00175, U-Pb и Ar-Ar изотопное датирование было выполнено за счет гранта РНФ 22-77-00061, анализ изотопного состава Rb-Sr и Sm-Nd систем был выполнен за счет гранта Президента Российской Федерации МК-1870.2022.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометальные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 3. С. 335–340.

Байсалова А.О. Особенности метасоматических процессов редкометальных проявлений гранитного массива Акжайляутас и сопредельных районов. Дисс. ... докт. философии. Алматы: КазНУ им. К.И. Сатпаева, 2018. 164 с.

Бескин С.М., Ларин В.М., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л.: Наука, 1979. 280 с.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометальных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1—327 с., Кн. 2—336 с.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 5. С. 572—577.

Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ойцева Т.А. и др. Изотопно-геохимические особенности циркона из постколлизийных гранитов: на примере рибекитовых гранитов Верхнее Эспе, Восточный Казахстан // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 3—18.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 250 с.

Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO_2 // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134—142.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 332 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 11. С. 1181—1199.

Фролова О.В. Изучение геологического строения и вещественного состава руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-поисковой модели (Восточный Казахстан). Дисс. ... докт. философии. Усть-Каменогорск: ВКТУ им. Д. Серикбаева, 2018. 145 с.

Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330—355.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983—1004.

Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6—26.

Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д. и др. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. С. 63—83.

Хубанов В.Б., Буянтеев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz_3 -Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP-данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241—258.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005—1027.

Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40—50.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. 198 с.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 3. С. 457—475.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016б. Т. 24. № 5. С. 468—498.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605—626.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kbar // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 365—401.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{218}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115—140.

- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 189–200.
- Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geosci. Frontiers. 2014. V. 5. Iss. 5. P. 729–745.
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology. 2011. V. 52. № 1. P. 39–53.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P. Sylvester. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineral. Associat. Canada, Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N. A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynam. Tectonophys. 2019. V. 10. Iss. 1. P. 79–99.
- Khromykh S.V., Kotler P.D., Kulikova A.V. et al. Early triassic monzonite–granite series in Eastern Kazakhstan as a reflection of Siberian Large Igneous Province Activity // Minerals. 2022. V. 12. № 9. P. 1101. <https://doi.org/10.3390/min12091101>
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N. et al. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. V. P. 388–389. Art. 106056.
- Leake B.E., Woolley A., Charles E.S., Birch W. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 1019–1037.
- Li X., Zhang C. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2023. V. 127. e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>
- Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel // Berkeley Geochronology Center, California, Berkeley, 2003. p. 39.
- Patiño Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geol. Soc. London. 1999. V. 168. P. 55–75.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
- Renna M.R., Tribuzio R., Tiepolo M. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith) // Lithos. 2006. V. 90. № 1–2. P. 92–110. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.003>
- Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y.S. et al. Nomenclature of the micas // Canad. Mineral. 1998. V. 36. P. 905–912.
- Sen G. Petrology. Principles and Practice. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. 368 p.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geol. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- Steager R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al. Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data // Lithos. 2021. V. 390–391. 106098.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. P. 375–393.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Xu Y-G., Wei X., Luo Z-Y. et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. V. 204. P. 20–35.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 93. P. 158–179.

Model of the formation of monzogabbrodiorite-syenite-granitoid intrusions by the example of the Akzhailau massif (East Kazakhstan)

**P. D. Kotler^{1, 2, 3}, S. V. Khromykh¹, A. V. Zakharova², D. V. Semenova^{1, 3},
A. V. Kulikova^{1, 3}, A. G. Badretdinov³, E. I. Mikheev^{1, 2}, A. S. Volosov^{1, 2}**

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³Kazan Federal University, Kazan, Russia

This paper presents a model of the formation of a multiphase granitoid Akzhailau massif, formed within a Caledonian block of the Earth's crust in Hercynian time. This work is based on the results of studies of petrogenic and rare elements composition, geochronological, mineralogical and isotope-geochemical studies. Three stages of the formation of the Akzhailau massif are distinguished, which differ significantly from the previously accepted ideas about the multicomplexity and polychronicity of this intrusive: 1) the formation of moderate alkaline A_2 -type leucogranites (308–301 Ma); 2) intrusion of monzodiorites into the base of leucogranites (~295 Ma) increasing of partial melting degree of substrates with the formation of syenites and moderate alkaline granites of I-type (294–292 Ma); 3) the intrusion of dikes and small bodies of alkaline ferroekermanite A_1 -type leucogranites in the west and north of massif (~289 Ma). The Akzhailau massif was formed in the interval of about 15 million years in the middle-upper crust during the interaction of subalkaline basitic magmas of plume nature with metamorphosed crustal substrates of the orogenic structure.

Keywords: granitoids, multiple-phase intrusions, mantle-crust interaction, Eastern Kazakhstan, Central Asia

УДК 552.11

ГЕНЕЗИС ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО ПЛУТОНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ

© 2024 г. Л. И. Панина^{а, *}, А. Т. Исакова^{а, **}, Е. Ю. Рокосова^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail:panina@igm.nsc.ru

**e-mail:atnikolaeva@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 18.05.2023 г.

После доработки 16.06.2023 г.

Принята к публикации 18.08.2023 г.

Оливин в дунитах Гулинского плутона по данным изучения расплавных включений кристаллизовался из оливин-меланефелинитовой магмы при температурах выше 1260°С. Расплавы были обогащены летучими компонентами (S, CO₂, F, H₂O, незначительно Cl) и содержали высокие концентрации некогерентных элементов. В оливине дунитов были также отмечены единичные включения пикрито-базальтового состава, близкие, по литературным данным, к пикрито-меймечитовым составам, законсервированным в хромшпинелидах дунитов. Это свидетельствует о том, что при формировании дунитов в магматическую камеру осуществлялся подток пикрито-меймечитовых расплавов и их смешении с меланефелинитовой магмой. Исходя из индикаторных отношений некогерентных элементов, эти расплавы и меланефелинитовая магма имели разные источники, которые располагались в области неистощенной мантии, на разных глубинах и подвергались частичному плавлению в разной степени.

Ключевые слова: дунит, первичные расплавные включения, меланефелинитовый расплав, пикрито-меймечитовый расплав, Гулинский плутон

DOI: 10.31857/S0869590324020031 **EDN:** DDASGV

ВВЕДЕНИЕ

Гулинский массив входит в состав Маймеча-Котуйской провинции (Восточная Сибирь), относится к сложным щелочно-ультраосновным карбонатитовым плутонам центрального типа. Подобные массивы располагаются на континентах и приурочены к глубинным трансформным разломам и рифтам (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1989, 1991). Они состоят преимущественно из трех породных серий: ультраосновной (оливиниты, реже дуниты, перидотиты, пироксениты, мелилитовые и монтчеллитовые породы), щелочной (якупирангиты – уртиты, сиениты) и карбонатитовой. Породы в той или иной мере обогащены Nb, Zr, REE, Au, Pt, Fe, Cu, P. Для массивов характерна тесная пространственно-временная связь с петрохимически родственными вулканитами: щелочными пикритами, меланефелинитами, базальтами, а для Гулинского плутона – также с меймечитами. Гулинский плутон, кроме того, отличается от других щелочно-ультраосновных массивов: а) преобладанием ультраосновных пород над щелочными и карбонатитами; б) развитием дунитов и перидотитов вместо оливинитов и пироксенитов;

в) присутствием в оливиновых породах Ni-содержащих оливинов, постоянной примеси хромшпинелидов. По мнению Л.С. Егорова (Егоров, 1991), это свидетельствует “о несколько повышенной активности кремнекислоты в исходной магме”, сформировавшей Гулинский плутон, и “до некоторой степени сближает ... последний с дунит-щелочно-габброидными массивами”.

Исследователи считают, что рассматриваемые массивы являются производными либо одной (Егоров, 1991; Соболев и др., 2009; Gudfinnsson, Presnall, 2005; Рябчиков и др., 2009), либо нескольких (Кравченко, Багдасаров, 1987; Расс, Плечов, 2000) глубинных мантийных магм. При этом наиболее глубинные магмы больше обогащены тугоплавкими элементами, Ca, CO₂ и имеют более высокое значение K/Na. В Маймеча-Котуйской провинции присутствие широкого спектра родоначальных магм, по мнению геофизиков (Куренков, 1988), могло быть обусловлено формированием Котуйского трансформного разлома, сопровождавшегося активизацией различных сегментов астеносферы. Другие исследователи (Arndt et al., 1995, 1998; Рябчиков и др., 2009; Когарко, Зартман,

2011) полагают, что широкое разнообразие пород в рассматриваемых массивах связано с эволюцией единого мантийного плюма и пульсационной активностью его разноглубинных очагов.

Сторонники одной первичной магмы, ответственной за формирование всех пород щелочно-ультраосновных массивов, за ее состав принимают: а) щелочно-пикритовую (Кухаренко и др., 1965; Егоров, 1989, 1991), б) меймечитовую (Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 2009; Рябчиков и др., 2009), в) меланефелинитовую (Veksler et al., 1998). С.М. Кравченко и Ю.А. Багдасаров (Кравченко, Багдасаров, 1987) допускают образование щелочно-ультраосновных массивов вследствие случайного совмещения двух комагматических серий из разноглубинных магматических источников: меймечит-перидотит-якупирангит-сиенитовой и кимберлит-мелилит-карбонатитовой. И.Т. Расс и П.Ю. Плечов (Расс, Плечов, 2000) считают, что исходной магмой для мелилититовых пород сложных массивов являлась высококальциевая щелочная магма, обогащенная REE, Sr, а для безмелилитовых дифференциатов — первичные ультраосновные расплавы. Л.И. Панина с соавторами (Панина и др., 2018), исходя из результатов изучения расплавных включений в минералах, пришли к выводу, что в Крестовской интрузии оливиниты также образовались из высококальциевой щелочно-ультраосновной магмы, а пироксениты (Панина, Усольцева, 2009) — из смешивающихся камафугитовых и щелочно-пикритоидных расплавов.

Становление щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, по мнению всех исследователей, несмотря на их разное представление о количестве материнских магм, началось с формирования дунитов и оливинитов. Эти породы очень близки по химическому и минеральному составу, отличаясь лишь присутствием никельсодержащего оливина и хромита в дунитах вместо титаномагнетита в оливинитах. Происхождение этих пород до сих пор вызывает острую дискуссию. Л.С. Егоров считает (Егоров, 1991), что дуниты сформировались в результате быстрого подъема и эволюции оливиновой фракции, первой из трех (оливиновой, мелилитовой и пироксеновой) обособившейся от материнской щелочно-пикритовой магмы, образовавшейся в результате селективного плавления мантийного субстрата. Хром и никель, как наиболее тугоплавкие компоненты, аккумуляровались в верхних и краевых частях магматической камеры, способствуя кристаллизации хромшпинелидов и Ni-содержащих оливинов в дунитах. Более легкие компоненты — Ti, Mg, Ca и летучие — накапливались в расплавах в центральных частях камеры. Возрастающее давление летучих вызвало внедрение расплавов из центральных частей камеры и формирование титаномагнетитсодержащих оливинитов. Другие исследователи (Васильев,

Золотухин, 1975; Васильев, Гора, 2012) полагают, что дуниты возникли в результате дифференциации и отсадки оливина из меймечитовой или щелочно-пикритоидной магмы, а оливиниты — в результате флюидно-магматического воздействия на дуниты более поздних щелочных расплавов.

С помощью изучения расплавных включений в оливине были получены прямые данные о температурах и составе родоначальной магмы, из которой кристаллизовались оливиниты Крестовской интрузии. Было установлено (Панина и др., 2018), что оливиниты формировались из ларнит-нормативных ультрамафитовых расплавов, обогащенных щелочами (при преобладании K над Na) и летучими компонентами, при температурах выше 1230°C. Для дунитов подобные данные были получены лишь для аксессуарного хромшпинелида Гулинского плутона. Было установлено (Симонов и др., 2015, 2016), что этот минерал кристаллизовался из высокотемпературных (1420–1360°C) расплавов, близких по петрохимическому составу к пикритам-меймечитам с последующей эволюцией к пикрито-базальтам и базальтам. Однако прямые данные о физико-химических условиях кристаллизации оливина — основного породообразующего минерала дунитов, отсутствуют. Учитывая, что в формировании щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов могут участвовать несколько материнских магм (Расс, Плечов, 2000; Панина, Усольцева, 2009), не исключена вероятность кристаллизации хромшпинелидов и оливина в дунитах из разных расплавов. Вместе с тем получение прямых данных о химическом составе минералообразующей среды и физико-химических условиях кристаллизации оливина особо актуально при решении главного петрогенетического вопроса, связанного с количеством и составом материнских магм, участвовавших на ранних этапах становления щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов и способствовавших их породному разнообразию и рудоносности. Для получения этих данных нами были проведены исследования методами термобарогеохимии оливина в дунитах из юго-западной и центральной частей Гулинского плутона, результаты которых приведены в настоящей статье.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции физико-химических условий образования дунитов Гулинского плутона наряду с традиционными геологическими и минералогическими методами исследования мы использовали методы термобарогеохимии, которые основаны на изучении включений минералообразующих сред, законсервированных в минералах в процессе их роста и охлаждения. С помощью оптического микроскопа был проведен поиск

и определен характер распределения включений (первичные, вторичные). Для определения температуры консервации минералообразующей среды минералом-хозяином и закалки содержимого включений была использована совмещенная с микроскопом термокамера ТК-1500 (Осоргин, Томиленко, 1990), которая позволяла нагревать включения до 1350–1400°C в инертной среде (аргон) при постоянном наблюдении за происходящими изменениями в содержимом включений, с точностью определения температур 10–15°C. Прогрев включений в оливине длился 20–30 мин, причем до 700–750°C прогрев осуществлялся за 3–5 мин, далее его скорость составляла 20–40°C/мин. Прогрев осуществлялся преимущественно до полного расплавления дочерних фаз во включении и уменьшения газового пузыря в размерах. Из-за риска разгерметизации включения в оливине часто закачивались при существенном уменьшении газового пузыря, не достигнув его гомогенизации.

Химический состав кристаллических фаз и стекло в прогретых и непрогретых включениях мы определяли с помощью микрозондового анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе “Camebax Micro” в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). При съемке диаметр зондового пучка не превышал 2–3 мкм, ускоряющее напряжение составляло 20 кВт, ток 40 нА. В качестве стандартов использовались минералы и гомогенные стекла со строго установленными содержаниями отдельных элементов с составом, близким к составу анализируемых образцов. Пределы обнаружений элементов (в мас. %): 0.009 SiO₂, 0.036 TiO₂, 0.012 Al₂O₃, 0.019 FeO, 0.013 MgO, 0.022 MnO, 0.01 CaO, 0.02 Na₂O, 0.01 K₂O, 0.105 BaO, 0.019 SrO, 0.008 P₂O₅, 0.011 Cl, 0.011 SO₃. В стеклах наиболее крупных включений (30–50 мкм) и их минералах-хозяинах были определены содержания редких и редкоземельных элементов и летучих компонентов (H₂O, F) с помощью методов вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде “Cameca IMS-4f” в Аналитическом центре Физико-технологического института (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) с использованием методики А.В. Соболева (Соболев, 1996). Условия съемки: первичный O²⁻-пучок – 20 мкм, ток зонда 2–4 нА, энергия смещения – 100 эВ, энергия щели – 50 эВ. Концентрации элементов определялись, исходя из отношения их изотопов к ³⁰Si и с использованием калибровочных кривых для стандартных образцов. Погрешности определения концентрации для большинства примесных элементов в стекле составляли менее 6–7 отн. %, для Yb < 18 отн. %, Cr < 29 отн. %, Gd 40 отн. %. Погрешность измерений в оливине для большинства редкоземельных элементов более 100% (в отн. %): Ti – 2, Rb – 4, Cr и Y – 8, Zr и V – 14, Sr – 18, Yb – 21.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГУЛИНСКОГО МАССИВА И ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТОВ

Гулинский щелочно-ультраосновной массив локализован на границе Сибирской платформы с мезозойско-кайнозойским Хатангским прогибом в месте сочленения наиболее активных разломов в период раннетриасового цикла. Массив расположен на водоразделе рек Маймеча и Котуй. По геофизическим данным, его площадь составляет около 2000 км², а на современном эрозионном срезе вскрыто около 500 км². Обнаженная часть массива имеет серповидную форму. Раму массива слагают вулканы нескольких свит, состоящие из базальтов, трахибазальтов, трахириолитов, ультраосновных фойдитов, щелочных пикритов и меймечитов. Массив является сложным многофазовым плутоном центрального типа. Среди интрузивных пород преобладают дуниты, которые слагают до 60% обнаженной части плутона (Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1989, 1991; Васильев, Гора, 2012 и др.). Дуниты прослеживаются на 40 км в виде дугообразной полосы шириной 9–10 км (рис. 1). Местами отмечается постепенный переход дунитов в перидотиты и образование их шширообразных обособлений в дунитах. Вдоль кольцевых разломов в дунитах отмечаются многочисленные тела рудных пироксенитов, основная масса которых сосредоточена в северо-восточной части массива. Рудные пироксениты несут явные признаки динамического вторжения: содержат дезориентированные ксенолиты дунитов, имеют резкие секущие контакты и линейно-трахитовую текстуру течения (Егоров, 1991). Дуниты интенсивно серпентинизированы, особенно в северо-восточной части массива, где развиты рудные пироксениты. В юго-западной части массива дуниты перекрыты толщей меймечитов, а в центральной оливиновыми меланефелинитами и щелочными пикритами. Среди последних отмечаются штокообразные тела и дайки ийолит-якупирангитов, мелилитовых пород и карбонатитов.

Время излияния меймечитов, исходя из соотношения ⁴⁰Ar/³⁹Ar в биотите, составляет 246 ± 1.2 млн лет (Dalrymple et al., 1995), меланефелинитов – 253.3 ± 2.6 млн лет (Basu et al., 1995). Возраст карбонатитов, определенный по ²⁰⁶Pb/²³⁸U в бадделеите, соответствует 250.2 ± 0.03 млн лет (Kamo et al., 2003), а в целом возраст интрузивных пород Гулинского плутона, по данным U-Pb изотопии, составляет 250 ± 9 млн лет (Когарко, Зартман, 2011).

Характеристика и особенности разнообразных вулканических и плутонических пород Гулинского плутона рассматриваются во многочисленных работах (Васильев, 1972; Васильев, Золотухин, 1975; Егоров, 1989, 1991; Соболев и др., 1991, 2009; Arndt et al., 1995; Панина, Моторина, 2013 и др.). Здесь же остановимся на описании расположенных

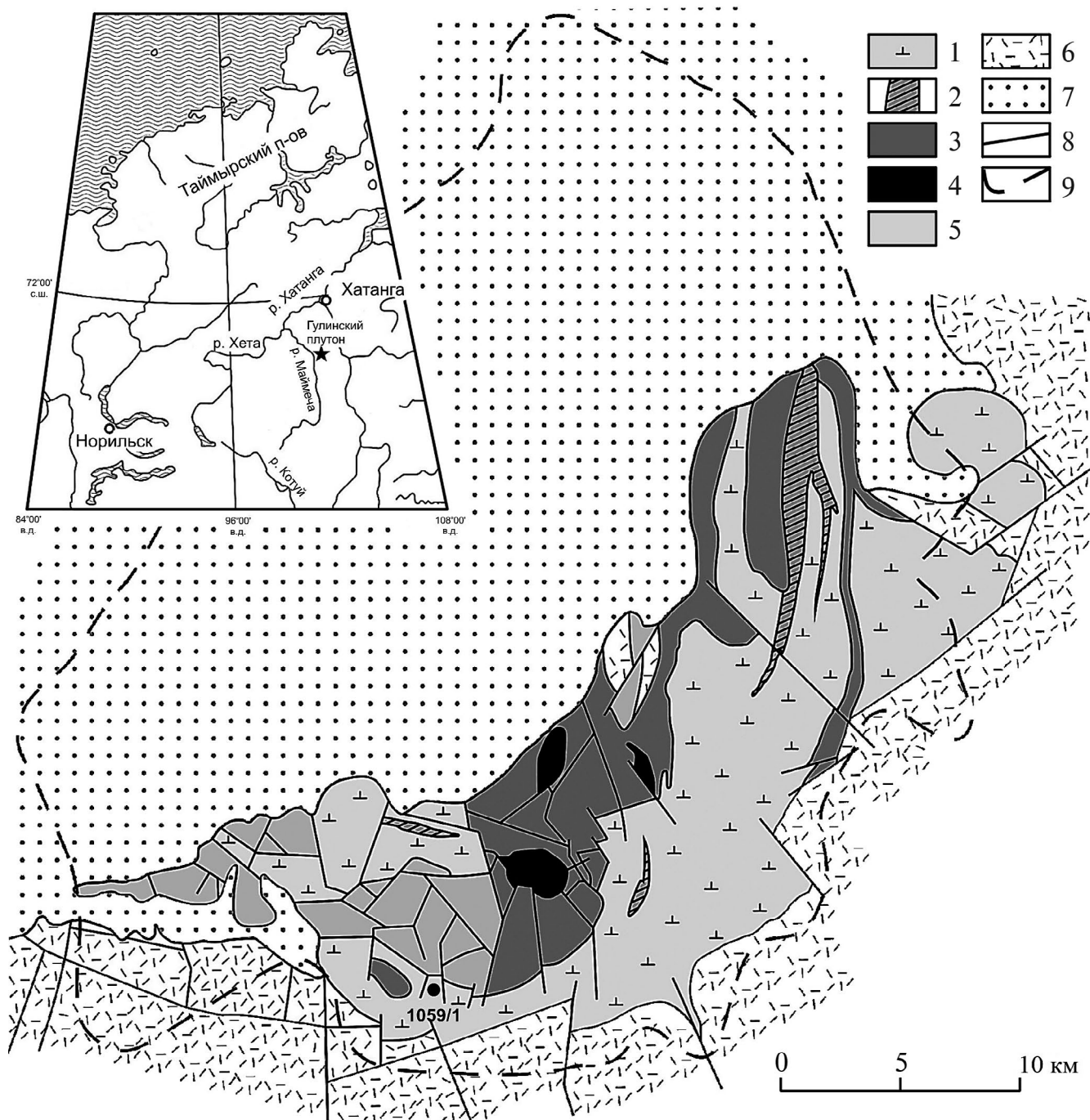


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гулинского плутона по (Егоров, 1991): 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – щелочные породы, 4 – карбонатиты, 5 – меймечиты, 6 – вулканогенные породы, 7 – четвертичные отложения, 8 – разломы, 9 – предполагаемая граница Гулинского массива; черный кружок – место основного отбора изучаемых пород, обр. 1059/1. На врезке звездой отмечено географическое положение Гулинского плутона.

в центральной части Гулинского массива дунитов – предмета наших исследований.

Дуниты в юго-западной и центральных частях массива имеют преимущественно полнокристаллическую и порфировидную структуру и массивную

текстуру. Основным порообразующим минералом дунитов является оливин, количество которого достигает 90–95 об. % породы. Иногда зерна оливина образуют сплошной мономинеральный агрегат, имеют округлую и ксеноморфную форму, их

размер колеблется от первых долей мм до 3–5 мм в поперечнике. Часто между относительно крупными зернами оливина располагаются мелкие зерна клинопироксена и рудного минерала. Возле щелочных пород в дунитах отмечается акцессорный перовскит. Содержание клинопироксена местами достигает 10 об. %, а рудных — 2–4 об. %. Последние иногда образуют цепочки, прожилки и небольшие гнезда. Клинопироксен имеет частично ограненную, чаще ксеноморфную форму. Иногда клинопироксен замещается флогопитом и роговой обманкой, часто образует сростки с титаномagnetитом. Среди рудных отмечаются хромшпинелиды и титаномagnetит. Хромшпинелиды образуют округлые 2–3.5 мм в поперечнике зерна, которые нередко находятся в тесном срастании с титаномagnetитом. Более мелкие зерна хромшпинелидов и титаномagnetита включены в зерна оливина. Зерна титаномagnetита также округлые, их размер колеблется от 1 до 3 мм.

В химическом составе дунитов присутствуют, в мас. %: 35.8–39.1 SiO₂, 38.8–44.5 MgO, 10.6–13.3 FeO и другие оксиды. В целом дуниты Гулинского плутона отличаются от дунитов других щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов одновременным присутствием в их химическом составе высоких содержаний Cr₂O₃, NiO и TiO₂.

Химический состав оливина в дунитах (табл. 1, ан. 1–14) высокомагнезиальный (87.2–90 мол. % *Fo* компонента, 10–12.8 мол. % *Fa*), характеризуется присутствием примесей кальция (0.26–0.41 мас. % CaO), никеля (0.27–0.51 мас. % NiO), включает высокое (0.10–0.45 мас. %) количество MnO. Во флогопитизированных дунитах (табл. 1, ан. 15) оливин более железистый (*Fo* — 83.1 мас. %, *Fa* — 16.9 мас. %), содержит меньше CaO и NiO (0.05 и 0.26 мас. % соответственно).

Клинопироксен в дунитах содержит (табл. 2, ан. 1–3), в мас. %: 1.5–1.8 TiO₂, 1.3–2 Al₂O₃, 4.7–5.8 FeO, 15.8–16.5 MgO и 0.3–0.4 Na₂O, относится к диопсиду и субкальциевому диопсиду. Во флогопитизированных дунитах в клинопироксене уменьшается содержания TiO₂, Al₂O₃ и увеличивается до 1 мас. % содержание Na₂O (табл. 2, ан. 4, 5).

Флогопит характеризуется (табл. 2, ан. 6–8) существенной примесью, в мас. %: 4.03–5.4 TiO₂, 0.36–0.42 BaO, 0.14–0.16 CaO, содержит 12.8–14.6 Al₂O₃ и 0.7–1.5 Na₂O.

Амфибол представлен роговой обманкой (табл. 2, ан. 9–12). В минерале отмечается, в мас. %: 3.4–4.6 TiO₂, 7.6–8.0 Al₂O₃, 10.4–10.7 CaO, 3.4–3.9 Na₂O, 0.5–0.9 K₂O.

Титаномagnetит и *хромшпинелид* содержат одни и те же компоненты, но в разных количествах: в титаномagnetитах (табл. 2, ан. 14) по сравнению с хромшпинелидами (табл. 2, ан. 13) больше TiO₂ (14.5 против 4.9 мас. %), FeO (69.4 против

32.3 мас. %), MnO (0.6 против 0.2 мас. %), меньше Al₂O₃ (3.5 против 6.3 мас. %), Cr₂O₃ (1.7 против 45.5 мас. %), MgO (4.9 против 10.3 мас. %), NiO (0.1 против 0.3 мас. %).

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В МИНЕРАЛАХ ДУНИТОВ

Методами термобарогеохимии нами были изучены полнокристаллические равномернозернистые трещиноватые дуниты в юго-западной и центральной частях Гулинского плутона. Расплавные включения были зафиксированы преимущественно в оливине, очень редко — в клинопироксене.

В оливине дунитов включения в основном вторичные, лишь небольшое их количество первичные. Первичные включения располагаются бессистемно поодиночке, а вторичные приурочены к трещинам (рис. 2а). Форма включений округлая, иногда слегка вытянутая или неправильная (рис. 2). Размер первичных включений обычно 20–30 мкм. Вторичные включения в основном мелкие (5–10 мкм), тонкораскристаллизованные. Среди дочерних фаз в первичных включениях обнаружены: светло-зеленый клинопироксен, светло-бурый амфибол, темно-бурый флогопит, нефелин, перовскит и magnetит.

В оливине флогопит-оливиновой жилки, присутствующей в дунитах, обнаружены также первичные включения. По внешнему виду они соответствуют таковым в оливинах дунитов. Однако среди дочерних фаз вместо нефелина присутствует содалит.

Дочерний *клинопироксен* из первичных и вторичных включений в оливине относится к диопсиду. Он в неизмененных дунитах (табл. 3, ан. 1–3) по сравнению с таковым из первичных включений во флогопитизированных дунитах (табл. 3, ан. 4–6), так же как и порообразующий клинопироксен (табл. 2, ан. 1–3), содержит больше Ti и меньше Mn и Na.

Флогопит из первичных включений (табл. 3, ан. 7–10), аналогично порообразующему (табл. 2, ан. 6–8), содержит в виде примесей Ti и Ba, но в меньшем количестве: 2.5–4.8 мас. % TiO₂ и 0.16–0.33 мас. % BaO. В дочернем флогопите отмечается высокое содержание Na₂O (1.6–2.1 мас. %). Во вторичных включениях (табл. 3, ан. 11) во флогопите присутствует меньше TiO₂ (1.9 мас. %), Al₂O₃ (10.4 против 12.3–13.8 мас. %), K₂O (6.7 против 7.2–8.2 мас. %), но больше MgO и Na₂O. Среди примесей в нем, кроме BaO, содержится Cr₂O₃, NiO.

Амфибол из первичных включений (табл. 3, ан. 12) в отличие от зерен во флогопитизированных дунитах (табл. 2, ан. 9–12) содержит больше TiO₂ (6.3 против 3.4–4.6 мас. %), MgO (19.4 против

Таблица 1. Химический состав оливинов из дунитов Гулинского массива, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	40.63	39.69	40.82	40.37	40.41	40.27	39.55	40.68	40.92	40.66	40.11	40.88	40.57	39.86	40.23
TiO ₂	н.п.о.	0.01	0.05	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.03	0.06	0.01	0.08	0.05	н.п.о.	0.03	н.п.о	0.03
FeO	10.36	10.87	10.21	9.92	10.15	10.41	10.23	9.98	9.67	10.26	9.96	10.25	10.10	12.12	15.44
MnO	0.11	0.10	0.22	0.20	0.22	0.26	0.45	0.30	0.16	0.17	0.28	0.22	0.19	0.21	0.33
MgO	48.12	49.04	49.25	48.50	48.01	48.89	48.79	47.64	48.93	48.58	46.82	47.66	48.33	46.23	42.70
CaO	0.28	0.30	0.40	0.28	0.32	0.27	0.30	0.27	0.26	0.31	0.35	0.30	0.30	0.41	0.05
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.03	н.п.о.	0.02	н.п.о.	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	н.п.о	0.02
NiO	0.46	0.41	0.35	0.34	0.32	0.34	0.27	0.35	0.40	0.39	0.36	0.33	0.35	0.51	0.26
Сумма	100.04*	100.44	101.33	99.70*	99.43	100.44*	99.62	99.38*	100.44*	100.48	98.03*	99.66	99.88	99.38*	99.06
Si	0.999	0.977	0.991	0.995	0.999	0.987	0.979	1.004	0.999	0.995	1.005	1.007	0.998	0.997	1.019
Fe	0.213	0.224	0.207	0.204	0.210	0.213	0.212	0.206	0.197	0.210	0.209	0.211	0.208	0.253	0.327
Mn	0.004	0.004	0.008	0.007	0.008	0.009	0.017	0.011	0.006	0.006	0.010	0.008	0.007	0.008	0.012
Mg	1.764	1.799	1.781	1.781	1.769	1.786	1.800	1.753	1.780	1.772	1.748	1.750	1.772	1.723	1.612
Ca	0.007	0.008	0.010	0.007	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.011	0.001
Ni	0.009	0.008	0.007	0.007	0.006	0.007	0.005	0.007	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.010	0.005
Fa	10.78	11.06	10.42	10.30	10.61	10.67	10.53	10.52	9.98	10.60	10.66	10.77	10.50	12.83	16.87
Fo	89.22	88.94	89.58	89.70	89.39	89.33	89.47	89.48	90.02	89.40	89.34	89.23	89.50	87.17	83.13

Примечание. 1–14 – неизмененные дуниты, 15 – флогопитизированные дуниты, *в том числе Cг₂O₃ (мас. %): 1, 4, 9–0.06; 6, 11 – 0.08; 8 – 0.07; 14 – 0.05; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Таблица 2. Химический состав породообразующих минералов дунитов Гулинского массива, мас. %

Компоненты	Клинопироксен					Флогопит			Амфибол				Хромшпинелид	Титаномагнетит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
SiO ₂	51.33	51.91	52.20	54.19	53.44	37.80	37.86	39.27	45.34	45.18	45.05	46.26	н.п.о.	1.00
TiO ₂	1.84	1.52	1.54	0.53	0.72	4.04	5.45	4.03	3.41	4.15	4.60	4.31	4.89	14.45
Al ₂ O ₃	1.97	1.35	1.43	0.82	1.57	14.57	14.21	12.77	7.76	7.77	7.57	8.02	6.34	3.50
Cr ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	45.53	1.70
FeO	4.70	5.77	5.61	5.53	5.29	5.94	6.54	5.98	6.32	6.47	6.63	7.13	32.30	69.44
MnO	0.01	н.п.о.	0.02	0.13	0.14	н.п.о.	0.06	0.03	0.09	0.09	0.06	0.12	0.18	0.65
MgO	16.46	16.22	15.80	14.94	16.70	21.50	19.76	22.95	17.62	17.75	17.14	16.45	10.32	4.87
CaO	22.76	22.32	22.45	21.68	20.21	0.16	0.14	н.п.о.	10.65	10.66	10.45	10.43	0.01	0.24
Na ₂ O	0.42	0.39	0.34	1.01	1.00	0.68	0.95	1.48	3.38	3.93	3.89	3.71	н.п.о.	0.08
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.42	8.60	8.80	7.98	0.96	0.84	0.85	0.48	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	н.п.о.	0.04	0.07	0.03	0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.06	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.32	0.10
Сумма	99.49	99.52	99.46	98.86	99.60	93.67*	94.19*	94.85*	95.58	96.90	96.24	96.95	99.89	96.03
Si	1.889	1.917	1.933	2.012	1.964	2.810	2.829	2.862	6.665	6.575	6.597	6.698	0.000	0.036
Ti	0.051	0.042	0.043	0.015	0.020	0.226	0.306	0.221	0.377	0.454	0.507	0.469	0.123	0.390
Al	0.085	0.059	0.062	0.036	0.068	1.276	1.252	1.097	1.345	1.333	1.307	1.369	0.249	0.148
Fe	0.145	0.178	0.174	0.172	0.163	0.369	0.409	0.364	0.777	0.787	0.812	0.863	0.901	2.085
Mn	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.004	0.002	0.011	0.011	0.007	0.015	0.005	0.020
Mg	0.903	0.893	0.872	0.827	0.915	2.382	2.201	2.493	3.860	3.850	3.741	3.550	0.513	0.261
Ca	0.897	0.883	0.891	0.862	0.796	0.013	0.011	0.000	1.678	1.662	1.640	1.618	0.000	0.009
Na	0.030	0.028	0.024	0.073	0.071	0.098	0.138	0.209	0.964	1.109	1.105	1.042		
K	—	—	—	—	—	0.816	0.839	0.742	0.180	0.156	0.159	0.089		
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.200	0.048
Ba	—	—	—	—	—	0.011	0.012	0.010	—	—	—	Ni	0.009	0.003
Mg#	0.86	0.83	0.83	0.83	0.85	0.87	0.84	0.87	0.83	0.83	0.82	0.80		

Примечание. 1–3, 6, 13, 14 – неизменные дуниты, 4, 5, 7–12 – флогопитизированные дуниты; * в том числе: 6 – 0.38 мас. % BaO, 7 – 0.42 мас. % BaO, 8 – 0.36 мас. % BaO. Формульные единицы рассчитаны по количеству катионов в формуле; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

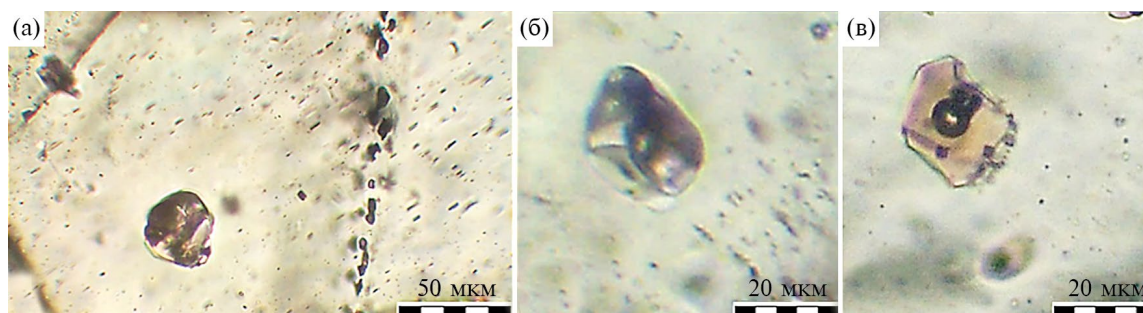


Рис. 2. Первичные расплавные включения в оливине дунитов Гулинского плутона: (а) — одиночное первичное расплавное включение и вторичные включения по трещине; (б) — первичное расплавное включение до прогрева, (в) — то же самое включение после прогрева, $T_{\text{гом}} = 1260^\circ\text{C}$. Изображение в проходящем свете.

16.4–17.8 мас. %), меньше Al_2O_3 (5.6 против 7.6–8 мас. %), CaO (9.2 против 10.6 мас. %) и FeO (3.4 против 6.3–7.1 мас. %).

Нефелин в первичных и вторичных включениях в виде примеси (табл. 3, ан. 13–16) содержит (в мас. %): 1.1–1.2 FeO , 0.3–0.9 MgO , 0.07–0.2 CaO . Минерал в первичных включениях (табл. 3, ан. 13–15) характеризуется повышенным содержанием SiO_2 (44–45 мас. %) и более низким щелочей (15.7–16.5 мас. % Na_2O и 1.8–2.1 мас. % K_2O).

Перовскит в первичных и вторичных включениях имеет одинаковый состав. В нем отмечается (табл. 3, ан. 17, 18) примесь FeO (0.66–0.73 мас. %), Na_2O (0.5–1.14 мас. %) и значительное количество (1.95–2.04 мас. %) SrO .

Для **магнетита** из включений характерно присутствие 0.40–0.82 мас. % TiO_2 , но во вторичных включениях больше FeO (89.8 против 81.1 мас. %), MgO (2.1 против 0.8 мас. %), а также в виде примеси в минерале отмечаются CoO , NiO , V_2O_5 (табл. 3, ан. 19, 20).

В **содалите**, обнаруженном в составе первичных включений в оливине оливин-флогопитовой жилки в дунитах, установлена (табл. 3, ан. 21, 22) примесь FeO (1.3–1.4 мас. %), MgO (0.1–0.3 мас. %), SO_3 (0.2–0.3 мас. %), а также высокие количества Na_2O (18.7–21.4 мас. %) и Cl (7.9–8.1 мас. %).

В редко встречаемых в дунитах мелких зернах **клинопироксена** расплавных включений очень мало. Они бурой окраски, изометричной или призматической формы. Содержимое тонкораскристаллизовано, представлено бесцветными и темными бесформенными дочерними фазами.

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОГРЕТЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

При прогреве первичных расплавных включений в оливине дунитов плавление дочерних фаз начиналось при 835–950°C. В температурном

интервале 1090–1100°C происходило формирование газового пузыря. Полностью расплавлялись кристаллические фазы включений в диапазоне 1200–1225°C. При этих температурах нередко отмечалось перемещение газового пузыря во включениях. При дальнейшем повышении температуры газовый пузырь уменьшался и нередко происходила разгерметизация включений. Зафиксировать температуру гомогенизации удалось лишь при 1270°C. Однако температурный интервал гомогенизации содержимого включений гораздо шире, поскольку в большинстве включений газовый пузырь сохранялся при 1300°C. Прогретые “вслепую” до 1360°C и закаленные единичные сохранившиеся включения были представлены стеклом без газового пузыря. Исходя из большой вероятности разгерметизации включений при высоких температурах, мы при существенном уменьшении размеров газового пузыря нагрев включений прекращали с целью сохранения возможности выяснения химического состава их содержимого. В клинопироксене содержимое включений интенсивно начинает плавиться около 1100°C. При этом слабо различимые контуры становятся отчетливыми у множества дочерних фаз, появляется несколько газовых пузырей. Гомогенизация происходит при 1190–1200°C. Из-за малых (<5 мкм) размеров включений их химический состав не анализировался.

