ЩЕЛОЧНОЙ И КИМБЕРЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗЕМЛИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ И АЛМАЗОВ

СБОРНИК СТАТЕЙ

11-15
СЕНТЯБРЯ

АПАТИТЫ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов

Апатиты
2023

УДК 552.33 + 552.32 + 552.13 + 552.11
Щ 46

Щ 46 Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов. Сборник статей. — Апатиты : Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2023. — 466 с. : ил.

ISBN 978-5-91137-500-3

Организационный комитет международной научной конференции "Щелочной и кимберлитовый магматизм земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов"

Председатель

•академик РАН Кривовичев Сергей Владимирович (ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты)

Сопредседатели

•академик РАН Когарко Лия Николаевна (ГЕОХИ РАН, г. Москва)
•д.г.-м.н. Козлов Николай Евгеньевич (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты)

Программный комитет

•д.г.-м.н. Арзамасцев Андрей Александрович (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург)
•д.г.-м.н. Дорошкевич Анна Геннадьевна (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск)
•д.г.-м.н. Зайцев Анатолий Николаевич (СПбГУ, г. Санкт-Петербург)
•к.г.-м.н. Зайцев Виктор Анатольевич (ГЕОХИ РАН, г. Москва)
•к.г.-м.н. Зозуля Дмитрий Ростиславович (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты)
•к.г.-м.н. Козлов Евгений Николаевич (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты)
•д.г.-м.н. Никифоров Анатолий Викторович (ИГЕМ РАН, г. Москва)
•д.г.-м.н. Носова Анна Андреевна (ИГЕМ РАН, г. Москва)
•к.г.-м.н. Михайлова Юлия Александровна (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты)
•член-корреспондент РАН Пеков Игорь Викторович (МГУ, г. Москва)
•д.г.-м.н. Плечов Павел Юрьевич (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, г. Москва)
•академик РАН Похиленко Николай Петрович (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск)
•д.г.-м.н. Светов Сергей Анатольевич (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск)
•к.г.-м.н. Сорохтина Наталья Владиславовна (ГЕОХИ РАН, г. Москва)
•д.г.-м.н. Шарыгин Виктор Викторович (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск)
•к.г.-м.н. Шарыгин Игорь Сергеевич (ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Печатается в авторской редакции

УДК 552.33 + 552.32 + 552.13 + 552.11

ISBN 978-5-91137-500-3

© Коллектив авторов, 2023
© Геологический институт КНЦ РАН, 2023

В сборнике статей собраны материалы докладов участников международной научной конференции «Щелочной и кимберлитовый магматизм земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов», которая прошла в Геологическом институте Кольского научного центра Российской академии наук (г. Апатиты) с 11 по 15 сентября 2023 г. Конференция была организована Геологическим институтом КНЦ РАН, ФИЦ КНЦ РАН и ГЕОХИ РАН. Финансовую поддержку в проведении конференции оказал Кировский филиал АО «Апатит».

Конференция посвящена современным проблемам геохимии, петрологии, минералогии и рудного потенциала щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов. Отдельное внимание уделено вопросам происхождения и эволюции щелочных магм, минералогии связанных с ними массивов, а также материалам по месторождениям стратегических металлов и алмазов. В пленарных докладах были представлены современные данные о щелочном магматизме Земли и его рудоносности, частичном плавлении перидотитов нижней части литосферы и их связи с процессами формирования кимберлитов, а также о минералого-геохимических особенностях щелочных массивов Северной Танзании и Кольского региона. Об актуальности обсуждаемых на конференции вопросов свидетельствует высокий к ней интерес и география участников.

В работе конференции приняли участие исследователи из Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты), Университета им. Бен-Гуриона (г. Беэр-Шева, Израиль), ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), Воронежского государственного университета (г. Воронеж), Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск), Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва), Геологического института РАН (г. Москва), МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва), Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва), Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва), Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск), Новосибирского национального исследовательского государственного университета (г. Новосибирск), ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга (г. Санкт-Петербург), ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), Регионального музея Северного Приладожья (г. Сортавала), Института геологии им. Н.П. Юшкина КомиНЦ УО РАН (г. Сыктывкар), ТГУ (г. Томск), Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН (Черноголови), Западно-Якутского научного центра государственного бюджетного учреждения «Академии наук Республики Саха (Якутия)» (ЗЯНЦ АН РС (Я), г. Якутск). С онлайн докладами в конференции приняли участие специалисты из Азербайджана, Ирландии и Израиля.

В программу сессии вошло 4 пленарных, 47 устных и 43 стендовых докладов. Во время конференции были проведены полевые однодневные экскурсии на Хибинский массив (устье и отвалы штольни экспериментального рудника на горе Куэльпорр – главная фоидолитовая дуга массива), Ловозёрский массив (вершина и западный склон горы Аллуайв – эвдиалитовый, пойкилитовый и дифференцированный комплексы массива), Хабозёрскую группу интрузий (массивы Африканда, Озёрная и Лесная Вараки).

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.001

Богатые натрием золотоносные метаморфические породы севера Гаянского щита: минералогия, петрография, происхождение

С. С. Абрамов [1, 2]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: westabra@yandex.ru*

[2] *Guyana Geology, Mining Commission, Guyana (South America), Georgetown, e-mail: sergei_abramov@ggmc.gov.gy*

Введение

Группа золотых рудопроявлений Амамури расположена в северо-западной части Кооперативной Республики Гайана в административном районе Куюни-Мазаруни, в 200 км от Джорджтауна (6° 58' 2» N, -59° 53' 42» W, 6° 55' N, -59° 50' 25» W). В пределах этой площади в 2016–2018 гг. компанией «Mining Innovative» были проведены геохимические поиски, проходка траншей и бурение на перспективных участках для обнаружения золотосодержащих руд. Район сложен в основном амфиболитами, сланцами основного состава. Интрузивные породы представлены тоналит-гранитами и комплексом поздних даек от среднего до кислого состава. Весь набор пород образовался в результате протерозойского регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных пород при температурах амфиболитовой фации метаморфизма. В процессе изучения золотоносности на рудопроявлении Новогоднее было установлено, что сульфидная минерализация и золото преимущественно концентрируется в метаморфических породах специфического облика – это эпидот актинолитовые альбититы или альбитовые метапесчаники. Содержания альбита в таких породах варьирует от 60 до 70 об. %. Такие породы впервые описаны для Гвианского протерозойского метаморфического щита. Настоящее сообщение посвящено петрографическому и минералогическому описанию таких пород.

Фактический материал

В основу работы положены результаты изучения образцов золотоносных пород, которые были отобраны при документации керна и разведочных канав на участке Новогодний. Для 10 образцов пород получены полные химические анализы методом RFA (ИГЕМ РАН, аналитик А. И. Якушев). Три образца с содержаниями золота выше 0.5 ppm были изучены на зонде (EMPA) (ИЭМ РАН, аналитик К. В. Ван).

Геологическая характеристика метаморфических пород

Основная часть разреза представлена переслаиванием сланцев биотит-амфиболового состава, амфиболитов и альбитовых метапесчаников. Переходы между этими литологическим разностями в большинстве случаев постепенные неявные через переслаивание и вытеснение. *Амфиболиты* – массивные или слабополосчатые мелкозернистые породы темно-зеленого до черного цвета. Наиболее распространены гранат – роговообманковые разновидности амфиболитов. В зонах деформаций в амфиболитах появляется прожилки светло-зеленого новообразованного амфибола в ассоциации эпидотом (в незначительных количествах) или кварцем (альбитом?). Сульфиды в таких зонах не отмечаются. Наиболее поздние изменения в таких зонах это развитие кварц-кальцит-хлоритовых прожилков, жеод, каверн выполненных эпидотом, кальцитом. В гранат-содержащих разностях отмечаются кварц-пренитовые прожилочки. *Биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые сланцы:* тонкослоистые породы представлены чередованием слойков обогащенных биотитом и амфиболом, отмечаются прослои эпидот-кварц-пиритового со-

става. Границы между слойками резкие, без переходных зон. Амфибол представлен роговой обманкой, отмечаются разновидности сланцев, где наряду с роговой обманкой присутствует куммингтонит. Вторичные минералы пород – эпидот, актинолит, пирит. Их развитие наблюдается по слойкам наиболее кварцевого состава, либо в виде метасоматической вкрапленности при замещении первичных биотита и амфибола. Типичной чертой этого типа пород является наличие постепенных переходов к полевошпатовым песчаникам, когда в сланцах сначала появляются тонкие полевошпат-амфиболовые слойки, которые по мере переслаивания увеличиваются по мощности вытесняя, таким образом, биотит из состава пород и порода постепенно трансформируется в альбитовые, альбит-амфиболовые метапесчаники. *Альбитовые метапесчаники* образуют прослои мощностью 1–20 м в амфиболитах. Макроскопически породы выглядят как сливные тонкозернистые породы и производят впечатление сильно окварцованных пород с массивными или полосчатыми текстурами. По направлению полосчатости в них можно наблюдать слойки обогащенные эпидотом и сульфидами.

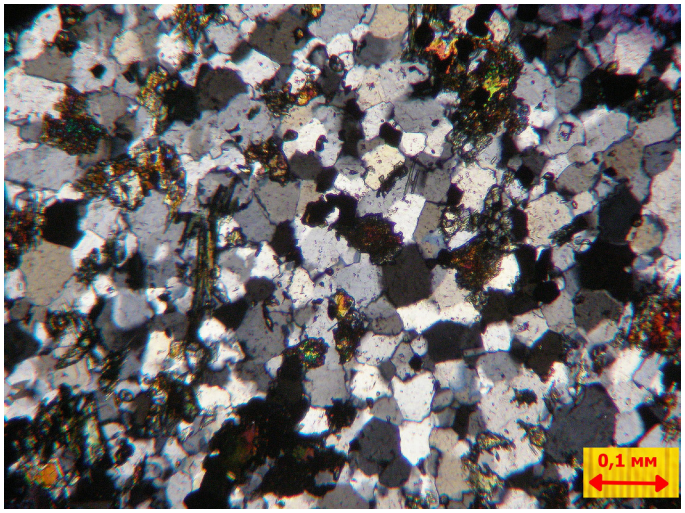


Рис. 1. Гранобластовая структура альбит-актинолит-эпидотовых метапесчаников

Под микроскопом такие породы выглядят как тонкозернистые гранобластовые породы (рис. 1). Главный минерал таких пород несдвойникованный альбит, его содержания варьируют от 60 до 80 об. %. Пироксен и амфиболы образуют рассеянную вкрапленность в альбитовом матриксе и находятся в количествах 5–10 об %. Пироксен образует выделения неправильной или таблитчатой формы, часто зерна пироксенов объединены в струевидные или ленточные агрегаты. Роговая обманка образует включения идиоморфного облика в альбите или пироксене. В участках пород с гранобластовым строением фиксируется циркон, апатит и рутил, который замещается поздним титанитом.