Химический состав прогретых и закаленных 19 включений в оливине представлен в табл. 4. Поскольку в процессе охлаждения между оливином-хозяином и расплавом включений происходит диффузионное перераспределение Fe и Mg , этот состав был нами пересчитан до достижения равновесия между ними. Пересчет проводился по методике (Danyushevsky, Plechov, 2011) с помощью программного пакета Petrolog3, которая учитывает зависимость содержания общего FeO в расплаве от железистости равновесного оливина-хозяина. За исходное значение $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в расплаве мы приняли максимальное содержание FeO в стеклах закаленных расплавных включений, которое составляет

Таблица 3. Химический состав дочерних фаз из первичных и вторичных включений в оливине дунитов и оливин-флогопитовой жилки, мас. %

Компо- ненты	Клинопироксен						Флогопит					Амфи- бол	Нефелин				Перовскит		Магнетит		Содалит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	54.45	55.22	52.44	53.56	54.93	53.83	42.37	40.12	39.41	39.60	40.52	48.63	44.09	44.05	45.60	43.32	0.45	н.п.о.	0.12	0.96	38.61	38.13
TiO ₂	1.58	1.35	1.33	0.95	0.97	1.07	2.49	3.00	4.82	3.18	1.87	6.26	0.12	0.47	0.03	н.п.о.	58.15	57.81	0.82	0.40	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	1.17	0.56	1.80	0.66	0.60	0.71	13.81	13.60	12.35	13.35	10.43	5.58	33.10	32.97	34.01	32.10	н.п.о.	н.п.о.	0.54	н.п.о.	32.41	31.29
FeO	3.01	2.63	3.04	4.43	4.44	4.23	3.26	4.09	4.59	5.61	5.87	3.42	1.15	1.22	1.10	1.14	0.73	0.66	81.15	89.76	1.40	1.33
MnO	0.01	0.05	н.п.о.	0.09	0.13	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	15.56	16.51	16.47	14.69	15.69	14.61	23.66	23.18	21.54	21.92	24.87	19.43	0.49	0.86	0.29	0.58	0.46	н.п.о.	0.79	2.07	0.14	0.33
CaO	22.09	22.84	25.00	22.75	22.97	22.69	0.03	0.02	0.02	0.06	н.п.о.	9.15	0.19	0.17	0.07	н.п.о.	36.54	37.29	0.12	н.п.о.	0.06	0.02
Na ₂ O	0.98	1.04	0.44	1.14	1.04	1.10	2.13	1.82	1.64	1.99	2.32	4.74	16.54	15.75	15.74	19.10	1.14	0.47	0.10	н.п.о.	18.70	21.42
K ₂ O	0.06	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	8.19	7.59	7.77	7.20	6.70	0.99	2.05	2.10	1.80	2.24	0.03	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P ₂ O ₅	0.06	0.09	н.п.о.	0.08	0.07	0.07	0.12	н.п.о.	0.02	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.08	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.92	8.14
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.33	0.17
Сумма	98.97	100.29	100.86*	98.35	100.84	98.41	96.36*	93.74*	94.65*	93.07*	94.25*	98.24	97.73	97.63	98.64	98.48	99.62*	98.12*	83.83	94.61*	99.57	100.83

Примечание. Породы: 1–3, 7–18, 20, 23 – неизменные дуниты; 4–6, 19 – флогопитизированные дуниты, 21, 22 – оливин-флогопитовая жилка в дунитах. Включения: 3, 11, 16, 18, 20 – вторичные, остальные – первичные; *в том числе (мас. %): 3 – 0.34 Cr₂O₃, 7 – 0.30 BaO, 8 – 0.32 BaO, 9 – 0.33 BaO, 0.16 NiO, 10 – 0.16 BaO, 11 – 0.22 Cr₂O₃, 1.21 BaO, 0.24 NiO, 17 – 2.04 SrO, 18 – 1.95 SrO, 20 – 0.5 CoO, 0.66 NiO, 0.26 V₂O₃, н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

Таблица 4. Химический состав прогретых первичных (1–9) и вторичных (10) расплавных включений в оливине дунитов, мас. %

Компоненты	1(2)	2(3)	3(3)	4(1)	5(2)	6(1)	7(3)	8(1)	9(1)	10(2)
	89.71*	89.58	89.23	89.48	89.33	89.58	88.94	88.94	89.58	86.77
	1190**	1260	1360	1300	1155	1260	1360	1360	1260	—
SiO ₂	40.05	39.78	39.45	38.01	39.37	40.53	41.78	41.04	43.20	46.78
TiO ₂	8.45	4.81	9.04	6.26	8.95	4.44	5.42	4.73	3.46	1.29
Al ₂ O ₃	11.97	13.43	13.73	14.98	15.36	15.46	17.30	19.43	7.96	15.89
FeO	4.51	9.88	6.95	5.57	4.83	10.17	5.95	6.80	11.93	6.65
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	7.76	6.94	6.72	7.14	5.21	6.73	3.63	4.17	6.39	3.32
CaO	13.14	12.05	9.41	11.34	8.93	6.70	7.80	5.85	15.15	5.62
Na ₂ O	4.72	4.45	4.89	6.44	5.26	3.92	6.42	7.97	3.04	8.94
K ₂ O	3.10	3.41	3.76	3.68	3.25	2.17	2.83	1.73	2.66	3.27
BaO	0.09	0.17	0.14	0.26	0.12	н.п.о.	0.19	0.17	0.11	—
SrO	0.23	0.12	0.26	0.26	0.30	0.09	0.39	0.44	0.04	—
P ₂ O ₅	1.48	1.56	1.48	1.98	2.02	1.88	1.89	1.39	1.16	2.08
Cl	0.09	0.07	0.11	0.15	0.14	0.04	0.86	0.38	н.п.о.	0.22
SO ₃	0.57	0.61	0.68	0.73	0.85	0.20	0.60	1.10	0.47	0.25
Сумма	96.16	97.28	96.68	96.80	94.59	92.33	95.07	95.24	95.57	94.31
Пересчитанный состав на равновесие с оливином-хозяином										
SiO ₂	40.6	40.84	40.35	38.96	40.79	43.21	42.91	42.49	44.81	—
TiO ₂	6.98	4.25	7.72	5.34	7.18	3.95	4.29	3.89	3.14	—
Al ₂ O ₃	9.9	11.88	11.72	12.77	12.32	13.75	13.7	15.97	7.22	—
Fe ₂ O ₃	1.7	1.76	1.48	1.75	1.4	1.35	1.51	1.42	2.09	—
FeO	10.41	10.35	10.6	10.36	10.68	10.72	10.58	10.69	10.05	—
MgO	11.87	11.93	11.37	10.85	12.01	13.98	11.99	11.6	12.74	—
CaO	10.86	10.65	7.98	9.67	7.16	5.96	6.17	4.81	13.74	—
Na ₂ O	3.9	3.94	4.16	5.49	4.22	3.49	5.11	6.55	2.76	—
K ₂ O	2.56	3.01	3.24	3.14	2.6	1.93	2.24	1.42	2.41	—
P ₂ O ₅	1.22	1.38	1.26	1.69	1.62	1.67	1.5	1.14	1.05	—
T _{равн} , °C	1357	1363	1365	1369	1373	1389	1383	1400	1347	—

Примечание. Включения: 1–8 первичные, 9 – мнимовторичное (?), 10 – вторичные; в скобках – количество включений. T_{равн}, °C – равновесная температура оливина с расплавом. В сумме также учтено присутствие в стекле включений Cr₂O₃ (выделено жирным): 3 – 0.06 мас. %, 7 – 0.01 мас. %, 8 – 0.04 мас. %. н.п.о. – ниже пределов обнаружения.

*Состав оливина Fo, **T_{гом}, °C.

11.93 мас. % (табл. 4, ан. 9), так как валовое содержание FeO_{общ} в дунитах не отражает состав исходного расплава, а определяется, главным образом, составом кумулятивных оливинов. Пересчитанный состав включений приводится также в табл. 4.

В целом пересчитанный химический состав законсервированных в оливине первичных расплавных включений (табл. 4, ан. 1–8) близок к составу оливиновых меланефелинитов: он

малокремнистый (39–43.2 мас. % SiO₂), обогащен титаном (3.9–7.7 мас. % TiO₂), глиноземом (9.9–16 мас. % Al₂O₃), кальцием (4.8–10.9 мас. % CaO), щелочами (5.1–9.7 мас. %) при преобладании Na над K. Расплав содержит также заметные количества фосфора (1.14–1.69 мас. % P₂O₅), бария (0.09–0.26 мас. % BaO), стронция (0.1–0.44 мас. % SrO), 0.2–1.1 мас. % SO₃ и 0.07–0.86 мас. % Cl. С помощью методов SIMS в стекле включений

установлено также 0.59 мас. % F и 0.54 мас. % H₂O. Недостигающая до 100 мас. % сумма компонентов, по-видимому, отражает количество CO₂ в расплаве.

Среди прогретых мнимовторичных включений в оливине обнаружены единичные разности, имеющие пикрито-базальтовый состав (табл. 4, ан. 9). По сравнению с вышеописанными, включения содержат больше SiO₂ (44.8 мас. %) и CaO (13.7 мас. %) и меньше Al₂O₃ (7.22 мас. %) и щелочей (5.17 мас. %).

Единичные проанализированные вторичные включения в оливине имеют нефелинитовый состав. Он включает (в мас. %): 46.78 SiO₂, 15.89 Al₂O₃, 6.65 FeO, 3.32 MgO, 5.62 CaO, 8.94 Na₂O, 3.27 K₂O (табл. 4, ан. 10).

ГЕОХИМИЯ ДУНИТОВ, ОЛИВИНА И СТЕКОЛ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Распределение и количество микроэлементов в рассматриваемых породах, оливине и стеклах расплавных включений в минералах, как показали наши исследования и опубликованные данные (Соболев и др., 2009; Симонов и др., 2016), очень неравномерное.

Оливин практически не содержит редкие и редкоземельные элементы, согласно результатам ионного зонда, поскольку все редкоземельные элементы концентрируются в расплаве (табл. 5, ан. 2). В оливине в незначительном количестве были обнаружены (г/т): Cr 411, Ti 247, V 14.8, Rb 12.4, Sr 0.715, Zr 0.425, Y 0.208 и Yb 0.088. Также, судя по коэффициентам распределения, все вышеперечисленные элементы в большей степени накапливаются в расплаве, кроме Cr, который частично накапливается в оливине.

Расплавные включения в оливине дунитов существенно обогащены некогерентными элементами (табл. 5, ан. 3): LILE и LREE у них на два порядка и даже несколько больше превышают мантийные значения, а от Gd до Yb их концентрации постепенно снижаются на один порядок. Спектры распределения некогерентных элементов (рис. 3), нормализованных к примитивной мантии, имеют отрицательный наклон с отрицательными аномалиями K, Hf и Y и крупными положительными аномалиями Nb и Gd. Обогащенность LREE и отрицательный наклон спектров распределения некогерентных элементов в расплавах косвенно свидетельствует о небольшой степени плавления мантийного источника с сохранением в рестите граната.

Содержания же некогерентных элементов в стеклах включений из хромшпинелидов (Симонов и др., 2016) в 1.5–3 раза ниже, чем в таковом из оливина.

В *дунитах* содержание некогерентных элементов ниже, чем в расплавах, законсервированных во

включениях из оливинов, но оно также довольно высокое для HFSE и LREE и превышает в несколько раз (для Nb, Ta на порядок) мантийные значения (табл. 5, ан. 1). Содержания же HREE в породе ниже мантийных значений. Спектры распределения редких элементов, нормированные на примитивную мантию, имеют куполовидную форму в области распространения HFSE и LREE, а от Gd к Yb образует отрицательный наклон. На кривой распределения некогерентных элементов отмечаются крупные положительные аномалии Ta и Ti и небольшие отрицательные аномалии Sr и Hf (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении полученных результатов изучения состава расплавных включений в оливине дунитов и химического состава породообразующих минералов и дочерних фаз из включений были выявлены как черты их сходства, так и различия с таковыми в гулинских меймечитах, щелочных пикритоидах и оливиновых меланефелинитах (Васильев, Золотухин, 1975; Соболев, Слуцкий, 1984; Соболев и др., 2009; Панина, Моторина, 2013; Симонов и др., 2016; Васильев и др., 2017).

1. *Оливин* во всех рассматриваемых гулинских породах является высокомагнезиальным, содержит примеси Ni, Cr, Ca. В меймечитах и щелочных пикритоидах встречается оливин состава $Fo_{93-80.6}$, в дунитах и оливиновых меланефелинитах — Fo_{90-83} . *Клинопироксен* в дунитах представлен диопсидом и субкальциевым диопсидом, в меймечитах — диопсидом и диопсид-авгитом, в щелочных пикритоидах — субкальциевым авгитом, а в оливиновых меланефелинитах — фассаитом. Все клинопироксены в гулинских ультрабазитах обогащены Na и содержат примесь Ti. Самые высокие количества TiO₂ (3.3–5.65 мас. %) присутствуют в клинопироксенах щелочных пикритоидов, самые низкие (0.5–1.8 мас. %) — дунитов. В клинопироксенах дунитов и меланефелинитов содержится 0.34–0.42 и 0.5 мас. % Na₂O соответственно. А в меймечитах и щелочных пикритоидах количество Na₂O в клинопироксене более высокое, до 0.75 мас. %. Вместе с тем дочерний клинопироксен из включений в оливине дунитов и меланефелинитов имеет самое высокое содержание Na₂O (1–1.14 и 0.8 мас. % соответственно). *Флогопит* в дунитах и меланефелинитах содержит примерно одинаковое количество Na₂O (0.7–1.5 и 0.7–0.9 мас. % соответственно) и TiO₂ (4–5.4 и 5.2 мас. % соответственно) при более высокой примеси BaO во флогопите меланефелинитов (3.75 против 0.32–0.42 мас. %). *Нефелин* из включений в оливине дунитов и меланефелинитов, так же как и породообразующий нефелин меланефелинитов, содержит незначительную примесь CaO (до 0.22 мас. %), тогда как в дочернем нефелине из оливина щелочных пикритоидов ее количество

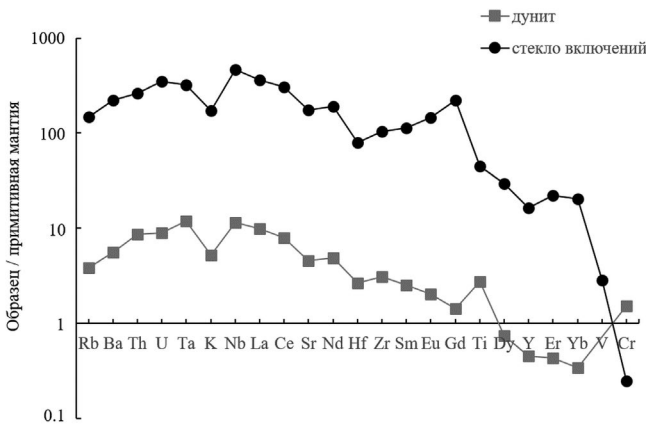


Рис. 3. Мультиэлементные спектры распределения несовместимых элементов в дуните и стекле первичных расплавных включений в оливине, нормированные к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

достигает до 1.35 мас. %. *Титаномагнетиты* в дунитах и меланефелинитах близки по составу и отличаются от такового в меймечитах. В них соответственно отмечается, в мас. %: 14.45 и 16.35 против 20.39 TiO_2 , 1.7 и 3.03 против 0.08 Cr_2O_3 . Создается впечатление, что породообразующие минералы и дочерние фазы из включений в дунитах и меланефелинитах кристаллизовались из расплавов близкого состава, тогда как при кристаллизации минералов в меймечитах и щелочных пикритовидов состав исходных расплавов был другой.

2. Результат изучения первичных расплавных включений свидетельствует, что дуниты Гулинского плутона образовались из обогащенной R, Ba, Sr, Ce, S оливин-меланефелининовой магмы, содержащей в среднем, в мас. %: 42.21 SiO_2 , 5.45 TiO_2 , 12.75 Al_2O_3 , 11.93 FeO, 11.95 MgO, 7.91 CaO, 4.61 Na_2O , 2.52 K_2O . Кристаллизация оливина из магмы осуществлялась при температурах, превышающих 1260°C. Содержимое вторичных включений в оливине отвечало составу нефелининовых расплавов, которые, вероятнее всего, являлись дифференциатами оливин-меланефелининовой магмы. Вместе с тем в редких случаях было зафиксировано, что состав расплавов, законсервированных, возможно, в мнимовторичных включениях, является более высококремнистым (44.8 мас. % SiO_2), более известковистым (13.7 мас. % CaO), менее глиноземистым (7.2 мас. % Al_2O_3) и менее щелочным (5.2 мас. %). Он близок к составу пикритовидных расплавов и не может быть как исходным для меланефелининовой магмы, так и ее дифференциатом. Подобные расплавы, в мас. %: 45–49.6 SiO_2 , 3.6 TiO_2 , 7.4–8 Al_2O_3 , 12.3–13 FeO, 7.9–12.6 MgO, 10.5–11 CaO, 2 Na_2O , 2 K_2O , были зафиксированы при изучении включений в хромшпинелидах гулинских дунитов (Симонов и др., 2016). Расчетным путем

Таблица 5. Петрохимический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав дунита, оливина и стекла включений в оливине и хромшпинелидах

Компоненты	Дунит	Оливин	Стекло включений	
			в оливине	в хромшпинелиде
	1	2	3	4
SiO_2	39.09	40.37	40.04	49.22
TiO_2	0.46	н.п.о.	8.45	3.36
Al_2O_3	0.61	н.п.о.	11.97	8.19
FeO _{общ}	10.56	9.92	4.51	11.59
MnO	0.17	0.22	0.06	0.12
MgO	44.44	48.50	7.71	8.27
CaO	1.07	0.28	13.13	11.68
Na_2O	0.04	0.03	4.71	2.20
K_2O	0.15	—	3.10	1.99
BaO	—	—	0.09	0.00
SrO	—	—	0.22	0.00
P_2O_5	0.04	—	1.48	0.76
Cl	—	—	0.09	0.00
SO_3	0.00	—	0.58	0.00
F	—	—	0.59	0.00
H_2O	—	—	0.54	0.00
Сумма	99.48*	99.32	97.27	98.20*
K	—	—	41400	—
Cr	—	411	652	—
V	—	14.8	234	321
Rb	2.3	12.4	88.6	61.8
Ba	36.9	—	1460	968
Th	0.69	—	20.9	7.48
U	0.18	—	7.08	1.97
Ta	0.44	—	11.8	5.05
Nb	7.51	—	305	111
La	6.41	—	235	92.2
Ce	13.2	—	508	204.11
Sr	90.3	0.715	3460	1465
Nd	6.08	—	240	96.24
Sm	1.03	—	45.7	18.41
Hf	0.75	—	22.6	0
Zr	32.5	0.425	1100	696
Eu	0.31	—	22.4	5.17
Gd	0.77	—	120	14.59
Dy	0.5	—	19.9	8.48
Ti	3326	247	54300	—
Y	1.96	0.203	70.8	30
Er	0.19	—	9.64	3.87
Yb	0.15	0.088	8.91	2.11

Примечание. *В том числе (мас. %): в дунитах — 0.587 Cr_2O_3 , 0.318 NiO, П.п.п. — 1.94; в стекле включений из хромшпинелида — 0.82 Cr_2O_3 . Данные: 1 — средние по (Соболев и др., 2009), 4 — средние по (Симонов и др., 2016).

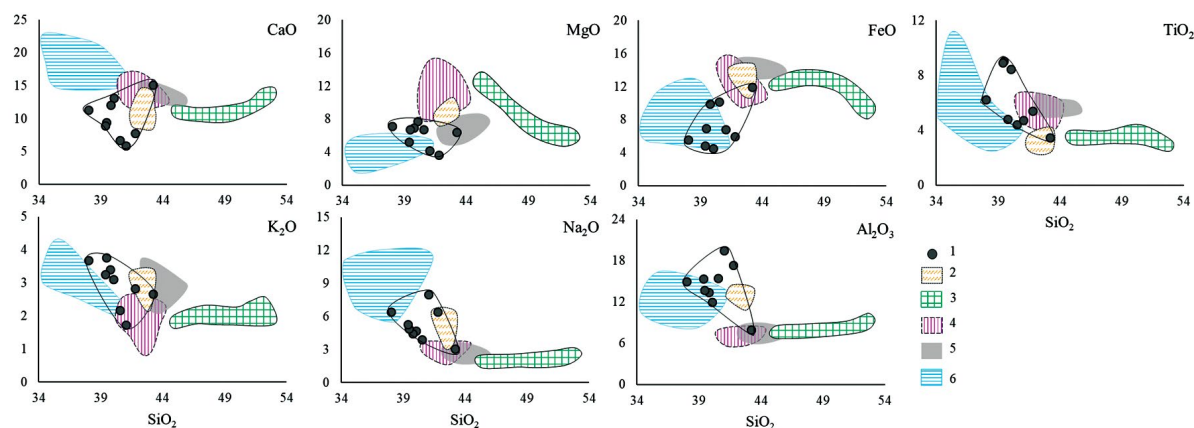


Рис. 4. Бинарная диаграмма зависимости главных оксидов от SiO_2 (в мас. %) в закаленных стеклах расплавных включений в оливине и хромшпинелиде ультраосновных пород Гулинского плутона: 1 – в оливине дунитов, 2 – в оливине мелилитовых меланефелинитов (Васильев и др., 2017), 3 – в хромшпинелиде дунитов (Симонов и др., 2016), 4 – в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009), 5 – в оливине пикритов (Панина, Моторина, 2013), 6 – в оливине кугдитов (Расс, Плечов, 2000).

было показано, что пикробазальтовые расплавы, из которых в температурном интервале 1420–1360°C кристаллизовались хромшпинелиды, могли возникнуть при эволюции пикрито-меймечитовой магмы вследствие внутрикамерной кристаллизации из нее оливина в диапазоне 1500–1380°C (Симонов и др., 2016). Вероятнее всего, присутствие пикрито-меймечитовых законсервированных расплавов в оливине дунитов является результатом их смешивания с оливин-меланефелинитовой магмой на поздней стадии кристаллизации минерала.

На бинарной диаграмме на основе SiO_2 (рис. 4) составы расплавов из включений в оливине дунитов образуют обособленные поля среди составов включений из оливина других ультрабазитов массива. Они отличаются от таковых в меймечитах (Соболев и др., 2009) и щелочных пикритовых порфиритов (Панина, Моторина, 2013) по более высоким содержаниям Al_2O_3 , Na_2O и низким MgO , FeO , но имеют с ними довольно близкие содержания CaO , K_2O , TiO_2 . Состав прогретых включений в хромшпинелидах дунитов (Симонов и др., 2016) содержит гораздо больше SiO_2 , FeO , MgO и меньше Al_2O_3 , щелочей, TiO_2 и довольно близок к высококремнистым мнимовторичным включениям пикробазальтового состава в оливинах дунитов. Наиболее близкий состав включения в оливине дунитов имеют с таковыми в оливине гулинских мелилитовых меланефелинитов (Васильев и др., 2017): составы перекрываются по Al_2O_3 , щелочам, TiO_2 , частично CaO , отличаюсь лишь более низким содержанием FeO и MgO . Довольно близкий состав по K_2O , Al_2O_3 , FeO , TiO_2 включения в оливине дунитов имеют с включениями в оливине гулинских кугдитов (Расс, Плечов, 2000). Полученные

результаты, вероятнее всего, свидетельствуют о том, что формирование оливина дунитов происходило из меланефелинитовой магмы при некотором участии меймечитовых и щелочных пикритоидных расплавов в связи с их вероятным подтоком по рифтовым разломам и последующим некоторым смешением в промежуточной камере.

3. Распределение некогерентных элементов в законсервированных минералах расплавов не противоречит этому выводу. В оливине дунитов расплавные включения содержат очень высокое количество некогерентных элементов, превышающих на два порядка и более мантийные значения, что указывает на недеплетированный характер мантийного источника. Оно заметно выше такового в оливине щелочных пикритоидов (Панина, Моторина, 2013) и меймечитов (Соболев и др., 2009) и довольно близко к стеклам включений в клинопироксене меланефелинитов (Панина, Моторина, 2013). Если учесть, что большинство редких и редкоземельных элементов несовместимы с оливином и остаются в расплаве при его кристаллизации, а в клинопироксене они концентрируются и обедняют остаточный расплав, то количество редких и редкоземельных элементов в расплаве, из которого кристаллизовался оливин меланефелинитов, будет не меньше, а возможно, и больше, чем в расплаве, законсервированном в оливине дунитов. На спайдердиаграмме (рис. 5), нормированной к примитивной мантии, спектры стекол включений в оливине дунитов занимают самое высокое положение. Ниже них располагаются спектры включений, законсервированных в клинопироксене меланефелинитов, а еще ниже – спектры включений в оливине щелочных пикритоидов и меймечитов, а также

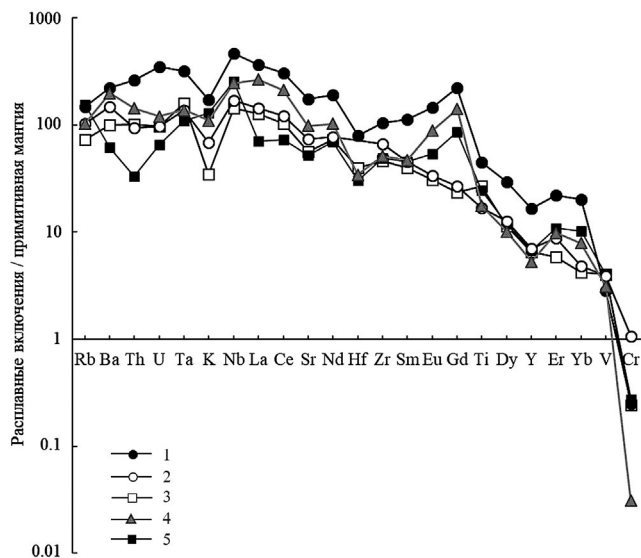


Рис. 5. Мультиэлементные спектры распределения несовместимых элементов в стеклах расплавных включений в минералах ультраосновных пород Гулинского плутона, нормированные к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995): 1 – в оливине дунитов, 2 – в хромшпинелиде дунитов (Симонов и др., 2016), 3 – в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009), 4 – в клинопироксене меланефелинитов (Панина, Моторина, 2013), 5 – в оливине пикритов (Панина, Моторина, 2013).

спектры включений в хромшпинелиде дунитов. Однако последние занимают более высокое положение по содержаниям LILE и LREE и более низкое положение по HREE, по сравнению с таковыми включений в оливине щелочных пикритоидов и меймечитов. Все спектры распределения некогерентных элементов имеют отрицательный уклон. Конфигурация спектра включений в оливине дунитов практически повторяет таковую в клинопироксене меланефелинитов: для них характерны положительные аномалии Nb, Gd и отрицательные K, Sr, Hf, Y. Спектры расплавов, законсервированных в оливине меймечитов и хромшпинелидов дунитов, более плавные с отсутствием крупных положительных (кроме K и Y) аномалий.

4. Индикаторные отношения некогерентных элементов в законсервированных в оливине ультрабазитов расплавов позволяют получить информацию о магматических источниках, их глубине, степени плавления и различиях в составе (Cullers, Graf, 1984; Nash, Crecraft, 1985; Salters, Longhi, 1999; Скляр и др., 2001). Так, $Nb/U = 43$ в законсервированных расплавах из оливина дунитов свидетельствует об участии в маглообразовании мантийного источника. Отношение $Ti/Zr = 49.36$ в таковых говорит о более низкой степени плавления мантийного субстрата, чем при выплавлении

меймечитовых расплавов, у которых $Ti/Zr = 77.6$ (Соболев и др., 2009), поскольку увеличение значений отношения свидетельствует об увеличении степени плавления (Hofmann, 1997). При этом при выплавлении расплавов в обоих источниках в рестите оставался гранат, о чем свидетельствуют значения Ti/Y законсервированных расплавов в оливине дунитов ($Ti/Y = 766.65$) и меймечитов ($Ti/Y = 996.4$) (Соболев и др., 2009). Кроме того, эти значения свидетельствуют о больших глубинах мантийного источника у меймечитов, по сравнению с таковым у дунитов. Значение Ti/Y меньше 530 говорит о малых глубинах источника и присутствии в нем шпинели (Скляр и др., 2001). О различиях в составе магматических источников до процессов субдукции обычно судят по значениям отношения двух несовместимых элементов (Скляр и др., 2001). Считают, что эти значения отношения будут сохраняться неизменными в ходе частичного плавления и фракционной кристаллизации. Согласно полученным данным, в расплавах, законсервированных в оливине дунитов, значения составляют: $Ta/Yb = 1.32$, $Th/Yb = 2.34$, а в таковых в оливине меймечитов (Соболев и др., 2009) – 3.21 и 4.38 соответственно. Следовательно, можно сделать вывод, что мантийные источники у меймечитов и дунитов были разные: располагались на разных глубинах, имели различный состав и различную степень выплавления исходных магм.

ВЫВОДЫ

1. Дуниты Гулинского плутона образовались из меланефелинитовой магмы в результате кристаллизации оливина выше 1260°C и его гравитационной отсадки. Расплавы были обогащены летучими компонентами – CO_2 , S, F, H_2O , а также незначительно Cl.

2. Кристаллизация хромшпинелидов началась из пикрито-меймечитовой магмы и заканчивалась при ее смешении с меланефелинитовыми расплавами. Общность положения магма-контролирующих долгоживущих рифтовых разломов и их неоднократно повторяющаяся активизация способствовали поступлению этих разных родоначальных магм в промежуточные очаги, где происходило их смешивание и кристаллизация.

3. Исходя из высокого уровня концентрации некогерентных элементов в законсервированных расплавах и их индикаторным отношениям, магматические источники для меланефелинитовой и меймечитовой магм располагались в области неистощенной мантии, подвергались частичному плавлению с сохранением в рестите граната. При этом маглогенерация меланефелинитовых расплавов, по сравнению с меймечитовой магмой, происходила при более низкой степени плавления мантийного субстрата и на меньшей глубине.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность И.П. Солововой и анонимному рецензенту, уделившим много внимания обсуждению и критическим замечаниям по содержанию статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Ю.Р.* Петрология ультрабазитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 7–25.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология гипербазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П.* Природа дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах Сибирской платформы // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 3. С. 356–359.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В.* Меймечит-фоидитовый вулканизм Полярной Сибири. Новосибирск: Из-во СО РАН, 2017. 78 с.
- Егоров Л.С.* Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 7. С. 41–56.
- Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый магматизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Ленинград: Недра, 1991. 260 с.
- Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.* Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462–472.
- Кравченко С.М., Багдасаров Ю.А.* Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных массивов (Маймеча-Котуйская карбонатитовая провинция). М.: Наука, 1987. 128 с.
- Куренков С.А.* Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57–70.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
- Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.* Микротермокамера. Ав. свидетельство № 1562816 СССР от 17.05.1990.
- Панина Л.И., Моторина И.В.* Меймечиты, щелочные пикритовые порфириды и меланефелиниты Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия. 2013. № 2. С. 122–144.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.* Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. С. 378–392.
- Панина Л.И., Исакова А.Т., Сазонов А.М.* Оливиниты Крестовской интрузии – продукты кристаллизации ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмы: данные изучения расплавных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 163–177.
- Расс И.Т., Плечов П.Ю.* Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 3. С. 389–392.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П.* Физико-химические условия маглообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311–323.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И. и др.* Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 3. С. 341–345.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И. и др.* Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 2153–2177.
- Скляр Е.В., Гладкогуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных. М.: Наука, 2001. 288 с.
- Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. Т. 25. № 12. С. 97–110.
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др.* Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
- Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y.* Meimechites: highly magnesian alkaline magmas from the subcontinental lithosphere // Lithos. 1995. V. 34. P. 41–59. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)90009-8)

- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 297–313.
<https://doi.org/10.1007/s004100050453>
- Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. High-³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. V. 269. P. 822–825.
<https://doi.org/10.1126/science.269.5225.822>
- Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks // *Kimberlites. Part 7.2. Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 1984. V. 2. P. 239–243.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. A reconnaissance ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2071–2083.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00127-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00127-1)
- Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q07021.
<https://doi.org/10.1029/2011GC003516>
- Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous gradations among primary kimberlitic, carbonatitic, melilitic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 8. P. 1645–1659.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. P. 75–91.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nash W.P., Crecraft H.R. Partition coefficients to trace elements in silicic magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. № 11. P. 2309–2322.
- Salter V.J.M., Longhi J. Trace elements partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 166. P. 15–30.
- Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 11–12. P. 2015–2031.
<https://doi.org/10.1093/petrology/39.11-12.2015>

Genesis of Dunite from the Guli pluton According to Olivine-Hosted Melt Inclusion Data

L. I. Panina¹, A. T. Isakova¹, E. Yu. Rokosova¹

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Olivine from the dunite of the Guli pluton crystallized from olivine-melanephelinite magma at temperatures above 1260°C according to the melt inclusion study. The melts were enriched with volatile components (S, CO₂, F, H₂O, slightly Cl) and contained high amount of incompatible elements. In addition, olivine hosts sporadic inclusions of picrite-basalt composition, which are close to picrite-meimechite melts preserved in chromite of dunite according to literature data. It suggests the influx of picrite-meimechite melts and the mixing of latter with melanephelinite magma were carried out during the formation of dunites in the magma chamber. Based on the indicator ratios of incompatible elements, these melts and melanephelinite magma had different sources, which were located near the undepleted mantle, at different depths and varying degrees of partial melting.

Keywords: dunite, primary melt inclusions, melanephelinite melt, picrite-meimechite melt, Guli pluton

УДК 551.72+551.21(470.22)

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА)¹

© 2024 г. Э. С. Вивдич^{a, b}, Ш. К. Балтыбаев^{a, c, *}, О. Л. Галанкина^a

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

^bСанкт-Петербургский горный университет, Геологоразведочный факультет, Санкт-Петербург, Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 26.10.2022 г.

После доработки 03.06.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

В Мейерской тектонической зоне изучены минеральные реакции в метаморфических породах и восстановлен *P-T* тренд развития этой шовной структуры, по которой протерозойский гранулитовый комплекс Свекофеннского пояса был надвинут на низкотемпературные породы окраины архейского Карельского кратона. Находки реликтового ставролита и других минералов в виде включений в порфириобластах граната позволили выявить *P-T* параметры прогрессивной стадии метаморфизма. По составу реликтовых минералов в порфириобластах граната получены значения температуры 500–600°C при давлении около 5 кбар. Пиковые условия метаморфизма в Мейерской тектонической зоне составляют >700°C и ~7 кбар. Регрессивная стадия начиналась с декомпрессии при указанных выше температурах со сменой гранулитовых гиперстенсодержащих парагенезисов более низкотемпературными – амфиболсодержащими. Дальнейшее понижение *P-T* параметров метаморфизма сопровождалось активным образованием водосодержащих минералов как результата увеличения роли водного флюида в сдвиговой зоне. Тренд эволюции *P-T* параметров пород тектонической зоны направлен “по часовой стрелке” и отражает эксгумацию свекофеннского гранулитового комплекса в ходе орогенеза.

Ключевые слова: тектоническая зона, эволюция, метаморфизм, минеральный парагенезис, термометрия, тренд, эксгумация гранулитов

DOI: 10.31857/S0869590324020046 **EDN:** DCRASR

ВВЕДЕНИЕ

Мейерская тектоническая зона (МТЗ) – одна из главнейших тектонических структур, отделяющих комплексы архейского и палеопротерозойского возраста окраины Карельского кратона от палеопротерозойских комплексов Свекофеннского подвижного пояса в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Породы рассматриваемого района Северного Приладожья метаморфизованы. Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии усиливается с северо-востока на юго-запад от условий зеленосланцевой до гранулитовой фации (Балтыбаев и др., 2000), а в метаморфической эволюции МТЗ выделяется

несколько стадий (Балтыбаев и др., 1996; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

В пределах МТЗ проявлена резкая смена степеней метаморфизма. В северной ее части породы ладожской серии метаморфизованы в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации. Здесь фиксируются первые признаки мигматизации в виде редких лейкосом в мусковит-биотитовых гнейсах (Балтыбаев и др., 2000). Южная часть МТЗ сложена породами гранулитовой фации, которые сильно мигматизированы и ретроградно изменены (Балтыбаев, Вивдич, 2021). Регрессивные процессы наиболее интенсивно проявлены внутри МТЗ в зонах пологого расланцевания.

Для пород Мейерской тектонической зоны ранее не проводилось комплексное изучение ряда минеральных ассоциаций, как и обобщение многочисленных петрографических наблюдений

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590324020081 для авторизованных пользователей.

о последовательности, типах и возможных механизмах минеральных реакций. Настоящая статья нацелена на систематизацию и интерпретацию метаморфических реакций в породах МТЗ, которые отражены в реакционных структурах между минералами. Оценены *P-T* условия метаморфизма пород, содержащих различные минеральные ассоциации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Мейерская зона протягивается более чем на 40 км, плавно меняя субширотное простирание у северо-западной береговой линии Ладожского озера на северо-западное направление далее к территории Финляндии (рис. 1, врезка). Вместе с поясом Саво в Финляндии эта зона входит в состав крупной тектонической структуры региона, которую называют Раахе-Ладожской шовной зоной (Ладожская ..., 2020 и ссылки в ней).

Видимая мощность МТЗ около 20 км, а реконструированная истинная мощность — порядка 6–8 км. В ее пределах выделяются автохтонный и аллохтонный блоки, относящиеся к окраине Карельского кратона и Свекофеннскому поясу соответственно. Граница между автохтоном и аллохтоном была установлена и охарактеризована ранее (Балтыбаев и др., 1996, 2000, 2009). Северная и южная границы МТЗ проводятся условно по изменению характера падения структур от пологопадающих внутри этой зоны к крутопадающим вне ее (рис. 1). В северной части МТЗ присутствуют небольшие гранито-гнейсовые купола, опрокинутые на север и северо-восток, вплоть до образования лежащих изоклинальных складок (рис. 1, разрез).

Структурные особенности МТЗ позволяют интерпретировать ее как зону надвигов, в которой преобладают пологопадающие на юг структуры, одинаково распространенные на севере и юге от главного сместителя, положение которого надежно устанавливается в южной оконечности о. Хавус (рис. 1). Хорошая обнаженность пород в его береговой зоне позволяет выявить наличие резкого контакта для слабо- и сильнометаморфизованных пород, относящихся к разным блокам. Развитие специфических для указанного участка линзовидно-полосчатых мигматитов указывает на проявление сдвиговых деформаций. Есть и другие, в том числе минералого-петрографические свидетельства тектонического контакта, о чем будет сказано ниже. Плоскость главного сместителя имеет падение на юг под углом 20°–30°, что совпадает с наклоном субмеридиональной линейности в метаморфических породах. Указанная линейность фиксируется по шарнирам мелких складок, отдельным вытянутым будинам, а также удлиненным зернам

некоторых метаморфических минералов. Структурно-кинематические элементы в породах МТЗ свидетельствуют о тектоническом перемещении вещества с юга на север в современных координатах, т.е. надвига пород высокотемпературного Свекофеннского блока на относительно низкотемпературные метаморфические породы окраины Карельского кратона. Характерным структурным элементом пород МТЗ является также выдержанное пологое залегание с погружением на юг метаморфической полосчатости и сланцеватости пород.

Полого падающая на юг и юго-запад полосчатость в толщах МТЗ выражена в чередовании гнейсов, лейкосом мигматитов и кристаллических сланцев, а сланцеватость ориентирована параллельно ей. Поверхности сместителей в зонах пластического сдвига маркируются наличием бластомилонитов с линзовидно-полосчатой текстурой. Для тектонической зоны характерно формирование линзовидных тел гранитоидов, которые испытали сильное растяжение и ориентированы параллельно мономинеральной и агрегатной линейности с пологим падением на юг и юго-запад.

МТЗ сложена гнейсами разнообразного состава, мигматитами, амфиболитами и многочисленными телами гранитоидов. Присутствуют также метаморфизованные плутонические породы основного состава. По возрасту протолита породы региона делятся на архейский и протерозойский комплексы.

Породы архейского комплекса присутствуют только в автохтонном блоке МТЗ и представлены преимущественно гранито-гнейсами, среднезернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и полимигматитами. Среди них встречаются биотит-роговообманковые и клинопироксеновые кристаллические сланцы. Породы архейского комплекса сильно деформированы и имеют выраженную сланцеватость, местами в них обнаруживаются изоклинальные складки разных порядков. Для архейских пород характерны куполовидные структуры, получившие название “окаймленных гнейсовых куполов” (“mantled gneiss domes”) (Eskola, 1949). Купола состоят из гранито-гнейсовых ядер архейского возраста, которые обрамляются протерозойскими амфиболитами с горизонтами метакварцитов в основании. Архейский возраст (2.7–2.6 млрд лет) протолита гранито-гнейсовых куполов установлен U-Pb датированием циркона (Тугаринов, Бибилова, 1980; Мыскова и др., 2012; Вревский, 2021).

Породы протерозойского комплекса представлены преимущественно метаосадками и амфиболитами, образованными по толеитовым базальтам (Светов, Свириденко, 1992). Они составляют большую часть разреза и выделяются как ятулий-людиковская

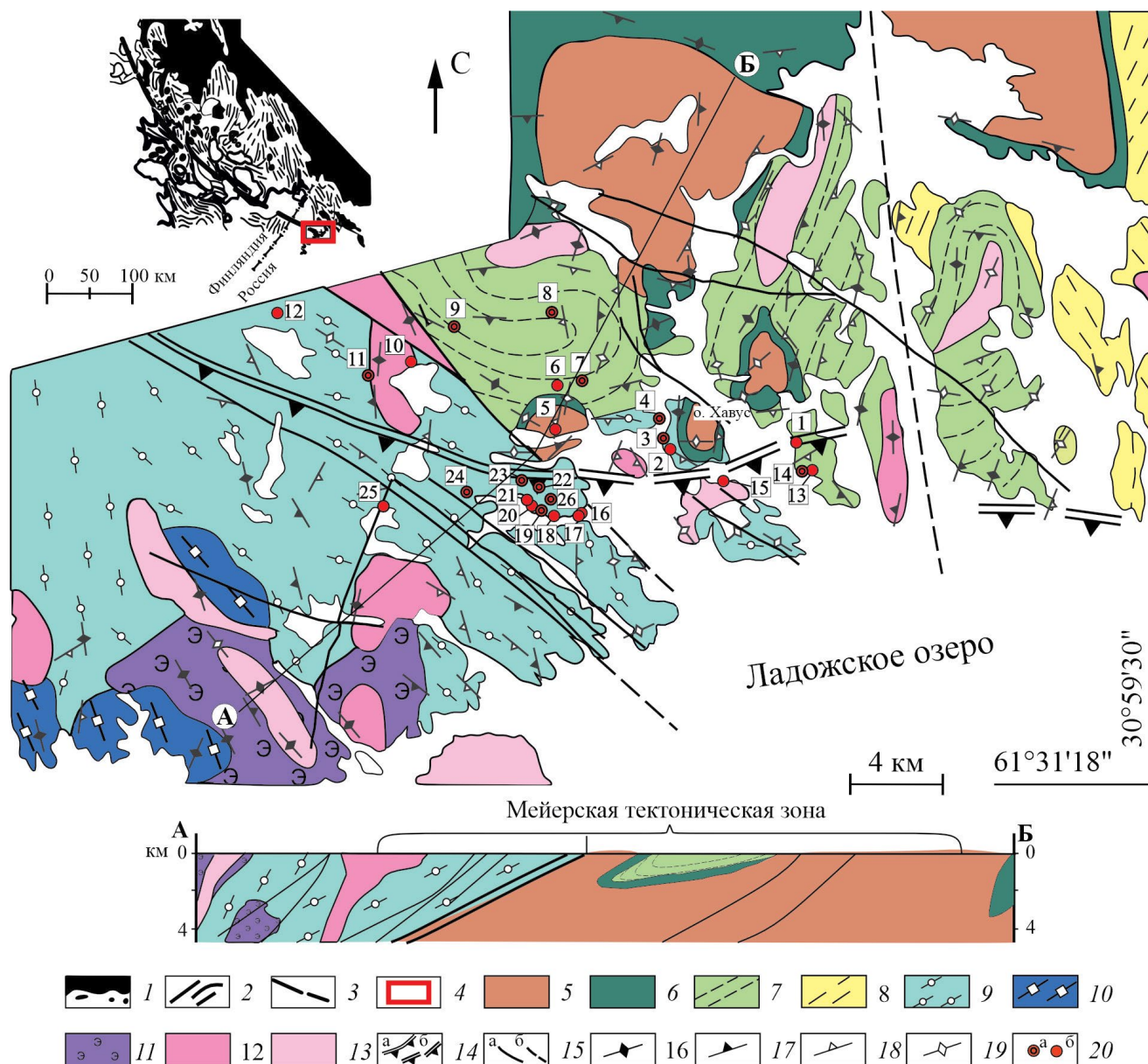


Рис. 1. Схема геологического строения района Мейерской тектонической зоны. 1–4 (на врезке): 1 – архейский фундамент в пределах Карельского кратона и его фрагменты; 2 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 3 – главная сutura Раахе-Ладожской зоны; 4 – изученная площадь Мейерской тектонической зоны. 5 – архейские гранито-гнейсы; 6–10 – палеопротерозойские амфиболиты, сланцы и гнейсы сортавальской, ладожской и лахденпохской серий: 6 – ранний протерозой, метабазиты (амфиболиты) сортавальской серии, 7, 8 – ладожская серия: 7 – мусковитовые, ставролитовые сланцы, 8 – мусковит-биотитовые, гранатовые гнейсы, 9, 10 – лахденпохская серия: 9 – гранат-кордиеритовые, гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, 10 – гиперстеновые гнейсы; 11–13 – свекофенские интрузии: 11 – синорогенный куркиекский комплекс 1.89–1.88 млрд лет (нориты, эндербиты), 12 – синорогенный лауватсарско-импиниеский комплекс 1.88–1.87 млрд лет (ранняя фаза: габбро, диориты, кварцевые диориты; поздняя фаза: тоналиты), 13 – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные 1.87–1.80 млрд лет; 14 – положение главного сместителя тектонической зоны: а – установленное, б – предполагаемое; 15 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 16–19 – ориентировка сланцеватости и гнейсовидности: 16 – субвертикальной (70°–90°), 17 – крутопадающей (50°–70°), 18 – пологопадающей (30°–50°), 19 – субгоризонтальной (0°–30°); 20 – местоположение обнажений, образцы из которых: а – использованы при Р-Т-метрии, б – прочие; цифрами обозначены номера образцов: 1–12 – автохтонного блока (1 – 5442а, 2 – 5267а, 3 – Б-20-455-2, 4 – Б-20-454, 5 – 996-1, 6 – 994-1, 7 – Б-20-425, 8 – Б-20-458, 9 – Б-20-464, 10 – Б-20-461, 11 – Б-20-417, 12 – 4098б), 13–26 – аллохтонного блока (13 – 5445, 14 – 5444а, 15 – 5785, 16 – Б-20-436, 17 – Б-20-435, 18 – Б-20-433, 19 – Б-20-427, Б-20-466, 20 – Б-20-466, 21 – Б-20-441, 22 – 2465v, 23 – Б-20-439, 24 – Б-20-450, 25 – Б-20-448, 26 – 5206в). Разрез по линии А–Б.

сортавальская серия нижнего протерозоя. Как и ахейские, породы данной серии распространены только в автохтонном блоке и отсутствуют в аллохтонном. Время накопления сортавальской осадочно-вулканогенной серии 1.99–1.96 млрд лет (Шульдинер и др., 2000).

Большую часть протерозойского разреза составляют терригенные отложения калевия, представленные метаморфизованными турбидитами (флишем) ладожской серии, которые с перерывом перекрывают толщи сортавальской серии. Этот терригенный комплекс развит как в автохтонном блоке, так и аллохтонном, где в силу высокой степени метаморфизма и потери признаков стратификации назван лахденпохской метаморфической серией (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000). В составе ладожской и лахденпохской серий присутствуют известково-щелочные и субщелочные метавулканиды. Время накопления вулканогенно-осадочных толщ указанных серий составляет 1.92–1.89 млрд лет (Балтыбаев, Левченков, 2005; Ладожская ..., 2020).

Все породы в автохтонном блоке были подвержены двум этапам высокотемпературного метаморфизма, которые, согласно U-Pb изотопному датированию метаморфогенных циркона и монацита, проявились в периоды 1.88–1.86 и 1.81–1.79 млрд лет (Балтыбаев и др., 2005а, 2009). Значительно позднее, 0.4–0.5 млрд лет назад, породы были затронуты низкотемпературными метаморфическими преобразованиями в небольших зонах дислокаций (Балтыбаев и др., 2017).

Породы аллохтонного блока испытали гранулитовый метаморфизм и мигматизацию, возраст которых, согласно данным U-Pb изотопного датирования метаморфогенного циркона и монацита, составляет 1.88–1.86 млрд лет (Балтыбаев и др., 2005а, 2009). Более поздние (1.80 и 0.4 млрд лет назад) метаморфические преобразования в этом блоке проявились локально и фиксируются при U-Pb датировании циркона по нижнему пересечению дискордии с конкордией (0.4 млрд лет), а также возрасту апатита и монацита (1.80 млрд лет) из метаморфизованных плагиогранитов (Балтыбаев и др., 2005б).

Плутонические породы МТЗ

Интрузивные образования распространены как в автохтонном, так и в аллохтонном блоках МТЗ. Наиболее древние из них – ранне- и синорогенные куркиекский норит-эндербитовый и лауватсарско-импиниеский габбро-диорит-тоналитовый комплексы, проявленные небольшими, часто пространственно-сгруппированными массивами (Шульдинер и др., 1995; Балтыбаев и др., 2000). U-Pb возраст пород обоих комплексов близкий – 1.88 и 1.87 млрд лет соответственно (Богачев и др., 1999; Балтыбаев и др., 2004а).

В двух блоках присутствуют фрагменты сильно метаморфизованных даек основного и среднего состава, секущих породы норит-эндербитового и габбро-диорит-тоналитового комплексов. Время внедрения и метаморфизма даек – 1.866 млрд лет (Балтыбаев и др., 2006).

Более поздние (позднеорогенные) калиевые граниты S-типа в МТЗ слагают крупные плутоны, иногда мигматит-плутоны. Согласно U-Pb возрастам циркона и монацита из пород наиболее крупных интрузивных тел, они образовались 1.87–1.86 млрд лет назад (Konopelko, Eklund, 2003; Балтыбаев и др., 2004а, 2004б).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Из Мейерской тектонической зоны было отобрано 27 образцов метаморфических и метаморфизованных интрузивных пород, в которых выявлены реакционные взаимоотношения между минералами (табл. 1). Из образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы для электронной микроскопии и микрозондовых исследований составов минералов (см. Supplementary², ESM_1.xlsx–ESM_8.xlsx). Исследования минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA, оснащённом энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1%. Результаты рентгеноспектрального микроанализа обрабатывались в программе MINAL3 (автор Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН). Фотографии шлифов сделаны с использованием программно-управляемых цифровых фотокамер, установленных на оптических микроскопах и связанных с персональным компьютером.

Для изученных метаморфических пород МТЗ оказались применимы следующие методы “классической” геотермобарометрии:

- 1) гранат-биотитовый геотермометр (GB, Holdaway, 2000);
- 2) гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый геобарометр (GBPQ, Wu et al., 2006);
- 3) гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовый геобарометр (GBMP, Wu, 2015).

Предпочтение вышеприведенному набору было отдано в силу использования общей базы экспериментальных данных при калибровке

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary: ESM_1.xlsx – ESM_8.xlsx – Химический состав минералов; ESM_9.xlsx–ESM_12.xlsx – Список использованных минеральных реакций (для рис. 8, 9, 10 и 12 соответственно).

Таблица 1. Изученные породы и их минеральные ассоциации

Номер образца	Блок	Гранат-биотитовые (± ортопироксен ± амфибол)	Гранат-мусковит- биотитовые	Высокоглиноземистые
5444а	Ал	$Grt + Amp_1 + Opx_1 + Bt + Pl_1 + Qz, Opx_2, Pl_2, Amp_2$		$Grt + Bt + Sil + Crd_1 + Pl + Kfs + Qz, Crd_2, Ms$
5206в	Ал			
5445	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
4098b	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz + Kfs + Ilm, Ms$	
2465в	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Qz \pm Kfs, Bt_2, Ms, Chl$	
996-1	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
994-1	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5267а	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5442а	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
5785	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		
Б-20-417	Авт	$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Kfs, Bt_2, Pl_2$		
Б-20-425	Авт		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Ilm + Rt, Bt_2, Pl_2, Ms, Chl$	
Б-20-427	Ал	$Grt + Bt + Pl + Mc^* + Qz$		
Б-20-427-1	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Mc + Qz, Bt_2, Pl_2, Ms, Chl$	
Б-20-433	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Qz \pm Kfs, Bt_2, Ms, Chl$	
Б-20-435	Ал		$Grt + Bt_1 + Ms_1 + Pl + Qz + Kfs + Rt, Bt_2, Ms_2$	
Б-20-436	Ал	$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz + Kfs, Bt_2, Pl_2$		
Б-20-439	Ал		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs, Ms$	
Б-20-441	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
Б-20-448	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl + Mc + Qz + Rt, Bt_2, Ms, Chl$	
Б-20-450-1	Ал		$Grt + Bt_1 + Pl_1 + Qz \pm Kfs, Bt_2, Pl_2, Ms$	
Б-20-454	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs + Rt, Ms$	
Б-20-455-2	Авт		$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs + Ilm + Rt, Ms$	
Б-20-458	Авт			$Grt + Bt + Pl + Crd + Qz \pm Kfs + Ilm, Ms, Als$
Б-20-461	Авт	$Grt + Bt + Pl + Qz$		
Б-20-464	Авт			$Grt + Bt + Pl + Qz + Sil \pm Kfs + Ilm + Rt$
Б-20-466	Ал	$Grt + Bt + Pl + Qz \pm Kfs$		

*Микроклин диагностирован оптическими методами.

геотермобарометров (Wu et al., 2006; Wu, 2015). Все они включены в программу PTQuick (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009), которая представляет собой банк разнообразных минеральных термометров и барометров. Данный пакет совместно со вспомогательными программами PTQ_Comb и PTQ_Avg (Доливо-Добровольский, 2016а, 2016б) был использован для расчета части P - T параметров минералообразования, когда составы минералов находились в пределах, рекомендованных при калибровке геотермобарометров, и по совокупности данных предполагалось достижение химического равновесия между сравниваемыми минералами.

Для получения значений P и T с проверкой достижения равновесия в минеральных ассоциациях был применен метод TWEEQU (TWQ, winTWQ), позволяющий рассчитать все возможные минеральные реакции с участием минералов–твердых растворов с учетом активностей минералов этих твердых растворов. Метод “мультиравновесной” термобарометрии – TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of EQUilibration state) реализует вышеуказанный принцип с помощью компьютерной программы winTWQ v.264 (Berman, 1991)³. Расчеты выполнялись с дополнениями TWQ_Comb (Доливо-Добровольский, 2006б) и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006а). Преимущество применения данного метода, в отличие от “классической” геотермобарометрии, заключается в использовании для всех минералов внутренне согласованной термодинамической базы данных. В настоящей работе применялась база данных dec06.dat (термодинамические константы) и dec06.sln (модели твердых растворов) (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007). Метод “мультиравновесной” термобарометрии по характеру взаимного пересечения линий минимум трех независимых реакций на P - T диаграмме позволяет судить о наличии или же отсутствии термодинамического равновесия между минералами при конкретных значениях P и T .

Метод THERMOCALC применялся для оценки P - T условий образования ставролита, твердый раствор которого отсутствует в базе данных TWQ и, соответственно, не может быть использован в термобарометрических расчетах с помощью TWQ. Для оценки P - T параметров образования ставролита был использован модуль avPT из программы THERMOCALC v. 3.33 с базой данных tc-ds55s (Holland, Powell, 1998) с дополнением TC_Comb (Доливо-Добровольский, 2013).

Моделирование минеральных парагенезисов в программе PERPLE_X основано на минимизации энергии Гиббса минеральной системы. Данный метод также применялся для оценки P - T параметров

образования ставролита. В настоящей работе моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью версии программы PERPLE_X v.6.9.1 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2022 г.). В расчетах использовалась база термодинамических данных hp62ver (Holland, Powell, 2011) для минералов и твердых растворов биотита Bio(TCC), полевых шпатов (feldspar), хлорита Chl(W), граната Gt(W), шпинели Sp(W), ортопироксена Opx(W), белых слюд Mica(CHA), хлоритоида Ctd(W), ставролита St(W), кордиерита Crd(W), ильменита Ilm(WPH) в системе MnTiNCKFMASH-CO₂ (MnO-TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂) (White et al., 2014). Также использовалась модель силикатного расплава melt(W) (White et al., 2014).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Породы Мейерской зоны представлены преимущественно метавулканиками сортавальской серии и метаморфизованным флишем ладожской (в пределах автохтона) и лахденпохской (в пределах аллохтона) серий. В аллохтонном блоке развиты гранат-биотитовые, гранат-пироксеновые, куммингтонит-, кордиерит- и силлиманитсодержащие парагнейсы и мигматиты по ним, а также метаморфизованные гранитоиды и габброиды. Уровень метаморфизма пород блока соответствует условиям гранулитовой фации умеренных и низких давлений. Предшествующие исследователи оценивают P - T параметры пиковой стадии этого метаморфизма как $T = 750$ – 850°C и P до 5–6 кбар (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2004а, 2009).

В автохтонном блоке МТЗ развиты гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-мусковит-биотитовые, куммингтонит- и силлиманитсодержащие парагнейсы, метагранитоиды и амфиболиты. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации умеренных и низких давлений. Они слабо мигматизированы. Температура пика регионального метаморфизма пород блока не превышала 650 – 700°C при давлении 5–6 кбар (Балтыбаев и др., 2009, 2022; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

Независимо от принадлежности к автохтонному или аллохтонному блокам, среди изученных пород выделяются три группы: гранат-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы. Структура метаморфических пород МТЗ преимущественно кристаллобластовая (лепидонематобластовая, нематолепидобластовая, реже лепидо- и нематогранобластовая) и порфиروبластовая. Текстура полосчатая, сланцеватая, встречаются текстуры будинажа. Мигматиты, широко развитые в наджиге (особенно в аллохтонном блоке), характеризуются полосчатой, складчатой, птигматитовой, сетчатой и другими текстурами.

³ Обновленная версия программы находится по адресу: <http://twq.petrochronology.org/download-wintwq-64-bit>.

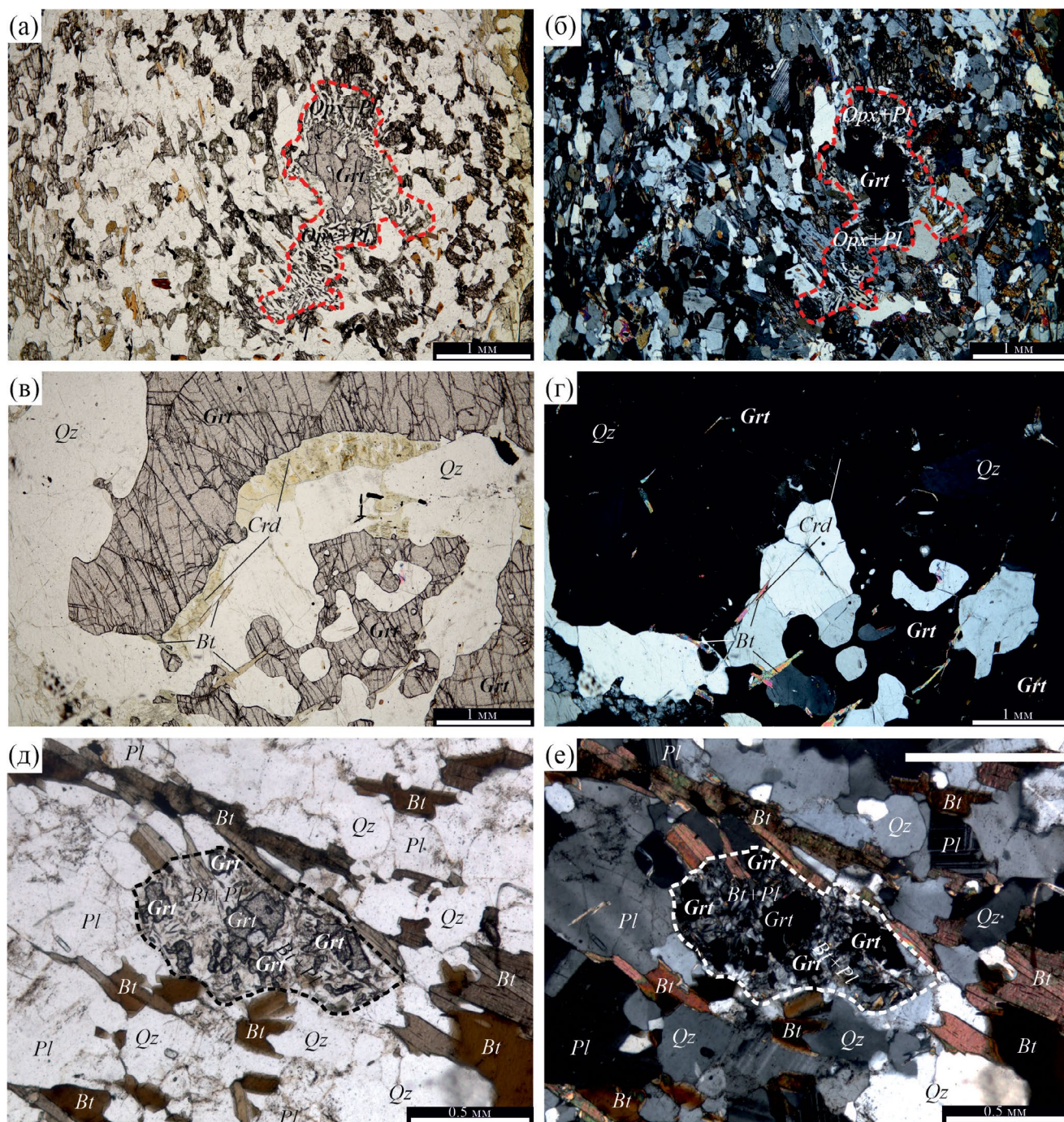


Рис. 2. Микрофотографии шлифов метаморфических пород МТЗ, сохранивших следы протекания минеральных реакций пиковой и регрессивной стадий минералообразования: (а, б) — обр. 5444а, в котором наблюдаются гиперстен-плагиоклазовые симплектиты, образованные вокруг порфиробласта граната; (в, г) — обр. 5206в с кордиеритовой каймой вокруг граната; (д, е) — обр. Б-20-417 с интенсивным замещением граната плагиоклаз-биотитовым агрегатом.

Высокотемпературные парагенезисы в изученных образцах пород включают гранат, биотит, плагиоклаз и кварц, а в обр. 5444а присутствуют ортопироксен и роговая обманка (рис. 2а, 2б). Поздние ассоциации включают калиевый полевой шпат

и часто развивающийся по нему мусковит. Второстепенными минералами являются кордиерит и силлиманит. Присутствие в породах этих минералов, а также вторичных фибролита и андалузита, позволило выделить группу высокоглиноземистых

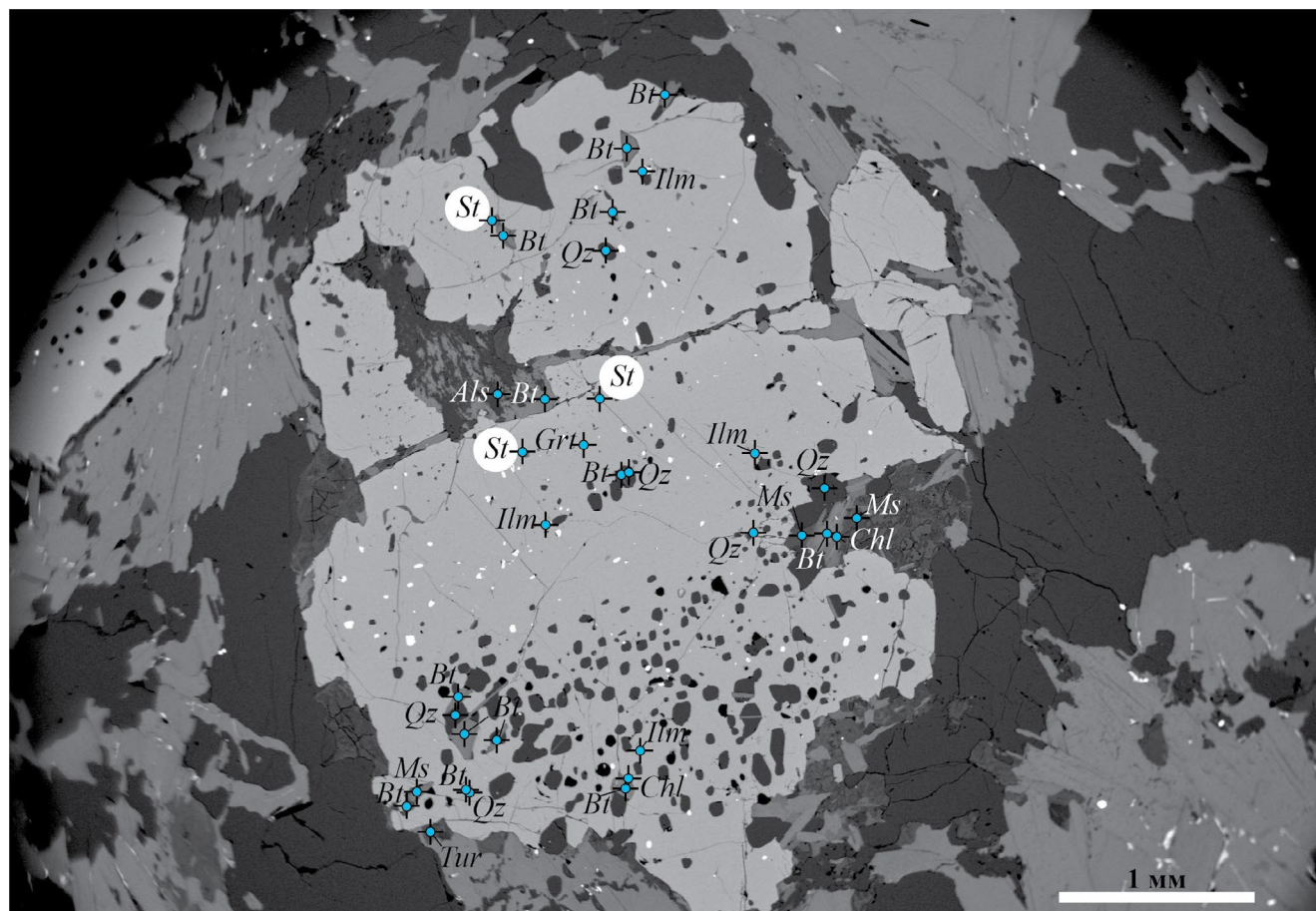


Рис. 3. BSE-изображение порфиробласта граната из обр. Б-20-458 (автохтонный блок МТЗ) с большим количеством минеральных включений, в том числе зерен ставролита.

метапелитов. В породах биотит часто замещается хлоритом, плагиоклаз — серицитом, кордиерит — пинитом. В качестве акцессорных минералов присутствуют монацит, циркон, апатит, турмалин, ксенотим. Несколько зерен ставролита были обнаружены лишь в обр. Б-20-458 в виде включений в порфиробласте граната (рис. 3). В породах присутствуют ильменит и рутил, реже сульфиды (пирротин, халькопирит, пирит).

Гранат. Гранат метапелитов МТЗ представлен пироп-альмандиновой разновидностью (рис. 4а, 4б; см. Supplementary, ESM_1.xlsx). В породах автохтона, в сравнении с составами из пород аллохтона, встречаются наиболее богатые СаО и МпО гранаты. Хотя точки составов в значительной степени перекрываются, можно выделить гранаты из гранат-биотитовых гнейсов, включающие наиболее марганцевые (до 30 мол. % *Sps*⁴) и наиболее кальциевые (до 18 мол. % *Gr*⁵) разновидности (рис. 4б). В группах гранат-мусковит-биотитовых и высокоглиноземистых

гнейсов диапазоны изменения содержания указанных минералов более узкие. Наблюдаемые вариации состава граната в метапелитах связаны с наличием регрессивной зональности по содержаниям MgO и FeO (рис. 5д–5е).

Биотит. Магнезиальность⁵ биотита пород МТЗ изменяется от 0.3 до 0.7 и несколько отличается для гнейсов аллохтона или автохтона ($X_{Mg}^{Al} \sim 0.3–0.6$; $X_{Mg}^{ABT} \sim 0.4–0.7$) (рис. 4в, 4г; см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Содержание Al^{IV} варьирует от ~1.1 до 1.4 форм. ед., Al^{VI} присутствует в количестве 0.2–0.7 форм. ед. Содержание Ti^{VI} не превышает ~0.3 форм. ед. (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Мусковит. Примесь парагонитового компонента⁶ в позднем мусковите не превышает 0.20 (см. Supplementary, ESM_3.xlsx), причем наибольшие

⁴ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010, *Sdp* — сидерофилит).

⁵ $X_{Mg} = \frac{Mg^{2+}}{(Mg^{2+} + Fe^{2+})}$.

⁶ $X_{Pg} = \frac{Na^+}{(Na^+ + Ca^{2+} + K^+)}$.

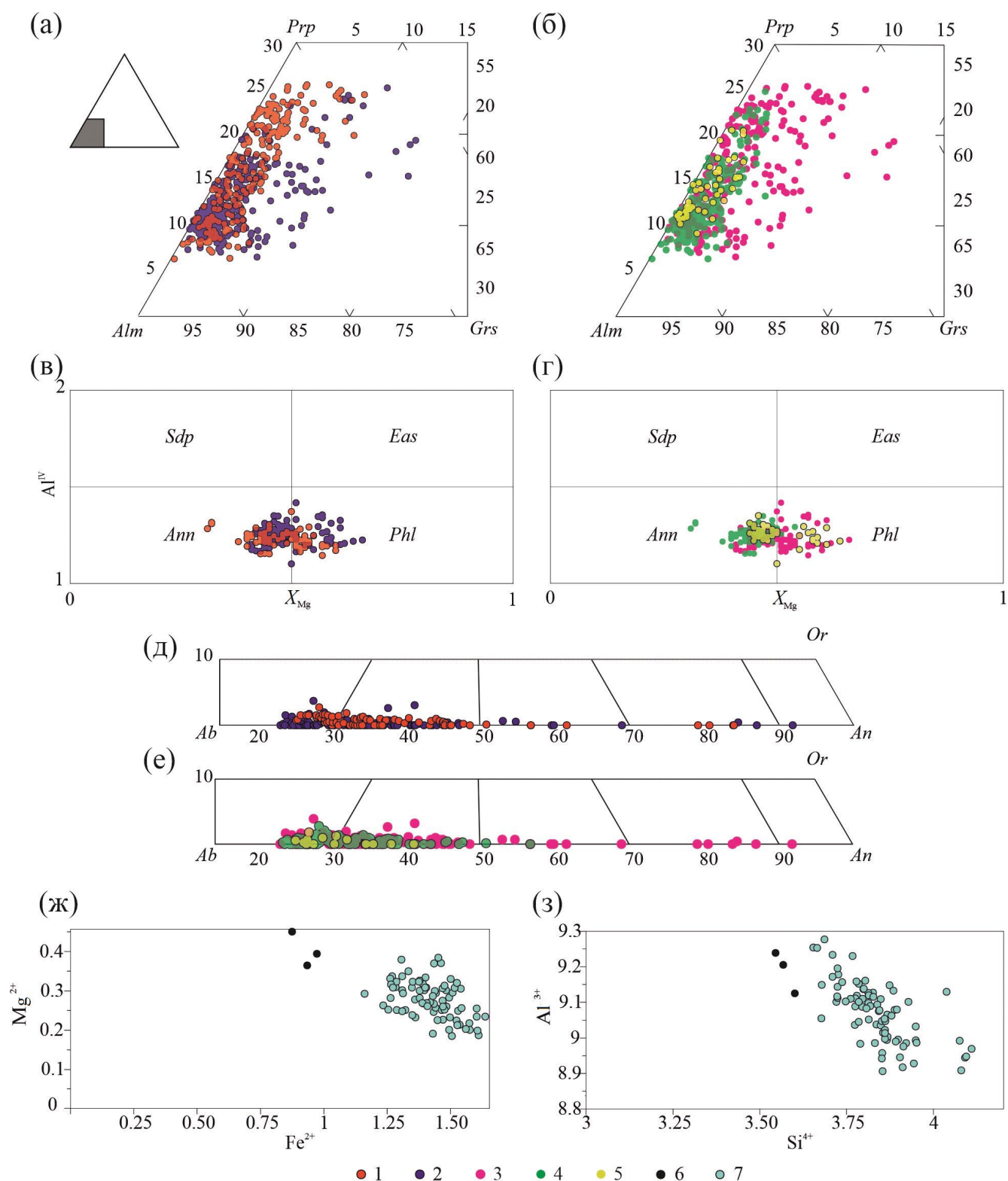


Рис. 4. Диаграммы особенностей химического состава граната (а, б), биотита (в, г), плагиоклаза (д, е) и ставролита (ж, з) из изученных пород Мейерской тектонической зоны. Точками разного цвета показан состав минералов пород (1) аллохтонного и (2) автохтонного блоков МТЗ для групп пород (3–5): 3 – гранат-биотитовой, 4 – гранат-мусковит-биотитовой, 5 – высокоглиноземистой. Для сравнения состава ставролита из обр. Б-20-458 автохтонного блока МТЗ (6) на диаграммах (ж, з) представлен состав этого минерала из ставролитовых сланцев ладожской серии (7), распространенных к северу от МТЗ.

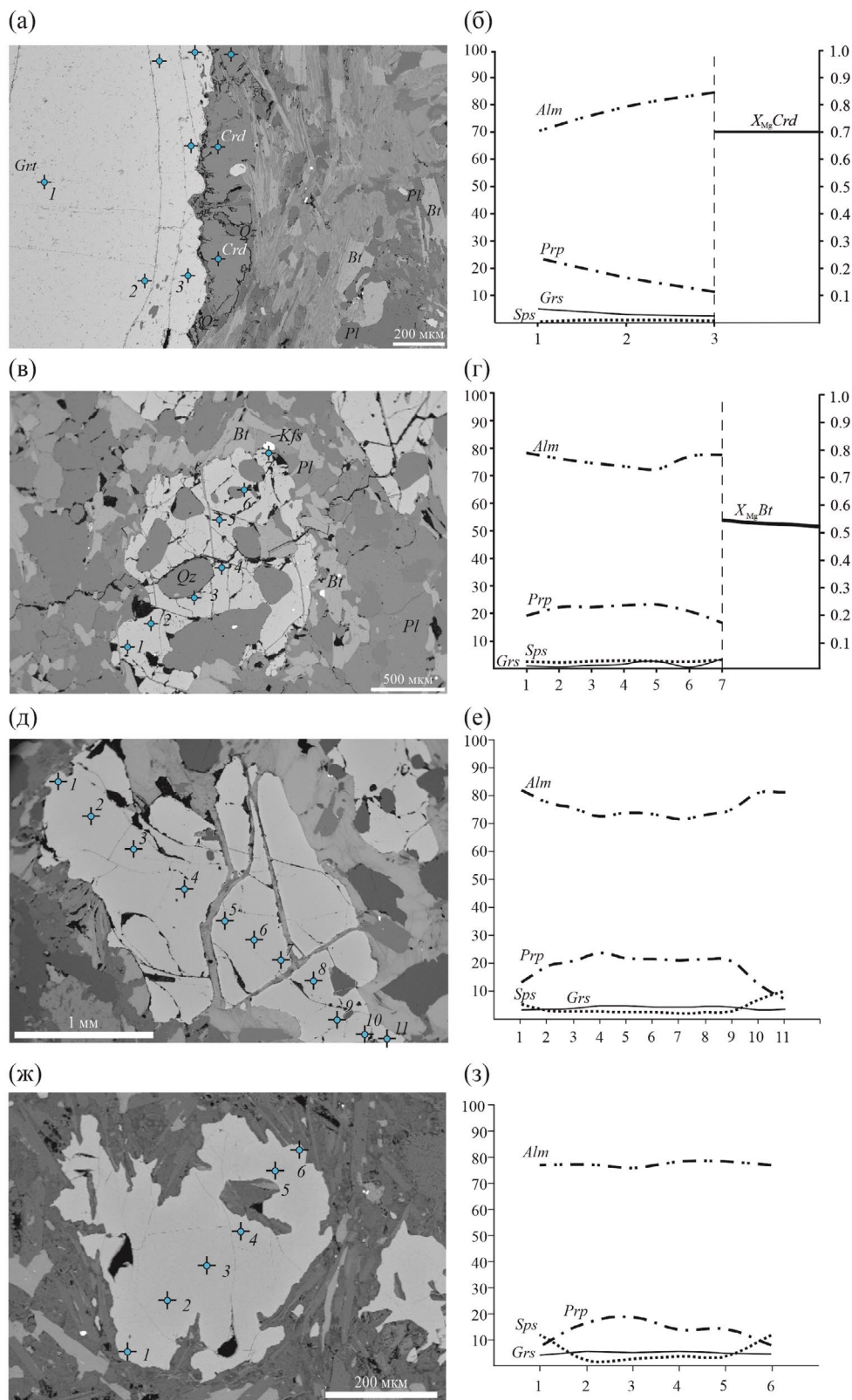


Рис. 5. BSE-изображения порфиробластов граната из образцов, соответственно, 5206в (а), Б-20-427 (в), Б-20-448 (д) и Б-20-439 (ж), а также профили (б, г, е, з) изменения содержания альмандина (*Alm*), пирропа (*Prp*), спессартина (*Sps*) и гроссуляра (*Grs*) через точки, номера и местоположение которых указаны на зернах; жирными линиями показано изменение магнезиальности (X_{Mg}) кордиерита (б) и биотита (г) на контакте с гранатом.

значения ($X_{Pg} > 0.12$) характерны для пород автохтонного блока МТЗ. В октаэдрической позиции отмечаются примеси Mg (до 0.1 форм. ед.), Fe^{3+} (до 0.1 форм. ед.), Fe^{2+} (до 0.07 форм. ед.) (см. Supplementary, ESM_3.xlsx).

Плаггиоклаз. Состав плаггиоклаза в основном изменяется от 24 до 51 мол. % *An* (рис. 4д, см. Supplementary, ESM_4.xlsx). В группе гранат-биотитовых гнейсов встречаются и более кальциевые составы (вплоть до 92 мол. % *An*) (рис. 4е), однако они редки, а порой специфичны (основной плаггиоклаз в составе симплектитовой каймы вокруг порфиробласта граната в обр. 5444а).

В гранат-мусковит-биотитовых гнейсах плаггиоклаз содержит от 24 до 57 мол. % *An*, а в высокоглиноземистых породах — от 25 до 41 мол. % *An* (рис. 4е). Содержание ортоклазового минала не превышает 4 мол. %.

Ставролит. Ставролит, обнаруженный в виде включений в порфиробласте граната в обр. Б-20-458 (рис. 3), отличается от таковых, известных в ставролитовой зоне метаморфического комплекса пород севернее МТЗ (Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Борисова, Балтыбаев, 2021), содержанием магния Mg (0.37–0.45 форм. ед. и 0.19–0.39 форм. ед. соответственно; X_{Mg} 0.2 против 0.12–0.17, соответственно) и кремния Si (3.60 форм. ед. и 3.65–4.11 форм. ед. соответственно). Содержание Ti не превышает 0.1 форм. ед. Содержание Zn в ставролите из обр. Б-20-458 достигает 0.11–0.23 форм. ед. при его содержании <0.1 форм. ед. в ставролите из метапелитов к северу от МТЗ (см. Supplementary, ESM_5.xlsx).

Ортопироксен совместно с плаггиоклазом основного состава (60–92 мол. % *An*) и кварцем образует симплектитовые каймы вокруг порфиробласта граната в гранат-роговообманково-гиперстен-биотитовом гнейсе, обр. 5444а (рис. 2а, 2б). По составу ортопироксен в кайме соответствует гиперстену (X_{Mg} 0.44–0.49; Ca 0.02–0.03 форм. ед.; Al^{VI} 0.03–0.05 форм. ед.) (см. Supplementary, ESM_6.xlsx).

Кордиерит характерен для высокоглиноземистых пород. Магнезиальность X_{Mg} кордиерита из разных образцов меняется в диапазоне 0.62–0.79 (см. Supplementary, ESM_7.xlsx), зональность при этом не зафиксирована. В обр. 5206в присутствуют скопления игольчатого силлиманита в центральных частях зерен кордиерита (X_{Mg} 0.65), расположенных в матриксе гнейса. В том же образце обнаружен кордиерит (X_{Mg} 0.67–0.73), образующий кайму (рис. 2в, 2г) вокруг крупного зерна граната пироп-альмандинового состава с отчетливой регрессивной зональностью от $Alm_{69}Prp_{24}Grs_6Sps_1$ в центре до $Alm_{84}Prp_{10}Grs_3Sps_3$ к краю.

Хлорит. Вторичный минерал, развивающийся преимущественно по биотиту, реже — по

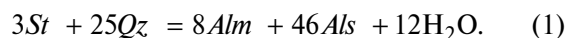
гранату (рис. 6д, 6е). Магнезиальность X_{Mg} колеблется в пределах 0.43–0.57.

Рутил и ильменит. В единичных случаях рутил и ильменит сосуществуют в одной породе, тогда как в подавляющем большинстве образцов они встречаются по отдельности. Ильменит характеризуется примесью пиррофанитового ($MnTiO_3$) компонента до 3.4 мол. %, гейкилитового ($MgTiO_3$) — 2.9 мол. % (рис. 7а; см. Supplementary, ESM_8.xlsx). Как рутил, так и ильменит присутствуют в виде включений в породообразующих минералах и в основной массе породы.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ

Прогрессивная стадия минералообразования

Информация о прогрессивной стадии эволюции пород МТЗ отражена в минералах, содержащихся в виде включений в зернах граната. Важнейшим индикатором является ставролит, найденный в виде включений в крупном порфиробласте граната в обр. Б-20-458 из автохтонного блока. Поскольку этот минерал неустойчив при высоких температурах, то он должен характеризовать условия прогрессивной, возможно пиковой, стадии метаморфизма пород автохтонного блока. Ставролит приурочен как к центральной, так и к краевым частям крупного зерна граната (рис. 3). Он ассоциируется с включениями биотита, ильменита, плаггиоклаза, кварца, силиката алюминия. Отсутствие ставролита в других породах МТЗ позволяет предположить, что он является реликтовым, образовавшимся на прогрессивной стадии метаморфизма. Захват зерен ставролита при росте граната может происходить в ходе реакции:



Основываясь на составах минералов и валовом составе образца, были оценены возможные *P-T* условия устойчивости ставролита в породе.

Пиковая и регрессивная стадии минералообразования

Пиковая, а особенно регрессивная, стадия развития пород МТЗ выражена в разнообразных минеральных взаимоотношениях (рис. 2а–2е). Наиболее ранние минеральные реакции характеризуют условия метаморфизма гранулитовой фации, переходящие к амфиболитовой фации.