Эволюция пород связана с развитием эпидота и актинолитового амфибола. Они формируют ленточные, прожилкообразные агрегаты метасоматического генезиса формирующиеся вдоль полосчатости пород (рис. 2). В ассоциации с этими минералами образуется вкрапленность пирита с подчинённым халькопиритом и самородным золотом. Пироксен еще сохраняется в этих агрегатах, но, как правило, замещается сульфидными минералами. Содержания сульфидов достигают 5–10 об %. Отмечаются секущие прожилки кварц-альбит-актинолитового, альбит-актинолитового состава с пиритом и сфалеритом, но они не имеют широкого распространения.

Наиболее поздние изменения связаны с образованием эпидот-альбитовых симплектитов. Эпидот в симплектитах образуются за счет растворения краевых частей эпидота предыдущей (средней) стадии. Альбит этой стадии образуется за счет перекристаллизации (или растворения ?) олигоклаза первой стадии по границам зерен (рис. 2). Кажется, что альбит корродирует все минералы предыдущих стадий. В результате такой перекристаллизации крупные зерна эпидота средней стадии обрастают /замещаются симплектитовым агрегатом эпидот-альбитового состава.

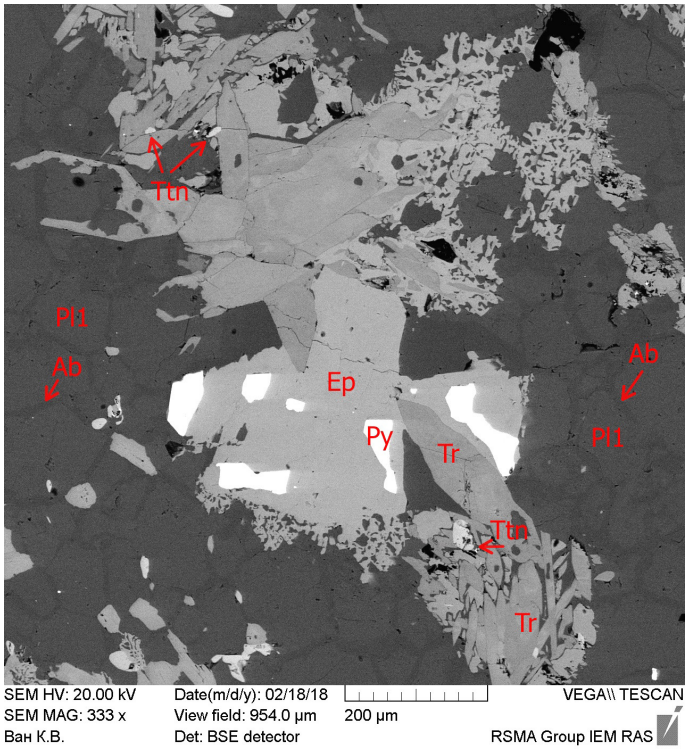


Рис. 2. BSE изображение образца альбитового метапесчаника (образец 2501-100) с метасоматическими линзами эпидот-пиритового состава. Крупные зерна эпидота обрастают/замещаются Ab-Ep симплектитами

На основании изучения пород в шлифах и методом растровой электронной микроскопии было установлена последовательность образования минералов. Выделено три стадии развития: ранняя стадия – представлена ассоциаций Cpx - Hbl - Oligoclase-Rutile-Qtz (+Apatite, Zircon). Средняя стадия представлена ассоциаций Tremolite-Albite-Epidote-Pyrrhotite - Pyrite - Kfs - Titanite-Qtz - (+ Chalcopyrite , native Gold). Поздняя стадия представлена ассоциаций Epidote - Albite в виде симплектитов.

Состав пород и минералов

Согласно химическому анализу содержания SiO_2 в натровых породах варьируют от 58 до 60 %, содержания CaO варьируют от 2.8 до 5.8 мас. %, содержания Na_2O варьируют в интервале 8–9 мас. %.

Согласно микрозондовому анализу амфиболы ранней стадии представлены паргаситовой роговой обманкой. Амфиболы средней стадии отвечают актинолиту. Клинопироксен в отличие от амфиболов имеет узкий диапазон составов и во всех образцах представлен авгитом с содержаниями жадеитовой молекулы в интервале 0–5 мол. % и акмита в интервале 2–9 %. Несмотря на то что эпидот образуется в две последовательные стадии, не установлено значимого изменения составов между этими стадиями, все анализы эпидота попадают в интервал составов с содержанием клиноцоизита 60–70 мол. %. Плагиоклаз ранней стадии имеет состав олигоклаз № 12–15. Плагиоклаз поздней стадии отвечает почти чистому альбиту (№ 3–5).

Оценки температур и давления образования высоконатровых пород

Минеральный ассоциация ранней стадии включает роговую обманку, олигоклаз. Согласно микрозондовому анализу натровые породы содержат плохо раскристаллизованные включения имеющие переменный состав и состоящий из смеси TiO_2 (от 20 до 60 %) и SiO_2 (от 80 до 40 %) которые отвечают смеси рутила с кварцем. Кварц также отмечается и среди минералов средней стадии (диагностика подтверждённая микрозондом). Поэтому для оценки температур был использован амфибол – плагиоклазовый термометр (Holland, Blundy, 1994) для кварц содержащих ассоциаций. Согласно этому термометру

минералы ранней стадии формировались при температурах 600–650 °С, а развитие средней стадии попадает в диапазон 400–550 °С. Оценки температур образования амфиболов по содержанию титана (Liao et al., 2020) находятся в очень хорошем согласии с данными Hbl-Pl термометра.

Оценки давления могут быть сделаны используя амфибол-плагиоклаз – клинопироксеновый барометр предложенный (Waters, 2003) для амфиболитов. Оценки давлений по этому барометру дают нереально высокие давления в диапазоне 11–14 кбар. Амфибол – плагиоклазовый барометр (Molina et al., 2015) может быть использован только для ассоциаций с основностью плагиоклаза более № 10. Поэтому его можно использовать только для определения давлений, для парагенезисов ранней стадии. Оценки давлений согласно этому барометру попадают в интервал 6–9 кбар.

Для определения PT условий можно использовать диаграммы фазовой устойчивости или псевдосечений (Connoly, 2005). Как показано (Pò, Braga, 2014) для моделирования минеральных парагенезисов нижней коры важную роль играет окислительный потенциал. Метаморфические породы океанической коры имеют обычно соотношение XFe^{3+} ($Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$) в диапазоне 0.1 (Palin, 2016). На рисунке 3 показаны результаты моделирования составов ранней минеральной ассоциации при температуре 650 °С в диапазоне давлений 2–6 кбар и при переменном соотношении XFe^{3+} от 0.1 до 0.5.

Результаты моделирования показывают, что парагенезисы Cpx+Hbl+Pl № 15 с рутилом появляются только в составах с соотношением XFe3 около 0.5, что примерно отвечает значениям fO2 HM-1. Для определения диапазона давления формирования пород сравнивались содержания Na и Al в пироксене и амфиболе, а также составы плагиоклаза в модельных и природных составах. Наилучшее совпадение составов наблюдается в диапазоне давления 3.5–4.5 кбар и при окислительных условиях (XFe3 = 0.5).

Моделирование методом псевдосечений средней минеральной ассоциации с сульфидами не дает удовлетворительных результатов. Модельные минеральные ассоциации Ab-Ep-Amph-Py были получены при моделировании (450 °С, 1 кбар), однако результаты показывают что пироксен и амфибол должны отвечать очень натровым разностям, что не соответствует реальным составам.

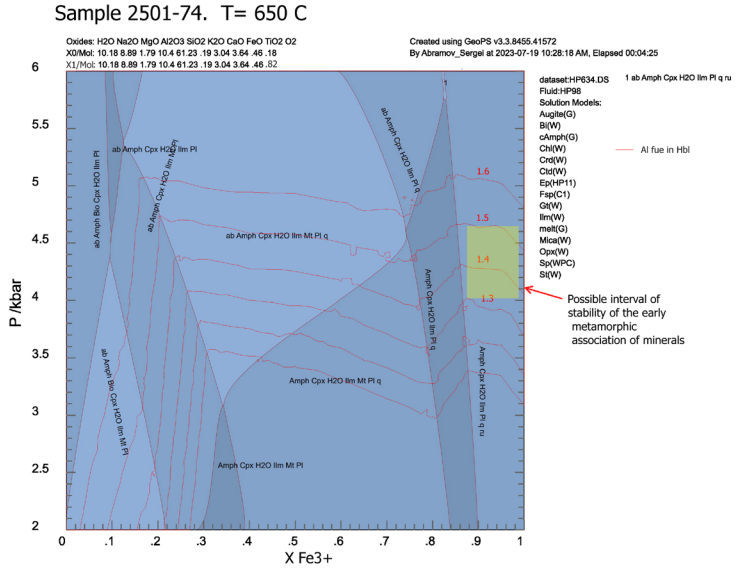


Рис. 3. P–XFe^{3+} псевдосечение для 650 °С для образца 2501-74. Система NCKFMASHTO. Выполнено в программе GeoPs (Xiang, Connolly, 2021). Желтым квадратом выделен диапазон P-XFe^{3+} условий при которых формировались ранние минеральные ассоциации альбитовых метапесчаников

Происхождение высоконатровых золотоносных пород

Высоконатровые метаморфические породы известны в метаморфических комплексах во многих районах мира. Возможны три процесса приводящих к образованию таких высоконатровых составов:

1) натровые породы образуются при спиллитизации базальтов (Amstutz et al., 1974);

2) натровые породы могут быть результатом Na-Cl регионального метасоматоза (например Engvik, 2011, 2018) или результатом воздействия магматического флюида на метабазальты (Oliver et al., 2004);

3) богатые альбитом и анальцимом граувакковые песчаники установлены в молодых и современных океанических дугах (Coombs, 1965).