Гиперстен-плаггиоклазовые короны, места, содержащие роговую обманку (рис. 2а, 2б), были обнаружены в гранат-роговообманково-гиперстен-биотитовом гнейсе (обр. 5444а) в толще

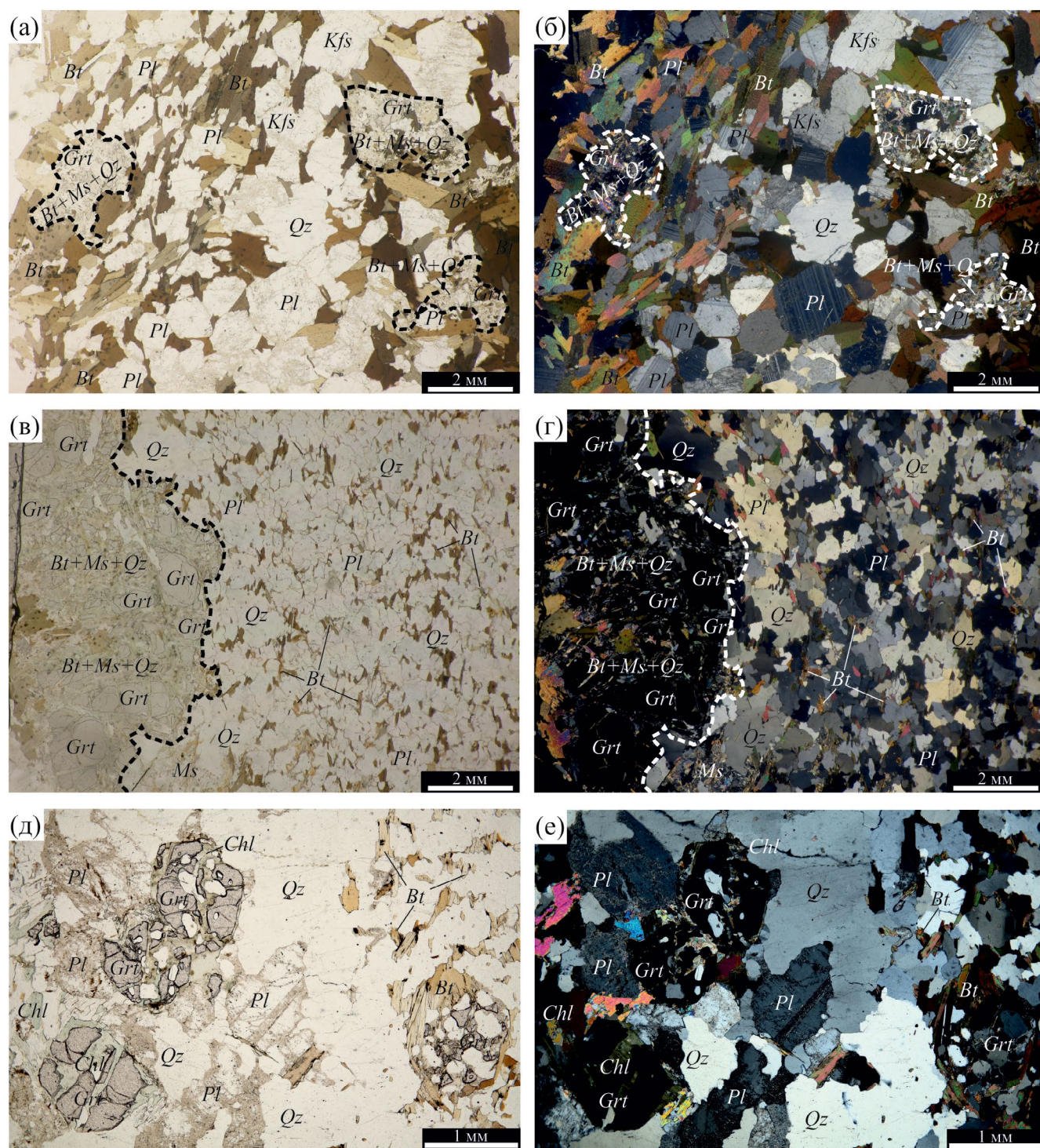


Рис. 6. Микрофотографии шлифов гранат-мусковит-биотитовых гнейсов МТЗ с признаками протекания низкотемпературных реакций образования мусковитовых ассоциаций: (а, б) – обр. Б-20-439 с интенсивным замещением граната кварц-мусковит-биотитовым агрегатом; (в, г) – обр. Б-20-425 с замещением граната биотитом, мусковитом и кварцем, развивающимися по трещинам в крупном порфиробласте граната; (д, е) – обр. Б-20-433 низкотемпературного замещения граната хлоритом, вероятнее всего, образованным по биотиту.

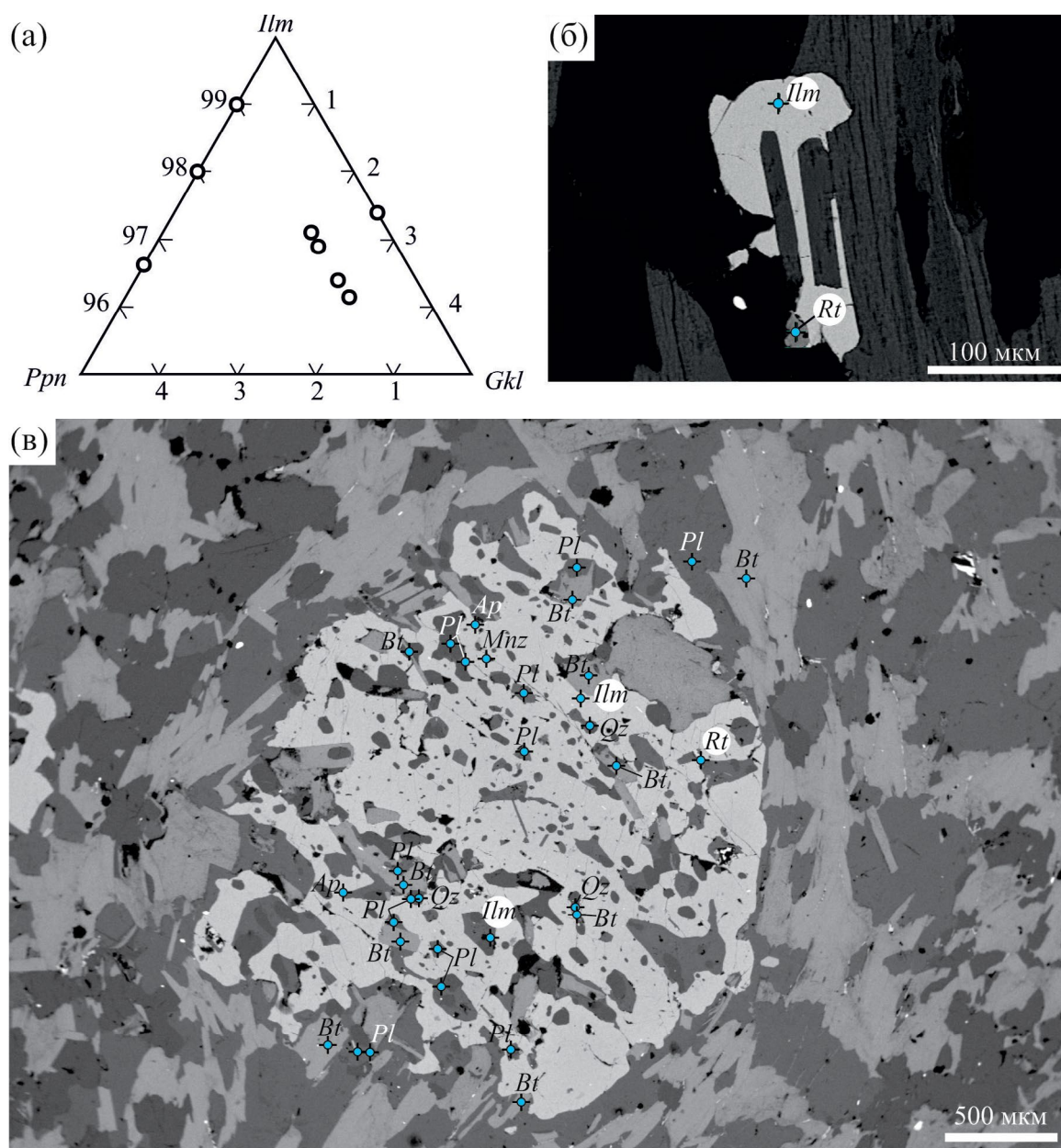
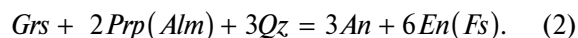


Рис. 7. Особенности химического состава твердого раствора ильменита (а) с компонентами: ильменита (FeTiO_3), пиропанита (MnTiO_3) и гейкилита (MgTiO_3); BSE-изображения участков прозрачно-полированных пластинок пород, в которых обнаружены ильменит (*Ilm*) и рутил (*Rt*): (б) — обр. Б-20-464, (в) — обр. Б-20-455-2.

гранат-биотитовых мигматитов аллохтонного блока к югу от о. Хавус (см. рис. 1). Подобные структуры уникальны для пород Северного Приладожья. Гранат отличается от граната метapelитов повышенным содержаниемgrossуларовой составляющей ($\text{Alm}_{61-68}\text{Prp}_{18-8}\text{Grs}_{18-16}\text{Sps}_{5-8}$). Плагиоклаз в кайме содержит от 83 до 92 мол. % *An*, а в матрице он зональный с вариациями 80–81 мол. % *An* в ядрах и 88–90 мол. % *An* по краям зерен. Присутствуют также включения более кислого (77 мол. % *An*) плагиоклаза в гранате.

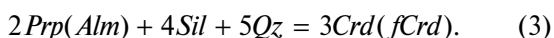
Подобные структуры замещения граната ортопироксен-плагиоклазовыми симплектитамии объясняются реакцией (Petrakakis, 1986; Vrána, 1989; Stüwe, Oliver, 1989; Van der Wal, Vissers, 1996; Villaseca et al., 1999; Zhao, 2000, 2001; Suda et al., 2006; Tong, Wilson, 2006 и др.):



В соответствии с ней при образовании гиперстена и плагиоклаза происходит поглощение

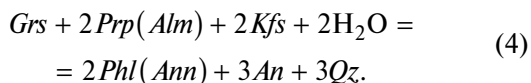
кварца. Хотя в *Орх-Pl* короне из обр. 5444а присутствуют единичные микроскопические включения кварца, они сосредоточены в зернах плагиоклаза. Расчет баланса масс показал, что избыточный кварц не может образоваться за счет кристаллизации более основного плагиоклаза, соответственно, с меньшим содержанием кремнезема. Вероятно, кварц является реликтовым, сохранившимся в симплектиках ортопироксена и плагиоклаза в процессе их развития по гранату.

Реакционные структуры в виде кайм кордиерита вокруг граната (рис. 2в, 2г) обнаружены в высокоглиноземистом метапелите (обр. 2465в), отобранном вблизи северной границы аллохтонного блока МТЗ (центральная часть п-ова Низемлянхови). Согласно наблюдениям, описанным в (Hollister, 1977), при замещении граната кордиеритом Mg предпочтительно перераспределяется в последний, а гранат обогащается алмандиновым компонентом (рис. 5а, 5б). Образование оторочек отвечает реакции:



Силлиманит присутствует в центральных частях зерен кордиерита в матрице, но отсутствует в реакционных каймах. Таким образом, силлиманит полностью расходовался в ходе реакции (3), ограничивая степень ее протекания. Первичная минеральная ассоциация в высокоглиноземистом гнейсе включала гранат, кварц, биотит, плагиоклаз, силлиманит, кордиерит ($\pm$ калиевый полевой шпат). Поздний кордиерит вокруг граната образовался при декомпрессии на ретроградном этапе метаморфизма пород аллохтонного блока МТЗ.

Замещение граната кварц-плагиоклаз-биотитовыми агрегатами (рис. 2д, 2е) происходит по реакции:



Разложение граната приводит к увеличению магнетиальности биотита и снижению магнетиальности внешних зон граната (рис. 5в, 5г). Согласно различным исследованиям (например, Escuder Viruete et al., 2000; Prasad et al., 2005), подобные реакции идут при увеличении активности воды на фоне декомпрессии. Породы МТЗ содержат свидетельства повышения активности воды и щелочных компонентов на поздних этапах эволюции метаморфизма (Балтыбаев и др., 2022). Не исключено, что повышение активности воды было связано с ее высвобождением при кристаллизации лейкосом мигматитов. Возможно, также, что оно было обусловлено высвобождением ее при кристаллизации диорит-тоналитовых интрузий, повсеместно распространенных в районе (Балтыбаев и др., 2000).

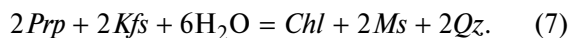
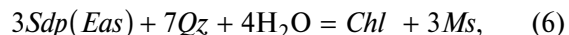
Ассоциация граната и биотита с поздним мусковитом широко распространена в породах МТЗ. Появление водосодержащих минералов в целом имело место на ретроградном этапе развития метаморфических пород. Результаты минеральной термобарометрии (Балтыбаев, Вивдич, 2021) позволили сделать вывод о формировании ранних гранат-биотитовых парагенезисов в условиях верхов амфиболитовой и низов гранулитовой фаций. Мусковит отслеживался в более низкотемпературных и низкобарических условиях по реакции (Escuder Viruete et al., 1997):



В изученных гнейсах аллохтонного и автохтонного блоков МТЗ мусковит также является поздним минералом, мелкие чешуйки которого совместно с кварцем и поздним плагиоклазом замещают ранние минералы (рис. 6а–6г). Присутствие кварц-плагиоклаз-биотитовых агрегатов в совокупности с ксеноморфными “корродированными” зернами граната свидетельствует о протекании ретроградных реакций, предшествующих образованию мусковитовой ассоциации. Отсутствие реликтов силиката алюминия, вероятно, связано с его полным расходом в ходе реакции (5).

В гранат-мусковит-биотитовых гнейсах (обр. Б-20-439 и Б-20-425) поздний мусковит обогащен Ba 0.06 форм. ед., тогда как сосуществующий со слюдой калиевый полевой шпат характеризуется присутствием 1.7 мол. % цельзианового минала $Ba[Al_2Si_2O_8]$ (см. Supplementary, ESM_3.xlsx). Указанные особенности химического состава новообразованного мусковита объясняются наследованием Ba из исходного калиевого полевого шпата.

Наряду с мусковитом, хлорит также является распространенным поздним минералом, образующимся преимущественно по биотиту, реже по гранату. Например, в обр. Б-20-433 гранат-биотитового гнейса из аллохтонного блока (рис. 6д, 6е) хлорит развивается, предположительно, согласно одной из следующих реакций:



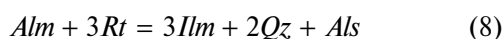
В некоторых образцах метаморфических пород МТЗ присутствуют ильменит и рутил. Они встречаются как в матриксе пород, так и в виде включений в гранате, биотите, реже в кварце и плагиоклазе. В большинстве пород одновременное присутствие рутила и ильменита не было выявлено. Однако в обр. Б-20-455–2 и Б-20-425 гранат-мусковит-биотитовых гнейсов и высокоглиноземистого гнейса, обр. Б-20-464, обнаружены оба эти

Таблица 2. Минеральные реакции, характерные для выделенных групп метаморфических пород Мейерской тектонической зоны

Порода	Прогрессивная стадия	Пиковая и регрессивная стадии	
Гранат-биотитовые гнейсы	$3St + 25Qz = 8Alm + 46Als + 12H_2O^{**}$	$Grs + 2Prp(Alm) + 3Qz = 3An + 6En(Fs)^*$ $Alm + 3Rt = 3Ilm + 2Qz + Als^{**}$ $Grs + 2Alm + 6Rt = 6Ilm + 3Qz + 3An^{**}$	$Opx + H_2O = Hbl + Qz^*$ $Grs + 2Prp(Alm) + 2Kfs + 2H_2O = 2Phl(Ann) + 3An + 3Qz$
Гранат-мусковит-биотитовые гнейсы			$Grs + 2Prp(Alm) + 2Kfs + 2H_2O = 2Phl(Ann) + 3An + 3Qz$ $Kfs + Als + H_2O = Ms + Qz$ $3Eas(Sdp) + 7Qz + 4H_2O = Chl + 3Ms$ $2Prp + 2Kfs + 6H_2O = Chl + 2Ms + 2Qz^*$
Высокоглиноземистые гнейсы			$2Prp(Alm) + 4Sil + 5Qz = 3Crd(fCrd)^*$ $Kfs + Als + H_2O = Ms + Qz$

*Реакционные взаимодействия наблюдаются только в образцах пород из аллохтона; **реакционные взаимодействия наблюдаются только в образцах пород из автохтона.

минерала (рис. 7б, 7в). Ассоциация гранат-рутил-ильменит указывает на равновесие:



или с участием плагиоклаза:



Ассоциация рутила с ильменитом в средне- и высокотемпературных метapelитах рассматривается как индикатор относительно высокого давления — 6–7 кбар (Акбарпуран Хайяти и др., 2020). Рутил образуется при росте давления, тогда как на регрессивном этапе он замещается ильменитом.

Минеральные реакции на различных стадиях метаморфизма пород МТЗ приведены в табл. 2.

P-T ТРЕНД ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

P-T оценки прогрессивной стадии метаморфизма

Параметры прогрессивной стадии метаморфизма были оценены с помощью методов построения P-T псевдосечений с использованием программы PERPLE_X (рис. 8а, 8б) и мультиравновесной термобарометрии с использованием программы THERMOCALC (рис. 8г). Эти программные комплексы основаны на термодинамических базах данных, содержащих модели твердого раствора Ti-Mn-Fe-Mg ставролита, что дало возможность оценить P-T условия образования этого минерала в обр. Б-20-458.

Оценка вероятного P-T поля стабильности парагенезиса со ставролитом произведена с использованием химического состава обр. Б-20-458,

в зерне граната которого был обнаружен ставролит (рис. 8а). Поскольку данные о составе флюида на прогрессивной стадии метаморфизма отсутствуют, были рассмотрены минеральные равновесия с участием как водного флюида, так и углекислотно-водного флюида с переменной X_{CO_2} . Однако добавление в систему CO_2 лишь незначительно смещает поле ставролитового парагенезиса в область более низких температур и давлений. Рассчитанные изоплеты для минералов—твердых растворов (рис. 8б) удовлетворительно согласуются с составами минералов, присутствующими в виде включений в гранате (см. Supplementary, ESM_1.xlsx—ESM_8.xlsx). Оценка минерального состава и количественного соотношения минералов в гнейсе, обр. Б-20-458, при повышении температуры (рис. 8в) удовлетворительно воспроизводит наблюдаемый минеральный состав данной породы, что может свидетельствовать об изохимичности метаморфизма.

Совместно с данными мультиравновесной термобарометрии (рис. 8г), моделирование указывает на то, что ставролит образовался в температурном интервале 500–600°C и давлении около 5 кбар. Он сосуществовал с ильменитом (рис. 8а), а не с рутилом, что подтверждается петрографическими наблюдениями (рис. 3).

P-T оценки пиковой и регрессивной стадий метаморфизма

P-T параметры равновесия ассоциаций минералов пиковой и регрессивной стадий метаморфизма пород МТЗ оценивались с использованием компьютерной программы winTWQ v.264 (Berman, 1991, 2007).

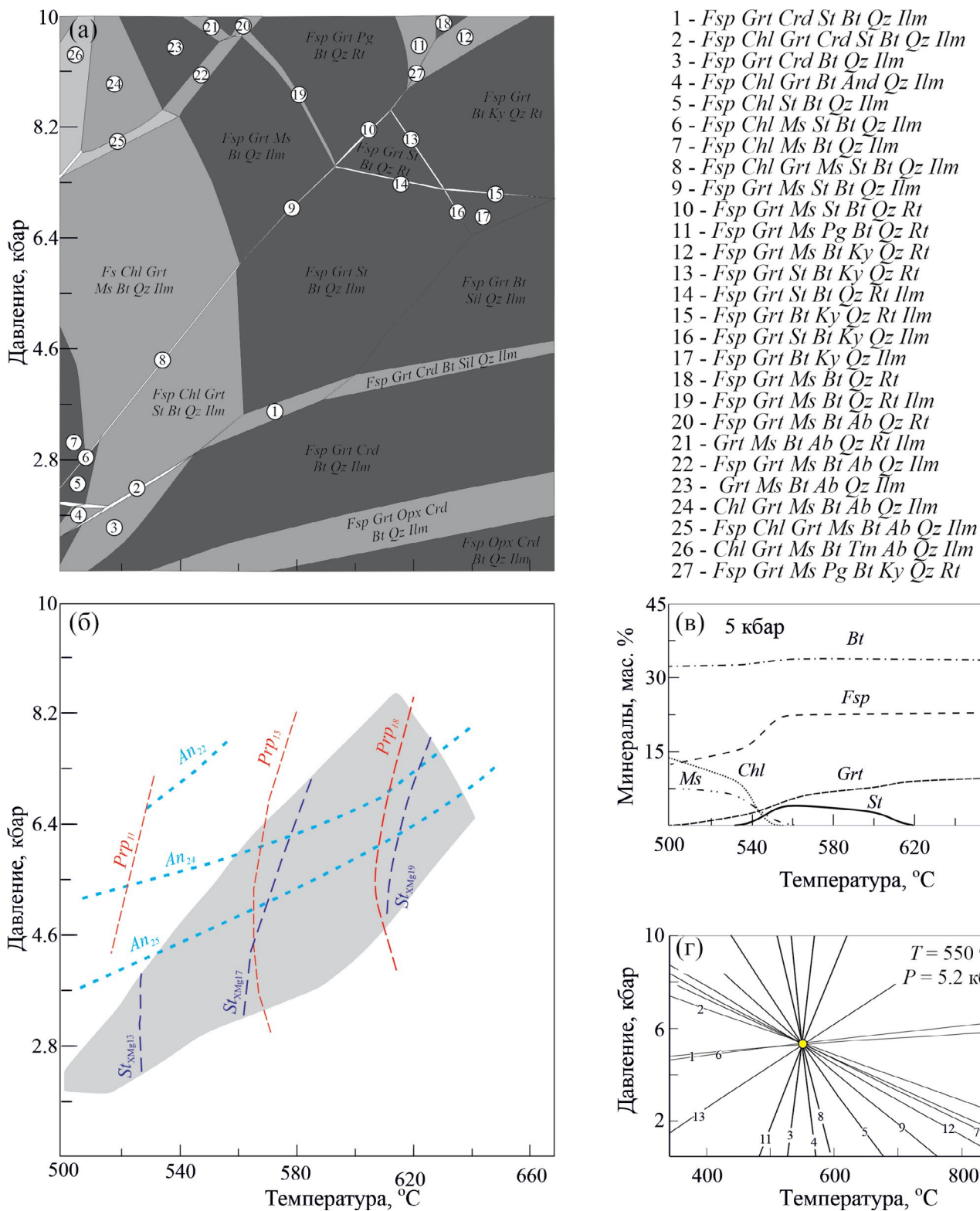


Рис. 8. P - T условия образования реликтового ставролита в гранате. (а) — поля устойчивости минеральных парагенезисов, рассчитанные в программе PERPLE_X для обр. Б-20-458; (б) — поле устойчивости ставролита и изоплеты, отражающие содержание пиропы, анорита и X_{Mg} ставролита; (в) — изменение минерального состава породы с ростом температуры при давлении 5 кбар; (г) — P - T параметры, рассчитанные в программе THERMOCALC по реликтовым составам ставролита, граната, плагиоклаза из обр. Б-20-458. Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_9.xlsx.

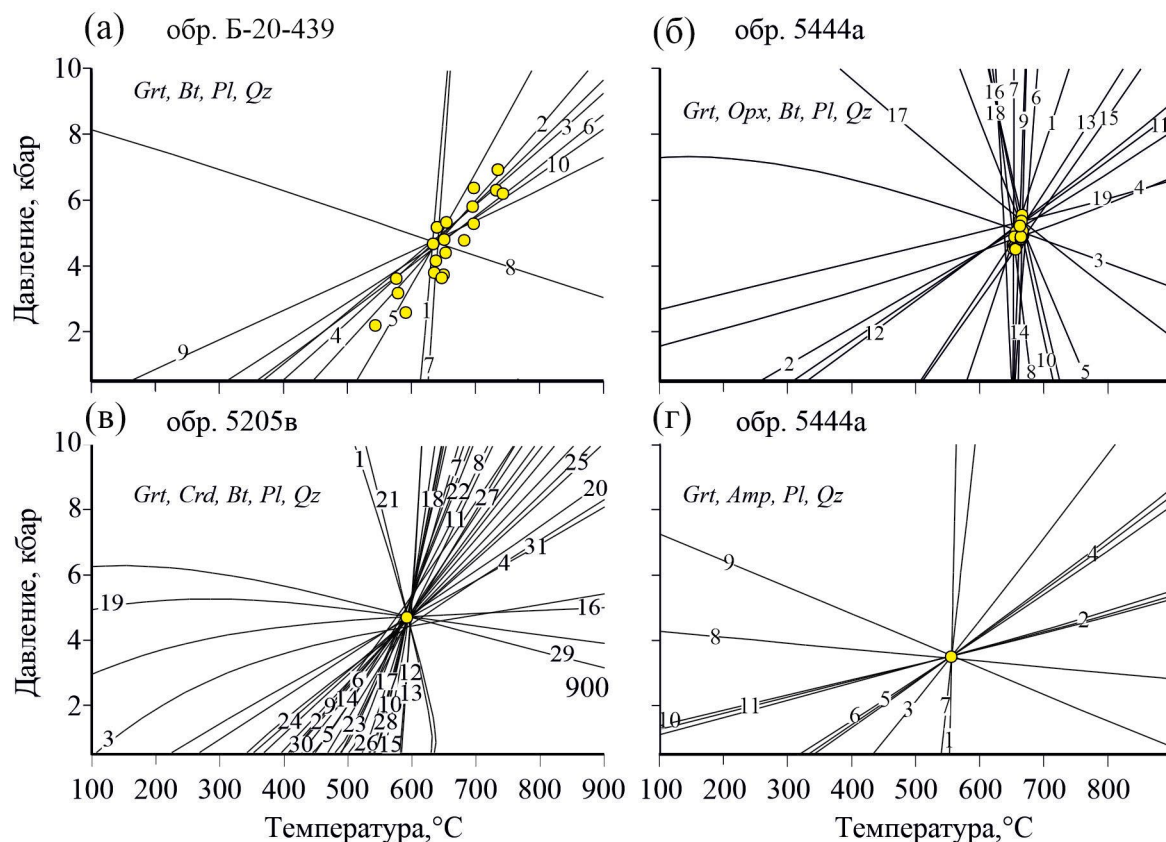


Рис. 9. P – T диаграммы для пород МТЗ с минеральными парагенезисами пиковой и регрессивной стадий минералообразования. Показаны рассчитанные в программе winTWQ пересечения линий минеральных реакций для парагенезисов: (а) – гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-439); (б) – ортопироксен + гранат + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а); (в) – кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. 5206в); (г) – амфибол + гранат + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а). Для амфиболсодержащего парагенезиса расчеты проведены с использованием базы данных JUN92 (Berman, 1988). Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_10.xlsx.

Составы минералов из гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов соответствуют широкому диапазону P – T параметров существования этой ассоциации. Так, для обр. Б-20-439 по пересечению линий реакций с участием граната $Alm_{73}Prp_{19}Grs_5Sps_3$, биотита (X_{Mg} 0.44), плагиоклаза (39 мол. % An) и кварца были получены значения: 730°C и 7.0 кбар (рис. 9а). Равновесие менее магнезиального граната ($Alm_{78}Prp_9Sps_8Grs_5$) с аналогичными по составу биотитом и плагиоклазом дает пересечение линий минеральных реакций при 545°C и 2.2 кбар (рис. 9а). Сопряженное снижение P и T вдоль тренда отражает ретроградный тренд метаморфизма.

Согласно “пучку” линий реакций (рис. 9б), образование гиперстен-плагиоклазовых симплектитов в обр. 5444а происходило при 640–690°C и 4.8–5.7 кбар. Амфибол появляется в реакционной структуре при 560°C и 3.5 кбар, вероятно, в результате реакции ортопироксена и плагиоклаза с участием флюида (рис. 9г). Формирование

кордиеритовой короны по гранату отвечает условиям: 600°C и 4.9 кбар (рис. 9в).

Наиболее высокие значения давления (до 7.0 кбар) для пород МТЗ получены методом TWQ для ассоциаций граната, биотита и плагиоклаза (рис. 9а). Эта оценка близка значениям давления 8–9 кбар, по (Балтыбаев и др., 2022), для пород, содержащих наиболее богатые кальцием гранаты в парагенезисе с плагиоклазом и слюдами. Такое давление достигалось в ходе надвига аллохтонного высокотемпературного блока свекофеннид на автохтонный блок окраины Карельского кратона (Балтыбаев и др., 2022).

В мусковитсодержащих ассоциациях редко устанавливается равновесие между новообразованной слюдой и ранее существовавшими минералами. Однако в некоторых случаях это равновесие все же достигается. Например, в обр. Б-20-454 и Б-20-425 метапелитов гранат-мусковит-биотитовая ассоциация формировалась при 590°C и 4.7 кбар (рис. 10а) и 560°C и 3.5 кбар (рис. 10б)

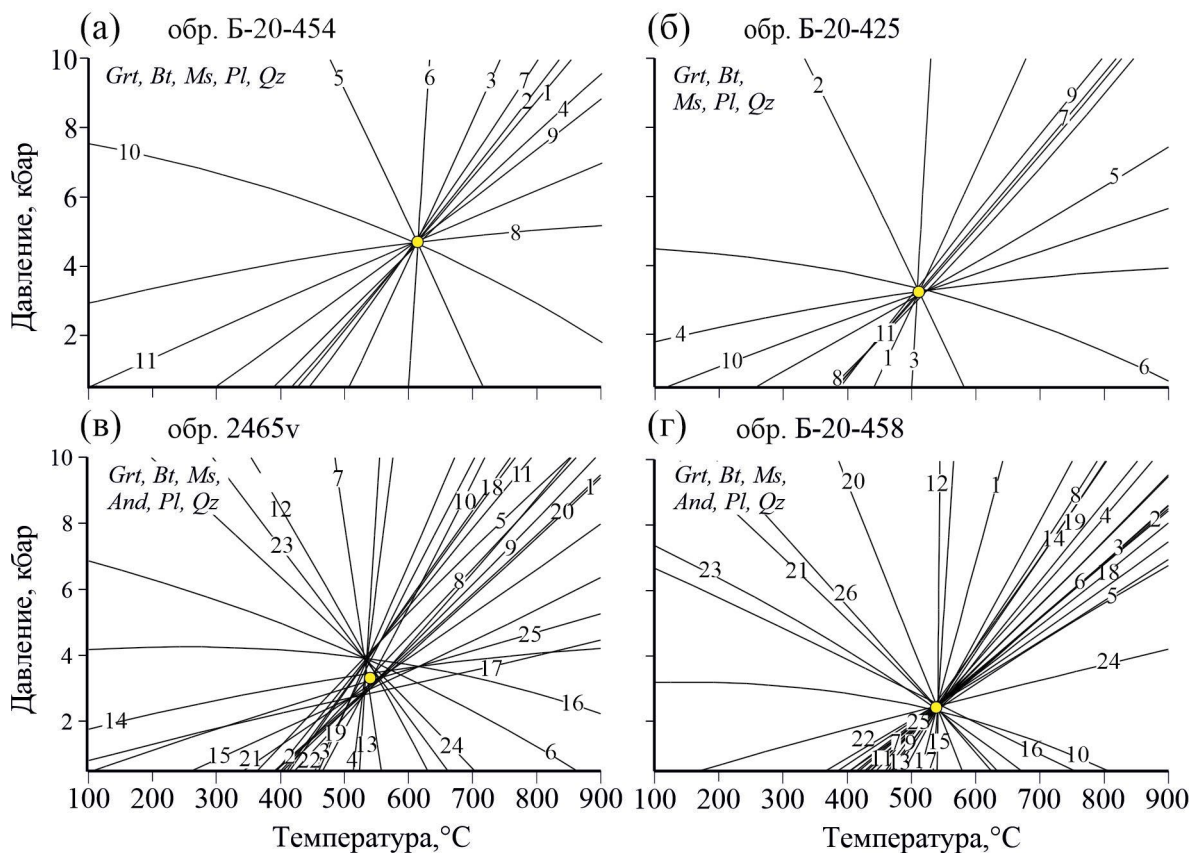


Рис. 10. P – T диаграммы для мусковитсодержащих ассоциаций пород МТЗ. Показаны линии минеральных реакций, полученные методом мультиравновесной термобарометрии в winTWQ, для парагенезисов: гранат + биотит + мусковит + кварц (обр. Б-20-454 (а) и Б-20-425 (б)); гранат + биотит + андалузит + мусковит + кварц (обр. 2465v (в) и обр. Б-20-458 (г)). Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_11.xlsx.

соответственно. Андалузит в обр. 2465v и Б-20-458 образовывался при 560–540°C и 3.3–2.5 кбар (рис. 10в, 10г).

С помощью метода “классической” термобарометрии были проведены расчеты P – T параметров поздней стадии минералообразования в породах МТЗ, результаты которых не противоречат расчетам с использованием winTWQ. С учетом погрешностей гранат-биотитового термометра (Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагноклаз-кварцевого барометра (Wu et al., 2006) и гранат-биотит-мусковит-плагноклазового барометра (Wu, 2015) были получены диапазоны возможных температур и давлений для гранат-биотит-мусковитовых гнейсов, обр. 996-1 и 2465v (рис. 11а, 11б, соответственно): T (GB) = 530°C, P (GBPQ) = 1.6–2.3 кбар, P (GBMP) = 0.8–1.7 кбар; T (GB) = 515°C, P (GBPQ) = 2.0–2.7 кбар, P (GBMP) = 1.8–2.9 кбар.

Равновесие ильменита и рутила достигается в области относительно высоких P – T параметров. Максимальные температура и давление, 700°C и 6.5–6.6 кбар, выявлены в обр. Б-20-464

высокоглиноземистого гнейса (рис. 12а). Чуть меньшие их значения (640–670°C, 5.0–5.5 кбар) характерны для парагенезиса гранат + биотит + ильменит + рутил + плагноклаз + кварц в обр. Б-20-455-2 (рис. 12б).

Общий схематичный тренд эволюции P – T условий метаморфизма пород Мейерской тектонической зоны представлен на рис. 13. Впервые полученные по реликтовым минералам P – T параметры указывают, что породы автохтона испытывали прогрессивный метаморфизм с изменением P – T условий “по часовой стрелке”. Такой тип P – T трендов характерен для коллизионного метаморфизма в конвергентных тектонических обстановках (например, Лиханов, 2020 и ссылки в ней). Он контролируется на регрессивном этапе синхронным охлаждением и сбросом давления, связанными с эрозией денудацией перекрывающих комплексов (например, Лиханов, 2020 и ссылки в ней). Тот факт, что эксгумация комплекса начиналась с глубины 16–18 км в условиях гранулитовой фации, подтверждается наличием ортопироксен-плагноклазовых коронарных структур

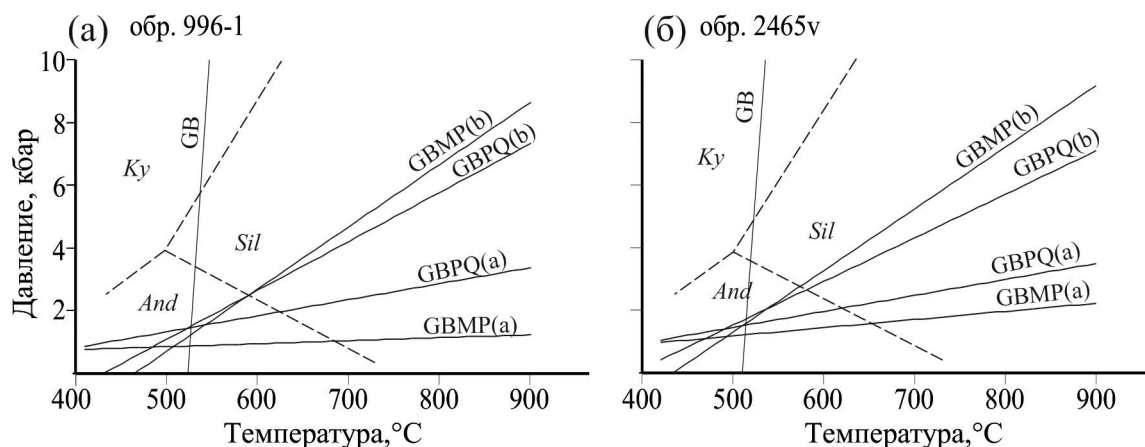


Рис. 11. P – T диаграммы для образцов гранат-мусковит-биотитовых гнейсов МТЗ: (а) – обр. 996-1, (б) – обр. 2465v. Линии минеральных реакций рассчитаны методом «классической» термобарометрии с применением гранат-биотитового геотермометра (GB, Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра (GBPQ, Wu et al., 2006) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового геобарометра (GBMP, Wu, 2015).

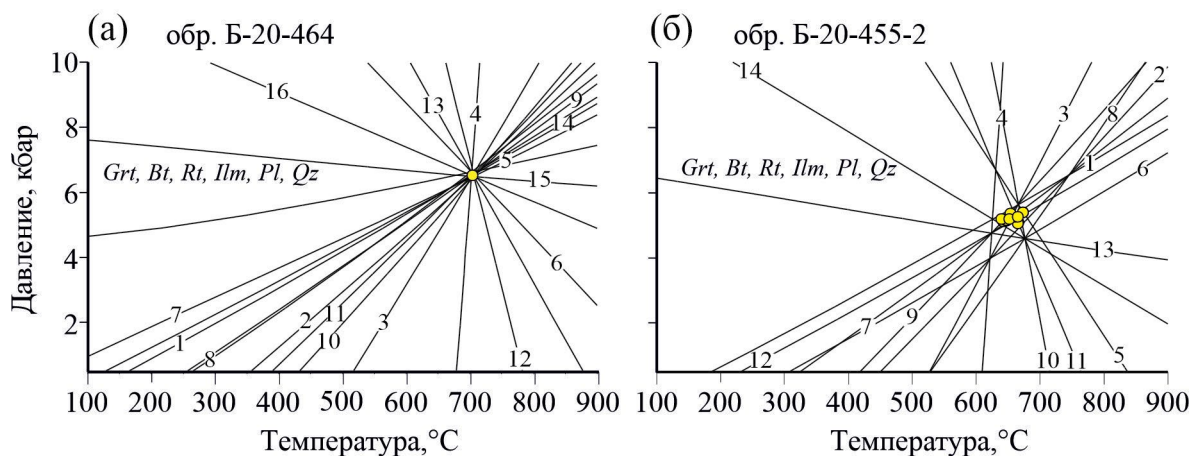


Рис. 12. P – T диаграммы, построенные методом мультиравновесной термобарометрии, для парагенезисов гранат + биотит + ильменит + рутил + плагиоклаз + кварц из образцов гнейсов МТЗ: (а) – Б-20-464, (б) – Б-20-455-2. Список реакций и их номера приведены в Supplementary, ESM_12.xlsx.

вокруг граната. В ходе подъема гранулитов к поверхности пластичные деформации в сдвиговых зонах, вероятно, сменялись хрупкими, что делало эти зоны благоприятными каналами для активной миграции флюидов. Этот процесс привел к замещению ранних высокотемпературных парагенезисов ассоциациями с участием водосодержащих минералов как в аллохтонном, так и в автохтонном блоках.

ВЫВОДЫ

Метаморфические породы Мейерской тектонической зоны сохранили минеральные парагенезисы, соответствующие прогрессивной, пиковой и регрессивной стадиям эволюции этой структуры

вдоль P – T тренда пород автохтона “по часовой стрелке”.

Надвиг аллохтонного блока, который представляет собой юго-восточный фрагмент Свекофеннского пояса, на метаморфические комплексы окраины Карельского кратона происходил в условиях декомпрессии при высоких температурах, что сопровождалось минеральными реакциями, характерными как для гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Поздние стадии минералообразования характеризуются появлением парагенезисов с биотитом и мусковитом, что отражает усиление роли флюидов в тектонически ослабленной зоне при эксгумации гранулитов.

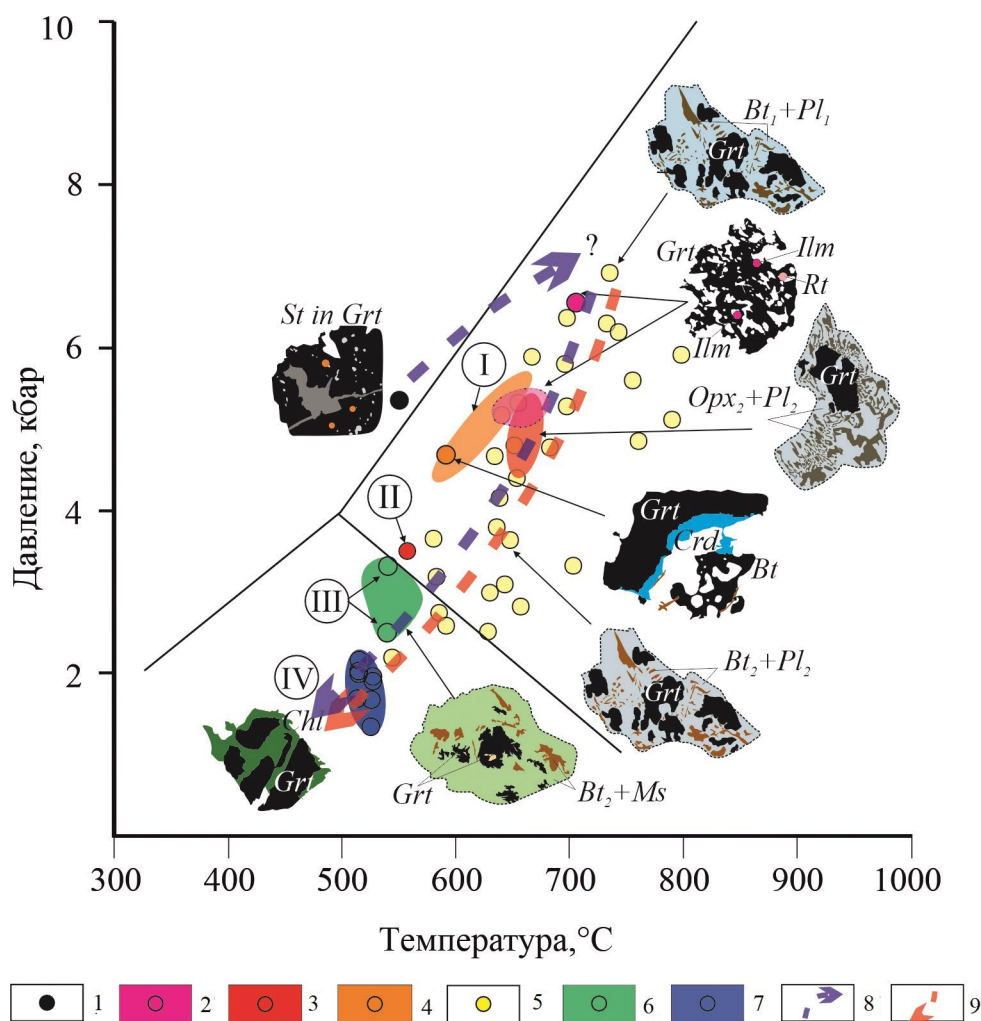


Рис. 13. *P-T* тренд развития метаморфических пород Мейерской тектонической зоны. 1–7: области и отдельные точки *P-T* оценок, полученных методом “мультиравновесной” геотермобарометрии, для ассоциаций: 1 – реликтовый ставролит + гранат + плагиоклаз (обр. Б-20-458); 2 – гранат + биотит + ильменит + рутил + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-464, Б-20-455-2); 3 – гранат + ортопироксен + плагиоклаз + биотит + кварц (обр. 5444а); 4 – кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. 5205в); 5 – гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-439, Б-20-427); 6 – гранат + биотит + мусковит ± андалузит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-454, Б-20-425, 2465v, Б-20-458); 7 – *P-T* области, полученные по пересечению линий минеральных реакций гранат-биотитового (GB), гранат-биотит-плагиоклазового (GBPQ) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP) равновесий; 8–9 – тренды изменения параметров метаморфизма для автохтонного (8) и аллохтонного (9) блоков. Римскими цифрами в кружках обозначены *P-T* оценки равновесий для парагенезисов: I – гранат + биотит + мусковит + кордиерит₁ (обр. Б-20-458); II – гранат + амфибол + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а); III – гранат + биотит + мусковит + плагиоклаз + андалузит + кварц (обр. Б-20-458); IV – гранат + биотит + мусковит + хлорит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-433). Тройная точка Al_2SiO_5 по (Holdaway, 1971).

Благодарности. Авторы благодарны И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН) и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, позволившие улучшить статью. Авторы также признательны П.Я. Азимову (ИГГД РАН) за обсуждение работы.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акбарнурани Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л. и др. Эволюция состава аксессуарных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Нью Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // ЗРМО. 2020. Т. 149. № 5. С. 1–28.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья

(Республика Карелия, Северо-Запад России): *P-T* условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3–19.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.А. Меерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. 353–356.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004а. Т. 12. № 4. С. 373–392.

Балтыбаев Ш.К., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции (Балтийский щит) // Докл. АН. 2004б. Т. 398. № 4. С. 519–523.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // Докл. АН. 2005а. Т. 401. № 4. С. 496–499.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb датирование циркона интрузии плагиогранитов в свекофеннидах юго-востока Балтийского щита: особенности верхнего и нижнего пересечения дискордии с конкордией // Докл. АН. 2005б. Т. 402. № 6. С. 800–803.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Длительность мигматитообразования в зоне гранулитовой фации метаморфизма свекофеннид Приладожья (ЮВ Балтийского щита) // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 797–800.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 2. С. 181–185.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1.89–1.87 млрд лет) Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1999. Вып. 3. № 21. С. 23–31.

Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 1–16.

Вревский А.Б. Людикий Район-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. С. 1–21.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. 2006а. Версия 1.2.0.23. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах CMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. 2006б. Версия 1.2.0.4. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>

Доливо-Добровольский Д.В. TC_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом *avPT* с визуализацией и анализом результатов. 2013.

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Comb: программа для генерации комбинаций анализов минералов для геотермобарометрических исследований с помощью программы PTQuick. 2016а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqcomb>

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления “простых средних” — точек кратчайших среднеквадратичных расстояний до всех линий, построенных на 2D диаграммах. 2016б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метасадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 55–67.
- Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 160 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 152 с.
- Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. PTQuick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии. 2009. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. № 6. С. 20–33.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J. Petrol. 1988. V. 29. № 2. P. 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada. 2007. Open File 5462 (revised). <https://doi.org/10.4095/223228>
- Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: 1. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
- Berman R.G., Aranovich L. Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of $\text{Mg}-\text{Fe}-\text{Al}$ biotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. № 1. P. 139–150. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2051>
- Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.
- Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: An example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain) // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1489–1515.
- Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. P-T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 645–663.
- Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. J. 1949. V. 104. Pt. 4. P. 461–476.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–344.
- Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // Amer. J. Sci. 1971. V. 271. P. 97–131.
- Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Hollister L.S. The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia // Canad. Mineral. 1977. V. 15. P. 217–229.
- Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // Precamb. Res. 2003. V. 120. P. 37–53.
- Petrakakis K. Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets // J. Metamorph. Geol. 1986. V. 4. P. 323–344.
- Prasad S.B., Bhattacharya A.K., Raith M.M., Bhadrar S. The origin of orthopyroxene/biotite + plagioclase coronas from the Bolangir anorthosite complex (India), and implications for reconstructing P-T paths // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 291–303.
- Suda Y., Shin-ichi K., Madhusoodhan S-K. et al. Geochemistry of mafic metamorphic rocks in the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica: Implications

for tectonic evolution // *Polar Geosci.* 2006. V. 19. P. 62–88.

Stüwe K., Oliver R.L. Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: Evidence for a polycyclic metamorphic evolution // *Precamb. Res.* 1989. V. 43. P. 317–334.

Tong L., Wilson C.J.L. Tectonothermal evolution of the ultrahigh temperature metapelites in the Rauer Group, east Antarctica // *Precamb. Res.* 2006. V. 149. P. 1–20.

Van der Wal D., Vissers R.L.M. Structural petrology of the ronda peridotite, SW Spain: deformation history // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 23–43.

Villaseca C., Downes H., Pin C., Barbero L. Nature and composition of the lower continental crust in Central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1465–1496.

Vrána S. Perpotassic granulites from southern Bohemia. A new rock type derived from partial melting of crustal rocks under upper mantle conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 510–522.

White R., Powell R., Johnson T. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. № 8. P. 261–286.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

Wu C.M. Revised empirical garnet-biotite-muscovite-plagioclase geobarometer in metapelites // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. P. 167–176.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites // *J. Petrol.* 2006. V. 45. № 9. P. 1907–1921.

Zhao G.C., Wilde S.A., Cawood P.A., Lu L.Z. Petrology and *P-T* path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. № 4. P. 375–391.

Zhao G. Palaeoproterozoic assembly of the North China Craton // *Geol. Magaz.* 2001. V. 138. P. 87–91.

Metamorphic mineral reactions and mineral paragenesis in the rocks of the Meyeri tectonic zone (the south-eastern part of the Fennoscandian shield, Russia)

E. S. Vivdich^{1, 2}, Sh. K. Baltybaev^{1, 3}, O. L. Galankina¹

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

²*St. Petersburg State Mining University, St. Petersburg, Russia*

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

Mineral reactions were studied in metamorphic rocks from the Meyeri tectonic zone, and the *P-T* path of the development of this structure was calculated. According to the *P-T* path, the Proterozoic granulite complex of the Svecofennian Belt was thrust onto low-temperature rocks of the Archean Karelian Craton's margin. Relict staurolite and other minerals preserved as inclusions in the garnet porphyroblasts made it possible to identify *P-T* parameters of the pre-peak stage of metamorphism using the compositions of the relict minerals. The temperature on the prograde trend of metamorphism was 500–600°C at a pressure of about 5 kbar. The peak metamorphic conditions of the Meyeri tectonic zone are estimated at *T* > 700°C and *P* ~ 7 kbar. The post-peak stage began with a decompressional *P-T* path at the aforementioned temperatures, with a change from granulite hypersthene-containing paragenesis to lower-temperature amphibole-containing ones. The subsequent metamorphic retrogression was characterized by the development of numerous hydrous minerals as a result of the activation of fluids in the shear zone. The *P-T* path of the tectonic zone is clockwise and reflects the exhumation of the Svecofennian granulite complex during the orogenic events.

Keywords: tectonic zone, evolution, metamorphism, mineral paragenesis, thermobarometry, trend, exhumation of granulites

УДК 550.4:552.111 (551.248.1)

ПЕРВАЯ НАХОДКА АРХЕЙСКИХ ДАЕК ДОЛЕРИТОВ НА ЗАПАДЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА, СИБИРСКИЙ КРАТОН¹

© 2024 г. К. Г. Ерофеева^а, *, Ю. О. Ларионова^а, А. В. Самсонов^а

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

*e-mail: xenin.erofeeva@ya.ru

Поступила в редакцию 29.10.2023 г.

После доработки 11.11.2023 г.

Принята к публикации 26.11.2023 г.

В западной части Алданского щита, в среднем течении р. Токко изучены дайки долеритов, формирующие рой субмеридионального простирания шириной около 1 км. В наиболее мощной дайке долериты хорошо сохранили первичные текстурно-структурные особенности и минеральный состав: плагиоклаз + пижонит + авгит + титаномагнетит. Долериты из зоны закалки и внутренних частей дайки однородны по составу, отвечают низко-Mg толеитам, имеют низкое содержание Ti и других HFSE, со слабо обогащенными спектрами легких РЗЭ и небольшими отрицательными аномалиями Nb. Sm-Nd изотопные исследования магматических минералов долерита из центральной части дайки в изохронных координатах определили хорошую линейную корреляцию, отвечающую возрасту 2510 ± 64 млн лет, который фиксирует время кристаллизации базальтового расплава. В маломощной дайке метадолериты сохранили плагиоклаз-порфиновые структуры, но пироксены в них полностью замещены амфиболом и хлоритом. Метадолериты контрастно отличаются низкими содержаниями MgO, Cr и Ni и более высокими TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Nb и всех РЗЭ. Различия составов даек могли быть связаны с длительной (~65%) кристаллизационной дифференциацией исходного расплава и поступлением остаточных расплавов из неглубокой промежуточной магматической камеры по открывающимся трещинам. Такие условия, вероятно, могли быть обеспечены в тектонически стабильной внутриплитной обстановке. По возрасту долериты дайкового роя сопоставимы с широко распространенными в западной части Алданской гранулитогнейсовой области анорогенными гранитами нелюкинского комплекса (~2.4–2.5 млрд лет). Таким образом, полученные данные дополняют характеристику внутриплитного анорогенного магматизма, который имел место в западной части Алданского щита в конце архея и маркировал итоговую консолидацию крупного блока архейской коры Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной области.

Ключевые слова: дайковый рой, архейские долериты, Чаро-Олекминская ГЗО

DOI: 10.31857/S0869590324020058 **EDN:** DCIFZH

ВВЕДЕНИЕ

Рои базитовых даек являются одним из важных источников информации о процессах, происходящих в мантии под континентальной литосферой, а также геологическим инструментом для палеотектонических реконструкций и палеоконтинентальных корреляций (например, Evans, Mitchell, 2011; Ernst et al., 2021, 2023; Johansson et al., 2022; Srivastava et al., 2022). Эти объекты особенно актуальны при решении проблем в раннедокембрийской геологии, в ситуации, когда магматические комплексы существенно эродированы, а дайки

представляют сохранные фрагменты магматической системы. Наиболее детальные исследования проведены на Канадском и Фенноскандинавском щитах, где установлены разновозрастные рои базитовых даек, включая палеопротерозойские и архейские, которые широко используются для расшифровки истории рифтогенеза и раскола архейских кратонов (Hölttä et al., 2014; Pehrsson et al., 2016; Davey et al., 2020; Ernst et al., 2021). На Сибирском кратоне в разных его частях до настоящего времени самые древние известные базитовые дайки имеют возраст 1.86 млрд лет, они распространены по всему югу кратона и широко используются для реконструкций и корреляций в рамках суперкратона Колумбия/Нуна (Pisarevsky et al., 2008; Ларин и др., 2012; Donskaya, 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021).

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590324020099 для авторизованных пользователей

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

В западной части Алданского щита преобладают мезоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы и гранитоиды и супракристаллы породы зеленокаменных поясов, которые образуют Чаро-Олекминскую гранит-зеленокаменную область (ГЗО) (рис. 1а) (Котов, 2003). Эта мезоархейская область служит фундаментом для палеопротерозойских вулканогенно-осадочных толщ удоканского комплекса и рамой для разнообразных по составу интрузивных пород неоархейского и палеопротерозойского возраста. Среди последних резко преобладают гранитоиды нескольких возрастных комплексов (каларский – 2.62 млрд лет, чаро-удоканского – 2.57–2.61 млрд лет, нелюкинский – 2.40–2.52 млрд лет, катугинский – 2.07 млрд лет, ничатский и куандинский – 1.91 млрд лет, кодарский и ханинский – 1.86 млрд лет) (Ларин и др., 2012). Базитовые интрузивы и дайки, описанные в рамках чинейского, куранахского и сулуматского комплексов, имеют резко подчиненное распространение и близкий возраст около 1.87 млрд лет (Попов и др., 2009, 2012; Ковач и др., 2023).

Исследования проведены в центральной части Чаро-Олекминской ГЗО (рис. 1), которая максимально удалена от палеопротерозойских орогенов, и поэтому претерпела минимальную тектоническую и метаморфическую переработку в палеопротерозойское время. Это иллюстрируется уникальной сохранностью практически неметаморфизованных палеопротерозойских красноцветных песчаников, заполняющих Угуйский грабен (рис. 1б) (Ковач и др., 2023), стратиграфические аналоги которых в Кодаро-Удоканском и в Олдонгсинском прогибах метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Сочава, 1986).

В геологическом строении района исследований преобладают комплексы мигматизированных существенно плагиоклазовых гнейсов олекминского комплекса, интродуцированные постмигматитовыми гранитоидами и диоритами чаро-удоканского комплекса (рис. 1б). Базитовый магматизм имеет резко подчиненное распространение. Дайки габбро-долеритового состава сулуматского комплекса, формирующие рой широтного простирания и распространенные в южной части Угуйского грабена и его гранито-гнейсовом обрамлении, имеют возраст 1874 млн лет (Ковач и др., 2023) и отвечают палеопротерозойскому базитовому магматизму, известному и в других частях Чаро-Олекминской ГЗО (Попов и др., 2009, 2012; Ларин и др., 2012). Еще один рой долеритовых даек субмеридионального простирания, выделенный при картировании (Государственная ..., 2010), является предметом исследований в настоящей статье.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение петрографических особенностей пород и определение состава минералов проводилось методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA LMS с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа Ultim Max 65 с интегрированным программным обеспечением AZtecLive Automated (Oxford Instruments) в Центре коллективного пользования Института физики Земли РАН (Москва). Анализ проводился в полированных шлифах, напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 ± 0.05 нА. Рабочее расстояние – 15 мм, время накопления спектра – 60 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составили для концентраций выше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %. Химические составы минералов из долеритов приведены в Supplementary²1, ESM_1.

Содержание петрогенных элементов определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B. V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва). Анализ проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа ИПТМ РАН по методике (Карандашев и др., 2007).

Выделение монофракций плагиоклаза и пироксенов проведено в лаборатории Анализа минерального вещества ИГЕМ РАН по стандартной методике с использованием плотностной и магнитной сепараций и последующей ручной доочисткой под бинокулярном.

Изотопные Sm-Nd исследования минералов и валового состава долерита выполнены

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.pdf – Представительные анализы (SEM) составов минералов из долеритов; Supplementary 2, ESM_1–ESM_2.xlsx – Моделирование процессов фракционной кристаллизации.

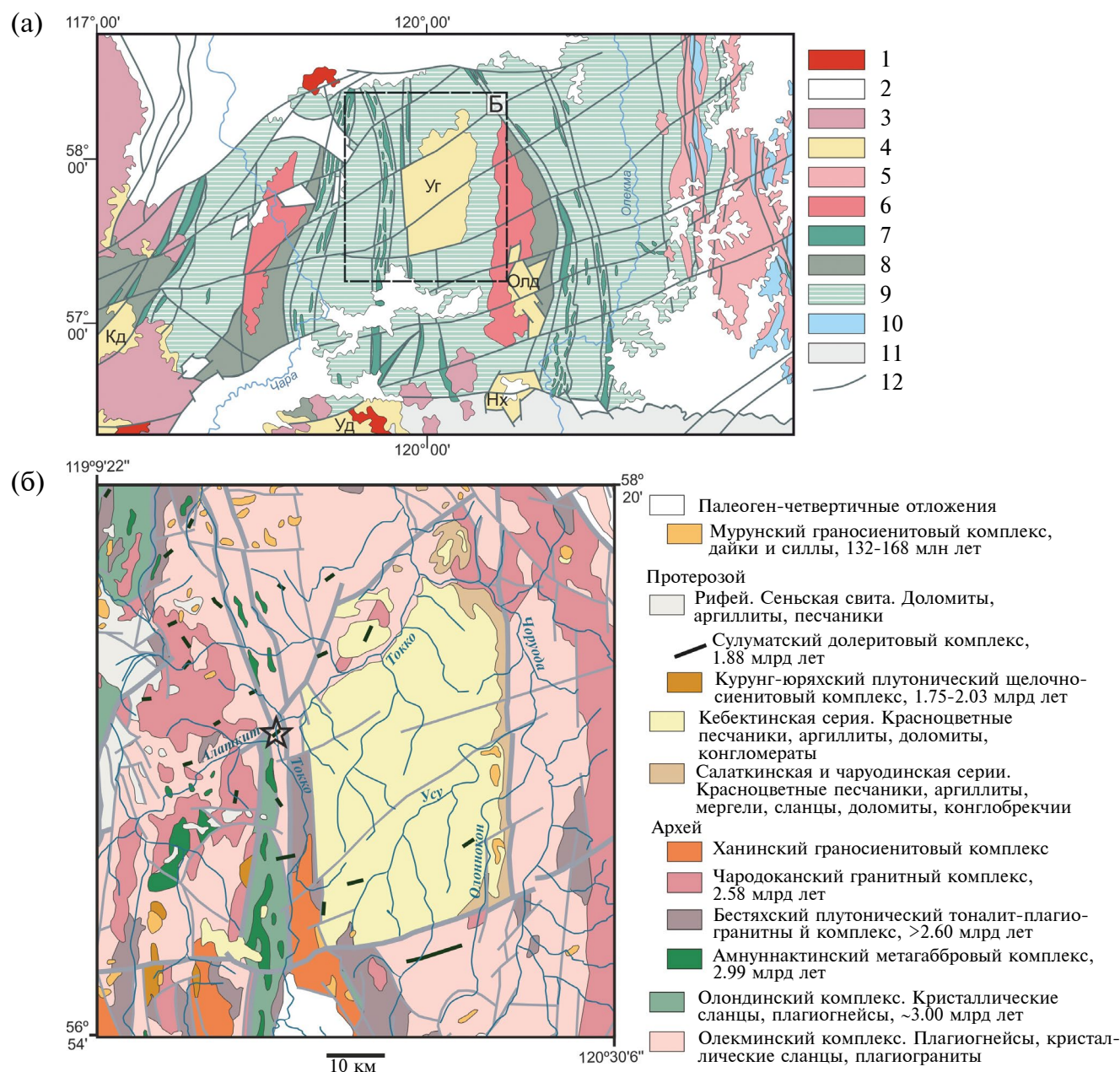


Рис. 1. (а) Схематическая геологическая карта западной части Алданского щита по (Котов, 2003; Ковач и др., 2023). 1 — фанерозойские гранитоиды; 2 — фанерозойские отложения; 3 — палеопротерозойские гранитоиды кодарско-ханинского, ханинского, ничатского и каменковского комплексов; 4 — палеопротерозойские бассейны и грабен-синклинали с метасадочными породами удоканского комплекса: Уг — Угуйский; Олд — Олдонгсинский; Нх — Нижнеханинский; Кд — кодарская зона, Уд — удоканская зона Кодаро-Удоканского бассейна; 5 — палеопротерозойские—неоархейские гранитоиды нелюкинского комплекса; 6 — неоархейские гранитоиды чародоканского комплекса; 7 — раннедокембрийские слабо метаморфизованные осадочные и вулканические породы субганского комплекса; 8 — тоналит-трондьемитовые ортогнейсы оломокинского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы оломокинской и чарской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 9 — тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 10 — тоналит-трондьемитовые ортогнейсы западно-алданского комплекса и глубоко метаморфизованные осадочные и вулканические породы чугинской, амедицинской и курумканской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса; 11 — зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 12 — разрывные нарушения. (б) Фрагмент геологической карты Токкинской ветви Токко-Ханинского зеленокаменного пояса по (Государственная ..., 2010). Звездочкой показано место отбора образцов долеритов.

в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проведена по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультидинамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Итоговая погрешность определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышает $\pm 0.005\%$ (2σ ед.) с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ $0.512400 \pm \pm 11$ (2σ ед., $N = 24$), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.3\%$ (2σ ед.) по результатам измерения стандарта BCR-1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Долеритовые дайки субмеридионального роя были изучены по левому борту ручья Алаткит, примерно в 3 км от места его впадения в р. Токко (рис. 1б) в серии разрозненных береговых замытых обнажений и скальных обнажений над первой террасой. Вмещающими породами для даек служат мигматизированные полосчатые ТТГ олекминского комплекса, граниты и пегматиты, смятые в систему сложных изоклинальных складок (рис. 2а). Простирание полосчатости и осей изоклинальных складок в целом субмеридиональное, но с локальными вариациями в 30° – 40° даже в пределах небольшого обнажения.

Среди гнейсов и гранитоидов на интервале около 1 км установлены три дайки долеритов меридионального (345° – 355°) простирания с субвертикальным залеганием.

Восточная дайка-1 ($N 57^\circ 57.398'$, $E 119^\circ 38.065'$) вскрыта в скальном обрыве (рис. 2б) и в береговом замытом обнажении, ее мощность составляет около 8 м. Дайка имеет участками прямолинейные, а участками извилистые и ступенчатые контакты с вмещающими гнейсами и гранитоидами (рис. 2в). Образование заливчатых границ, возможно, отражает первичную морфологию контактов даек, а ступенчатые границы, вероятно, образовались при наложенных микросдвигах субширотного простирания, которыми расчленена вся дайка (рис. 2г). Магматическая текстурная неоднородность дайки проявлена слабо. Узкая (около 1 см) микрозернистая зона закалки сменяется мелкозернистыми долеритами краевой части дайки, которые далее к центру дайки очень незначительно меняют степень зернистости. Более ярко проявлена вторичная вещественная неоднородность дайки, связанная с ее метасоматической переработкой вдоль системы разноориентированных разломов (рис. 2б, 2г), с которыми сопряжена

сульфидная минерализация. В участках сгущения этих трещин долериты приобретают зеленоватый оттенок за счет амфиболизации и содержат тонкую рассеянную сульфидную вкрапленность. Следует отметить, что этой наложенной сульфидной минерализацией, похоже, охвачена вся дайка, на что указывают белесые и желтоватые охристые потеки на ее скальном выходе (рис. 2б).

Западная дайка-2 ($N 57^\circ 57.597'$, $E 119^\circ 37.336'$) вскрыта в небольшом скальном обнажении и в замытом береговом выходе у прижима — переката ручья. Дайка имеет переменную мощность от 0.5 до <1 м и выраженную плитчатую отдельность, параллельную контактам дайки (рис. 2д). Породы дайки имеют однородную текстуру и представлены микрозернистым амфиболизированным метадолеритом.

По петрографическим характеристикам изученные дайки представляют пример классических долеритов. В дайке-1 вблизи контакта порода (обр. ДА1-1) с мелко-среднезернистой долеритовой структурой сложена зернами пироксена и плагиоклаза размером до 0.4 мм (рис. 3а, 3б). Субидiomорфные зерна клинопироксена (45 об. %) имеют зональное строение — центральные части зерен представлены пижонитом с магнезиальностью ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$) 74–76, реже авгитом с $Mg\#$ 68–71, с Al_2O_3 1.21–3.09 мас. % и низкими содержаниями TiO_2 0.18–0.49 мас. % и MnO 0.29–0.37 мас. %. Краевые части представлены авгитом с $Mg\#$ 38–52, который имеет сопоставимое с центральными частями содержание Al_2O_3 (1.69–2.72 мас. %), отличается более высокими концентрациями TiO_2 и MnO (0.72–0.94 и 0.43–0.58 мас. % соответственно). Переход от центральных частей зерен пироксена к краевым диффузионный. В виде включений в пироксене присутствует плагиоклаз с An_{41-50} . Краевые части пироксена замещаются хлоритом. Плагиоклаз (55 об. %) формирует удлиненные таблитчатые зерна зонального строения (центр — An_{39-61} , край — An_{29-37}). В пироксен-плагиоклазовых интерстициях развит калиевый полевой шпат и кварц. Рудные минералы представлены титаномагнетитом (~5 об. %) и сульфидами.

В центральной части тела средне-крупнозернистый долерит (обр. ДА1-2) сложен зернами пироксена и плагиоклаза (рис. 3в–3д). Пироксен формирует субидiomорфные призматические зерна размером до 2 мм с зональным строением. Центральные части зерен представлены авгитом ($Mg\#$ 64–72) и пижонитом ($Mg\#$ 67–73); узкие (<0.2 мм) краевые зоны по составу отвечают авгиту ($Mg\#$ 40–50), реже пижониту ($Mg\#$ 39–43). Вдоль трещин и на границе зерен пироксена развивается хлорит. Плагиоклаз формирует удлиненные таблитчатые зерна. Центральные части плагиоклаза имеют состав An_{62-44} , краевые — An_{39-27} . В пироксен-плагиоклазовых интерстициях развиты



Рис. 2. (а–д) Фотографии геологических обнажений в левом борту руч. Алаткит: (а) – мигматизированные полосчатые ТТГ олекминского комплекса, вмещающие долеритовые дайки; (б–г) – восточная дайка-1 (обр. ДА1): (б) – скальный выход долеритовой дайки-1; (в) – извилистые и ступенчатые контакты долеритовой дайки-1 с вмещающими ТТГ и гранитоидами; (г) – микросдвиги в дайке-1; (д) – западная дайка-2 (обр. ДА2), вскрытая в скальном обнажении.

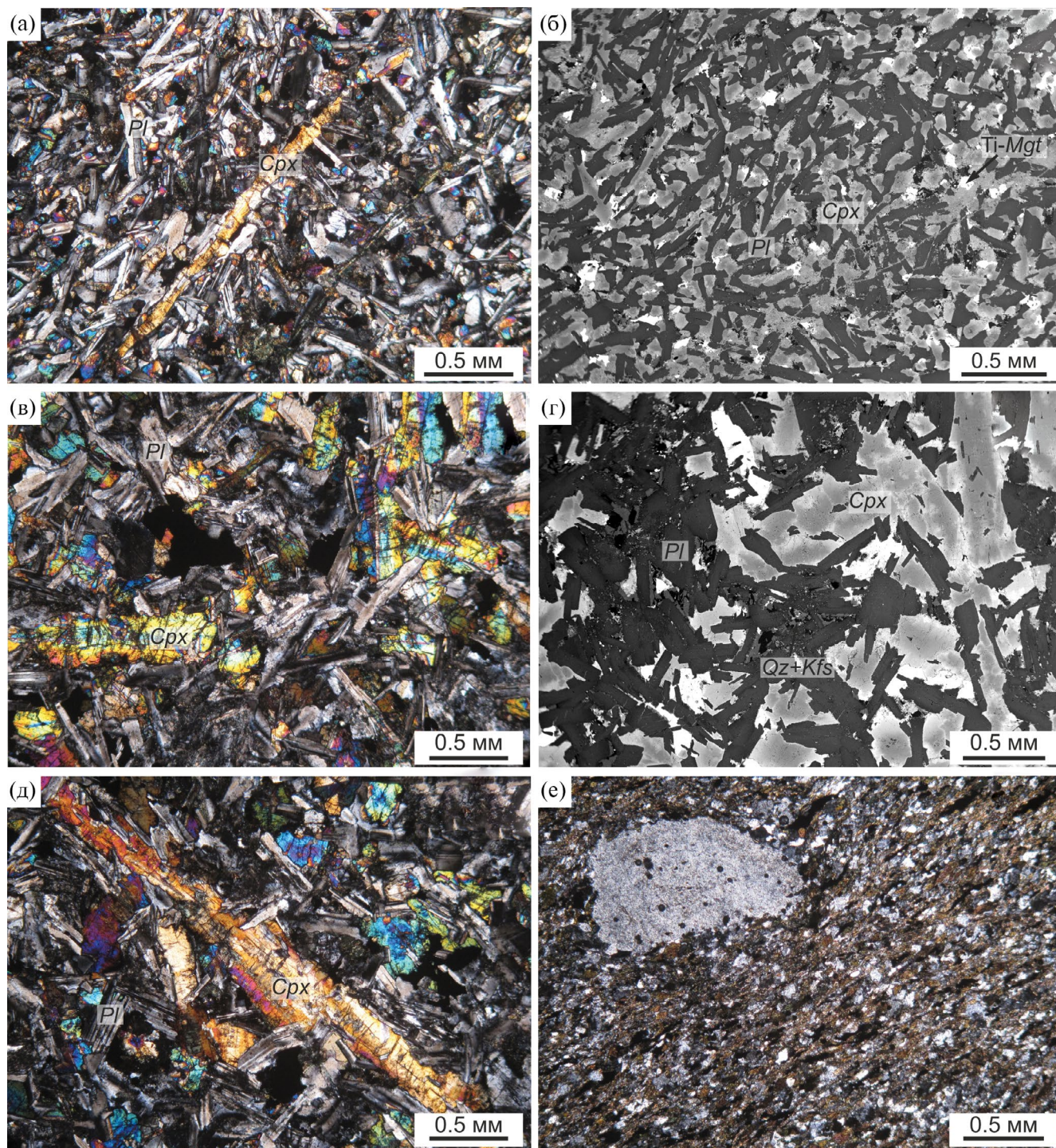


Рис. 3. Микрофотографии долерита из закалочной (а, б — обр. ДА1-1,) и центральной (в, г — обр. ДА1-2; д — обр. ДА1-4) частей дайки-1 и (е) метадолерита дайки-2. Изображения (а, в, д, е) — в скрещенных николях; (б, г) — в обратноотраженных электронах.

гранофировые агрегаты. Рудные минералы представлены титаномagnetитом и сульфидами.

Метадолерит (обр. ДА2-1) из маломощной дайки имеет плагиоклаз-порфировую мелкозернистую

гнейсовидную текстуру (рис. 3е) и состоит из амфибола (35–40%), плагиоклаза (35–40%), калиевого полевого шпата (~10%) и кварца (~10%). Плагиоклаз формирует редкие вкрапленники

Таблица 1. Геохимия долеритов из даек Алаткитского роя

Компоненты	Дайка-1					Дайка-2
	ДА1-1	ДА1-2	ДА1-3	ДА1-4	ДА1-5	ДА2-1
	долерит, закалка	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	метадолерит
SiO ₂	51.1	51.0	50.9	50.8	50.7	55.4
TiO ₂	1.23	1.24	1.25	1.19	1.24	2.19
Al ₂ O ₃	14.1	14.5	14.0	14.2	14.4	12.8
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	14.3	14.1	14.4	14.4	14.3	16.1
MnO	0.201	0.198	0.200	0.203	0.195	0.208
MgO	6.01	5.85	6.01	6.01	5.78	2.03
CaO	9.40	9.27	9.31	9.49	9.39	5.84
Na ₂ O	2.70	2.76	2.85	2.66	2.85	2.54
K ₂ O	0.74	0.79	0.73	0.77	0.83	2.03
P ₂ O ₅	0.22	0.29	0.28	0.25	0.27	0.92
S	0.11	0.08	0.08	0.06	0.09	0.08
П.п.п.	0.36	0.12	0.15	0.78	0.63	1.08
Сумма	99.3	99.5	99.5	98.9	99.0	98.4
Li	11.1	6.21	6.69	9.83	13.1	41.1
Be	0.602	0.654	0.708	0.692	0.796	2.20
Sc	42.8	41.4	40.7	45.4	33.7	25.1
V	333	319	322	286	322	20.1
Cr	55.1	43.4	49.2	60.6	42.3	5.14
Co	60.1	57.7	56.8	57.9	56.2	25.8
Ni	85.5	77.2	76.0	87.1	77.0	< ПО
Cu	64.5	62.7	62.2	64.0	61.9	14.0
Zn	124	115	121	122	117	170
Ga	19.2	19.9	18.2	24.2	18.4	24.0
Rb	16.3	15.6	14.3	20.2	18.0	61.2
Sr	379	367	350	403	363	268
Y	23.0	23.2	22.8	22.7	21.8	64.3
Zr	98.5	103	105	91.0	103	369
Nb	8.21	3.93	8.57	3.73	3.87	27.8
Mo	0.756	0.483	0.486	0.985	0.442	2.68
Sn	0.828	0.543	0.736	0.899	0.471	2.64
Cs	0.572	0.383	0.372	0.469	0.448	1.64
Ba	353	362	355	399	338	1048
La	17.2	14.1	14.7	15.6	13.6	73.7
Ce	40.4	31.3	28.9	35.1	29.0	159
Pr	4.93	3.78	3.59	4.43	3.66	17.8
Nd	21.5	18.0	17.1	20.0	17.5	72.5
Sm	4.72	4.22	4.06	4.44	4.12	14.5
Eu	1.55	1.36	1.27	1.42	1.29	3.52
Gd	4.92	4.10	4.00	4.31	4.02	13.9
Tb	0.745	0.624	0.609	0.703	0.595	1.99
Dy	4.38	3.97	3.78	4.04	3.85	11.6

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Дайка-1					Дайка-2
	ДА1-1	ДА1-2	ДА1-3	ДА1-4	ДА1-5	ДА2-1
	долерит, закалка	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	долерит, центр дайки	метадолерит
Ho	0.916	0.818	0.768	0.844	0.784	2.32
Er	2.62	2.28	2.17	2.43	2.18	6.32
Tm	0.362	0.324	0.314	0.333	0.312	0.864
Yb	2.39	2.01	1.93	2.24	1.92	5.56
Lu	0.357	0.297	0.291	0.342	0.296	0.815
Hf	2.49	2.41	2.25	2.59	2.43	8.75
Ta	0.275	0.369	0.294	0.258	0.323	1.61
W	0.124	0.087	0.088	0.359	0.072	0.860
Ti	0.136	0.095	0.079	0.170	0.107	0.449
Pb	6.24	3.62	3.49	4.88	4.88	16.5
Th	1.25	1.03	0.942	1.17	0.89	12.0
U	0.225	0.181	0.181	0.209	0.184	2.22

Примечание. Содержания порообразующих оксидов приведено в мас. %, микроэлементов – в мкг/г. < ПО – содержание элемента ниже предела обнаружения.

размером до 2 мм и мелкие зерна в основной массе породы. В качестве рудных присутствует титано-магнетит и сульфиды.

По петрохимическим характеристикам пять проб долеритов, отобранных из зоны закалки и центральной части мощной дайки-1, а также из участка со сгущением зонк метасоматической переработки, очень однородны по содержаниям всех элементов (табл. 1, рис. 4). Долериты имеют умеренные содержания MgO, Cr, Ni, TiO₂, Al₂O₃, слабо фракционированные спектры легких и тяжелых РЗЭ без Eu-аномалии и небольшие отрицательные Nb-аномалии (Nb/Nb* = 0.3–0.8) (табл. 1, рис. 4). Долерит из дайки-2 контрастно отличается от долеритов дайки-1 более низкими содержаниями MgO, Al₂O₃, CaO, Cr и Ni и более высокими TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, K₂O, Zr, Nb, Y (табл. 1, рис. 4) и всех РЗЭ, в спектре которых появляется заметная отрицательная Eu-аномалия (рис. 4).

Sm-Nd изотопные исследования порообразующих минералов (пироксены и плагиоклаз) и валовой пробы долерита позволили установить изохронный возраст 2510 ± 64 млн лет (СКВО = 1.1), который, вероятно, отвечает времени кристаллизации базальтового расплава, и ε_{Nd}T = + 0.1 (табл. 2, рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Обнаружение архейских долеритовых даек, в которых порообразующие магматические

минералы сохранили Sm-Nd изотопно-геохронологические характеристики и позволили провести изотопное датирование, является большой удачей. Эта находка дополняет данные об уникальной сохранности центральной части Чаро-Олекминской ГЗО.

Установленные контрастные различия составов двух разобренных даек в составе одного роя не могут быть связаны с разной степенью вторичных преобразований, а, скорее, фиксируют различия составов их магматических протолитов. Вариации состава двух даек хорошо объясняются процессом фракционной кристаллизации, если предположить, что исходный расплав по составу отвечал наиболее примитивному долериту из закалочной зоны дайки-1 (обр. ДА1-1), а продукт его кристаллизационной дифференциации – составу метадолерита дайки-2 (обр. ДА2-1).

В долеритах закалочной зоны центральные части пироксена (пижонит, Mg# 74–76) равновесны с валовым составом породы (K_D(Fe-Mg)^{Cpx-liq} = 0.27–0.33). Их кристаллизация происходила в малоглубинных условиях при давлении 0.9–3.6 ± ± 1.4 кбар (Neave, Putirka, 2017). Сопоставимые давления (0.9–3.6 ± 1.4 кбар) были получены для краевых частей пироксена (авгит, Mg# 45–50), равновесных с расплавом, по составу отвечающему метадолериту маломощной дайки (K_D(Fe-Mg)^{Cpx-liq} = 0.24–0.31). Это указывает на возможную кристаллизацию расплава в изобарических условиях. Петрологическое моделирование было проведено

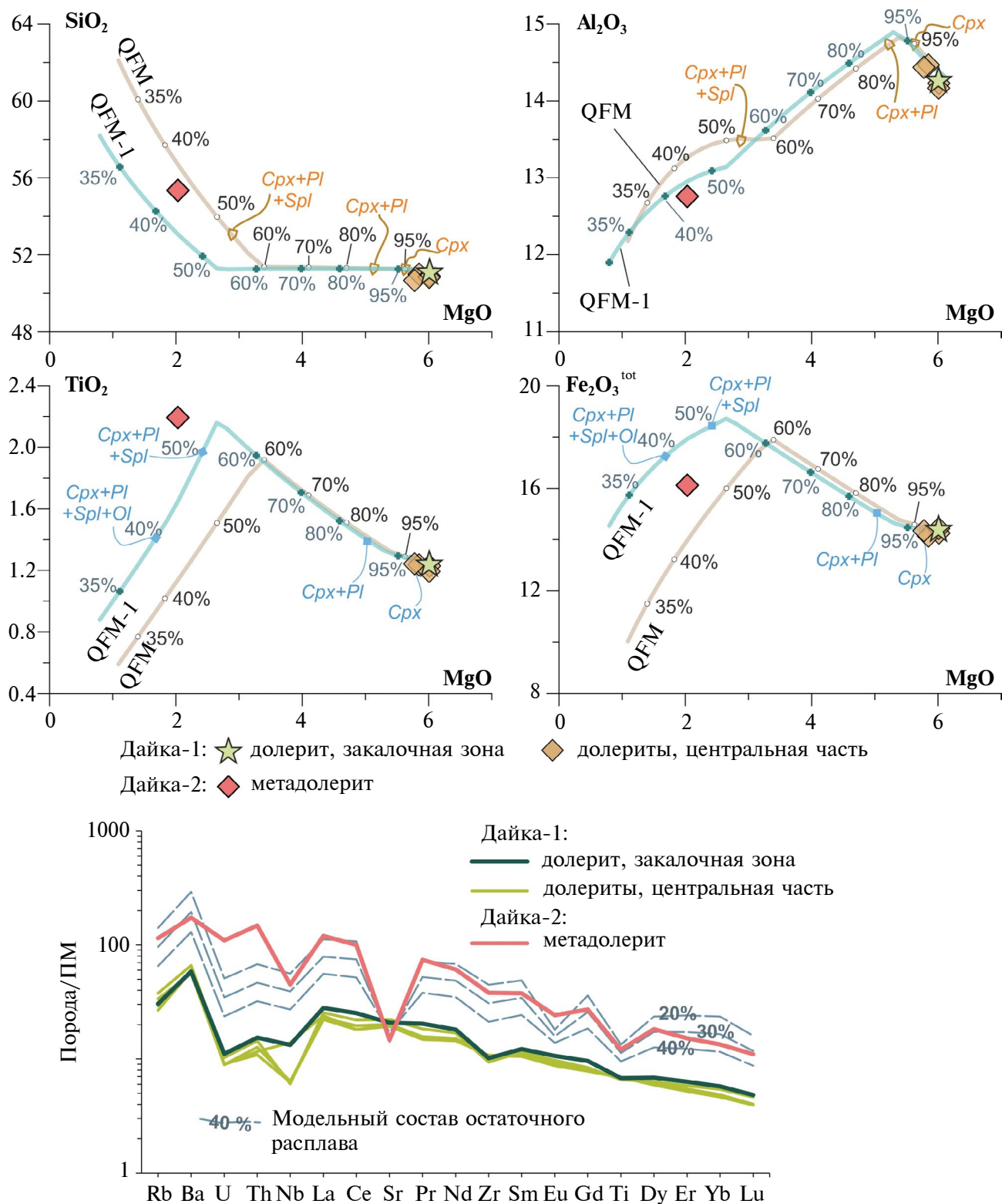


Рис. 4. Моделирование кристаллизационной дифференциации исходного расплава, отвечающего по составу долериту из закалочной зоны дайки-1 (обр. ДА1-1). Заданные параметры моделирования описаны в тексте. На бинарных диаграммах линиями показаны модельные составы остаточных расплавов и их процент, выносками и аббревиатурами показаны фракционирующие минералы. Модельный состав РЗЭ в остаточных расплавах рассчитан с учетом фракционирования ассоциации клинопироксен + плагиоклаз + шпинель (55:43:2). Спектры распределения РЗЭ долеритов нормированы по примитивной мантии (ПМ) по (Wedepohl, Hartmann, 1994).