Автор склоняется скорее к вулканогенно-осадочному происхождению этих пород. На это указывает *i)* наличие постепенных переходов от альбитовых метапесчаников к граувакковым породам содержащим литокласты яшмового и гранитного состава; *ii)* участки пород сложенные минералами ранней ассоциации выглядят как гранобластовые метаморфические породы без признаков метасоматического перекристаллизации; *iii)* сильная окисленность ранних метаморфических ассоциаций могла быть унаследована от первичных составов вулканогенно-осадочных пород.

Развитие сульфидной минерализации и золота является результатом флюидной проработки этих пород. Фильтрация метаморфического (орогенного) флюида через такие породы приводила к образованию эпидот-сульфидных метасоматических тел. При этом альбитовые метапесчаники как наиболее железистые образования разреза рудопроявления в наибольшей степени подвергались эпидотизации и пиритизации. Как можно видеть, образования сульфидной минерализации прерывалось развитием эпидот-альбитовых симплектитов. Направленность образования симплектитов указывает на щелочной характер процесса. Возможно, развитие симплектиов является результатом автометасоматических изменений на фоне уменьшения потока внешнего (орогенного) флюида.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГЕМ РАН, проект № 121041500220-0 и частично при поддержке компании «Innovative Mining».

Литература

1. Amstutz G. C. Spilites and Spilitic Rocks. Spilites and Spilitic Rocks (Springer-Verlag, 1974). https://doi.org/10.1007/978-3-642-88230-2.
2. Coombs D. Sedimentary analcime rocks and sodium-rich gneisses. Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society. 1965. V. 34 (268). P. 144–158. doi:10.1180/minmag.1965.034.268.12.
3. Engvik A. K., Ihlen P. M., & Austrheim H. Characterisation of Na-metasomatism in the Sveconorwegian Bamble Sector of South Norway. Geoscience Frontiers. 2014. V. 5(5). P. 659–672. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.008.
4. Oliver N. H. S, Cleverley J. S., Mark G., et al. Modeling the Role of Sodic Alteration in the Genesis of Iron Oxide-Copper-Gold Deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia. Economic Geology. 2004. V. 99 (6). P. 1145–1176. doi: https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1145.
5. Pò D. L., & Braga R. Influence of ferric iron on phase equilibria in greenschist facies assemblages: The hematite-rich metasedimentary rocks from the Monti Pisani (Northern Apennines). Journal of Metamorphic Geology. 2014. V. 32(4). P. 371–387. https://doi.org/10.1111/jmg.12076.
6. Xiang H., & Connolly J. A. D. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria. Journal of Metamorphic Geology. 2021. P. 1–13. https://doi.org/10.1111/jmg.12626.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.002

Экспериментальные и природные данные по оценке коэффициентов распределения клинопироксен-расплав Zr и Hf

А. М. Асавин

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: aalex086@inbox.ru

Введение

В щелочных расплавах поле кристаллизации клинопироксена занимает значительное место. Это обуславливает его высокую долю в кумулусе в интрузивных породах щелочного и субщелочного ряда среди остальных породообразующих минералов. В этой связи величины коэффициентов распределения пироксен-расплав для редких элементов (Kp) являются важным параметром, который определяет их фракционирование в ходе эволюции щелочных магм. Это в свою очередь определяет возможность появления рудных концентраций редких элементов в расплавах и формирование типоморфных для щелочных магм месторождений редких элементов.

Наиболее интересны в этом плане редкие литофильные элементы – Zr, Nb, Th. И их геохимические пары – Hf, Ta, U. Эти элементы и их отношения используются как реперный в геохимии и относятся к стратегическим металлам, что объясняет возросший интерес к их геохимии.

В данной работе мы рассмотрим имеющуюся информацию по величинам Kp Zr и Hf как типичных литофильных элементам и обсудим к каким результатам приведет изменения этих величин при эволюции расплавов.

Литературные данные

К наиболее ранним обзорным работам Kp по литофильных элементов относится работа (Pearce & Norry, 1979) в которой приведены величины Kp для большинства главных минералов по Zr, Nb, Y. Ti для трех типов расплавов. Авторы впервые обратили внимание на существенное различие величин Kp и показали, что сростом содержания кремния в расплаве величины Kp заметно увеличиваются. Для пироксена Kp Zr из этой работы меняется в интервале 0.1–0.6, а для Nb 0.1–0.8. Значения больше 1 отмечены для амфиболов и магнетита и флогопита из кислых и средних расплавов. Позднее прогресс в локальном редкоэлементном анализе позволил получить большой объем данных по содержаниям литофильных элементов в минералах. В 1982 г. вышла первая экспериментальная работа (Dunn & McCallum, 1982) для упрощенной системы Di-An-Ab по оценки Kp циркония и ниобия. Установлены широкие интервалы значения для циркония – (0.05–0.45), в зависимости от температуры и содержания алюминия в пироксене. Вторая экспериментальная работа (Watson & Ryerson, 1986) по оценки Kp циркония выполнена для полноценной базальтового расплава. Получено значение для базальтовой системы 0.275 и показано, что в широком интервале концентраций (несколько порядков) Kp не зависит от содержания элемента в расплаве. Через год в работе (Watson et al., 1987) были проведены дополнительные эксперименты и оценены Kp Hf (0.36), но без циркония. В 1989 г. с помощью протонного микроанализа экспериментально были оценены Kp Zr грант-клинопироксен (Green et al., 1989). В работе получены Kp того же порядка (0.18) и более высокие Kp для граната (0.4–0.7). В этой работе впервые экспериментально было показано, что для пары Nb/Ta существует значительное различие в величинах Kp для клинопироксена и граната. Что поставило под вопрос постоянство этой величины в расплавах, полученных в процессах частичного плавления или дифференци-

ации. Позднее в работе (Jenner et al., 1994; Johnson, 1994; Johnson et al., 1998) экспериментально были получены данные Кр Cpx и Grnt которые подтвердили эффект обратного соотношения величин Hf и Zr этих минералах. В гранате Кр Zr > Hf (0.27–0.24), а в пироксене наоборот (0.128–0.23). Этот интересный факт как то прошел в дальнейшем мимо внимания последующих исследователей и остается до сих пор слабо изученной темой. Для циркония разница в Кр между гранатом и пироксеном меняется достаточно в широких пределах от 0.1 до 2 (Harte & Kirkley, 1997). Что по-видимому, во многом зависит от содержания кальция в гранате (с ростом Ca/(Ca+Mg) отношения в гранате разница Кр Cpx-Grnt растет.

В природных образцах в ранних работах такого заметного различия Кр Zr и Hf не было установлено. В классической работе (Fujimaki et al., 1984) для пироксена разница минимальна. Для мегакристов из кимберлита Кр Cpx Zr и Hf соответственно 0.31 и 0.26 и и для граната 0.24 и 0.21 (обратите внимание ниже чем для пироксена). Для высоко щелочного базальта Кр Cpx Zr и Hf 0.6225 и 0.558, а для толеитового 0.131 и 0.121. То есть природные данные противоречили полученным в экспериментах соотношениям.

В целом в 1990-х годах количество экспериментальных работ по этой теме сильно возросло (Sisson, 1991; Hart & Dunn, 1993; Forsythe et al., 1994, 1997; Lindstrom et al., 1994; Skulski et al., 1994), но основные факторы влияющие на Кр уже были выявлены и работы шли по пути расширение составов исследуемых расплавов и изменений условий эксперимента. Накоплены было и достаточно много данных по природным образцам.

В 1994 г. нами был подготовлен обзор работ по этой теме в котором на большом материале было убедительно показано, что величины Кр парных литофильных элементов для многих породообразующих минералов (и в частности клинопироксена и амфибола) достаточно сильно различаются (Асавин, 1994). В ряде работ была даже предложена (Skulski et al., 1994) формула оценки различия Кр Cpx Zr/Hf (Кр Zr/Hf = 0.62–0.004). Хотя в одновременно было показано, что влияние состава расплава сильно сказывается на соотношении Кр Zr/Hf , то есть это не постоянная величина. В целом величины Кр Cpx в ряде дифференцированных расплавах достигают достаточно высоких значений и даже превышают 1 (например для агпаитовых).

Рост количества работ по этой теме в последующих публикациях 2000-х годов позволил существенно расширить наше понимание влияния состава расплава и состава пироксена на величины Кр циркония. Опубликовано несколько обзорных работ по этой тематике. Роль давления рассмотрена в обзоре (Hill & Drake, 2011). Влияние высокой щелочности и содержания эгиринового компонента на Кр пироксена рассмотрено в работах (Mollo et al., 2017; 2018; Beard et al., 2019). В наших работах по природным составам рассмотрены вариации Кр в пределах вулканических серий океанических островов (Асавин и др., 1997). Вообще для щелочных расплавов было получено достаточно много данных как в результате изучения природного материала, так и экспериментов в щелочных системах кимберлитовой (Keshav et al., 2005), карбонатитовой (Adam & Green, 2001; Grassi et al., 2012), лампроитовой (Foley & Jenner 2004; Арзамасцев и др., 2008; Melluso et al., 2008; Ubide et al., 2012).

Нами впервые проведены экспериментальные исследования по оценке Кр Zr Hf Cpx (Asavin et al., 2004) в расплаве мелилитового нефелинита. Благодаря специально разработанной методики микрозондового определения Zr Hf при их совместном присутствии и низких содержаниях (Сенин и др., 1989). На рисунке 1 частично представлены результаты этой работы. Влияние состава расплава привело к высоким Кр гафния близ-

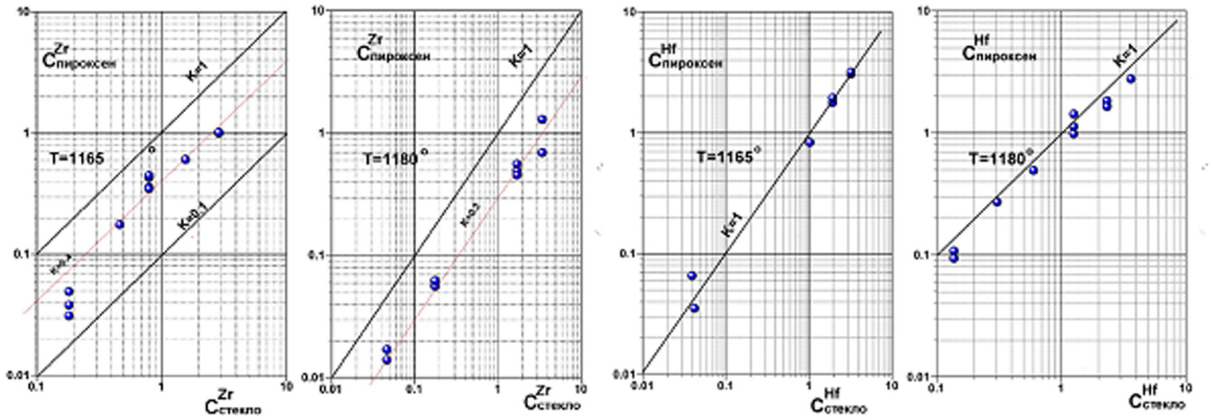


Рис. 1. Коэффициенты распределения Zr и Hf пироксен-расплав при разных температурах

кого к 1. То есть в ларнит нормативных расплавах фракционирование пироксена приводит в обеднению расплава гафнием при одновременном накоплении циркония.

Основными факторами которые в настоящее время известны по данным экспериментальных работ как влияющие на величину Кр Cpx Zr и Hf следующие.

Температура. Понижение температуры приводит к существенному возрастанию величин Кр при этом в низкотемпературных и обычно высоко кремнистых расплавах значения Кр превышают 1.

Давление. Достаточно существенно меняет Кр. По имеющимся данным повышение давления приводит к повышению Кр. Надо отметить, что ряд авторов объясняет это изменением в опытах при росте давления состава расплава, но имеющиеся данные по Кр редкоземельных элементов (Green & Pearson, 1985) не поддерживают эту точку зрения. Влияние давления во всяком случае не линейно и достаточно слабо выражено. Обращают на себя внимание опыты с равновесиev Cpx-Grnt в некоторых из которых реализуется инверсия в соотношения Кр Як (то есть обычно у граната Кр выше чем у пироксена, но в некоторых ситуациях картина обратная).

Состав расплава. Наиболее важный и интересный фактор. В целом в экспериментальных работах прямые зависимости Кр от NBO/T слабые, но во всех щелочных расплавах отмечаются пониженные по сравнению с расплавами нормальной щелочности значения Кр. Особенно это заметно для агпаитовых расплавов. Вместе с тем при этом также сильно меняется состав пироксена и многие исследователи объясняют этот эффект именно этим обстоятельством.

Состав пироксена. Роль параметров – содержания Ti, Na, Ca/(Mg+Ca), Al-IV в пироксене подчеркивается большинством исследователей. Зависимость величины Кр от этих факторов отмечается в большинстве работ. Но вид зависимости не линейный и хороших корреляций не установлено. Вероятно это связано с многофакторным влиянием всех условий эксперимента на величину Кр.

Обсуждение

Изложенный выше очень краткий обзор показал что Кр Cpx отличается сильными вариациями под действием состава расплава сопряженного с изменением состава кристаллизующегося пироксена. Разнонаправленное влияние температуры и состава расплава приводит к резкому снижению Кр в щелочных агпаитовых расплавах и резкому повышению их величин в кислых дифференцированных расплавах. Более сложная картина (пока до конца не понятная) состоит в соотношении Кр Zr Hf. В большинстве случаев Кр Hf > Zr. Часто величина Кр для Hf в дифференцированных расплавах превыша-

ет единицу. В тоже время для начальных этапов фракционирования при относительно высоких температурах и низкой щелочности разница не велика. В результате этих факторов изменения величины Zr/Hf в расплавах нормальной щелочности при дифференциации незначительны. В щелочных расплавах при фракционировании при низких температурах и высоком содержании эгиринового минала в пироксене величина Кр возрастает (что резко снижает накопление этих элементов в остаточных расплавах), при этом происходит разделение этих элементов. Однако следует учитывать, что на этих поздних стадиях в процессе участвует амфибол, акцессорные элементы (титанит, ильменит). А для них соотношение Кр Zr Hf другое. По мере накопление редких элементов появляется возможность кристаллизации собственных рудных фаз, которые обладают высокими величинами Кр превышающими единицу. Хотя их доля в балансе кумулусных минералов не значительна, но их спектр величин Кр будет определять соотношение редких элементов ив частности Zr и Hf. Таким образом, необходимы достаточно детальные расчеты для построения реалистичной модели поведения этих элементов и главное получения новых данных по величинам Кр породообразующих и акцессорных – рудных фаз.

Литература

1. Арзамасцев, А. А., Арзамасцева, Л. В., Беа, Ф., & Монтеро, П. (2008). Элементы-примеси в минералах как индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных дайковых серий: La-ICP-MS данные по магматическим провинциям Северо-Восточной Фенноскандии и Германии // Петрология. 2008. Т. 16 (6). P. 1–28.
2. Асавин А. М. Распределение ZR,HF,Nb,Ta,Th,U в равновесиях минерал-расплав (обзор) // Геохимия. 1994. № 10. С. 423–1398.
3. Асавин А. М., Когарко Л. Н., Крючкова О. И., Тюрин Д. А., Колесов Г. М. Вариации коэффициентов распределения редких элементов в равновесиях пироксен-расплав в процессе эволюции щелочных магм океанических островов Гран-Канария, Святая Елена, Тристан да Кунья //Геохимия. 1997. № 5. С. 478–587.
4. Сенин В. Г. Асавин А. М., Лазуткина Л. Н., Корсакова Н. В. Определение циркония и гафния в геологических образцах методом рентгеноспектрального микроанализа // Журнал аналит. химии. 1989. № 9. С. 1671–1675.
5. Adam J., Green T. Experimentally determined partition coefficients for minor and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // European Journal of Mineralogy. 2001. V. 13 (5). P. 815–827.
6. Asavin A. M., Lazutkina H. N., Senin V. G. Coefficient Distribution Zr Hf in High Alkaline Ultrabasic Melts – Melilitic Nephelenite // Lithos. 2004. V. 73.
7. Beard C. D., van Hinsberg V. J., Stix J. & Wilke M. Clinopyroxene/melt trace element partitioning in sodic alkaline magmas // Journal of Petrology. 2019. in press. 92 p.
8. Dunn T. and Mccallum I.S. The Partitioning of Zr and Nb between Diopside and Melts in the System Diopside-Albite-Anorthite //Geochimica et Cosmochimica Acta. 1982. V. 46(4). P. 623–629.
9. Foley S. and Jenner G. Trace element partitioning in lamproitic magmas – the Gaussberg olivine leucitite // Lithos. 2004. V. 75. P. 19–38.
10. Forsythe L. M., Nielsen R. L. and Fisk M. R. High-Field-Strength Element Partitioning between Pyroxene and Basaltic to Dacitic Magmas // Chemical Geology. 1994. V. 117 (1–4). P. 107–125.
11. Fujimaki H. Tatsumoto M. and Aoki K. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89(B1). P. 662–672.
12. Grassi Daniele, Max W. Schmidt and Detlef Günther. Element partitioning during carbonated pelite melting at 8, 13 and 22GPa and the sediment signature in the EM mantle components // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 327. P. 84–96.

13. Green T. H. and Pearson N. J. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure // Geochimica et Cosmochimica Acta 1985. V. 49. № 6. P. 1465–1468.
14. Green T. H., Sie S. H., Ryan C. G. and Cousens D. R. Proton microprobe - determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature // Chemical Geology. 1989. V. 74. P. 201–216.
15. Hart S. R. and Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 113. P. 1–8.
16. Harte B., Kirkley M. B. Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet: Data from mantle eclogites // Chemical Geology. 1997. V. 136 (1–2). P. 1–24.
17. Hill, Eddy, Jonathan D. Blundy, and Bernard J. Wood. Clinopyroxene–melt trace element partitioning and the development of a predictive model for HFSE and Sc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 161(3). P. 423–438.
18. Jenner G. A., Foley S. F., Jackson S. E., Green T. H., Fryer B. J. and Longerich H. P. Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 57 (23–24). P. 5099–5103.
19. Johnson K. T. M. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications // Mineralogical Magazine. Abstract Goldschmidt Conference Edinburgh. 1994. V. 58(1). P. 454–455.
20. Johnson K. T. M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contrib Mineral Petrol. 1998. V. 133. P. 60–68.
21. Keshav Shantanu, Alexandre Corgne, Gudmundur H. Gudfinnsson, Michael Bizimis, William F. Mcdonough and Yingwei Fei. Kimberlite petrogenesis: Insights from clinopyroxene-melt partitioning experiments at 6GPa in the CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2 system //Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. No.11. P. 2829–2845.
22. Lundstrom,C. C., Shaw H. F., Ryerson F. J., Phinney D. L., Gill J. B., & Williams Q. Compositional controls on the partitioning of U, Th, Ba, Pb, Sr and Zr between clinopyroxene and haplobasaltic melts: implications for uranium series disequilibria in basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128 (3–4). P. 407–423.
23. Melluso L., Lustrino M., Ruberti E., Brotzu P., de Barros Gomes C., Morbidelli L., ... & d'Amelio, F. Major-and trace-element composition of olivine, perovskite, clinopyroxene, Cr–Fe–Ti oxides, phlogopite and host kamafugites and kimberlites, Alto Paranaiba, Brazil // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46 (1). P. 19–40.
24. Mollo S., Blundy J. D., Giacomoni P., Nazzari M., Scarlato P., Coltorti M., ... & Andronico D. Clinopyroxene-melt element partitioning during interaction between trachybasaltic magma and siliceous crust: Clues from quartzite enclaves at Mt. Etna volcano // Lithos. 2017. V. 284. P. 447–461.
25. Mollo S., Blundy J., Scarlato P., De Cristofaro S. P., Tecchiato V., Di Stefano F., ... & Bachmann O. An integrated P-T-H_2O-lattice strain model to quantify the role of clinopyroxene fractionation on REE+ Y and HFSE patterns of mafic alkaline magmas: Application to eruptions at Mt. Etna. // Earth-Science Reviews. 2018. in press. 83 p.
26. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 69 (1). P. 33–47.
27. Sisson T. W. Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55(6). P. 1575–1585.
28. Skulski T., Minarik W. and Watson E. B. High-Pressure Experimental Trace-Element Partitioning between Clinopyroxene and Basaltic Melts // Chemical Geology. 1994. V. 117. No (1–4). P. 127–147.
29. Ubide T., Arranz E., Lago M., Galé C., & Larrea P. The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach // Lithos. 2012. V. 132. P. 37–49.