Таблица 2. Sm–Nd изотопные данные для минералов и долеритов из даек руч. Алаткит

Компоненты	Долерит (обр. ДА1-4)			
	долерит, валовый состав	плагиоклаз	авгит	пижонит
Sm, мкг/г	4.14	0.735	2.99	1.36
Nd, мкг/г	18.7	3.97	11.0	4.24
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1341	0.1119	0.1649	0.1933
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511604	0.511211	0.512101	0.512564
$\pm 2\sigma$	0.000008	0.000012	0.000008	0.000008
$\varepsilon_{\text{Nd}}^T$	+0.1			

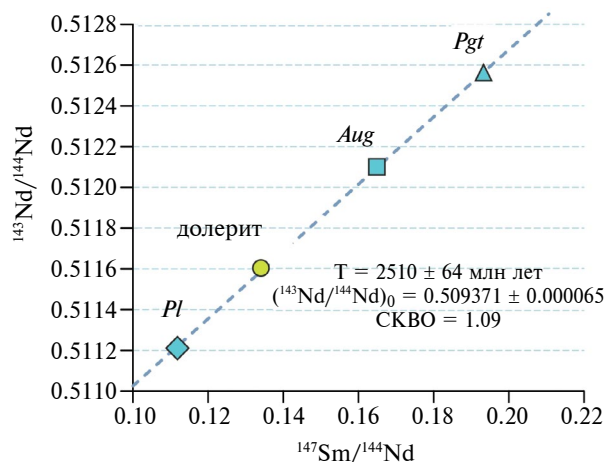


Рис. 5. Sm–Nd изохронная диаграмма для породообразующих минералов и валовой пробы долерита из дайки-1.

с использованием программы easyMelts (разработана Einari Suikkanen, доступна по ссылке <http://magmasource.caltech.edu>) при постоянном давлении 1.5 кбар, кислородном буфере QFM и QFM-1, исходной температуре 1200°C с шагом –5°C (рис. 4; см. Supplementary, ESM_2). Силикатные минеральные ассоциации (пижонит + авгит + плагиоклаз) хорошо согласуются с наблюдаемыми ассоциациями в долеритах. Остаточные расплавы, полученные при ~65% кристаллизационной дифференциации, соответствуют составу метадолерита дайки-2 (рис. 4). Модельные расчеты, не фиксирующие оливин на ликвидусе этих составов, а также низкие

концентрации в долеритах MgO, Cr и Ni указывают на глубокую дифференциацию исходных расплавов.

Внедрение в полого-открывающиеся трещины базальтового расплава разной степени дифференциации предполагает, что питающая камера пребывала какое-то время в стабильных условиях, что обеспечивало дифференциацию магмы. При возобновлении тектонических подвижек открывающиеся трещины заполнялись остаточным расплавом. Такие условия, вероятно, могли быть обеспечены в тектонически стабильной внутриплитной обстановке.

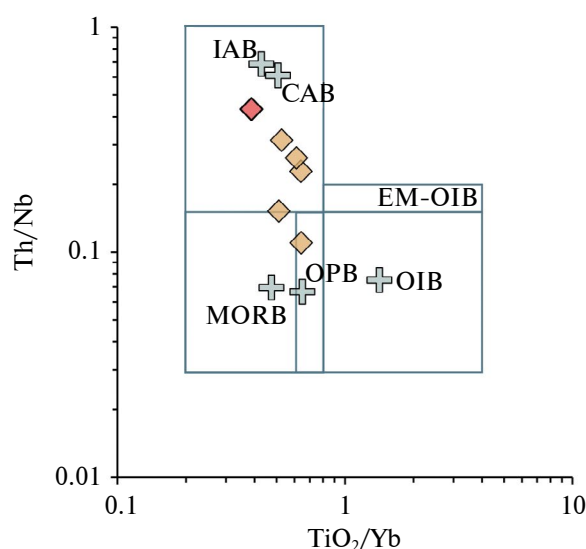
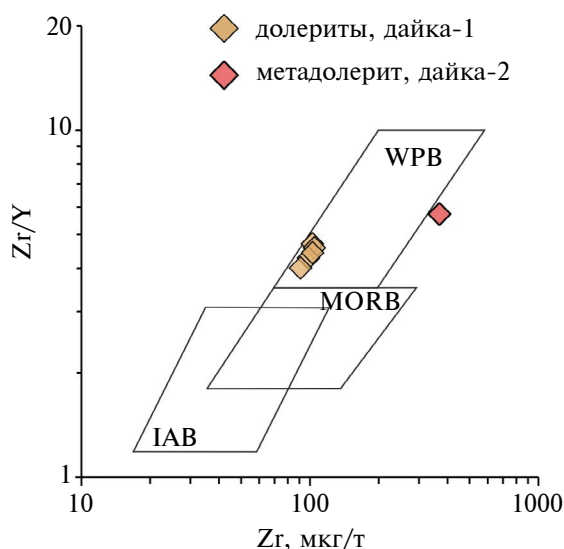


Рис. 6. Тектонические диаграммы (Pearce, Norry, 1979; Pearce et al., 2021) для долеритов из Алаткитского роя. MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – базальты островных дуг, WPB – внутриплитные базальты, OIB – базальты океанических островов, CAB – базальты континентальных дуг, OPB – океанические платобазальты.

Вопрос о тектонической позиции изученных долеритовых даек не решается однозначно. С одной стороны, Алаткитский дайковый рой по возрасту сопоставим с распространенными в Западно-Алданской гранулит-гнейсовой области внутриплитными гранитами нелюкинского комплекса, которые имеют ярко выраженные анорогенные характеристики (Сальникова и др., 1997; Ларин и др., 2012), что предполагает внутриплитную природу изученных долеритов. С другой стороны, петротектоническая специфика долеритов указывает на их возможное формирование как во внутриплитных (WPM), так и в островодужных (IAB) обстановках (рис. 6). Однако расположение фигуративных точек составов долеритов в области островодужных обстановок (рис. 6), вероятно, связано с контаминацией расплавов веществом коры (например, Xia, Li, 2019), о чем свидетельствуют низкое содержание Ti, небольшая отрицательная аномалия Nb и близкая к нулю величина ϵ_{Nd}^T в долеритах.

Таким образом, полученные данные дополняют характеристику внутриплитного анорогенного магматизма, который имел место в западной части Алданского щита в самом конце архея и маркировал итоговую консолидацию крупного блока архейской коры Чаро-Олекминской ГЗО.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников компании ООО “Нерюнгри Металлик” за помощь в проведении экспедиционных работ.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01068, <https://rscf.ru/project/23-77-01068/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 — Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
- Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. № 73. С. 12–22.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- Ковач В.П., Бортников В.В., Котов А.Б. и др. Источники песчаников Угуйского грабена и вопросы корреляции осадочных толщ Удоканского комплекса западной части Алданского щита // ДАН. 2023. Т. 512. № 1. С. 12–20. <https://doi.org/10.31857/S2686739723600868>
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В. и др. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3–12.
- Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 160 с.
- Davey S.C., Bleeker W., Kamo S.L. et al. Archean block rotation in Western Karelia: Resolving dyke swarm patterns in metacraton Karelia-Kola for a refined paleogeographic reconstruction of supercraton Superia // Lithos. 2020. V. 368–369. 105553. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105553>
- Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precam. Res. 2020. V. 348. 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precam. Res. 2021. V. 367. 106447. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106447>
- Ernst R.E., Dickson A., Bekker A. Environmental Change and Large Igneous Provinces: The Deadly Kiss of LIPs (Geophysical Monograph Series). 1st Edition. 2021. 528 p.
- Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U. et al. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: the initiation of Laurentia-Siberia separation // Precam. Res. 2023. V. 394. 107111. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107111>
- Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446. <https://doi.org/10.1130/G31654.1>
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield // Eds. Y. Dilek, H. Furnes Evolution of Archaean crust and early life. Modern approaches in solid Earth sciences, Springer, 2014. V. 7. P. 55–102. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7615-9_3

- Johansson Å., Bingen B., Huhma H. et al. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia // *Precam. Res.* 2022. V. 371. 106463.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106463>
- Neave D.A., Putirka K.D. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones // *Amer. Mineral.* 2017. V. 102. P. 777–794.
<https://doi.org/10.2138/am-2017-5968>
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. P. 106068.
- Pehrsson S.J., Eglington B.M., Evans D.A.D. et al. Metallogeny and its link to orogenic style during the Nuna supercontinent cycle // Eds. Z.X. Li, D.A.D. Evans, J.B. Murphy. *Supercontinent Cycles through Earth History.* Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2016. V. 424. P. 83–94.
<https://doi.org/10.1144/SP424.5>
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al. Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia // *Precam. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.016>
- Srivastava R.K., Ernst R.E., Buchan K.L., De Kock M. Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2022. V. 518.
<https://doi.org/10.1144/SP518-2021-167>
- Thirlwall M.F. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // *Chem. Geol.* 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.
[https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90002-E](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90002-E)
- Wedepohl K.H., Hartmann G. The composition of the primitive upper Earth's mantle, kimberlites, related rocks and mantle xenoliths // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos, *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.* 1994. V. 1. P. 486–495.
- Xia L., Li X. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting // *Gondwana Res.* 2019. V. 65. P. 43–67.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.006>

The First Discovery of Archean Dolerite Dikes in the Western Part of the Aldan Shield

K. G. Erofeeva¹, Yu. O. Larionova¹, A. V. Samsonov¹

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

In the western part of the Aldan terrane, in the middle reaches of the Tokko river, dolerite dikes have been studied. These dolerite dikes form a swarm of submeridional trend about 1 km wide. In the thickest dike, dolerites have well-preserved primary textural and structural features and mineral composition: plagioclase + pigeonite + augite + titanomagnetite. Dolerites from the chilled margins and inner parts of the dike are homogeneous in composition, correspond to low-Mg tholeiites, have low contents of Ti and other HFSE, with weak enrichments in light REE spectra and small negative Nb anomalies. Sm-Nd isotopic studies of magmatic dolerite minerals from the central part of the dike in isochron coordinates yielded a good linear correlation corresponding to an age of 2510 ± 64 Ma, which probably records the time of crystallization of the basaltic melt. The metadolerites in the shallow dike retain plagioclase-porphyrict structures, but the pyroxenes in them are completely replaced by amphibole and chlorite. Metadolerites are contrasted by low contents of MgO, Cr and Ni and higher contents of TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Nb and all REEs. The differences in the composition of the dikes may be related to the long-term (about 65%) crystallization differentiation of the initial melt and the flow of residual melt from the shallow intermediate magmatic chamber along the opening cracks. Such conditions probably existed in tectonically stable intraplate settings. The age of the studied dolerites of the dike swarm is comparable to that of the anorogenic granites of the Nelyuki Complex (~2.4–2.5 Ga), which are widespread in the western part of Aldan granulite-gneiss Terrane. The data obtained complement the characterization of the intraplate anorogenic magmatism that occurred in the western part of the Aldan Shield in the Late Archean and marked the final consolidation of a large block of Archean crust in the Chara-Olekma granite-greenstone area.

Keywords: dike swarms, Archean dolerites, Chara-Olekma granite-greenstone area

УДК 552.113

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФТОРСОДЕРЖАЩЕГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА И КАЛЬЦИТОВОГО МРАМОРА

© 2024 г. Я. О. Алферьева^{а, *}, Е. Н. Граменицкий^а, А. С. Новикова^б

^аМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

^бИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия

*e-mail: YanaAlf@bk.ru

Поступила в редакцию 27.03.2023 г.

После доработки 20.08.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

При 750°C и давлении 1 кбар проведен эксперимент, моделирующий контактово-реакционное взаимодействие кальцита и глубококодифференцированного фторсодержащего гранитного расплава. Содержание воды в системе не превышало 10% от массы сухой шихты. Показана возможность взаимодействия магматического расплава с кальцитом. В продуктах эксперимента установлена зональная колонка, сложенная наряду с кристаллическими минералами жидкими фазами. В апокарбонатной части новообразованные фазы представлены куспидином, кварцем, волластонитом, гроссуляром и некристаллической карбонатно-фторидной фазой *LCF*. Парагенезисы фаз в зонах апокарбонатной части колонки меняются в зависимости от соотношения активностей CO_2 и HF. В силикатной части обнаружено алюмосиликатное стекло, щелочной полевой шпат, плагиоклаз переменного состава. Из силикатной в карбонатную часть интенсивно переносится кремний и фтор, в обратном направлении — в небольшом количестве кальций.

Ключевые слова: взаимодействие гранитного расплава и кальцита, редкометальный гранит, известковый скарн

DOI: 10.31857/S0869590324020062 **EDN:** DCHBVI

ВВЕДЕНИЕ

Рассмотренные в работе фторсодержащие кварцнормативные силикатные расплавы не являются лабораторной абстракцией и широко распространены в природе. В процессе кристаллизации гранитной магмы часть ее компонентов не входит в структуры порообразующих минералов и накапливается в остаточном расплаве. В результате последние порции расплава содержат повышенные количества этих несовместимых компонентов, к числу которых относится вода, фтор, многие редкие и некоторые цветные металлы.

На разных стадиях кристаллизационной дифференциации в остаточном силикатном расплаве содержится различное количество фтора. В расплаве обычных биотитовых гранитов концентрация фтора составляет десятки доли процента, в глубококодифференцированном расплаве редкометальных амазонитовых гранитов она может достигать 3–4 мас. % (Reyf et al., 2000; Баданина и др., 2010). В предложенном экспериментальном исследовании исходное содержание фтора в силикатном

расплаве 1.8 мас. %. Такое количество характерно для онгонитов, неподверженных постмагматическим преобразованиям (Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976).

Контакт фторсодержащих гранитоидов и карбонатных пород встречается на флюоритовых месторождениях Пограничное и Вознесенское (Приморский край) (Рязанцева, 2006). Взаимодействие фторсодержащего силикатного расплава с карбонатным материалом могло происходить при формировании массива Пиа Оак (Северный Вьетнам) (Владимиров и др., 2012). Ассимиляция онгонитовой магмой вмещающих карбонатных пород может быть причиной высокого содержания кальция в эндоконтактовой фации онгонитов массива Ары-Булак (Антипин и др., 2009).

Взаимодействие гранитной магмы с доломитами и магнезитами широко распространено в природе. При этом образуются магнезиальные скарны, преимущественно шпинель-диопсидового и шпинель-форстеритового состава, и кальцифиры. Реакционных образований магматической стадии с известняками до сих пор не обнаружено

(Шабынин, 1974), за исключением высокотемпературных контактов в приповерхностных условиях (Богомолов, 1970). Согласно расчетам (Перцев, 1977), это связано с высоким потенциалом углекислоты в данную стадию. Такая точка зрения в настоящее время преобладает, хотя неоднократно высказывались сомнения в ее универсальности. В частности, присутствие фтора в природной магматической системе может существенным образом влиять на режим углекислоты и устойчивость возможных реакционных минералов.

Согласно экспериментальному моделированию и термодинамическим расчетам различных скарновых реакций (Skippen, 1974; Luce et al., 1985; Перцев, 1977; Шмулович, 1988; Коржинский, 1985; Хитаров и др., 1962; Сыромятников, Воробьев, 1969; Vidale, 1969; Калинин, 1969; Летников и др., 1978; Пуртов и др., 1984; Зарайский, 1989), возникновение собственно скарновой зональности представляет только начальный этап формирования скарновых месторождений. Большая часть руд накладывается на скарны в результате более поздних процессов (Жариков, 1968). Осаждение и концентрация рудных компонентов происходят при кислотном выщелачивании уже сформированных скарновых пород ранней высокотемпературной стадии.

Задача работы — экспериментальная проверка возможности контактово-реакционного взаимодействия кальцита и глубококодифференцированного фторсодержащего гранитного расплава при параметрах магматической стадии становления интрузий.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве исходных реактивов использовались LiF, NaF, K_2SiF_6 , AlF_3 , Al_2O_3 , SiO_2 (гель), $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$. Из них готовилась шихта, которая по содержанию Si, Al, Na, K, Li и F близка к низкокальциевым порфиловым онгонитам массива Ары-Булак (Перетяжко, Савина, 2010), в мас. %: SiO_2 72.6, Al_2O_3 17.0, Na_2O 3.9, K_2O 4.5, Li_2O 0.1, F 1.8). Платиновая ампула размером 3×25 мм примерно на 2/3 наполнялась этой смесью. Масса смеси составила 0.0373 г. Вторая часть ампулы заполнялась измельченным кальцитом. Масса кальцита составила 0.0164 г. В ампулу добавлялась вода в количестве 10% от массы всей навески (0.0055 г). Ампула заваривалась с двух сторон. Эксперименты выдерживались при $750^\circ C$ и 1 кбар в течение 5 сут. Опыты проводились в институте Экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка) на установке высокого газового давления УВГД10000. Скорость закалки составляла 70–100 град/мин. Соблюдение баланса массы контролировалось взвешиванием на всех этапах подготовки и после закалки опыта с точностью $\pm 1 \times 10^{-4}$ г.

Определение химического состава образцов выполнено в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ с использованием энергодисперсионного микроанализатора на базе растрового электронного микроскопа “Jeol JSM-6480LV” (спектрометр INCA-Energy 350). Дисперсия, характеризующая порог обнаружения, для F составила 0.05 мас. %, для Na, K, Ca, Al, Si — 0.02 мас. %. Точность определения равна ± 10 отн. % при содержании до 1 мас. %; ± 5 отн. % — при содержании от 1 до 5 мас. %; ± 2 отн. % — при содержании от 5 до 10 мас. %.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

При вскрытии ампулы образец распался на несколько частей, две из которых были использованы для дальнейшего изучения. Одна из этих частей примерно на 85% представляет собой продукт переработки карбонатного материала, вторая на 95% состоит из силикатных фаз. В обеих частях содержится контакт силикатной и апокарбонатной смесей, их строение дополняет друг друга и отражает всю область взаимодействия (табл. 1, рис. 1).

Апокарбонатная и силикатная части имеют четко выраженное зональное строение. По минеральному составу и структуре на изображении полированного образца в обратнорассеянных электронах отчетливо выделяются восемь субпараллельных друг другу и первичному контакту зон.

Минеральный состав зон колонки. Самая удаленная от контакта зона 1 карбонатной части образца сложена кальцитом, кварцем и плагиоклазом. В небольшом количестве (до 5%) содержит цельзиан (рис. 2). Барий нами не вводился в состав исходной шихты. Видимо, появление этой фазы связано с примесью этого компонента в одном из химических реактивов.

Видимая мощность зоны до 0.7 мм. В ее пределах имеются два типа участков. В первом из них примерно 60% площади изображения занимают зерна кварца, 25% — кальцита, 5% — цельзиана, около 10% — поры (рис. 2б, 2в). Обогащенные кварцем участки изометричные или слабо удлиненные, имеют округлые очертания с краями, изрезанными бухтообразными заливами. Кальцит в массе кварца образует вроски размером до 15 мкм, которые по форме сечений напоминают ихтиоглипты в графической структуре пегматитов. Зерна кварца субидiomорфные и в поперечнике составляют от 20 до 100 мкм. Размер пор — от 1 до 10 мкм. Для кварца характерно присутствие в виде примесей Ca, Na, K, Al примерно по 0.1 мас. % каждого металла. Если примесь кальцита можно связать с небольшим захватом кальцита при анализе, то остальные металлы, по всей видимости, являются признаком микролитов полевых шпатов.

Таблица 1. Состав некристаллических фаз и зон колонки

Зона	Некристалл. фаза	Si	Al	Na	K	Ca	Ba	F	O	Сумма
2	Валовой состав	22.7 ± ± 1.1 (48.6)	0.14 ± ± 0.02 (0.3)	0.12 ± ± 0.02 (0.16)	<п.о.	31.71 ± ± 0.04 (44.4)	<п.о.	0.25 ± ± 0.07	45.7 ± ± 0.9	100.6 (93.5)
3	Валовой состав	13.3 ± ± 0.3 (28.5)	0.11 ± ± 0.02 (0.2)	0.12 ± ± 0.02 (0.2)	0.05 ± ± 0.01 (0.1)	31 ± ± 1.0 (43.4)	0.20 ± ± 0.06 (0.2)	6.5 ± ± 0.4	43.8 ± ± 1.2	95.1 (76.1)
4	Валовой состав	13.5 ± ± 0.6 (28.9)	0.18 ± ± 0.09 (0.3)	0.13 ± ± 0.02 (0.2)	0.03 ± ± 0.02 (0.04)	31.1 ± ± 0.3 (43.6)	0.15 ± ± 0.1 (0.17)	6.7 ± ± 0.6	43.7 ± ± 1.1	95.4 (76.8)
	<i>LCF</i>	20.8 ± ± 1.2 (44.6)	0.04 ± ± 0.02 (0.07)	0.23 ± ± 0.03 (0.3)	0.04 ± ± 0.01 (0.07)	21.7 ± ± 2.1 (30.3)	<п.о.	15.2 ± ± 2.5	30.6 ± ± 1.7	88.7 (84.1)
5	Валовой состав	18 ± ± 3 (38.5)	0.11 ± ± 0.06 (0.2)	0.09 ± ± 0.02 (0.1)	<п.о.	28.6 ± ± 1.9 (40.1)	<п.о.	2.7 ± ± 2.7	46.7 ± ± 1.7	96.2 (80.4)
7	Валовой состав	31.2 ± ± 0.3 (66.9)	6.7 ± ± 0.2 (12.6)	2.75 ± ± 0.05 (3.7)	5.4 ± ± 0.1 (6.5)	0.4 ± ± 0.1 (0.5)	<п.о.	<п.о.	47.7 ± ± 0.4	94.1 (90.2)
	<i>L</i>	33.5 ± ± 0.6 (71.7)	6.1 ± ± 0.2 (11.6)	3.1 ± ± 0.2 (4.2)	4.54 ± ± 0.04 (5.5)	0.26 ± ± 0.02 (0.4)	<п.о.	0.15 ± ± 0.03	52.2 ± ± 1.9	99.9 (93.5)
8	<i>L</i>	30.7 ± ± 0.3 (65.8)	6.0 ± ± 0.1 (11.4)	3.05 ± ± 0.08 (4.1)	4.6 ± ± 0.1 (5.5)	0.11 ± ± 0.07 (0.2)	<п.о.	0.21 ± ± 0.07	48.4 ± ± 0.7	93.1 (87.1)

Примечание. *L* — алюмосиликатное стекло, *LCF* — карбонатно-фторидная фаза, <п.о. — ниже порога обнаружения.

В скобках указаны массовые проценты оксидов соответствующих элементов и их суммы с учетом содержания фтора.

В этой же зоне 1 на участках второго типа кальцита в 8–10 раз больше, чем кварца, поры практически отсутствуют (рис. 2в, 2г). Зерна кальцита, в поперечнике до 30 мкм, пронизаны тонкими иглами кварца длиной 20–40 мкм и толщиной не более 3 мкм. По форме занимаемой площади и размерам оба типа участков близки.

Также встречаются полосы, обогащенные кальцитом. Они явно пересекают существенно кварцевые участки и даже переходят в секущие жилы (рис. 2г). В таких местах благодаря обогащению кварцем тонких зон, повторяющих изгибы контактов, проявлено строение, напоминающее крупстификационные кокардовые структуры или раскристаллизованные гели. В этих жилах обнаружен плагиоклаз основного состава $\text{Na}_{0.1}\text{Ca}_{0.9}\text{Al}_{1.9}\text{Si}_{2.1}\text{O}_8$. На изображении в обратнорассеянных электронах такой плагиоклаз практически не отличим от кальцита. Характерных кристаллографических очертаний зерен плагиоклаза обнаружить не удалось.

Возможно, что он представлен агрегатом тонкодисперсных кристаллов.

Из-за неоднородности распределения минералов и относительно небольшой мощности количественно определить валовый состав этой зоны невозможно. Поэтому при дальнейшем обсуждении химический состав зоны 1 не приводится.

Граница с зоной 2 очень резкая в силу новообразования волластонита и существенного изменения микроструктуры (рис. 2а). Замещению подвергаются исключительно обогащенные кварцем участки. Волластонит образует преимущественно удлиненные агрегаты размером до 60 мкм, сцементированные кальцитом с небольшим количеством кварца. Доля кварца в целом не превышает 5% (рис. 3а). Мощность зоны небольшая, не более 100 мкм.

Граница с зоной 3 обусловлена появлением куспидина (рис. 3б). Он слагает примерно 25% кварц-волластонит-куспидин-кальцитово-вой зоны.

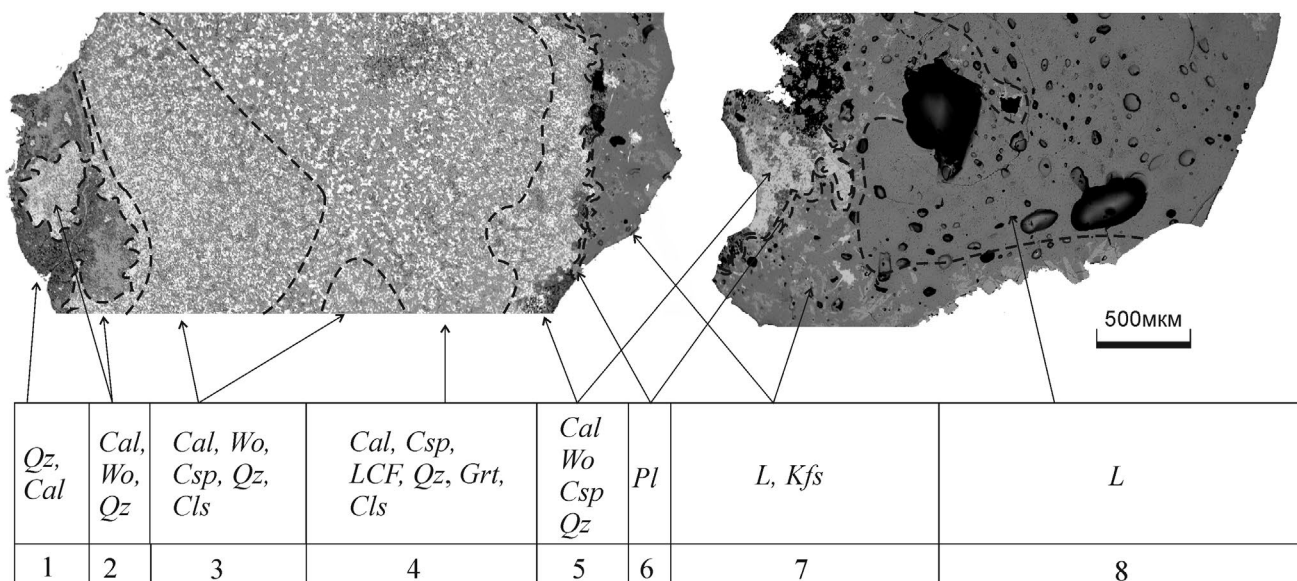


Рис. 1. Апокарбонатная (слева) и силикатная (справа) части образца. Общий вид и границы зон. *Cal* – кальцит, *Cls* – целъзиан, *Csp* – куспидин, *Flu* – флюорит, *Grt* – гранат гроссулярового состава, *Kfs* – щелочной полевой шпат, *L* – алюмосиликатное стекло, *LCF* – карбонатно-фторидная фаза, *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *Wo* – волластонит.

Мощность зоны меняется от 0.5 до 2 мм. Количество кальцита в этой области образца немного увеличивается. Он занимает примерно 50% от объема зоны. Здесь также возрастает количество кварца (10%), уменьшается количество волластонита (15%). Кварц продолжает встречаться только в интерстициях между остальными фазами. Присутствует целъзиан. Он образует короткостолбчатые кристаллы, количество которых не превышает 1–2%. Все минералы этой зоны ксеноморфны, за исключением волластонита. В нем прослеживаются субидiomорфные очертания. Куспидин представлен фтористой разновидностью, содержание F около 10 мас. %. Остальные минералы отвечают теоретическим составам.

В зоне 4 присутствуют кальцит (50%), куспидин (30%), кварц (10%), обнаружены единичные зерна граната (*Grt*) и целъзиана (рис. 3в). Полностью исчезает волластонит и появляется новая кальций-кремний-карбонатно-фторидная фаза *LCF* (около 10%). Для этой фазы характерны неправильные изометричные или удлиненные очертания. Располагается часто в интерстициях между другими минералами. Имеет ярко выраженное непостоянство химического состава и значительное преобладание отрицательных зарядов (табл. 1). На известные формулы минералов ее состав не рассчитывается. Если все недостающие катионы считать углеродом, то средний состав фазы отвечает формуле $\text{Ca}_{14}\text{Si}_{19}\text{C}_3\text{O}_{48}\text{F}_{20}$. Гранат хорошо пересечивается на теоретическую формулу гроссуляра. Характерной особенностью является постоянная небольшая примесь фтора 0.4 ± 0.1 мас. %. Размер

зерен составляет 10–15 мкм. Мощность зоны 4 составляет 0.5–2.5 мм.

При дальнейшем приближении к контакту, в зоне 5, происходит смена парагенезиса на уже встречавшийся ранее: *Cal, Csp, Wo, Qz*. Эта зона имеет небольшую мощность (200–400 мкм) и примыкает непосредственно к силикатной части образца (рис. 3г). Она иногда образует участки, на сотни микрон уходящие вглубь силикатной части. Главными фазами здесь являются волластонит и кальцит. Они слагают до 80% объема. В отличие от зоны 3, здесь наблюдается большая неоднородность строения. Отмечаются участки существенно кварцевого состава и участки, где кварц почти отсутствует. Форма существенно кварцевых участков неправильная, часто вытянутая. Размер достигает 300 мкм. Они, как и в зоне 1, содержат кристаллы кальцита (объемное отношение $Qz/Cal \approx 4/1$). При измерении валового состава и построении профиля зоны состав существенно кварцевых участков не учитывался. Куспидин проявлен в небольшом количестве (~5%). Фазы *LCF* в этой зоне обнаружено не было.

На границе карбонатного и силикатного материала образуется зона 6, представленная плагиоклазом (рис. 3г). Ее мощность от 3 до 50 мкм. Состав плагиоклаза изменяется в широких пределах от андезина до анортита (An_{42-95}) (рис. 4). Материал этой зоны имеет скрытокристаллическую структуру. Содержит большое количество пор (до 20%).

Дальше вглубь силикатной части образца проявлена зона 7, сложенная силикатным стеклом

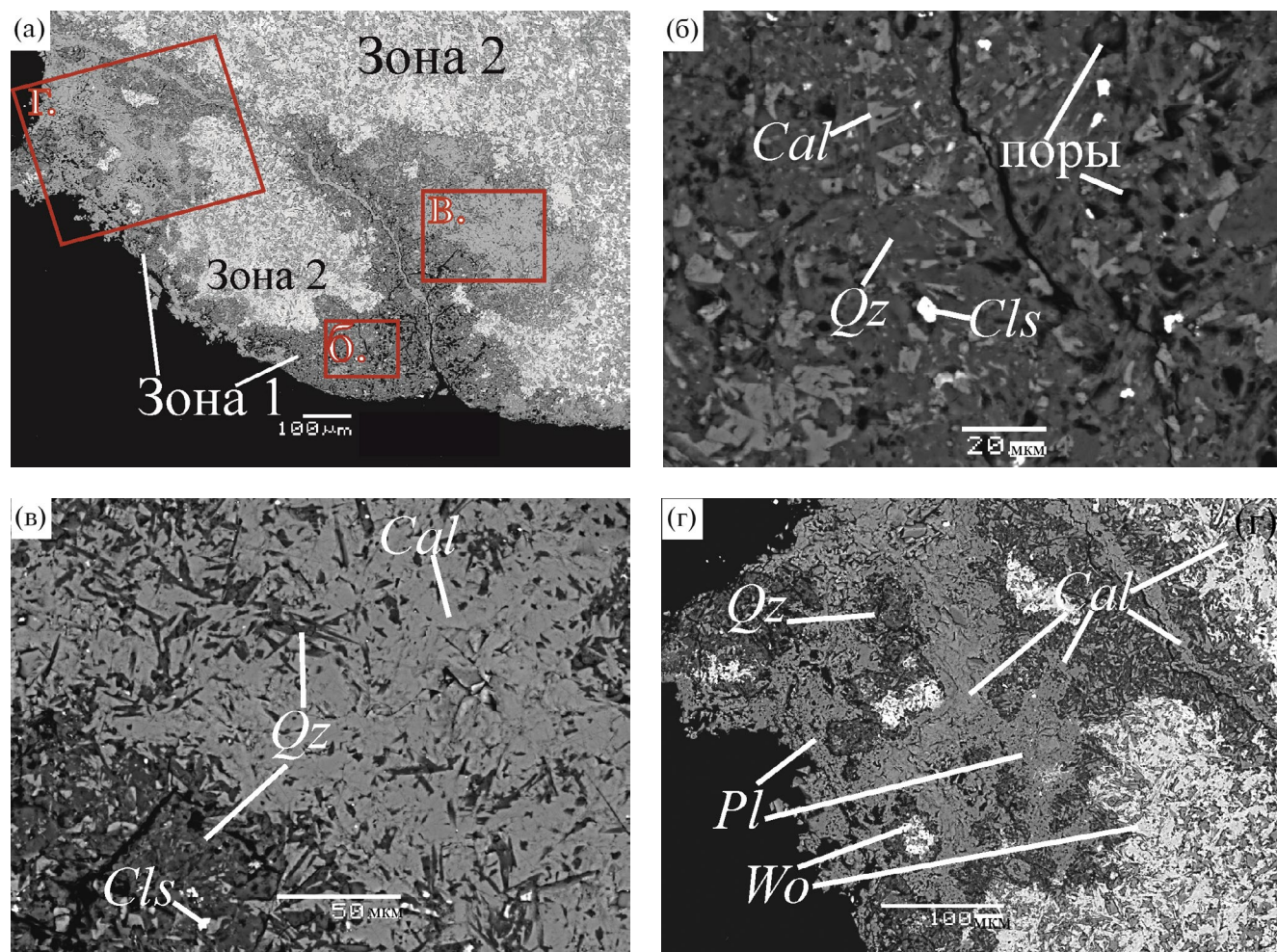


Рис. 2. Граница зон 1 и 2: общий вид (а) и детали структуры первой зоны (б, в, г). Граница проведена по появлению волластонита. За счет него вторая зона на рисунке выглядит светлее.

и щелочным полевым шпатом. Количество щелочного полевого шпата составляет примерно 10% (рис. 3г, 3д). Минералы полевого шпата имеют идиоморфные столбчатые или изометричные очертания. Размер в длину может достигать 100 мкм, в ширину — 20 мкм. На достаточном удалении от контакта с апокарбонатной частью (более 50 мкм) состав полевого шпата достаточно постоянен, соотношение альбитового и ортоклазового компонентов в нем составляет $Ab/Or = 3/7$. Переход от плагиоклаза зоны 6 к щелочным К-На полевым шпатам зоны 7 постепенный, через составы, содержащие Са, Na и К (рис. 4).

В этой же зоне 7 встречены зональные поликристаллические пористые агрегаты флюорита, волластонита и куспида (рис. 3д, 3е). Их размер достигает 100 мкм. Центр агрегатов сложен кристаллами флюорита и куспида (размер 2–3 мкм). Ближе к краю развиваются длинностолбчатые идиоморфные кристаллы волластонита. Их размер

составляет примерно 20 мкм, единичные зерна достигают 100 мкм. По краю скоплений развиваются кристаллы щелочного полевого шпата. В образце встречено всего три таких скопления. Следов кальцита в таких агрегатах не обнаружено. При удалении от контакта все кристаллические фазы исчезают. Стабильным остается только силикатный расплав (зона 8).

Химический состав зон колонки. Изменение содержаний компонентов в поперечном разрезе зональности иллюстрируют результаты определения состава на электронном зонде при сканировании по площади 100×500 мкм² (рис. 5). Наиболее очевиден привнос кремнезема в карбонатную часть колонки и сопряженная десиликация алюмосиликатной. В результате в поперечном разрезе колонки содержание SiO_2 меняется монотонно. Часть извести мрамора перемещена в алюмосиликатную часть, но заметные изменения содержаний произошли только вблизи первичного контакта.

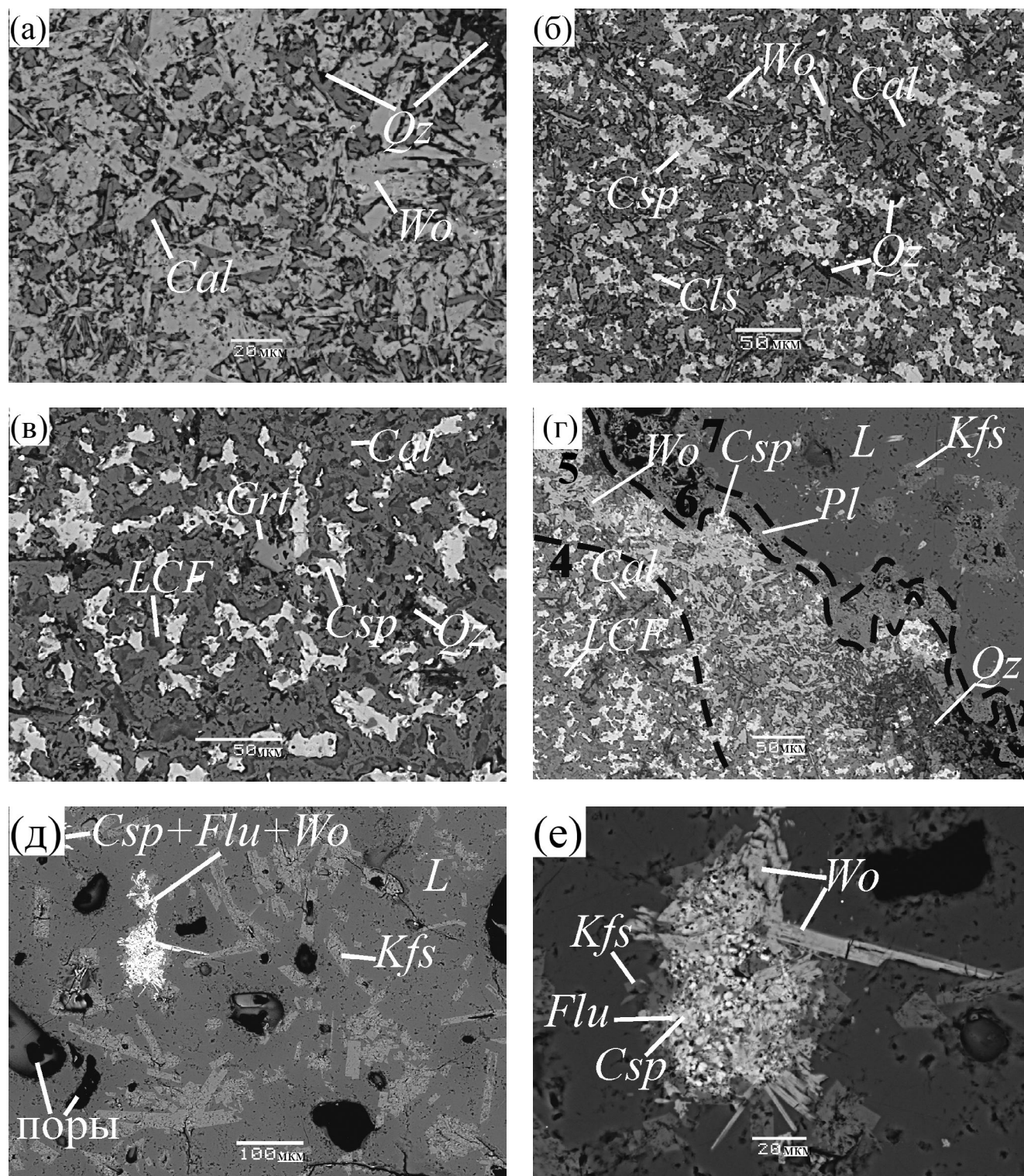


Рис. 3. Минеральный состав и структура: (а) зона 2; (б) зона 3; (в) зона 4; (г) приконтактная область (зоны 4, 5, 6, 7); (д) зона 7; (е) флюорит-куспидин-воластонитовый агрегат в зоне 7. Граница между зонами 4 и 5 определена по появлению волластонита и исчезновению фазы *LCF*. Зона 6 состоит из плагиоклаза. Зона 7 — из алюмосиликатного стекла и щелочного полевого шпата.

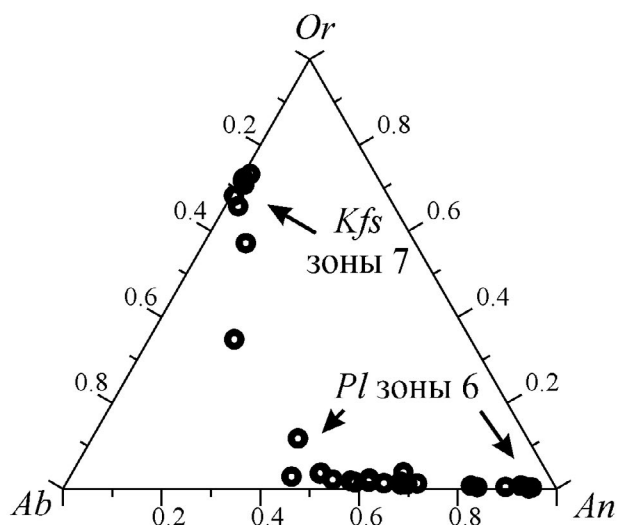


Рис. 4. Составы полевых шпатов из зон 6 и 7.

Судя по фазовому составу, углекислота, которая не определяется зондовым анализом, последовательно выносилась из зон карбонатной части колонки, причем этот вынос был практически не компенсированным. Единственной фазой, содержащей CO_2 в эндоконтактной зоне, является алюмосиликатный расплав, представленный в продуктах закалки опыта стеклом. Известно, что растворимость в нем углекислоты незначительна.

В зоне контакта отмечается максимум по содержанию алюминия. Он примерно в два раза превышает его исходное содержание в силикатной части навески, в которой проявлено сопряженное уменьшение количества этого компонента.

Содержание щелочей в алюмосиликатной части почти не изменилось относительно исходных значений. Только в зоне 6 отмечается широкий диапазон содержания Na_2O с максимумом, примерно в 1.5 раза превышающим его среднюю концентрацию в силикатной части. Содержание K_2O увеличивается относительно исходного значения на 1–2 мас. % в приконтактной части зоны 7. В апокарбонатной части среднее количество этих компонентов по зонам близко к порогу обнаружения.