30. Watson E. B. and Ryerson F. J. Partitioning of Zirconium between Clinopyroxene and Magmatic Liquids of Intermediate Composition // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. V. 50 (11). P. 2523–2526.
31. Watson E. B., Othman D. B., Luck J. M., & Hofmann A. W. Partitioning of U, Pb, Cs, Yb, Hf, Re and Os between chromian diopsidic pyroxene and haplobasaltic liquid // Chemical Geology. 1987. V. 62. No 3–4. P. 191–208.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.003

Гипербазит-базитовые интрузивные комплексы Сихотэ-Алиня (Самаркинский террейн, Приморье)

А. В. Асеева, А. И. Ханчук, А. Н. Голич
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: barkar_anna@mail.ru

Введение

Проявления базит-гипербазитового магматизма являются свидетелями процессов, происходящих в земных недрах, и несут весьма специфичное оруденение. Комплексы различной природы (разных формаций) специализируются на различные руды: с офиолитовой формацией связаны месторождения Cr, Ni, Co; с расслоенными концентрически-зональными массивами аляскинского типа месторождения элементов PGE и Ti, с кимберлитовыми трубками – алмазы и т. д. Поэтому определение генетической принадлежности базит-гипербазитовых комплексов весьма важно для оценки рудоносности территории.

В Самаркинском террейне юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинского орогенного пояса в Приморском крае выделены разрозненные позднемзозойскими базит-гипербазитовые интрузии и вопрос о их возрасте и типизации обсуждается в течение нескольких десятилетий и остается пока по большей части открытым. Они сложены гипербазитами и базитами, часто в ассоциации с диорит-монцонит-сиенитовыми плутонами и карбонатитами (Зимин и др., 1965; Залищак, 1969; Вржосек и др., 1988; Левашов и др., 1989; Shcheka et al., 2003; Ishiwatari, Ichiyama, 2004; Октябрьский и др., 2008). Выделяются четыре крупных массива: Кокшаровский, Ариадненский, Черемшанский и Водораздельный (рис. 1) и рои относительно небольших тел. Кроме того, с исследуемыми массивами часто ассоциируют покровы трахибазальтов, пикробазальтов, пикритов, меймечитов того же возраста.

Сведения о геологическом строении исследуемых массивов, накопленные к настоящему моменту, содержат ряд белых пятен: выполненные предшественниками определения возраста гипербазитов и базитов часто противоречивы, требует уточнения геологическое строение массивов, обрывочны или отсутствуют данные о микроэлементном составе, требуется выполнить изотопные исследования. Поэтому возникла потребность в анализе накопленных к настоящему времени данных и выработке стратегии исследования для выяснения генетической природы проявлений базит-гипербазитового магматизма в Центральном Сихотэ-Алине (Приморье).

Кокшаровский, Ариадненский, Черемшанский и Водораздельный базит-гипербазитовые массивы (рис. 1), несмотря на пространственную разобщенность и разницу в петрологическом составе, могут быть проанализированы на основании следующих критериев: 1) вещественный состав интрузий базитов и гипербазитов и их возможных эффузивных аналогов, а также характер контакта с вмещающими породами; 2) степень эволюции магматического очага и признаки дифференциации массивов; 3) возраст и тектоническое строение массивов; 4) рудоносность.

Кокшаровский массив

Кокшаровский массив изучен наиболее полно (Зимин и др., 1965; Залищак, 1969; Старожилов, 1988; Октябрьский и др., 2008). Он представляет собой почти вертикальную трещинную интрузию размером 1.5×15 км, вытянутую ВСВ направлении и разбитую двумя левосторонними сдвигами на три блока. Интрузия прорывает и метаморфизует средне- позднеюрский субдукционный меланж с обломками и глыбами позднепалеозойских-

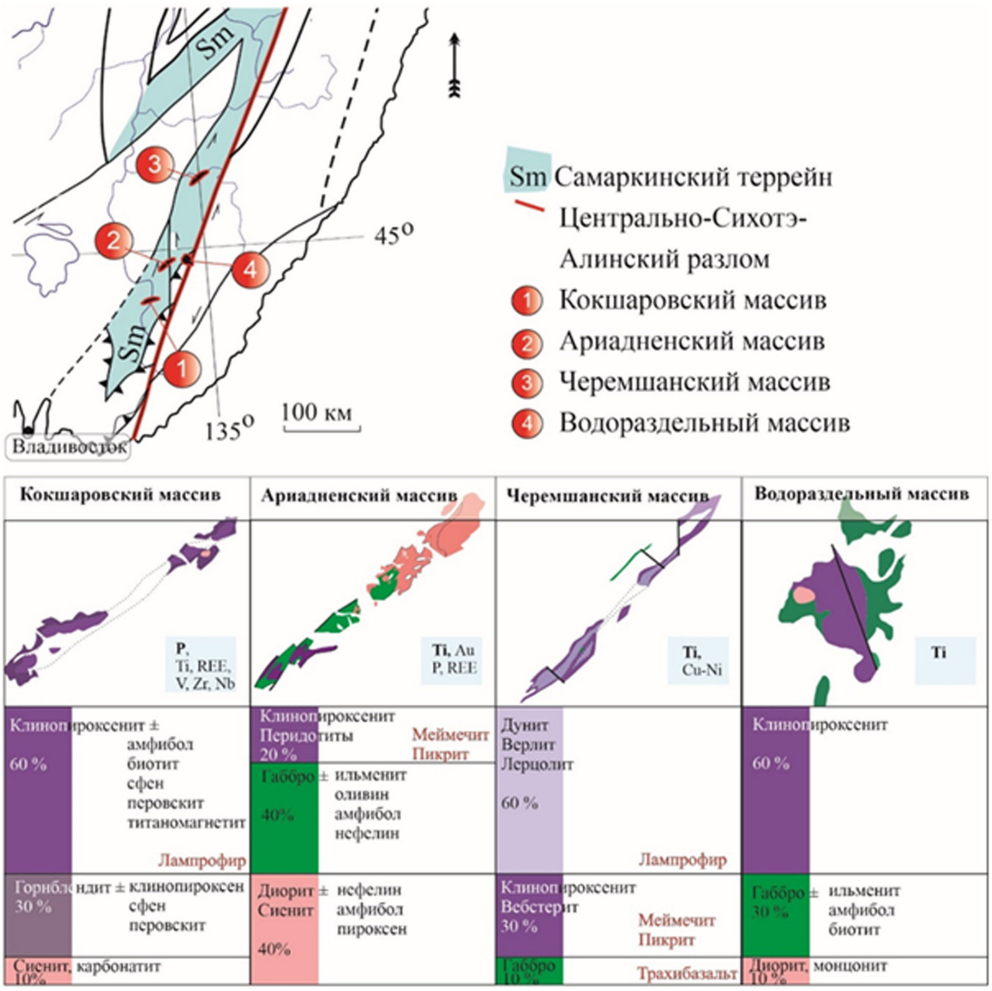


Рис. 1. Базит-гипербазитовые плутонические комплексы в отложениях Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Приморье). Схема составлена авторами с использованием опубликованных (Вржосек и др., 1988; Октябрьский и др., 2008) и фондовых материалов: Н. Г. Мельникова и В. В. Голозубова, (1981); В. Н. Боровицкого и В. А. Трязева, (1999), Г. С. Белянского и др. (2011)

раннемезозойских кремней и базальтов. В средней части перекрыта современным аллювием р. Уссури. Проявления контактового метаморфизма, выраженные орговикованием, прослеживаются на ЮВ и С контакте.

Кокшаровский щелочной гипербазитовый массив слабо дифференцирован и выполнен преимущественно крупнозернистыми биотитизированными и амфиболизированными пироксенитами. Он прорван многочисленными дайками и жилами щелочных сиенитоподобных пород (ийолит-мельтейгитов, фойяитов, нефелиновых сиенитов, тингуаитов) пород и карбонатитов. Многочисленные K-Ar изотопные датировки пород массива варьируют в широком интервале от 96 до 139–148 млн лет (Гос. Геол. карта РФ 1:1000000, 2011) (Левашов и др., 1989), по другим данным, до 172 млн лет (Залищак, 1969).

Пироксениты массива, как правило, обогащены P_2O_5 до 2.5 %, Ti до 6 % и Fe до 18 % и сложены титан-авгитом, титаномагнетитом, сфеном, апатит, перовскитом, керсутитом и биотит, причем количественные соотношения этих минералов непостоянны. Фосфо-

роносные пироксениты содержат неравномерно рассеянную вкрапленность апатита, в среднем от 6–8 %, до 20 %. Рудами на Ti являются титаномагнетит, ильменит и сфен, содержащиеся в виде вкрапленников, реже гнездообразных и линзообразных скоплений. Причиной повышенных концентраций Fe в пироксенитах является обильное присутствие вкрапленников магентита. С апопироксенитовыми корами выветривания связано месторождение вермикулита.

Ариадненский массив

Ариадненский массив представляет собой сложное интрузивное тело размером 3×30 км, вытянутое в СВ направлении (Shcheka et al., 2003; Ishiwatari, Ichiyama, 2004). Границы с вмещающими породами частично интрузивные, частично тектонические, а кровля ЮЗ части плутона погружается в юго-восточном направлении. Выделяется две фазы внедрения (Гос. Геол. карта РФ 1:1000000, 2011). Первая фаза, представленная перидотитами и оливиновыми пироксенитами интрузии переходящими в ильменитовые и роговообманковые габбро, слагает южную зону. СВ часть массива слагают диориты, монцодиориты и сиениты второй фазы. Интрузив прорывает песчано-алевролитовые с редкими прослоями туфов отложения Самаркинского террейна.

Породы массива дифференцированы. Ядро интрузии сложено ультраосновными породами, а габброиды приурочены к её периферии. От габбро к перидотитам наблюдается постепенный переход через ильменитовые, плагиоклазовые мономинеральные и плагиоклаз-оливиновые пироксениты. Для пород характерно развитие наложенных амфиболизации и серпентинизации. Вулканогенные разности представлены меймечитами и пикритами (Гос. Геол. карта РФ 1:1000000, 2011). Возраст массива по данным K-Ar и U-Pb изотопных соотношений составил от 97 до 161 млн лет.

Богатое ильменитовое вкрапленное оруденение сосредоточено преимущественно в ЮЗ части интрузии первой фазы и ограничивается площадью распространения ильменитовых габбро, частично охватывая оливиновые пироксениты и перидотиты. С породами комплекса связана благороднометальная золото-платиновая минерализация (Ханчук и др., 2019).

Черемшанский массив

Черемшанский массив, размером 1×10 км, имеет удлиненную форму и вытянут в СВ направлении. Он залегает в терригенных отложениях с включениями океанических кремней, чередующихся с горизонтами полимиктовых песчаников. Контакты массива с вмещающими породами интрузивные, однако они также осложнены тектоническими нарушениями и наложенными гидротермальными изменениями (Вржосек и др., 1988). Наибольшему ороговикованию подверглись провесы кровли в центральной части массива: кремни здесь превращены в микрокварциты и слюдисто-кварцевые роговики.

Линзообразное крутопадающее (70–80 º) тело массива разбито поперечными разломами на несколько смешенных друг относительно друга блоков. Массив сложен породами двух интрузивных фаз: гипербазитовой и габбровой. Ядро сложено верлитами, существенно оливиновыми породами, а краевые части клинопироксенитами и вебстеритами. Ильменитовые габбро второй фазы образуют небольшое (около 100 м) штокообразное тело. Установлено зональное строение массива (Вржосек и др., 1988).

Водораздельный массив

Водораздельный массив площадью около 20 кв. км представляет собой силлообразное тело, разделенное надвое разломом. Массив состоит из клинопиро ксенитов, переходящих к периферии в мелкозернистые габбро, обнаруживая отчётливые призна-

ки дифференциации (Гос. Геол. карта РФ 1:1000000, 2011). В приконтактовых частях интрузия расщепляется на ряд маломощных (5–40 м) межпластовых тел, залегающих согласно с вмещающим породам. В западной части массива расположено штокообразное тело диорит-монцонитового состава. Вмещают Водораздельный интрузив филлиты и кремнисто-глинистые сланцы Самаркинского аккреционного комплекса. Контакты интрузии располагаются согласно со слоистостью вмещающих пород. Экзоконтактовые изменения выражены зонами осветления вмещающих пород. В эндоконтактах наблюдается интенсивная актинолитизация габброидов. Возраст массива предположительно раннемеловой-позднеюрский (Гос. Геол. карта РФ 1:1000000, 2011).

Обобщая приведенные данные, можно заключить, что:

- исследуемые массивы прорывают и метаморфизуют отложения Самаркинского средне-позднеюрского аккреционного комплекса зоны субдуции;
- имеют пестрый петрологический состав. При этом перидоты, пироксениты и горнблендиты слагают существенную долю массивов (от 20 до 90 %). Основные породы, представленные габброидами, могут составлять до 40 % площади массива (Ариадненский массив), а могут отсутствовать (Кокшаровский массив). Щелочные сиенит-монцонитовые породы и карбонатиты также могут составлять до 40 % площади массива, а могут отсутствовать (Черемшанский массив);
- Ариадненский, Черемшанский и Водораздельный массивы демонстрируют признаки кристаллизационной дифференциации. Кокшаровский массив дифференцирован слабо;
- при общих повышенных содержаниях Ti, массивы имеют разную рудную специализацию.

Таким образом, для выяснения генетической природы комплексов необходимо провести доизучение вещественного состава комплексов, выполнить корреляцию петрологических и геохимических данных по каждому объекту и определить возраст внедрения.

Благодарности

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00093).

Литература

1. Вржосек А. А., Сясько А. А. Бортина Т. И. Строение и состав гипербазитового массива р. Черемшанки // Природа базитов и гипербазитов востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1988. С. 29–39.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) — оз. Ханка. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011.
3. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 115 с.
4. Зимин С. С., Старков Г. Н., Щека С. А., Погорелова М. Г. О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1965. С. 194–195.
5. Левашев Г. Б., Рыбалко В. И., Изосов Л. А. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
6. Октябрьский Р. А., Вржосек А. А., Ленников А. М., Ясныгина Т. А., Рассказов С. В., Москаленко Е. Ю., Веливецкая Т. А. Геохимия магматических пород Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива (Приморье) и результаты микроэлементного моделирования // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 4. С. 50–62.

7. Старожилов В. Т. Апатитоносность и петрологические особенности фанерозойских базит-гипербазитовых комплексов Приморья. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1988. 148 с.
8. Ханчук А. И., Гребенников А. В., Иванов В. В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29. https://doi.org/10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
9. Ханчук А. И., Молчанов В. П., Андросов Д. В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит-ультрабазитов (Приморье) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 39–43. https://doi.org/10.31857/S2686739720060079.
10. Ishiwatari A., Ichiyama Y. Alaskan-Type Plutons and Ultramafic Lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // International Geology Review, 2004. V. 46. No 4. P. 316–331. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.4.316.
11. Shcheka S. A., Vrzhosek S. V. and Vysotskiy S. V. Jurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia: Comparative study with komatiite and Japanese picrite suites / in Vladykin, N. V., ed., Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism: Khabarovsk: Russian Academy of Sciences, 2003. P. 184–200.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.004

Минеральный состав и геохимические особенности породы с преобладанием сидерита массива Томтор (Арктическая Сибирь)

А. Ю. Белякова, Е. В. Лазарева, С. М. Жмодик, А. В. Толстов
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: a.belyakova@g.nsu.ru

Введение

Томторский комплекс (ТК) щелочных пород и карбонатитов является крупнейшим в мире: внешнее кольцо сложено щелочными и нефелиновыми сиенитами и ультрамафитами – фоидолитами; ядро – породами карбонатитового комплекса, представленными безрудными (кальцитовыми и доломит-кальцитовыми) и рудными (анкеритовыми и фосфатно-редкометальными) карбонатитами (до 1 % REE_2O_3). Между карбонатитами и щелочными породами располагается реакционная кайма микроклин-слюдисто-карбонатных (± апатит, пироксен) пород. Широко известны уникально-богатые Nb-REE руды, которые залегают в виде трёх пластовых залежей (участки Буранный, Северный и Южный) на коре выветривания по карбонатитам. В профиле выветривания выделяются четыре горизонта (сверху вниз): пирохлор-крандаллит-монацитовый (Nb-REE руды), сидеритовый, гетитовый и франколитовый (Минерагения кор выветривания…, 2011). Их перекрывают пермские терригенные угленосные отложения, морские осадки юрского возраста и четвертичные отложения (Лазарева и др., 2015). Дискуссионным остается вопрос не только формирования Nb-REE руд, но и сидеритового горизонта: породы с преобладанием Fe(II) залегают над породами с преобладанием Fe(III) (Минерагения кор выветривания…, 2011). Н. В. Владыкин также отмечал наличие сидеритовых карбонатитов в ТК, как наиболее поздних и рудоносных (Владыкин и др., 2005). Целью данной работы было исследование особенностей минерального состава породы с преобладанием сидерита, вскрытой при разведочном бурении участка Северный и сопоставление ее геохимических характеристик с таковыми для богатых Nb-REE руд и рудных карбонатитов.

Методы исследования

Химические составы образцов (табл. 1, рис. 1) определялись в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследованиях ИГМ СО РАН методами РФА (на спектрометре ARL-9900XP, ThermoFisher Scientific, аналитик Н. Г. Карманова), РФА-СИ (на станции элементного анализа ВЭПП-3 в Сибирском центре синхротронного излучения ИЯФ СО РАН, аналитик Ю. П. Колмогоров), ИСП-ААС (IRIS Advantage (Thermo Jarrell Ash, США), аналитик С. Ф. Нечепуренко) и ИСП-МС (на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat, Германия), аналитик И. В. Николаева). Измерения методами ИСП-ААС и ИСП-МС проводили в растворах после сплавления с пероксидом натрия (Сарыг-оол и др., 2020). Минеральный состав исследовали на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) (были изучены состав и микроморфология минералов).

Результаты

Изучаемая порода была вскрыта в С-В части участка Северный (скв. 212 на глубине 79.9 м, обр. ТЮ-5) и располагается под пермскими терригенными отложениями и породами с преобладанием гидрослюд и минералов группы крандаллита, которые при разведке были первично диагностированы как REE руды. Согласно данным картирова-

ния начала 1990-х гг. XX в. в данном месте располагаются фосфорно-редкометалльные (полиминеральных) карбонатиты (Геологическая карта…, 1998).

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов в сидеритовой породе (ТЮ-5), редкометалльных карбонатитах (ТМ-452 и ТМ-454) и Nb-REE руде

Образец	ТЮ-5	ТМ-452	ТМ-454	Nb-REE руды
Скв./интервал, м	212/79.9	4849/128.5	4849/130-132	Шурф
Al_2O_3	15.35	0.23	0.16	14.88
BaO	7.33	0.46	0.31	5.73
SrO	1.33	0.61	0.44	4.95
P_2O_5	11.39	1.57	0.06	18.04
SiO_2	0.71	0.26	0.36	1.64
MgO	0.93	12.92	12.05	н.п.о.
CaO	4.16	34.82	36.1	1.72
MnO	2.45	2.65	4.39	0.01
Fe_2O_3	23.94	7.99	5.99	1.48
TiO_2	6.58	0.23	0.36	9.49
V_2O_5	0.03	0.02	0.08	0.79
Nb_2O_5	0.42	0.06	0.03	6.91
SO_3	0.09	1.14	0.22	0.49
REE_2O_3	1.57	1.15	1.46	15.68
ППП	23.4	35.33	37.69	12.82
Сумма	99.66	99.48	99.82	98.32

Примечание. ппп – потери при прокаливании; н.п.о. – ниже предела обнаружения; содержания Na_2O и K_2O во всех пробах ниже предела обнаружения метода.