Источником фтора для появления соответствующих фаз в апокарбонатных зонах, очевидно, было его первичное содержание в алюмосиликатной смеси. Концентрация фтора меняется по разрезу волнообразно, достигая максимума в зоне 4, где она существенно превышает содержания в остальных зонах и в исходной алюмосиликатной навеске.

Границы зон колонки взаимодействия, проведенные по минеральным признакам, хорошо согласуются с изменением количества фтора по разрезу. В зоне 2, имеющей кварц-кальцит-волла-

стонитовый состав, содержание F близко к нулю. С появлением куспидина концентрация F возрастает до 7 мас. % и сохраняется постоянной на всем протяжении зоны 3. Дальнейший рост количества F проявлен в исчезновении волластонита и появлении высокофтористой фазы переменного состава LCF. Зона 5 характеризуется резко неоднородным распределением фтора. Самое низкое валовое содержание F в апокарбонатной части неожиданно приходится на приконтактную часть зоны 5. В приконтактной области силикатной части концентрация F также близка к нулю и лишь немного (на 0.3 мас. %) увеличивается в зоне 8.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При подготовке опыта две контрастные исходные смеси алюмосиликатного и кальцитового состава были расположены в контакте друг с другом. Каждая из смесей была однородна, в составе первой из них отсутствовали известь и углекислота, во второй — кремнезем, глинозем, щелочи, фтор. Образование зональной колонки, несомненно, является результатом их реакционного взаимодействия. Колонка делится на алюмосиликатную и апокарбонатную части. В геологической литературе такие части колонки принято называть соответственно эндо- и экзоконтактовыми.

Общая мощность колонки и положение первичного контакта сохраняется в результате аллохимических преобразований, что говорит о близости процесса взаимодействия к изохорному. Уменьшение содержания или появление компонентов в каждой из частей колонки связано с их выносом или привносом из противоположной части. В большинстве случаев наблюдается встречная направленность таких преобразований и компенсация выноса из одной части привносом в другую, как это имеет место при биметасоматических процессах.

Движущими силами массопереноса являются градиенты химических потенциалов, а его механизм — диффузия компонентов. Поскольку коэффициенты диффузии в кристаллических фазах пренебрежимо низки, перемещение компонентов или их ионов происходит только в жидкой или газообразной среде минералообразования. В метасоматических процессах жидкой фазой, через которую осуществляется перенос вещества, является водный флюид. Образующаяся зональность обусловлена различной растворимостью твердых фаз. Если во взаимодействии участвует расплав, то он также может быть фазой, участвующей в переносе компонентов.

В продуктах опытов границы зон везде резкие; следовательно, реакции на них протекали до конца, до полного исчерпания одной из фаз. Это могло иметь место только в случае, если скорость

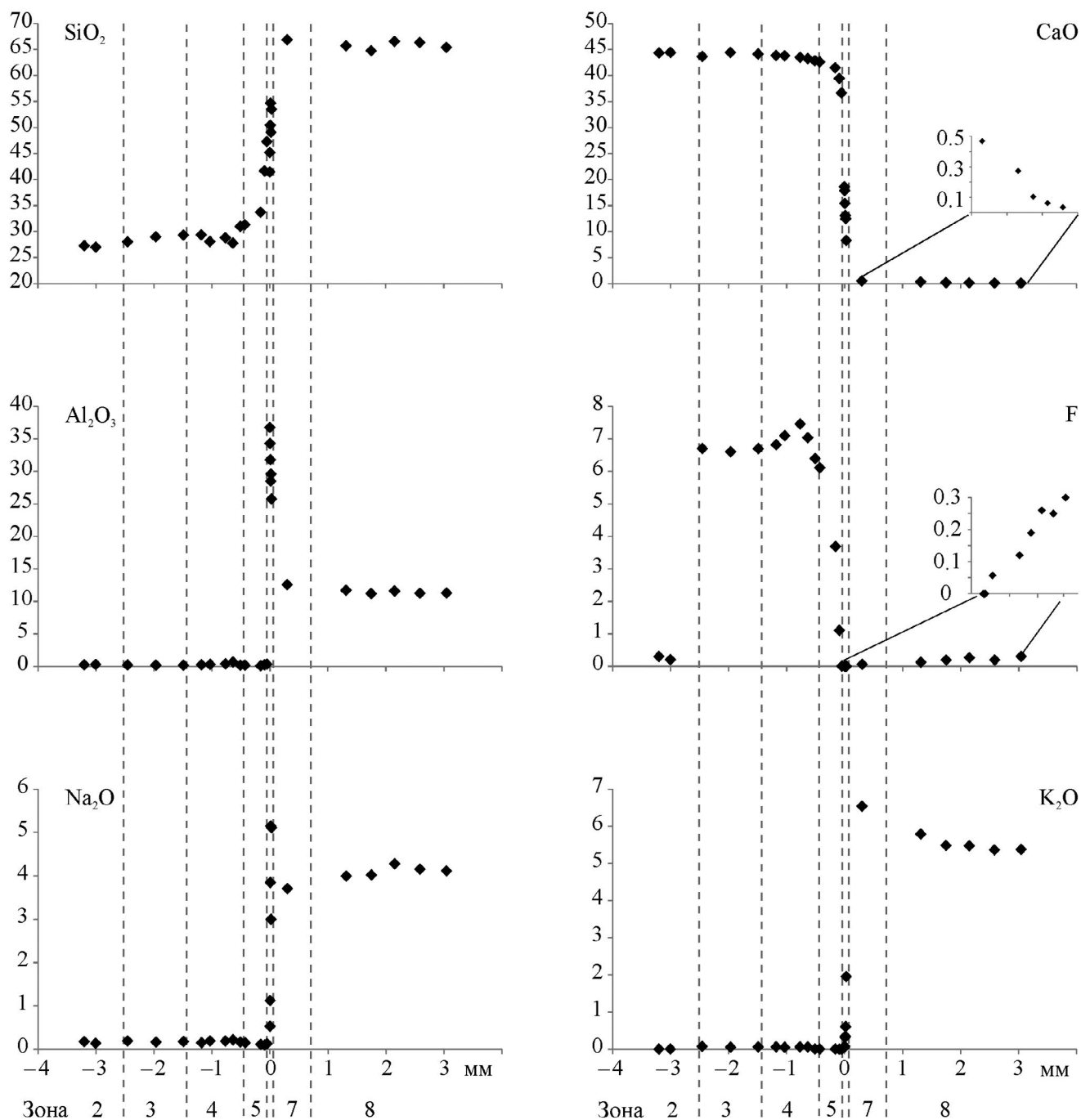


Рис. 5. Содержание компонентов в образце на разном расстоянии от контакта. За ноль принят плагиоклаз из зоны 6. Положительные значения по оси абсцисс соответствуют силикатной части образца, отрицательные – карбонатной.

реакций значительно превышала скорость массопереноса. Иными словами, в каждой точке разреза зональной колонки достигалось локальное химическое равновесие (Коржинский, 1969).

Между величиной химического потенциала компонентов и их концентрацией в системе может отсутствовать прямая зависимость. В случае

одинакового фазового состава сред химический потенциал каждого компонента в них одинаков при любых количественных отношениях фаз. Например, в кварцсодержащем кальцитовом мраморе или в кварците с единичными зернами кальцита резкий контраст составов сочетается с равенством химических потенциалов (активностей) компонентов. Такие две горные породы (или два

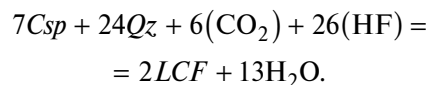
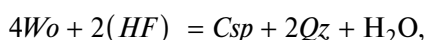
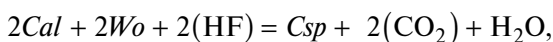
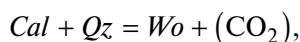
материала) не могут химически взаимодействовать между собой.

Другое дело — концентрация компонентов в фазах переменного состава, входящих в состав нескольких последовательных зон. Между величиной химического потенциала и концентрацией компонентов в них имеется прямая зависимость. Содержание компонентов в этих фазах напрямую отражает возникающий градиент химических потенциалов. Из имеющихся кристаллических фаз такими свойствами обладает полевой шпат, в составе которого по направлению к апокарбонатным зонам уменьшается концентрация калия и натрия и растет кальция (рис. 4).

В апокарбонатной части все наблюдаемые зоны отличаются по составу от исходной смеси и являются реакционными. Они сложены в основном кристаллическими фазами: кальцитом, кварцем, волластонитом, куспидином, местами появляются гроссуляр и целзьян. Лишь одна фаза в зоне 4 (*LCF*), по стехиометрии входящих в нее компонентов и изменчивости химического состава (табл. 1), не соответствует известным в данной системе соединениям и с очень большой вероятностью была закалена из жидкости. Она имеет преимущественно карбонатно-фторидный состав, содержит силикатную и, вероятно, водную составляющие.

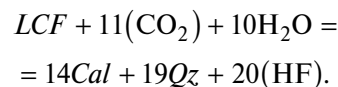
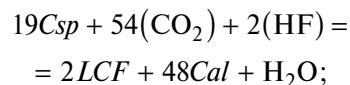
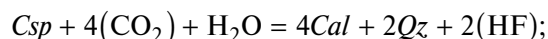
Парагенезисы фаз в зонах апокарбонатной части меняются в зависимости от соотношения активностей CO_2 и HF в водной среде. Схожесть минерального состава наиболее удаленных от контакта зон 1, 2 и 3 с составом приконтактных зон 5 и 6 производит впечатление присутствия в апокарбонатной части образца концентрической зональности. Такой тип зональности может появиться, если взаимодействие в том или ином виде проявлено по всему периметру апокарбонатной части и направлено от края к центру. Такая концентрическая зональность существенно усложняет картину. Поэтому говорить о закономерностях строения колонки в этой системе в целом пока рано.

Примерно оценить параметры устойчивости минеральных ассоциаций и направление химических реакций при изменении активности CO_2 и HF можно с помощью модельной системы CaO-SiO_2 . Такая система изображена на диаграмме $\lg a_{\text{CO}_2} - \lg a_{\text{HF}}$ (рис. 6). Она не позволяет отобразить трех- и четырехфазовые равновесия, полученные в эксперименте, однако с ее помощью можно показать важнейшие особенности зональности и появление на границах зон волластонита, куспидина и солевой жидкости *LCF* по реакциям:



Дивариантные поля устойчивости перечисленных фаз определяют пределы изменений активности CO_2 и HF , в которых формируются соответствующие зоны. Моновариантные линии отражают условия протекания реакций на границах зон. Бинарные диаграммы состав—парагенезис показывают, какие пары минералов могут образоваться в этой зоне в зависимости от количественного соотношения кальция и кремния. Например, при высокой активности CO_2 и низкой HF на всем диапазоне составов системы устойчивым является равновесие кварца с кальцитом (рис. 6, дивариантное поле 1). При понижении активности CO_2 эти два минерала взаимодействуют с образованием волластонита (моновариантная линия $\text{Cal} + \text{Qz} \rightarrow \text{Wo}$). Реакция идет вплоть до исчерпания одной из фаз. Если система имела существенно кальциевый состав, то слева от линии реакции (рис. 6, дивариантное поле 2) устойчивым парагенезисом будет $\text{Cal} + \text{Wo}$. Если в составе системы преобладает кремний, то $\text{Qtz} + \text{Wo}$. Равновесие же $\text{Qtz} + \text{Cal}$ для поля 2 является запрещенным и при таких значениях a_{HF} и a_{CO_2} не может быть реализовано.

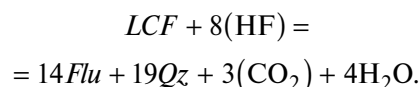
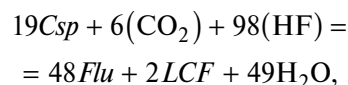
В соответствии с топологическими особенностями такого типа диаграмм, при более высоких значениях активности уголекислоты происходят реакции:



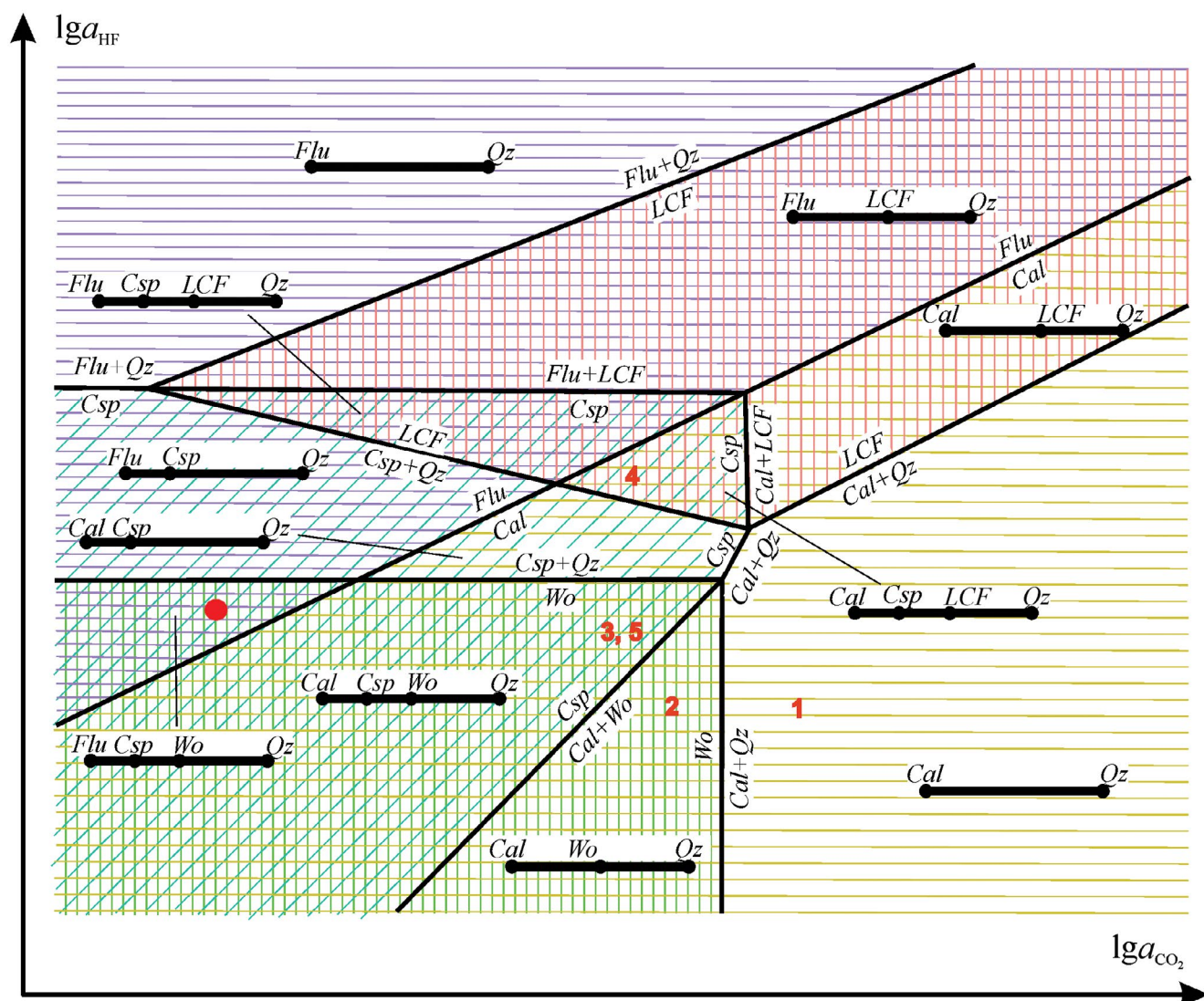
В области высокой активности HF стабильным становится флюорит в соответствии с реакцией:



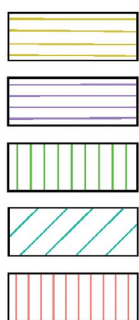
Флюорит также может образоваться в результате распада куспидина или фазы *LCF*:



Эти реакции могут моделировать типы зональности, не содержащие волластонит. В условиях



Поля устойчивости фаз:



Cal

Flu

Wo

Csp

LCF



линии реакций



диаграммы состав-парагенезис



номера зон колонки взаимодействия, соответствующих дивариантным полям



поле, соответствующее фазовому составу ксенолита

Рис. 6. Диаграмма $\lg a_{\text{CO}_2}$ – $\lg a_{\text{HF}}$, которая демонстрирует относительное расположение полей устойчивости минеральных фаз и линий их реакций в зависимости от активности CO_2 и HF в системе CaO – SiO_2 . При переходе к количественной оценке размер полей может измениться. Состав фазы LCF задавался из предположения, что весь избыток отрицательных зарядов компенсирован углеродом.

низкой активности CO_2 существует поле, в котором стабильны флюорит, куспидин и волластонит (рис. 6). Эта фазовая ассоциация реализуется в небольших зональных куспидин-флюорит-волластонитовых участках экспериментального образца из зоны 7 (рис. 3д, 3е). В центральной части они сложены флюоритом и куспидином. Волластонит тяготеет к краю. По периметру развиваются кристаллы Kfs . Скорее всего, такие зональные участки являются аналогами природных ксенолитов. Их появление обусловлено взаимодействием силикатного расплава с небольшими крошками кальцита, которые при загрузке ампулы попали вглубь силикатной части. Флюорит в образце встречается только в этих скоплениях.

Зональность в таких скоплениях по минеральному составу существенно отличается от зон 1–5. Причиной этому, по всей видимости, является значительное преобладание в этой части образца силикатного материала над карбонатным. Оно обеспечивает относительно низкую активность CO_2 и образование колонки взаимодействия другого типа. В экспериментально полученных ксенолитах кальцит полностью замещен.

Алюмосиликатная часть образца на небольшом удалении от контакта (зона 8) сложена стеклом и, следовательно, во время опыта была в расплавленном состоянии. Вблизи контакта в стекле появляются кристаллы щелочного полевого шпата. На самом контакте располагается узкая зона, сложенная плагиоклазом среднего и основного состава, в которой не обнаружено следов закалки расплава. Строение эндоконтактной алюмосиликатной части разреза в целом отвечает представлениям многих геологов об ассимиляции CaO известняка в эндоконтактных частях интрузивов, но существенно уточняет их. Новым является возникновение при этом реакционной зональности и изотермический переход из ликвидусной области системы в субликвидусную и далее субсолидусную вследствие изменения только ее состава.

Образовавшийся в зонах 7 и 8 расплав отличается от исходного онгонитового пониженными содержаниями кремния, алюминия, фтора. Как показали наши эксперименты (Алферьева и др., 2022), исходный порфиновый онгонит массива Ары-Булак при 700°C и давлении воды 1 кбар полностью плавится и не содержит кристаллических фаз. Этот же расплав на контакте с кальцитом уже при 750°C оказывается в разных зонах колонки частично или полностью раскристаллизованным. В соответствии с (Manning, 1981; Коваленко, 1979) причиной роста его температуры кристаллизации и изменения границ стабильности порообразующих минералов может быть потеря фтора. Таким образом, контактово-реакционное взаимодействие с карбонатным материалом, приводящее к выносу фтора из магматической системы, инициирует

начало кристаллизации пород эндоконтакта при более высокой температуре. В природе это явление может способствовать интенсивной раскристаллизации эндоконтактных областей гранитных интрузий или небольшого размера жил и формированию в них более высокотемпературных фазовых ассоциаций.

Интересным аспектом проведенного эксперимента является анализ массы перенесенных компонентов. Напомним, что исходная масса карбонатной части образца составила 0.0164 г. Масса водного флюида, добавленного в ампулу, — 0.0055 г. Концентрация кремния в апокарбонатной части после опыта составила в изученных зонах колонки от 12 до 18 мас. %, т.е. масса перенесенного кремния равна 0.002–0.003 г, что составляет примерно 50% от массы воды в системе. Содержание F в приконтактной области силикатной части близко к нулю. Оно лишь немного увеличивается (до 0.3 мас. %) в зоне 8. Потеря F в силикатной части составляет 1.5%, что равно 0.5 мг ($\approx 10\%$ от массы воды в системе). Такая оценка является очень грубой и не учитывает многих факторов, таких как растворение части воды в силикатном расплаве, изменение массы апокарбонатной части в ходе опыта, возможное уменьшение количества кремния и увеличение количества фтора в неизученных частях образца. Также неучтенным осталось содержание кремния в существенно кварцевых участках первой и пятой зон. Однако эти расчеты и проведенный эксперимент позволяют понять, что для переноса труднорастворимых компонентов в условиях земной коры вовсе не требуются огромные массы воды. Также становится понятно, что нам все еще не известен механизм переноса вещества и состав жидкой фазы, участвующей в этом процессе.

Комплекс замещений в последовательных зонах колонки в общих чертах сходен с метасоматическим процессом. Отличается от него тем, что реакционные зоны при образовании были сложены не только кристаллическими минералами, но и жидкими фазами.

Образование подобных колонок замещения с присутствием высокоплотной жидкости названо нами процессом расплавного замещения и подробно рассмотрено в (Граменицкий и др., 2018) на примерах взаимодействия техногенных расплавов с огнеупорами. При этом образуются реакционные колонки, обладающие основными свойствами диффузионной метасоматической зональности. В отличие от последней в их тыловых зонах наряду с кристаллическими фазами образуется реакционный расплав. Механизм его появления не является ни механическим перемещением воздействующего на кристаллическое вещество расплава, ни плавлением. Расплав образуется как одна из фаз контактово-реакционного взаимодействия и наряду

с кристаллическим материалом является частью зональной колонки. Появление карбонатно-фторидного расплава *LCF*, как и кристаллических фаз колонки, является результатом взаимодействия двух контрастных сред. В соответствии с полученной диаграммой он становится стабильным в условиях высокой активности HF и CO₂ (см. рис. 6).

Жидкие фазы в апокарбонатной части, возможно, образовались не в одной только зоне 4. Причиной сложного распределения фаз в зоне 1 тоже может быть присутствие жидкости. Более полувека назад (Wyllie, Naas, 1966) в системе CaO-SiO₂-CO₂-H₂O при давлении 1 кбар была экспериментально установлена стабильность жидкости. Эвтектический расплав, появляющийся при 637°C, содержит, по данным авторов, в мас. %: CaO 64, SiO₂ 2, CO₂ 21, H₂O 13. При увеличении температуры диапазон составов жидкой фазы расширяется. В более поздней работе (Durand et al., 2015) в системе CaO-H₂O-CO₂ при 650°C и 1 кбар также получен расплав близкого состава.

Онтогенический анализ структур карбонатных пород (Попов, 2010, 2017) на некоторых уральских скарновых объектах подтвердил возможность образования полнокристаллических карбонатных тел из расплавов–растворов при *P-T* условиях земной коры. Присутствие карбонатного расплава при контактово-метаморфических процессах в земной коре также предполагается в работах (Wenzel et al., 2002; Jutras et al., 2006; Ganino et al., 2013; Gozzi et al., 2014; Floess et al., 2015). Возможность возникновения карбонатитового расплава в коровых условиях допускается в работах (Склярков и др., 2009; Liu et al., 2006). Таким образом, нельзя исключать, что существенно кальцитовые участки зоны 1 могут быть продуктом кристаллизации обогащенной карбонатом жидкости, близкой к эвтектической по (Wyllie, Naas, 1966).

Таким образом, кристаллические продукты эксперимента могут состоять из кристаллов двух генераций: 1) образовавшихся в условиях опыта и 2) выпавших в результате раскристаллизации одной из жидких фаз в процессе закалки. Критерии отличия между ними мало разработаны. Обычно используют морфологические признаки: размер зерен, их форму (закалочные кристаллы часто скелетные), образование агрегатов, наследующих форму жидкой фазы. Несколько изменяя парадоксальное высказывание М. Фарадея, можно сказать: “То, что мы видим, не состояло из того, что нам кажется”. Конкретно для рассматриваемого опыта наличие в апокарбонатных зонах закалочных фаз ясно из следующих фактов.

— Присутствие поликристаллических полифазных агрегатов, которые могли образоваться при раскристаллизации жидкости. Примером могут служить преимущественно кварцевые участки зон 5 (рис. 3г) и 1 (рис. 2).

— Приуроченность к промежуткам зерен других минералов. При анализе магматических структур такие соотношения рассматриваются как поздняя кристаллизация (т.е. возрастные отношения). В полученном образце кварц в зонах 2, 3, 4 и 5 занимает интерстиции между другими фазами.

— Формы сечений, характерные для скелетных кристаллов (тонкоиглочатые — кварца, подобные ихтиоглиптам — вроски кальцита в кварце).

— По две разновидности (по размеру и форме) зерен кальцита и кварца в разных частях зоны 1.

Поэтому минеральный состав зон и первоначальное строение колонки в условиях проведения опыта, скорее всего, отличаются от наблюдаемого. Это подтверждается также и наличием в границах одной зоны запрещенных парагенезисов. Наиболее очевидна ассоциация волластонита с кварцем и кальцитом.

Для каждого зерна определить, образовалось ли оно в процессе опыта или в ходе закалки, в данном образце невозможно. Это касается не только кальцита и кварца, но и других минералов. Поэтому и состав жидких фаз и их приуроченность к зонам колонки остаются неизвестными. Восстановление строения колонки, существовавшей при параметрах эксперимента, с учетом возможной частичной раскристаллизации жидких фаз в процессе закалки — задача нетривиальная и является предметом дальнейших исследований.

Ранее неоднократно предполагалось участие различных высокоплотных жидкостей в процессе рудообразования (Сперр, 1933; Smith, 1948; Ферсман, 1960; Доломанова, 1966; Reif, 2004; Чуриков, 1956; Маракушев, 1979; Маракушев и др., 1983; Рябчиков, Хамилтон, 1971; Когарко, Кригман, 1981; Граменицкий и др., 2005). Возможно, именно они осуществляют эффективную концентрацию компонентов и обуславливают специализацию (железорудную, полиметаллическую, золотую, оловянную или вольфрам-молибденовую) скарнов (Жариков, 1968, 2011) и зональность рудных полей, впервые установленную в Тырныаузе (Граменицкий, Кононов, 2022). В скарнах и околоскарновых породах Тырныаузского Mo-W месторождения отмечается присутствие гнезд и линзовидных тел размером до нескольких мм, состоящих из кварца, кальцита, волластонита, контрастных по составу представителей изоморфных рядов везувияна, граната, клинопироксена, плагиоклаза (от олигоклаза до битовнита) (Граменицкий, Кононов, 2022). Такие образования могут быть продуктом раскристаллизации этих высоконцентрированных жидкостей.

Находки поликристаллических карбонатно-фторидных агрегатов отмечены в гранитах Катугинского месторождения. Они выполняют интерстиции между породообразующими минералами

гранитов, а также встречаются в виде глобул в биотите, кварце и калишпате (Старикова и др., 2019). Состоят преимущественно из гагаринита, багнетита, флюоцерита и твейтита. Авторы предполагают их кристаллизацию из карбонатно-фторидного расплава.

В связи с этим проведенные исследования приобретают практический интерес. Возможно, что добавление рудных компонентов в изучаемую систему позволит прояснить механизм переноса и отложения рудного вещества при формировании месторождений редких металлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На контакте фторсодержащего гранитного расплава и кальцита при параметрах эксперимента происходит контактово-реакционное взаимодействие с перераспределением компонентов и образованием новых фаз. При условиях существования в интрузивных телах расплава, т.е. в магматическую стадию, возможно реакционное взаимодействие глубоко дифференцированных гранитоидных магм с известняками.

В результате взаимодействия как по карбонатной, так и по силикатной части образца образуется реакционная колонка, для каждой зоны которой характерен свой фазовый состав. Из силикатной части в карбонатную в значительном объеме выносятся фтор и кремний, а также происходит перераспределение содержания алюминия и щелочей. Из карбонатной в силикатную попадает относительно небольшое количество кальция. Причиной образования зональности является исходный градиент химических потенциалов компонентов. Парагенезисы фаз в зонах колонки меняются в зависимости от соотношения активностей CO_2 и HF.

В разных зонах апокарбонатной части образуются волластонит, кюспидин, кварц, гранат, целезиан и ранее неизвестная кальций-кремне-карбонатно-фторидная фаза, которая при параметрах эксперимента, по всей видимости, была жидкостью.

Потеря фтора из приконтактной области силикатной части образца способствует началу ее кристаллизации при более высокой температуре и формированию более высокотемпературных эндоконтактных фазовых ассоциаций.

Благодарности. Авторы благодарят В.А. Попова, Т.И. Щекину, А.Р. Котельникова, Б.Б. Шкурского за обсуждение результатов работы и полезные комментарии по содержанию статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы “Режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли”. Аналитические данные получены в лаборатории локальных методов исследования вещества (кафедра петрологии

и вулканологии, Геологический факультет МГУ) с использованием электронно-зондового микроанализатора “JEOL JXA-8230”, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алферьева Я.О., Чевычелов В.Ю., Новикова А.С. Экспериментальное исследование условий кристаллизации онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 2. С. 1–16.
- Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов В.А. Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 6. С. 601–612.
- Баданиана Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 2. С. 139–167.
- Богомолов М.А. Об известковых скарнах магматической стадии // *Очерки физико-химической петрологии*. 1970. Т. 2. С. 5–14.
- Владимиров А.Г., Фан Лыу Ань, Крук Н.Н. и др. Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, Северный Вьетнам // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 6. С. 599–621.
- Граменицкий Е.Н., Кононов О.В. Минеральные формации и петрология Тырныаузкого вольфрамо-молибденового месторождения. М.: Инфра-М, 2022. 466 с.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М: ГЕОС, 2005. 186 с.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Алферьева Я.О. Процессы расплавленного замещения при взаимодействии огнеупоров с техногенными расплавами // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 4. С. 1–20.
- Доломанова Е.И. О возможной роли ликвации силикатных расплавов в рудообразовании // *Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов*. М.: Наука, 1966. С. 127–151.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
- Жариков В.А. Избранные труды // *Отв. ред. Ю.Б. Шаповалов*. М.: Наука, 2011. Т. 1. 400 с.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 242 с.
- Калинин Д.В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969. 112 с.

- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 125 с.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипов В.С., Петров Л.Л. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 430—433.
- Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979, 85 с.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 126 с.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 111 с.
- Коржинский М.А. Диопсид-волластонитовое равновесие в хлоридном надкритическом флюиде // Геохимия. 1985. № 10. С. 1430—1440.
- Летников Ф.А., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск: Наука СО, 1978. 152 с.
- Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 262 с.
- Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудн. месторождений. 1983. Т. 25. № 1. С. 3—20.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 536—566.
- Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Попов В.А. Минералогические исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи // Уральский минералогический сборник. 2010. № 17. С. 110—118.
- Попов В.А. О карбонатитах в скарновых объектах Урала // Литосфера. 2017. № 1. С. 126—134.
- Пуртов В.К., Ятлук Г.М., Анфилов В.Н. Соотношения Fe, Mg, Si, Al в хлоридных растворах при 873К и 101 МПа в связи с процессами скарирования известняков // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 1003.
- Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л. О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 4. С. 933—936.
- Рязанцева М.Д. Пограничное редкометалльно-флюоритовое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Отв. ред.: А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. В 2-х книгах. 981 с.
- Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409—1427.
- Сперр Д. О рудной магме. М.-Л., Новосибирск: Изд-во иностранной литературы, 1933. 148 с.
- Старикова А.Е., Скляр Е.В., Шарыгин В.В. Y-REE минерализация в биотит-арфведсонитовых гранитах Катугинского редкометального месторождения, Забайкальский край, Россия // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 1. С. 88—92.
- Сыромятников Ф.В., Воробьев И.М. Опыт экспериментального моделирования процесса образования известковых скарнов // Докл. АН СССР. 1969. Т. 84. № 3. С. 690—693.
- Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. Избранные труды. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с.
- Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б., Лебедева Р.В. Экспериментальные данные по характеристике образования скарнов, содержащих волластонит // Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 43—54.
- Чуриков В.С. Об одном типе заполнения трещин при гомогенном рудообразовании // Советская геология. 1956. № 50. С. 33—60.
- Шабунин Л.И. Рудные месторождения и формации магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1974. 288 с.
- Шмулович К.И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. М.: Наука, 1988, 184 с.
- Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D. Low melting temperature for calcite at 1000 bars on the join $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ — some geological implications // Terra Nova. 2015. V. 27. P. 364—369.
- Floess D., Baumgartner L.P., Vonlanthen P. An observational and thermodynamic investigation of carbonate partial melting // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 409. P. 147—156.
- Ganino C., Arndt N.T., Chauvel C. et al. Melting of carbonate wall rocks and formation of the heterogeneous aureole of the Panzhihua intrusion, China // Geosci. Front. 2013. V. 4. P. 535—546.
- Gozzi F., Gaeta M., Freda C. et al. Primary magmatic calcite reveals origin from crustal carbonates // Lithos. 2014. V. 190—191. P. 191—208.
- Jutras P., Macrae A., Owen J.V. et al. Carbonate melting and peritectic formation at the intrusive contact between large mafic dykes and clastic sediments of the upper Palaeozoic Saint-Jules Formation, New-Carlisle, Quebec // Geol. J. 2006. № 41. P. 23—48.

- Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D.* Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidences for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 26. P. 105–120.
- Luce R.W., Cygan G.L., Hemley J.J., D'angelo W.M.* Some mineral stability relations in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-HCl // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. Iss. 2. P. 525–538.
- Manning D.A.C.* The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system *Qz-Ab-Or* with excess water at 1 kb // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 206–215.
- Reyf F.G.* Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia // *Chemical Geol.* 2004. V. 210. № 1–4. P. 49–71.
- Reyf F.G., Seltsmann R., Zraiskiy G.P.* The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: microthermometric evidence // *Canad. Mineral.* 2000. V. 38. № 4. P. 915–936.
- Skippen G.* An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. № 5. P. 487–509.
- Smith F.G.* Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. III. Phase relations at the pegmatitic stage // *Econom. Geol.* 1948. V. 43. № 7. P. 535–546.
- Vidale R.* Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 8. P. 857–874.
- Wenzel T., Baumgartner L.P., Brugmann G.E. et al.* Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal region, Russia) // *J. Petrol.* 2002. V. 43. P. 2049–2074.
- Wyllie P.J., Haas J.L.* The system CaO-SiO₂-CO₂-H₂O. II. The petrogenetic model // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1966. V. 30. P. 525–543.

Experimental Modeling of the Interaction of Fluorine-Containing Granite Melt and Calcite Marble

Ya. O. Alferyeva^{1, *}, E. N. Gramenitsky¹, A. S. Novikova²

¹*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

²*Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow region, Russia*

At 750°C and a pressure of 1 kbar, an experiment was carried out simulating the contact-reaction interaction of calcite and a deeply differentiated fluorine-containing granite melt. The water content in the system did not exceed 10% of the dry charge mass. The possibility of interaction of magmatic melt with calcite is shown. The experimental products contain a zoned column composed of liquid phases along with crystalline minerals. In the apocarbonate part, the newly formed phases are represented by cuspidine, quartz, wollastonite, grossular and the non-crystalline carbonate-fluoride phase *LCF*. Phase parageneses in the zones of the apocarbonate part of the column vary depending on the ratio of CO₂ and HF activities. In the silicate part, aluminosilicate glass, alkali feldspar, and plagioclase of variable composition were found. Silicon and fluorine are intensively transferred from the silicate to the carbonate part, and calcium in a small amount is transferred in the opposite direction.

Keywords: interaction of granite melt and calcite, rare-metal granite, calcareous skarn

УДК 550.41+536.7

РАЗДЕЛЕНИЕ СОЛЕЙ NaCl и CaCl₂ В ВОДНО-УГЛЕКИСЛОТНОМ ГЛУБИННОМ ФЛЮИДЕ

© 2024 г. М.В. Иванов^{a, *}, С.А. Бушмин^a

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

*e-mail: m.v.ivanov@ipgg.ru

Поступила в редакцию 17.11.2022 г.

После доработки 22.02.2023 г.

Принята к публикации 26.02.2023 г.

Исследована возможность изменения соотношения концентраций солей NaCl и CaCl₂ во флюидных фазах, образующихся в результате гетерогенизации флюида H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ при снижении *P–T* параметров. Хорошо известным экспериментальным фактом в отношении тройных систем H₂O–CO₂–NaCl и H₂O–CO₂–CaCl₂ является большая склонность системы H₂O–CO₂–CaCl₂ к расслоению на сосуществующие преимущественно водно-солевую и водно-углекислотную фазы по сравнению с аналогичной системой H₂O–CO₂–NaCl. Этот экспериментальный факт может интерпретироваться как большее родство NaCl к CO₂ по сравнению с CaCl₂. Использование недавно развитой численной термодинамической модели четверной флюидной системы H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ позволило выявить геологически значимые следствия этого различия во взаимодействии NaCl и CaCl₂ с CO₂. Многоступенчатая гетерогенизация флюида H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ при существенном снижении *P–T* параметров в конечном счете ведет к образованию водно-углекислотной флюидной фазы f2, солевой компонент которой существенно обогащен NaCl и обеднен CaCl₂ по сравнению с исходным флюидом. Образовывающаяся на каждой ступени гетерогенизации флюидная фаза f1 имеет преимущественно водно-солевой состав с соотношением мольных долей солей NaCl и CaCl₂, мало отличающийся от такового в исходном флюиде. Однако суммарная мольная доля соли в фазе f1, как правило, значительно превышает таковую в исходном флюиде. Плотность фазы f1 существенно превышает плотность фазы f2. В процессе многократного расслоения флюидной фазы f1 не происходит образования флюида с существенным обогащением CaCl₂ по сравнению с исходным соотношением мольных долей NaCl и CaCl₂. В то же время последовательное многократное расслоение фазы f2 ведет к обогащению NaCl ее солевой компоненты. При благоприятных условиях этот процесс может приводить к образованию флюида с практически чистой солью NaCl. Изменения солевого состава флюида H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ рассмотрены в приложении к эволюции состава флюидов вдоль регрессивной ветви *P–T* тренда НР метаморфизма и син-гранулитового метасоматоза в Лапландском гранулитовом поясе.

Ключевые слова: высокая температура, высокое давление, флюид, четырехкомпонентная система, фазовое расщепление, CO₂, NaCl, CaCl₂

DOI: 10.31857/S0869590324020076 **EDN:** DCGBLX

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные водно-солевые флюиды, как правило, содержат смесь нескольких солей. Водно-солевые флюиды, содержащие смесь солей KCl–NaCl, были исследованы в работе (Aranovich, Newton, 1997). Присутствие неполярных газов, в частности CO₂, в составе глубинных флюидов также является достаточно типичным. Более того, водные флюиды состава H₂O–CO₂–соль входят в число наиболее широко распространенных флюидов, участвующих в процессах глубинного метаморфизма и метасоматоза, выноса глубинного рудного

вещества в верхние слои земной коры (Trommsdorf et al., 1985; Bischoff et al., 1996; Aranovich et al., 1987; Markl, Bucher, 1998; Heinrich et al., 2004; Manning, Aranovich, 2014; Аранович, 2013, 2017). Состав флюидов является фактором, определяющим способность этих флюидов к выносу глубинного вещества (Manning, 2018). Хорошо известна способность флюидов состава вода–CO₂–соль к расслоению на две сосуществующие несмешиваемые флюидные фазы при изменении *P–T* параметров (обычно снижении). При *P–T* параметрах выше критической точки воды такое поведение было исследовано в работах (Аранович и др., 2010; Иванов, Бушмин, 2019, 2021) для

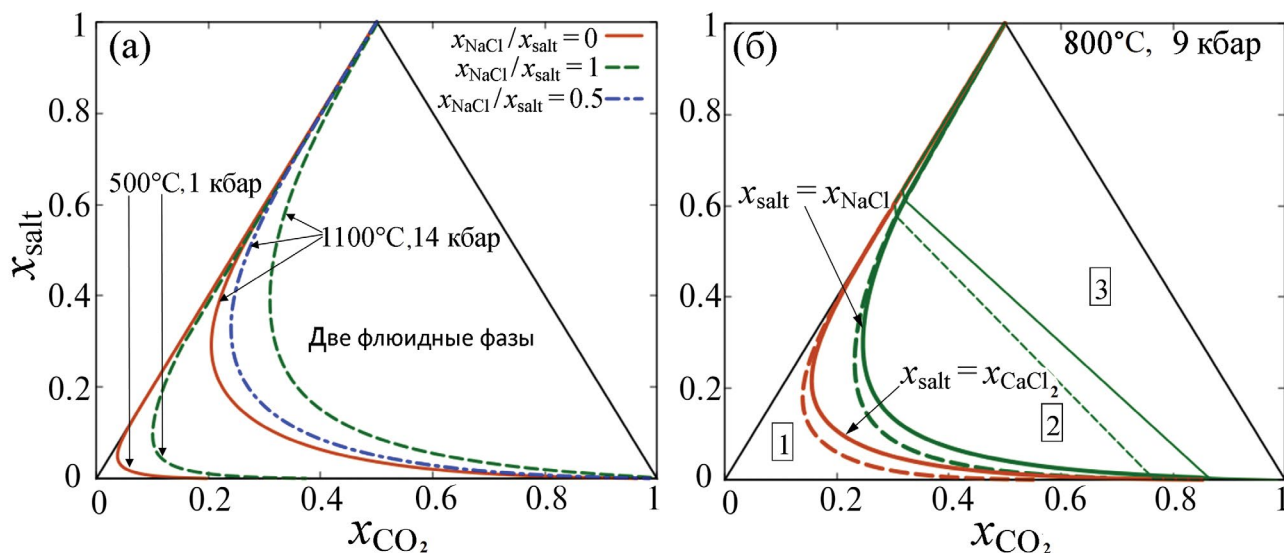


Рис. 1. (а) Сольвусы флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при различных соотношениях мольных долей NaCl и CaCl_2 в солевой части системы при $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 1$ кбар и $T = 1100^\circ\text{C}$, $P = 14$ кбар. (б) Влияние диссоциации солей на фазовое состояние флюида. Сплошные жирные линии – сольвусы крайних систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$. Сплошная тонкая линия – граница поля присутствия твердого NaCl в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. Пунктирные линии – то же в предположении отсутствия диссоциации молекул NaCl и CaCl_2 . Поля: 1 – гомогенный флюид, 2 – расслоенный флюид, 3 – расслоенный флюид, сосуществующий с твердым NaCl в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$.