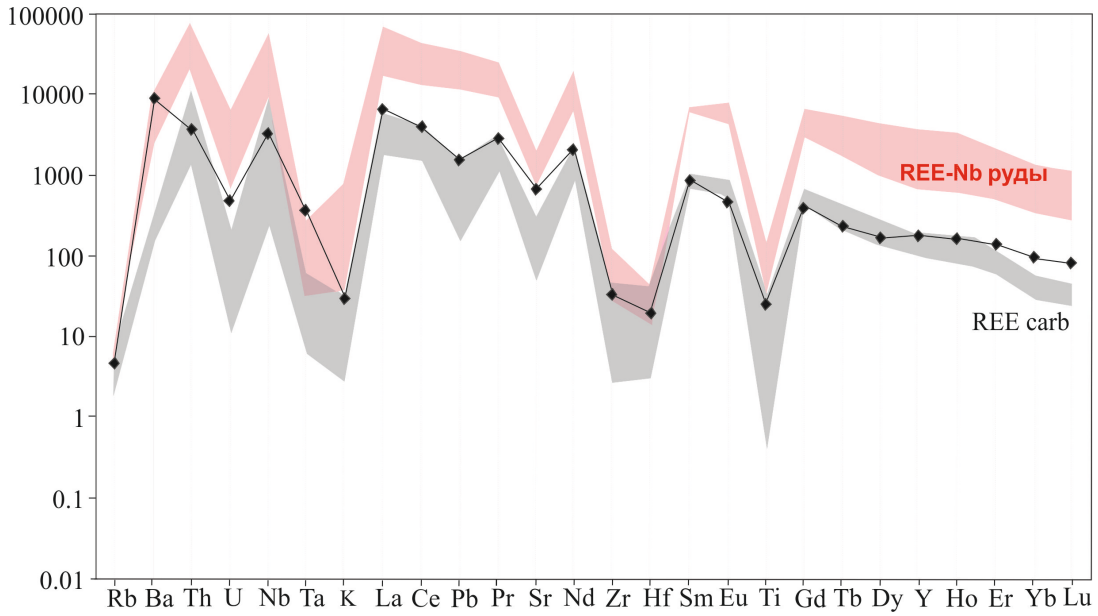


Рис. 1. Сравнение геохимических особенностей сидеритовой породы (ромбы), с полями значений для редкометалльных карбонатитов (Nb-REE-руды и REE-Carb) Томторского комплекса. Нормировано по примитивной мантии

Изученный образец ТЮ-5 представляет собой тонкозернистую породу коричневого цвета, в составе которой преобладают Fe_2O_3, Al_2O_3, P_2O_5, BaO и TiO_2 (табл. 1). Рассматриваемая порода по содержанию Al_2O_3, P_2O_5, BaO, SrO, TiO_2, близка составу Nb-REE руд, (извлеченных для технологических испытаний из шурфа в северной части уч. Буранный; Лазарева и др., 2015), но по содержанию REE_2O_3 (1.57 мас. %) и карбонатов соответствует редкометалльным карбонатитам (табл. 1). По совокупности геохимических данных сидеритовая порода ближе к редкометалльным карбонатитам, но существенные отличия наблюдаются в содержании Ba, Sr, U и Ta, содержание которых соответствует Nb-REE рудам (рис. 1).

Порода сложена сидеритом, рутилом и минералами группы крандаллита. Наблюдаются единичные кристаллы пирохлора, циркона, агрегаты субмикронных выделений монацита, небольшое количество каолинита и пирит.

Na-Ca пирохлор формируется в магматическом процессе, но его состав значительно преобразуется постмагаматическими и наложенными гидротермальными флюидами (Melgarejo et al., 2012). Первый тип замещения обеспечивается выносом из структуры Na, что сопровождается выносом F. Вакансия в позиции Na частично замещается Ba, Sr, Pb, REE и т. д. Второй тип предполагает удаление из структуры Ca. Разные типы замещений трактовались как гидротермальные постмагматические и гипергенные (Nasraoui, Bilal, 2000). Пирохлор в изучаемой сидеритовой породе встречаются в виде кристаллов от 20 до 50 мкм (рис. 2 а, б). Исходный состав минерала полностью преобразован и Na замещён Ba, Sr и Pb, что характерно также и для пирохлора богатых руд участка Буранный (Лазарева и др., 2015). В исследуемом образце наблюдаются кристаллы пирохлора, заключенные в зональных кристаллах минералов группы крандаллита или частично замещённые (рис. 2 б).

Типичными акцессорными минералами карбонатитов также являются рутилы (рис. 2 в, г). Среди изоморфных примесей высокозарядных элементов в рутилах различных пород, и карбонатитов ТК в том числе, наиболее обычны Nb и V. Границы по содержанию Nb_2O_5 для ниобиевого рутила не оговаривались, и в публикациях авторы выделяют собственные категории по этому параметру. Л. З. Резницкий разделяет рутилы на Nb-содержащие (от 0.n до 1–3 % Nb_2O_5) и ниобиевые (> 10 мас. % Nb_2O_5) (Резницкий и др., 2016). А. О. Красоткина приводит более дробное разделение рутила по содержанию Nb_2O_5, которое колеблются от 0.03 до 23.9 мас. %. В исследуемой породе массива ТК встречается рутил двух разновидностей. Первая представлена метакристаллами с включениями сидерита (рис. 2 в – Rt). Минерал содержит Nb_2O_5 от 1.89 до 2.56 мас. %, V_2O_3 – от 1.5 до 2.96 мас. %, FeO – от 1.92 до 5.38 мас. %. Содержания Nb_2O_5 имеют положительную корреляцию с содержаниями Nb_2O_5. Иногда наблюдается обогащение внешней части зерна Nb_2O_5 до 8.7 мас. %. Вторая разновидность выполняет интерстиции между зернами сидерита (рис. 2 в – Nb-Rt). Гистограмма распределения Nb_2O_5 в рутилах второй разновидности имеет 2 моды с интервалами 1–4 и 8–11 мас. %. Не выявляется закономерности в распределении участков, обогащённых Nb_2O_5 (рис. 2 в – Nb-Rt). Распределение FeO также бимодальное с интервалами от 2.5 до 3.5 мас. % и от 5 до 7 мас. %. Более высокие содержания FeO характерны для участков, обогащённых Nb_2O_5. Содержания V_2O_3 как правило не превышают 1 мас. %.

В некоторых работах оценивались температуры кристаллизации высокониобиевого рутила как соответствующие условиям высокотемпературной гидротермальной стадии (430–600 °C) (Макеев, Борисовский, 2013). Также существует мнение, что P-T условия кристаллизации не оказывают непосредственного влияния на изомор-

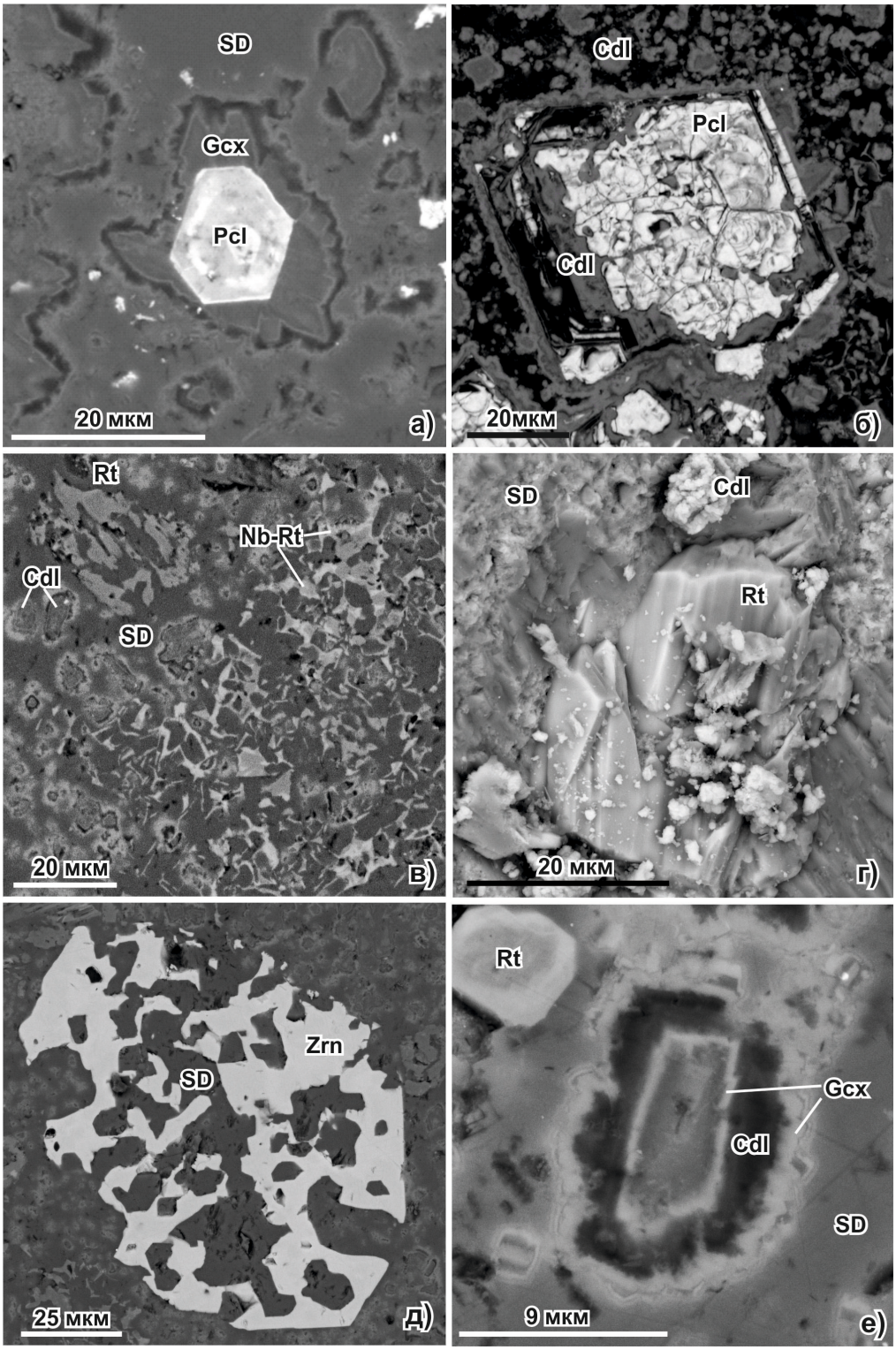


Рис. 2. Особенности минералов сидеритовой породы: (а) включение кристалла Ba- Sr- и Pb пирохлора (Pcl) в агрегате зональных кристалолов минерала группы крандаллита (Gcx); (б) кристалл Ba- Sr- и Pb пирохлора (Pcl), частично замещенный минералом группы крандаллита (Cdl), (в) главные минералы: сидерит (SD), рутил (Rt) и Nb-содержащий рутил (Nb-Rt) и зональные образования минералов группы крандаллита (Cdl); (г) кристалла Nb-содержащего рутил (Nb); (д) метакристалл циркона (Zrn) с включениями сидерита (SD); (е) горсейкситовый (Gcx) и крандаллитовый миналы (Cdl) сменяют друг друга в зональном кристалле, который обрастает агрегатом горсейксита (Gcx) с повышенным содержанием REE

физм Nb в рутилах, который зависит от сочетания таких факторов, как соотношение скоростей роста кристаллов, диффузии ионов и содержания Nb в системе (Резницкий и др., 2016). Таким образом, в исследуемой породе состав рутила может указывать на гидротермальный генезис в широком диапазоне температур. Рутил первой разновидности мог кристаллизоваться совместно с сидеритом, второй – после него. Именно для второго характерны высокие содержания Nb, что указывает на увеличение его содержания в системе. В богатых Nb-REE рудах участка Буранный пирохлор – основной минерал Nb (Лазарева и др., 2015). В рассматриваемой породе основным минералом, содержащим Nb является рутил. Вероятно, увеличение содержания Nb произошло при частичном разложении пирохлора.