трехкомпонентных систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$. Флюидные фазы, образующиеся при расслоении гомогенного флюида, различаются концентрациями (например, измеренными в мольных долях) воды, углекислого газа и соли. Однако простой состав солевой компоненты в тройных системах не позволяет исследовать возможное относительное изменение концентрации различных солей при гетерогенизации реального флюида. Например, обогащение флюида одной из солей и обеднение другой. Исследование такого рода процессов является целью настоящей работы.

В теоретическом анализе термодинамического поведения глубинного флюида, проводимом в настоящей работе, мы опираемся на численную термодинамическую модель четырехкомпонентной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Иванов, 2023). Данная модель является обобщением основанных на экспериментальных данных численных термодинамических моделей тройных флюидных систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ (Иванов, Бушмин, 2019, 2021). Так же как и модели для тройных систем, используемая в настоящей работе термодинамическая модель справедлива при температурах от 500 до 1400°C и давлениях от 1 до 20 кбар.

АНАЛИЗ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На фазовой диаграмме рис. 1а представлены линии сольвуса флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при двух значительно различающихся

комбинациях температуры и давления. Поле гомогенного флюида лежит слева от линии сольвуса, т.е. в области сравнительно малых мольных долей углекислого газа при любой фиксированной мольной доли соли. Увеличение мольной доли углекислого газа с одновременным снижением мольной доли воды ведет к расслоению (гетерогенизации) флюида на две сосуществующие несмешиваемые фазы. Соответствующее поле гетерогенного флюида лежит справа от линии сольвуса. Максимальная мольная доля углекислого газа в поле гомогенного флюида в значительной степени зависит от соотношения мольных долей NaCl (x_{NaCl}) и CaCl_2 (x_{CaCl_2}) в суммарной мольной доле соли $x_{\text{salt}} = x_{\text{NaCl}} + x_{\text{CaCl}_2}$ во флюиде. Данное соотношение можно охарактеризовать с помощью величины $r_{\text{NaCl}} = x_{\text{NaCl}}/x_{\text{salt}}$. Как для $T = 500^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар, так и для $T = 1100^\circ\text{C}$ и $P = 14$ кбар мольная доля CO_2 , необходимая для гетерогенизации флюида при фиксированной мольной доле соли, значительно больше для флюида с преобладанием NaCl, чем с преобладанием CaCl_2 .

Различие в характере взаимодействия углекислого газа с водными флюидами, содержащими NaCl и CaCl_2 , может быть отнесено к двум факторам. Одним из них является совокупность энергетических характеристик взаимодействия, традиционно обозначаемая термином средство. Второй объясняется причинами, вытекающими из статистики участвующих частиц, в связи с тем, что диссоциация молекул CaCl_2 во флюиде ведет

к образованию большего числа дополнительных частиц, чем диссоциация молекул NaCl. Степень диссоциации молекул соли явным образом присутствует в уравнениях нашей термодинамической модели. Поэтому выяснить влияние диссоциации на поведение флюида можно, сравнив поведение флюида в рамках полной модели с результатами расчета, в котором степень диссоциации искусственно положена равной нулю. Сравнение результатов этих расчетов дано на рис. 16. На фазовой диаграмме для $T = 800^\circ\text{C}$ и $P = 9$ кбар представлены сольвусы для $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$. Прерывистыми линиями показаны сольвусы, которые имели бы место при тех же энергетических параметрах взаимодействия, но при полном отсутствии диссоциации. Видно, что для обеих систем наличие диссоциации является фактором, обеспечивающим расширение поля гомогенного флюида и, соответственно, сокращение области составов, в которой происходит расслоение флюида. Аналогичный результат был получен нами в расчете для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ по термодинамической модели (Аранович и др., 2010). Таким образом, меньшая склонность к гетерогенизации флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ по сравнению с флюидом $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ обусловлена энергетическими характеристиками взаимодействия частиц, что может быть обозначено как большее сродство CO_2 к NaCl в сверхкритических водных флюидах по сравнению со сродством CO_2 к CaCl_2 .

Увеличение при диссоциации числа частиц в системе ведет к возрастанию энтропии, что, в свою очередь, снижает избыточную свободную энергию Гиббса. Последнее, как правило, является фактором, препятствующим разделению системы на несмешиваемые фазы. В P - T условиях (рис. 16) NaCl, в отличие от CaCl_2 , может существовать в виде твердой фазы. Как видно из фазовой диаграммы, диссоциация, т.е. появление дополнительных частиц во флюиде, не только препятствует расслоению флюида на две несмешиваемые фазы, но также является препятствием для дальнейшей гетерогенизации системы через образование фазы твердого NaCl.

Из большего сродства NaCl к CO_2 может следовать качественное предположение, что при расслоении флюида, содержащего как NaCl, так и CaCl_2 , фаза, более богатая CO_2 , может обогащаться NaCl по сравнению с фазой с меньшей мольной долей CO_2 . Численно данный процесс может быть рассмотрен при помощи нашей термодинамической модели.

В качестве примера рассмотрим эволюцию флюида с составом $x_{\text{H}_2\text{O}} = 0.54$, $x_{\text{CO}_2} = 0.38$, $x_{\text{NaCl}} = 0.04$, $x_{\text{CaCl}_2} = 0.04$, т.е. с равными мольными долями NaCl и CaCl_2 , $r_{\text{NaCl}} = 0.5$. Такой флюид является гомогенным при $T = 1100^\circ\text{C}$ и $P = 14$ кбар и при более высоких P - T параметрах. Состав этого флюида обозначен на фазовой диаграмме рис. 2а

Таблица 1. Стадии гетерогенизации (s) изначально гомогенного флюида

s	T , $^\circ\text{C}$	P , кбар
0	1100	14
1	1000	12
2	900	10
3	800	8
4	700	6
5	600	4
6	500	2

точкой $s = 0$. Предположим, что этот флюид претерпевает снижение P - T параметров, в конечном счете до $T = 500^\circ\text{C}$ и $P = 2$ кбар. Этот процесс мы рассмотрим как состоящий из шести этапов, как это обозначено в табл. 1. Снижение от исходных P - T параметров до $T = 1000^\circ\text{C}$ и $P = 12$ кбар ($s = 1$) приводит к разделению первичного флюида на две несмешиваемые флюидные фазы f1 и f2, как это показано на фазовой диаграмме рис. 2а и схеме последовательной гетерогенизации флюида рис. 2б. Жирной синей линией на рис. 2а показан сольвус, отделяющий поле гомогенного флюида от поля двух сосуществующих флюидных фаз, для $T = 1000^\circ\text{C}$, $P = 12$ кбар и отношения $r_{\text{NaCl}} = 0.5$, соответствующего первичному флюиду. Водно-солевая фаза f1 (квадраты на рис. 2а, 2б), отличается от исходного флюида большей соленостью и меньшим содержанием CO_2 . Водно-углекислотная фаза f2 (кружки на рис. 2а) имеет меньшую полную соленость и большее содержание CO_2 . Количественные характеристики фаз f1 и f2 после расслоения в точке $s = 1$ представлены на рис. 2в, 2г, 2д и 2е. Отношения мольных долей NaCl и CaCl_2 в фазах f1 и f2 после прохождения точки $s = 1$ различаются, как это показано на рис. 2в. Фаза f1 обогащена CaCl_2 , в то время как фаза f2 несколько обогащена NaCl. Отношения числа молей NaCl в фазах f1 и f2 после расслоения $s = 1$ к числу молей первичного гомогенного флюида $x_{\text{total rest}}/x_{\text{total 0}}$ также показаны на рис. 2в. Эти отношения определяются составом первичного флюида и могут варьироваться в очень широких пределах. Следует обратить внимание на то, что плотности фаз f1 и f2 заметно различаются, что способствует их пространственному разделению.

После расслоения флюида в точке $s = 1$ и при дальнейшем снижении P - T параметров вновь образованные флюиды f1 и f2 приходят в точку $s = 2$ и снова расслаиваются, как это показано на рис. 2б. В отличие от расслоения первичного флюида, состав которого определяется условиями его образования и может варьировать в очень широких пределах, составы подвергающихся расслоению

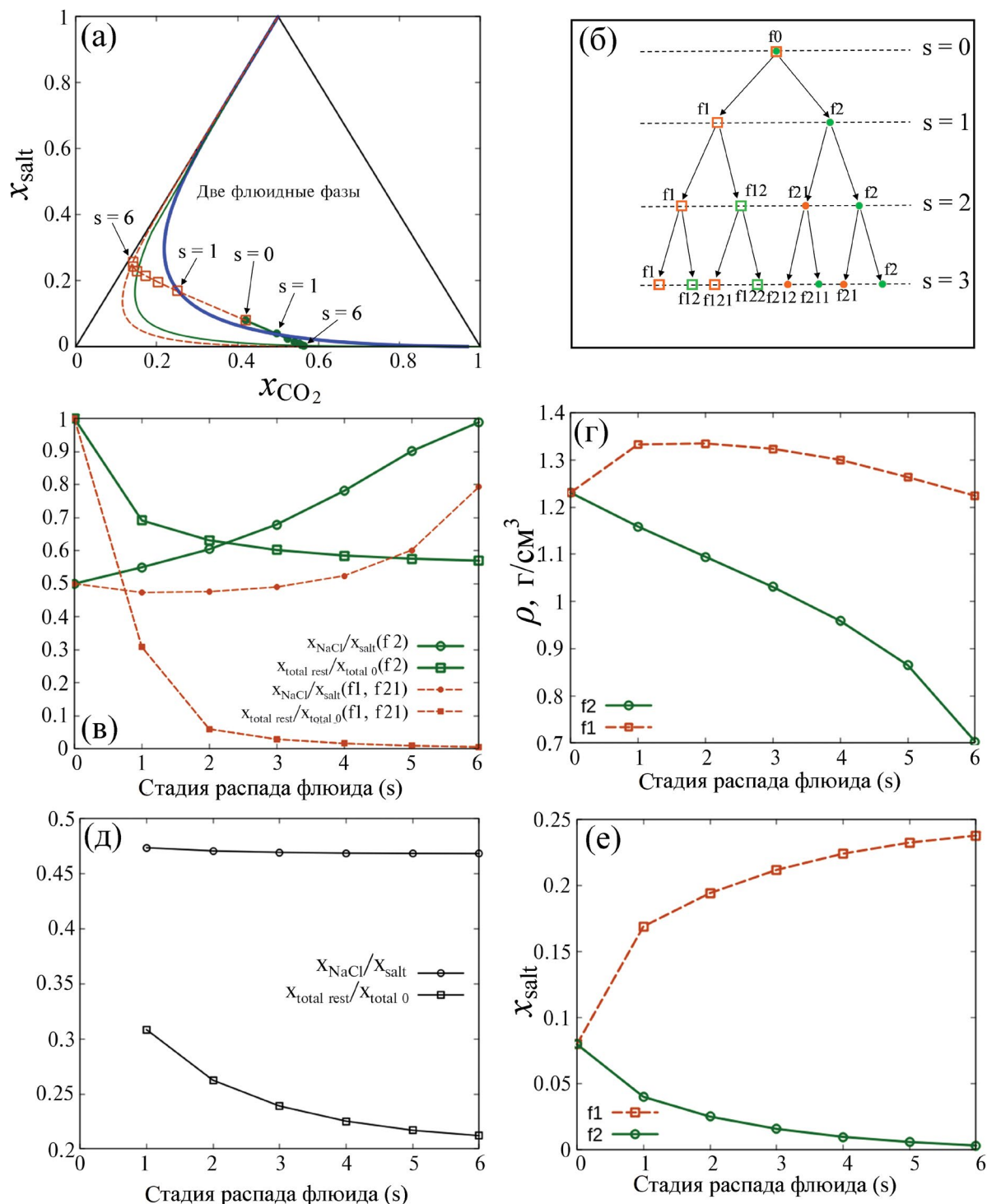


Рис. 2. (а) Фазовая диаграмма в координатах $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -соль. Кривые линии – сольвусы: $T = 1000^\circ\text{C}$, $P = 12$ кбар, $r_{\text{NaCl}} = 0.5$ – синяя жирная линия; $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 2$ кбар, $r_{\text{NaCl}} = 0.99$ – зеленая тонкая линия; $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 2$ кбар, $r_{\text{NaCl}} = 0.79$ – оранжевая пунктирная линия. (б) Последовательные ступени гетерогенизации первичного флюида и вторичных флюидных фаз. (в) Эволюция солевого состава фазы $f2$. Зеленые сплошные линии – относительное содержание NaCl в солевой компоненте фазы $f2$ и остаточное число молей фазы $f2$ по отношению к числу молей первичного флюида. Оранжевые пунктирные линии – то же для фаз типа $f1$, отделяющихся от первичного флюида, и фазы $f2$ на следующих этапах гетерогенизации. (г) Плотности фазы $f2$ и отделяющихся фаз типа $f1$. (д) Отношение $r_{\text{NaCl}} = x_{\text{NaCl}}/x_{\text{salt}}$ для фазы $f1$ и остаточное число молей фазы $f1$ по отношению к числу молей первичного флюида. (е) Общие солености фаз $f1$ и $f2$.

фаз f1 и f2 жестко определены условиями расслоения в точке $s = 1$. Вследствие этого при гетерогенизации $s = 2$ большая часть вещества фазы f1 переходит в сходную водно-солевую фазу, за которой естественно сохранить обозначение f1. Значительно меньшая часть вещества переходит в новую водно-углекислотную фазу f12. Аналогично расслоение фазы f2 приводит в основном к образованию водно-углекислотной фазы, за которой мы сохраняем обозначение f2, и меньшей по количеству вещества водно-солевой фазы f21. При следующем расслоении в точке $s = 3$, в принципе, возможно образование уже восьми различных флюидных фаз. Аналогичный процесс продолжается в следующих расслоениях. Рассмотрение большей части образующихся при этом фаз не имеет смысла ввиду пренебрежимо малого количества вещества, которое может перейти в эти фазы. Разумно ограничиться рассмотрением эволюции фаз f1 и f2 и отделяющихся от них на каждой стадии гетерогенизации флюидов f12 и f21.

Составы и другие параметры фаз, образованных на стадиях $s = 2, \dots, s = 6$, представленные на рис. 2в, 2г, 2е, показывают эволюцию богатой CO₂ фазы f2 ($s = 1$). На этих стадиях от фазы f2 отделяются небольшие количества высокосолесных флюидов с высоким содержанием CaCl₂. Так, в точке $s = 2$ от фазы f2 отделяется высокосолесная фаза f21 с суммарной мольной долей компонентов 0.046 от суммы молей исходных компонентов. В точке $s = 3$ отделяющаяся высокосолесная фаза имеет суммарную мольную долю 0.023 от исходного флюида, и так далее, рис. 2в. В ходе этих последовательных расслоений солевая часть собственно фазы f2 эволюционирует в направлении чистой соли NaCl. После стадии сепарации $s = 6$ x_{NaCl} составляет 99% от полной мольной доли соли в фазе f2. Помимо собственно фазы f2, относительное содержание NaCl по сравнению с первичным флюидом может значительно возрастать в отделяющихся от нее водно-солевых фазах f21. В нашем примере (рис. 2в) доля NaCl в фазах f21 возрастает с $r_{\text{NaCl}} = 0.5$ до $r_{\text{NaCl}} = 0.8$.

Полная масса фазы f2 на стадиях $s = 2, \dots, s = 6$ уменьшается не слишком значительно, от $x_{\text{total rest}}/x_{\text{total 0}} = 0.69$ после первой гетерогенизации до $x_{\text{total rest}}/x_{\text{total 0}} = 0.57$ после $s = 6$. На каждой стадии расслоения как первичного флюида, так и последовательных расслоений фазы f2 при снижении P - T параметров создаются условия для пространственного разделения образованных флюидных фаз. На рис. 2г приведены плотности проходящей последовательные расслоения фазы f2 и отделяющихся от нее водно-солевых фаз со значительным содержанием CaCl₂. На каждой стадии обогащенная NaCl фаза оказывается значительно менее плотной, чем фаза, в которую сбрасывается избыточный CaCl₂. Это способствует дальнейшему

подъему обогащенной NaCl фазы к поверхности, снижению определяющих ее термодинамическое поведение P - T параметров и переходу к новому событию расслоения, ведущему к дальнейшему возрастанию доли NaCl в солевой компоненте флюида. Более тяжелые, богатые CaCl₂, флюидные фазы имеют большие шансы остаться на глубине.

Для стадий сепарации $s = 2, \dots, s = 6$ на рис. 2а, 2в, 2г даны характеристики водно-углекислотной, обогащенной NaCl фазы и отделяющихся от нее в последовательных событиях расслоения водно-солевых фаз, богатых CaCl₂. Общая масса отделяющихся фаз незначительна, что обусловлено составом фазы f2, образованной при расслоении исходного флюида. Масса фазы f1, образовавшейся из исходного флюида, может быть достаточно велика. В случае снижения P - T параметров эта фаза также будет гетерогенизироваться, аналогично гетерогенизации фазы f2, разделяясь на водно-углекислотную фазу, более богатую NaCl, и обновленную водно-солевую фазу f1. Соотношение мольных долей двух солей в этой фазе на последовательных этапах сепарации приведено на рис. 2д. Видно, что состав солевой компоненты этого водно-солевого флюида практически не меняется после некоторого обогащения CaCl₂, имевшего место при расслоении первичного флюида в точке $s = 1$. На рис. 2д приведено также отношение числа молей фазы f1 к числу молей первичного флюида $x_{\text{total rest}}/x_{\text{total 0}}$. Видно, что эта величина сравнительно мало убывает за счет последовательного отделения легких водно-углекисло-солевых фаз. Таким образом, из рассмотренного выше следует, что в процессе подъема к поверхности глубинного флюида состава H₂O—CO₂—NaCl—CaCl₂ происходит его разделение на водно-солевую фазу f1 с составом солевой компоненты, близким к соотношению солей в первичном флюиде, но с солесностью, превышающей солесность первичного флюида, и на более легкую, имеющую более низкую солесность, водно-углекислотную фазу f2, которая по мере снижения P - T параметров последовательно теряет CaCl₂. Состав солевой компоненты этой фазы последовательно приближается к чистому NaCl. В ходе последовательных расслоений фазы f2 из нее выделяются вторичные водно-солевые флюидные фазы f21, в солевой компоненте которых доля NaCl может превышать эту долю в первичном флюиде.

ЧЕТЫРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ ФЛЮИД В РЕАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

В предшествующем разделе была представлена теоретическая картина эволюции состава четырехкомпонентного флюида с солями NaCl и CaCl₂ при снижении P - T параметров. В данном разделе мы приводим примеры флюидов, захваченных во флюидных включениях, и рассматриваем

Таблица 2. Стадии гетерогенизации (s) флюида в регрессивной ветви *P-T* тренда эволюции пород Порьегубского покрова

s	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
0	930	11.8
1	960	11
2	920	10
3	830	9
4	700	8
5	700	7
6	700	6
7	710	5

эволюцию состава таких флюидов на регрессивной ветви *P-T* тренда.

В нашем распоряжении имеются данные по составу флюидных включений в пироксеновых НР гранулитах и сингранулитовых инфильтрационных метасоматитах Порьегубского тектонического покрова Лапландского гранулитового пояса Фенноскандинавского щита (Бушмин и др., 2007; Лебедева и др., 2012; Лебедева, 2015; Бушмин и др., 2020). В этих исследованиях был надежно определен тренд *P-T* эволюции условий инфильтрационного метасоматоза. На основе данных по составу флюидных включений (Бушмин и др., 2020) были обнаружены тенденции в изменении состава гетерогенного, состоявшего из двух несмешиваемых фаз флюида, которые связывались с нисходящей от пиковых *P-T* условий частью этого тренда. Для целей настоящей работы представляет интерес именно регрессивная ветвь тренда, вдоль которой снижение *P-T* параметров вызывает многократную гетерогенизацию поднимающихся к поверхности флюидов. Этот процесс ведет к сепарации солей между флюидными фазами. Набор температур и давлений, соответствующий регрессивной ветви *P-T* тренда, представлен в табл. 2. Для рассмотрения эволюции состава флюидов мы использовали, в качестве исходных, составы наиболее ранних генераций флюидных включений в минералах.

Методом микротермометрии во флюидных включениях были определены мольные доли солей в водной части расслоенного флюида, содержащегося во включениях (Бушмин и др., 2020), т.е. величины $x_{\text{NaCl}}/(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{salt}})$, и $x_{\text{CaCl}_2}/(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{salt}})$. Помимо водно-солевой фазы большинство из этих включений содержит некоторое, не определенное в измерениях, количество CO_2 . В качестве примера составов мы рассмотрим два включения, которые будут обозначены как А и В. Для включения А мольная доля NaCl в общем составе соли $r_{\text{NaCl}} = 0.14$ и степень солёности водно-солевой

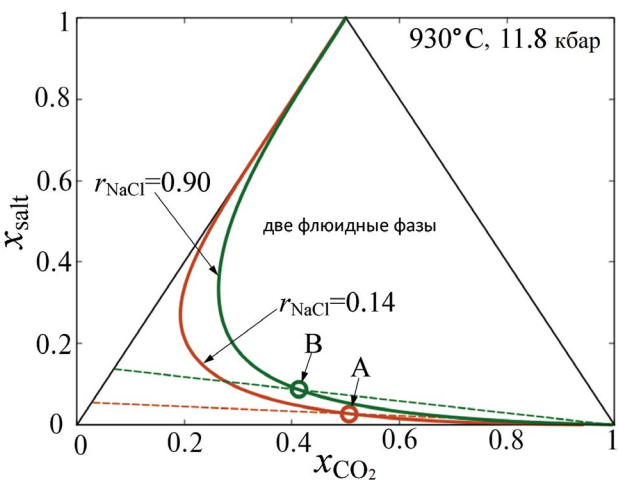


Рис. 3. Восстановление полного состава флюида по составу его водно-солевой компоненты. Жирные линии — сольвусы для составов солевой компоненты в природных включениях А и В в верхней точке регрессивного *P-T* тренда. Пунктирные линии — линии постоянной солёности водно-солевой части $s_{\text{H}_2\text{O}} = x_{\text{salt}}/(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{salt}})$, соответствующие составу включений А и В. Кружки соответствуют полным составам флюида на сольвусе с соответствующими измеренными $s_{\text{H}_2\text{O}}$ и r_{NaCl} .

части флюида $s_{\text{H}_2\text{O}} = x_{\text{salt}}/(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{salt}}) = 0.057$. Для включения В $r_{\text{NaCl}} = 0.91$ и $s_{\text{H}_2\text{O}} = 0.138$. Для определения мольной доли CO_2 и, соответственно, мольных долей всех четырех компонентов мы предположили, что гомогенный в момент захвата минералом флюид был одной из фаз более глубинного флюида, расслоенного в исходной точке регрессивного *P-T* тренда, т.е. при $P = 11.8$ и $T = 930^\circ\text{C}$. В этом случае точка, соответствующая полному составу флюида, должна лежать на сольвусе, соответствующем температуре и давлению в момент захвата, а также r_{NaCl} захваченной флюидной фазы. В графической форме нахождение полного состава флюидов А и В иллюстрируется фазовой диаграммой на рис. 3. В мольных долях полученные нами составы флюидов А: $x_{\text{H}_2\text{O}} = 0.479$, $x_{\text{CO}_2} = 0.492$, $x_{\text{NaCl}} = 0.004$, $x_{\text{CaCl}_2} = 0.025$ и В: $x_{\text{H}_2\text{O}} = 0.543$, $x_{\text{CO}_2} = 0.370$, $x_{\text{NaCl}} = 0.079$, $x_{\text{CaCl}_2} = 0.008$.

Эволюция составов обоих флюидов при изменении внешних условий согласно регрессивной ветви *P-T* тренда (табл. 2) представлена на рис. 4 (для флюида А) и рис. 5 (для флюида В). Суммарная мольная доля солей для флюида А значительно меньше, чем в теоретическом примере, рассмотренном в предыдущем разделе. Поэтому гетерогенизация флюида А ведет к образованию сравнительно небольших количеств высокосолевой фазы fl на каждом этапе расслоения (около 1% для флюида А). Несмотря на то, что на каждой стадии гетерогенизации от преобладающей фазы

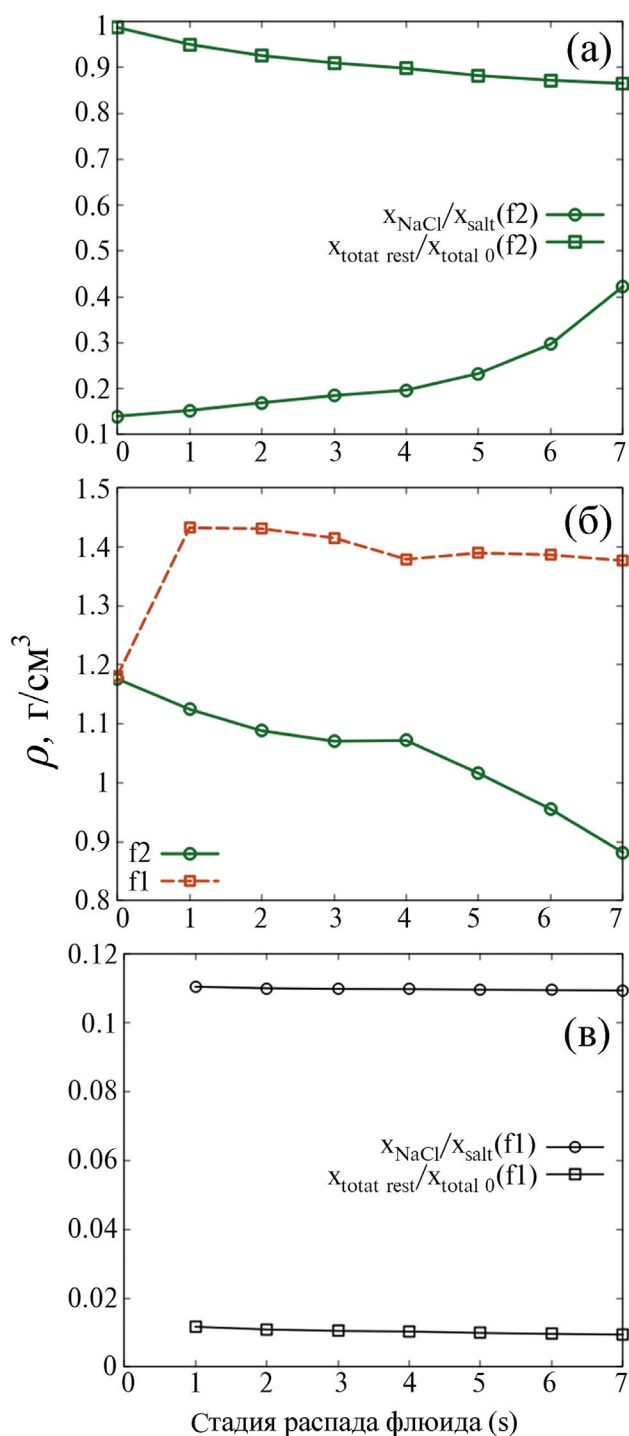


Рис. 4. Эволюция физико-химических свойств флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при движении вдоль регрессивной ветви P - T тренда эволюции НР гранулитов и сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов Лапландского гранулитового пояса (на примере Порьегубского тектонического покрова). Исходный флюид с преобладанием CaCl_2 . (а) – эволюция фазы f2, (б) – плотности фазы f2 и отделяющихся фаз типа f1, (в) – эволюция фазы f1.

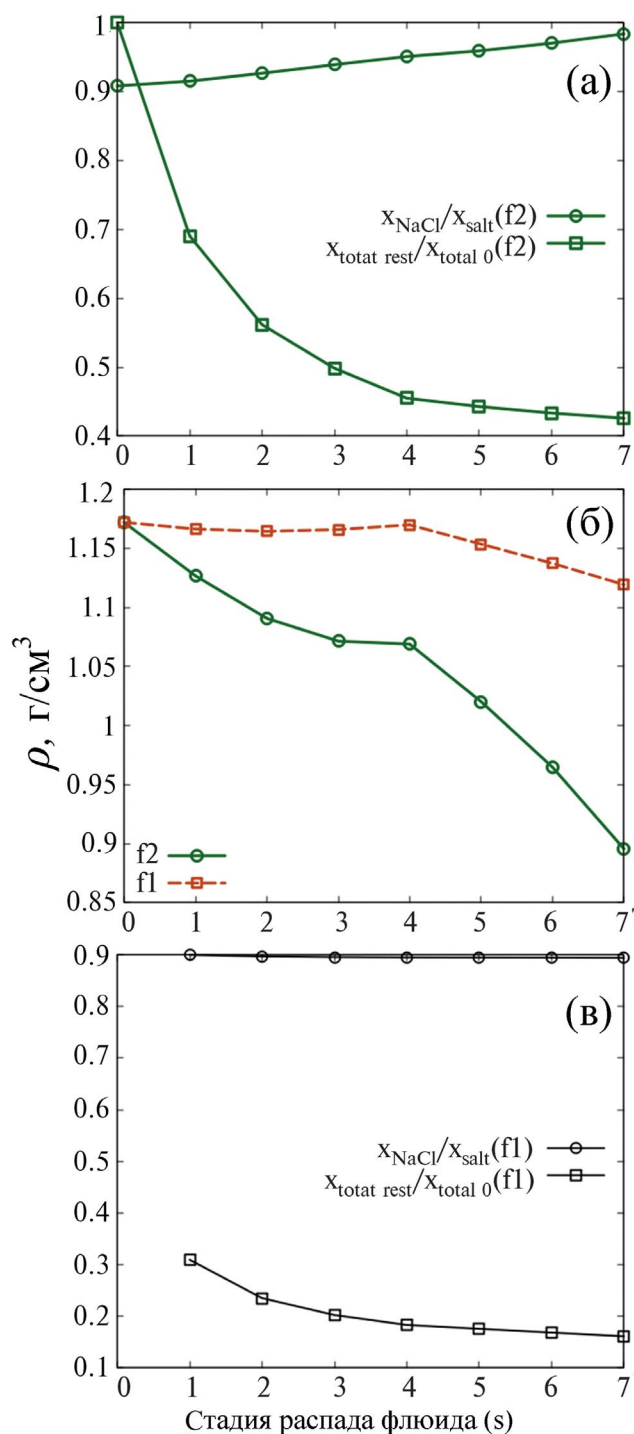


Рис. 5. Эволюция физико-химических свойств флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при движении вдоль регрессивной ветви P - T тренда эволюции НР гранулитов и сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов Лапландского гранулитового пояса (на примере Порьегубского тектонического покрова). Исходный флюид с преобладанием NaCl. (а) – эволюция фазы f2, (б) – плотности фазы f2 и отделяющихся фаз типа f1, (в) – эволюция фазы f1.

f2 отделяется сравнительно малое количество фазы f1, это оказывается достаточным для значительного снижения доли CaCl_2 в фазе f2 и повышения доли NaCl в этой фазе. Для случая А доля NaCl в составе соли увеличивается с $r_{\text{NaCl}} = 0.14$ до $r_{\text{NaCl}} = 0.43$.

В случае флюида В высокая мольная доля NaCl в испытываемом расслоении флюиде ведет к значительному содержанию NaCl в фазе f1 — $r_{\text{NaCl}} \approx 0.90$. На каждой стадии гетерогенизации от преобладающей фазы f2 отделяется значительное количество фазы f1. В результате после прохождения всех стадий гетерогенизации фаза f2 теряет более 50% исходного вещества (рис. 5а). Доля NaCl при этом возрастает с $r_{\text{NaCl}} = 0.91$ до $r_{\text{NaCl}} = 0.98$, т.е. почти чистой соли NaCl. В обоих рассмотренных в данном разделе примерах плотность фазы f2 значительно превышает плотность фазы f1, что в случае флюидных потоков соответствующего состава благоприятствует пространственному разделению этих фаз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена эволюция состава солевой компоненты глубинного флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ при его подъеме к поверхности, сопровождающемся снижением P - T параметров. Использование численной термодинамической модели четверной флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Иванов, 2023) позволило обнаружить и исследовать явление разделения солей NaCl и CaCl_2 между флюидными фазами, возникающими при многократном расслоении флюида на несмешиваемые фазы вследствие снижения P - T параметров. Расслоение исходного гомогенного глубинного флюида ведет к образованию двух несмешиваемых флюидных фаз разной плотности и состава. Более плотная фаза f1 содержит меньшую долю углекислого газа, имеет большую соленость и несколько обогащена CaCl_2 по сравнению с исходным флюидом. Менее плотная фаза f2 содержит больше углекислого газа, имеет меньшую соленость, и ее солевая компонента обогащена NaCl по сравнению с солевой компонентой исходного флюида. Различная плотность фаз f1 и f2 способствует их пространственному разделению. Соотношение масс фаз f1 и f2 определяется составом исходного флюида. В то же время состав этих фаз в большей степени определяется P - T параметрами этого (первого) события гетерогенизации. При дальнейшем снижении P - T параметров каждая из фаз f1 и f2 испытывает повторное расслоение на плотную водно-солевую фазу типа f1 и менее плотную водно-углекислотную фазу типа f2. В результате второго и возможных последующих актов расслоения фазы f1 и f2 теряют некоторые, обычно незначительные количества вещества на образование фаз с контрастными по отношению к ним свойствами. Фаза f1 содержит малую долю CO_2 , что ведет к слабой сепарации NaCl и CaCl_2 на последующих

стадиях гетерогенизации. В то же время последовательные расслоения фазы f2 ведут к обогащению ее солевой компоненты NaCl, при благоприятных условиях вплоть до солевой компоненты, близкой к чистому NaCl. На качественном уровне такое, обусловленное наличием CO_2 , обогащение флюида NaCl объясняется большим сродством NaCl к CO_2 по сравнению с CaCl_2 . Последнее заключение закономерно следует из результатов экспериментальных работ по тройным системам $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ (Zhang, Frantz, 1989; Котельников, Котельникова, 1990; Johnson, 1991; Frantz et al., 1992; Aranovich, Newton, 1996; Shmulovich, Graham, 1999, 2004), показывающих значительно большую склонность к расслоению для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ по сравнению с системой $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$.

Основной результат проведенного в настоящей работе исследования состоит в том, что в процессе подъема к поверхности глубинного флюида состава $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ происходит его разделение на водно-солевую фазу f1 с составом солевой компоненты, близким к соотношению солей в первичном флюиде, но с соленостью, превышающей соленость первичного флюида, и на более легкую, имеющую более низкую соленость, водно-углекислотную фазу f2, которая по мере снижения P - T параметров последовательно теряет CaCl_2 . Состав солевой компоненты этой фазы последовательно приближается к чистому NaCl. В ходе последовательных расслоений фазы f2 из нее выделяются вторичные водно-солевые флюидные фазы f21, в солевой компоненте которых доля NaCl может превышать эту долю в первичном флюиде. Результаты проведенного нами исследования дают возможное объяснение многократно отмеченного в геологической литературе факта, что глубинные флюиды с наиболее высокой соленостью характеризуются значительно более высоким значением Ca/Na , чем менее соленые флюиды с преимущественным содержанием NaCl (Bischoff et al., 1996 и многочисленные ссылки в этой работе). В соответствии с нашим анализом высокосоленые флюиды с высоким значением Ca/Na могут представлять фазу f1, а слабосоленые флюиды с преимущественным содержанием натрия либо фазу f2, либо отделяемые от нее водно-солевые фазы f21. Значительные изменения в солевом составе флюида $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ в реальной геологической системе продемонстрированы в приложении к эволюции состава флюидов при НР метаморфизме и сингранулитовом метасоматозе в Лапландском гранулитовом поясе.

Благодарности. Геологический материал был отобран на территории Кандалакшского заповедника при большой помощи его руководства и сотрудников. Затронутые в статье проблемы состава и эволюции флюидов при гранулитовом метаморфизме плодотворно обсуждались с Е.А. Вапником. Авторы выражают благодарность Л.Я. Арановичу

за конструктивные замечания при рецензировании, позволившие улучшить первоначальный вариант рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00270.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 6. С. 588–599.
- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сretenская Н.Г., Геря Т.В.* Тройная система H₂O–CO₂–NaCl при высоких *P–T* параметрах: Эмпирическая модель смешения // *Геохимия*. 2010. № 5. С. 1–10.
- Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М.* Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапандского гранулитового пояса) // *Докл. АН*. 2007. Т. 412. № 3. С. 383–387.
- Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др.* Флюиды гранулитов высоких давлений // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.
- Иванов М.В.* Термодинамическая модель флюидной системы H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ при *P–T* параметрах средней и нижней коры // *Петрология*. 2023. Т. 31. № 4. С. 408–418.
- Иванов М.В., Бушмин С.А.* Уравнение состояния флюидной системы H₂O–CO₂–CaCl₂ и свойства флюидных фаз при *P–T* параметрах средней и нижней коры // *Петрология*. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.
- Иванов М.В., Бушмин С.А.* Термодинамическая модель флюидной системы H₂O–CO₂–NaCl при *P–T* параметрах средней и нижней коры // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 1. С. 90–103.
- Котельников А.Р., Котельникова З.А.* Экспериментальное изучение фазового состояния системы H₂O–CO₂–NaCl методом синтетических флюидных включений в кварце // *Геохимия* 1990. № 4. С. 526–537.
- Лебедева Ю.М.* Метасоматические процессы при высоких температурах и давлениях в Лапландском гранулитовом поясе (на примере Порьегубского покрова): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 2015. 18 с.
- Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокотемпературных зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // *Докл. АН*. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H₂O 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.* H₂O 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., Shmulovich K.I., Fed'kin V.V.* The H₂O and CO₂ regime in regional metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 1987. V. 29. P. 1379–1401.
- 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.
- Frantz J.D., Popp R.K., Hoering T.C.* The compositional limits of fluid immiscibility in the system H₂O–CO₂–NaCl as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry // *Chem. Geol.* 1992. V. 98. P. 237–255.
- Heinrich W., Churakov S.S., Gottschalk M.* Mineral-fluid equilibria in the system CaO–MgO–SiO₂–H₂O–CO₂–NaCl and the record of reactive fluid flow in contact metamorphic aureoles // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 148. P. 131–149.
- Johnson E.L.* Experimentally determined limits for H₂O–CO₂–NaCl immiscibility in granulites // *Geology*. 1991. V. 19. P. 925–928.
- Manning C.E.* Fluids of the lower crust: deep is different // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2018. V. 46. P. 67–97.
- Manning C.E., Aranovich L.Y.* Brines at high pressure and temperature: thermodynamic, petrologic and geochemical effects // *Precamb. Res.* 2014. V. 253. P. 6–16.
- Markl G., Bucher K.* Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks // *Nature*. 1998. V. 391. P. 781–783.
- Shmulovich K.I., Graham C.M.* An experimental study of phase equilibria in the system H₂O–CO₂–NaCl at 800°C and 9 kbar // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 136. P. 247–257.
- Shmulovich K.I., Graham C.M.* An experimental study of phase equilibria in the systems H₂O–CO₂–CaCl₂ and H₂O–CO₂–NaCl at high pressures and temperatures (500–800°C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. P. 450–462.
- Trommsdorff V., Skippen G., Ulmer P.* Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 89. P. 24–29.
- Zhang Y.-G., Frantz J.D.* Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system CaCl₂–H₂O–CO₂ at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions // *Chem. Geol.* 1989. V. 74. P. 289–308.

Separation of salts NaCl and CaCl₂ in aqueous-carbon dioxide deep fluids

M. V. Ivanov¹, S. A. Bushmin¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia*

The possibility of changing the ratio of the concentrations of NaCl and CaCl₂ salts in fluid phases formed as a result of heterogenization of the H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ fluid with a decrease in *P-T* parameters has been studied. A well-known experimental fact regarding the ternary systems H₂O–CO₂–NaCl and H₂O–CO₂–CaCl₂ is the greater tendency of the H₂O–CO₂–CaCl₂ system to separate into coexisting predominantly aqueous-salt and aqueous-carbon dioxide phases compared to the similar system H₂O–CO₂–NaCl. This experimental fact can be interpreted as a greater affinity of NaCl for CO₂ compared to CaCl₂. Using a recently developed numerical thermodynamic model of the H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ quaternary fluid system, it was possible to identify geologically significant consequences of this difference in the interaction of NaCl and CaCl₂ with CO₂. Multistage heterogenization of the H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ fluid with a significant decrease in *P-T* parameters ultimately leads to the formation of aqueous-carbon dioxide fluid phase f2, the salt component of which is significantly enriched in NaCl and depleted in CaCl₂ compared to the initial fluid. The fluid phase f1 formed at each stage of heterogenization has a predominantly water-salt composition with the ratio of the mole fractions of NaCl and CaCl₂ salts, differing little from that in the initial fluid. However, the total mole fraction of salt in the f1 phase, as a rule, significantly exceeds that in the original fluid. The density of phase f1 significantly exceeds the density of phase f2. During the process of multistage heterogenization of the fluid phase f1, there is no formation of a fluid with a significant enrichment of CaCl₂ compared to the initial ratio of the mole fractions of NaCl and CaCl₂. At the same time, successive multiple separation of the f2 phase leads to the enrichment of its salt component in NaCl. Under favorable conditions, this process can lead to the formation of a fluid with almost pure NaCl salt. Changes in the salt composition of the fluid H₂O–CO₂–NaCl–CaCl₂ are considered in application to the evolution of fluid composition along the regressive branch of the *P-T* trend of HP metamorphism and syngarnulite metasomatism in the Lapland granulite belt.

Keywords: high temperature, high pressure, fluid, four-component system, phase splitting, CO₂, NaCl, CaCl₂