Огранка метакристаллов циркона представлена комбинацией дипирамид. Внутри наблюдаются захваченные зёрна сидерита, в том числе идиоморфные, что позволяет предположить кристаллизацию циркона на том же гидротермальном этапе, что и рутила (рис. 2 д). Минерал содержит примесь Sc (до 0.28 мас. %) и Hf (до 1.22 мас. %).

Состав сидерита очень выдержанный, содержания Fe колеблется от 35.1 до 36.7 мас. %, но установлено значительное содержания Ca (3.5–4.5 мас. %), Mn (1.7–3.15 мас %) и Mg (1.4–1.6 мас. %). К трещинам спайности в сидерите приурочены зональные кристаллы и агрегаты минералов группы крандаллита. В центральной части содержание Ca- и Ba миналов почти равны. В средней части Ca- минал преобладает. Более крупные кристаллы обрастают агрегатом мелких индивидов (рис. 2 е). В них преобладает горсейкситовый (Ba) минал и наблюдается самое высокое содержание REE (до 4.6 мас. %). В ассоциации с каолинитом в некоторых участках породы установлены колломорфные выделения минерала группы крандаллита с преобладанием горсейкситового (Sr) минала.

Анализ минерального состава выявил следующие этапы формирования исследуемой породы: магматический, (формирование пирохлора); постмагматический гидротермальный и/или гидротермальный (замещение пирохлора Ba-Sr-Pb разностями, кристаллизация сидерита, рутила и циркона); гипергенный (образование каолинита и колломорфных выделений минералов группы крандаллита). Минералы группы крандаллита могли формироваться как в гидротермальную стадию (зональные кристаллы и их агрегаты) так и в гипергенную (колломорфные образования).

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-63-10017.

Литература

1. Владыкин Н. В., Торбеева Т. С., Цыпукова С. С. Петрология пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации Вост. Прианабарья и источники щелочного магматизма // Геохимия магматических пород, школы «Щелочной магматизм Земли». 2005 / geo.web.ru/conf/alkaline/2005/69.html.
2. Геологическая карта доюрских образований центральной части массива Томтор. М-б 1:25 000. К отчету о результатах предварительной разведки богатых руд участка Буранный редкометалльного месторождения Томтор за 1990–1997 гг. / А. В. Толстов, Т .Е. Цыбульская. Якутия, Госкомгеология РФ, 1998.
3. Красоткина А. О., Мачевариани М. М, Королёв Н. М., Макеев А. Б., Скублов С. Г. Типоморфные особенности ниобиевого рутила из рудопроявления Ичетъю (Средний Тиман) // ЗРМО. 2017. № 2. С. 89–100.
4. Макеев А. Б., Борисовский С. Е. Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетъю, Средний Тиман // Известия вузов. Геология и разведка. 2013. № 2. С. 30–37.

5. Минерагения кор выветривания карбонатитов: Метод. руководство. М: ГЕОС, 2011. 308 с.
6. Резницкий Л. З., Скляров Е. В., Суворова Л. Ф., Канакин С. В., Карманов Н. С., Бараш И. Г. Ниобиевые рутилы из Cr-V-содержащих метаморфических пород Слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2178–2191. DOI: 10.15372/GiG20161205.
7. Сарыг-Оол Багай-Оол Ю., Букреева Л. Н., Мягкая И. Н., Толстов А. В., Лазарева Е. В., Жмодик С. М. Влияние химической пробоподготовки на определение высоких содержаний редкоземельных и высокозарядных элементов в геологических образцах методами ИСП-АЭС и ИСП-МС (на примере пород и руд месторождения Томтор) // Журнал СФУ. Серия: Химия. 2020. Т. 13. № 4. С. 593–605.
8. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56, № 6. P. 844–873. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.05.003.
9. Melgarejo J. C., Costanzo A., Bambi A. C., Gonçalves A. O., Neto A. B. Subsolidus processes as a key factor on the distribution of Nb species in plutonic carbonatites: The Tchivira case, Angola // Lithos. 2012. V. 152. P. 187–201. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.024.
10. Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // J. Asian Earth Sci. 2000. V. 18, No 2. P. 237–251. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00056-5.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.005

Состав апатита как индикатор эволюции палеопротерозойского Тикшеозерского ультрамафит-щелочного-карбонатитового комплекса: CL, LA-ICP MS и микрозондовые данные

М. М. Богина, А. В. Чистяков, Е. В. Шарков, Т. И. Голованова
Институт геологии рудных месторождений, Москва,
e-mail: lekhta@mail.ru

Введение

Эволюция различных магм в литосфере контролируется внутрикамерными процессами, включая смешение, кристаллизационную дифференциацию, а также позднемагматическими-гидротермальными и метасоматическими изменения, связанными с воздействием собственного или внешнего флюидов. Минералы являются чувствительными индикаторами изменения магматической среды и сохраняют информацию об эволюции магматических процессов. Их микроэлементное изучение является эффективным петрогенетическим инструментом для раскрытия эволюции сложных многофазных плутонических систем. В породах Тикшеозерского комплекса, апатит является сквозным минералом. Анализ его морфологии, состава, и структурного положения позволит не только проследить эволюцию исходного состава от ранних до позднемагматических стадий, но и выявить вклад гидротермальных и метасоматических процессов, связанных с флюидным влиянием.

Геологическая позиция и строение Тикшеозерского массива

Тикшеозерский ультраосновной щелочной карбонатитовый комплекс расположен в восточной части Фенноскандского щита и имеет возраст ~ 1.99 Ga по данным геохронологического изучения карбонатитов (Rodionov et al., 2009; Corfu et al., 2011; Tikhomirowa et al., 2013 и другие). Комплекс интрудирует архейские гранито-гнейсы и палеопротерозойские граниты. Он представляет собой многофазный интрузив центрального типа площадью 24 м^2 с концентрической зональностью. Комплекс разделен разломами на несколько блоков: Центральный, Шапкозерский и Тикшеозерский описанные в (Шарков и др., 2021). Центральная часть состоит из серии ультраосновных кумулятивных пород, в то время как на периферии развиты породы щелочной серии. Центральная часть интрузии пронизана карбонатитовыми штокверками, на контакте с которыми образуются брекчии. Комплекс также интрудирован многочисленными дайками умеренно недонасыщенных кремнеземом щелочных пород. Выделяются три фазы: 1) ультраосновные-основные породы (дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро); 2) сильно- и умеренно недосыщенные кремнеземом щелочные породы (ийолиты, мельтейгиты, уртиты, щелочные габбро, нефелиновые сиениты, тералиты); 3) кальцитовые карбонатиты и связанные с ними силикатно-карбонатные породы. Из-за плохой обнаженности прямые соотношения ультраосновных-мафических пород со щелочными отсутствуют, а карбонатиты интрудируют обе фазы и несут их обломки в контактовых брекчиях. Породы испытали зеленосланцевое изменение, выраженное в частичной серпентинизации оливина, и частичном замещении клинопироксенов и паргасит-керсутитовых амфиболов вторичным актинолитом. Анализ микроэлементного состава минералов проводился для неизмененных или слабоизмененных пород.

Составы апатитов по результатам LA-ICP, CL, и микрозондового анализа

Все апатиты в изученных породах представлены F-апатитом, с преобладанием Ce над La. Апатиты характеризуются схожими сильно дифференцированными спектрами РЗЭ, обогащенными ЛРЗЭ (рис. 1). При этом апатиты из карбонатитов имеют более низкое суммарное содержанием РЗЭ, так и более низкие ТРЗЭ и ЛРЗЭ. Они демонстрируют сильно фракционированные спектры РЗЭ ((La/Yb)n = 128–176; (La/Sm)n = 2.74–4.13)), соответствующие таковым для магматических апатитов из карбонатитов (Chakhmouradian et al., 2017). Апатиты из пород щелочной серии менее фракционированы, а апатиты в карбонатно-силикатных породах имеют промежуточное фракционирование ((La/Yb)n = 96–114). Eu аномалия отсутствует. Апатиты из карбонатитов формируют параллельные спектры, несколько отличающиеся уровнем содержания РЗЭ, тогда как некоторые апатиты из щелочных пород (в частности, из сиенитов) обогащены ТРЗЭ. Спайдерграммы апатитов из щелочных пород и карбонатитов также имеют схожую форму, с отрицательными аномалиями Nb, Zr-Hf и Ti (рис. 1). Апатиты из карбонатитов имеют более глубокие Zr-Hf и Nb аномалии.

Люминесцентное и микрозондовое изучение отдельных зерен апатитов позволило выявить их существенные различия. В ийолит-мельтейгитах, представляющих наиболее раннюю из рассмотренных здесь фаз, апатит имеет аллотриоморфную форму, с неявно пятнистой зональностью. В щелочном клинопироксените апатит образует идиоморфные или субидиоморфные короткопризматические выделения до 100 мкм, иногда формируя более крупные удлиненные зерна. В КЛ зерна светло-серые незональные. Содержание РЗЭ невысокое, геохимическая гетерогенность отсутствует. Апатиты из тералитов прак-

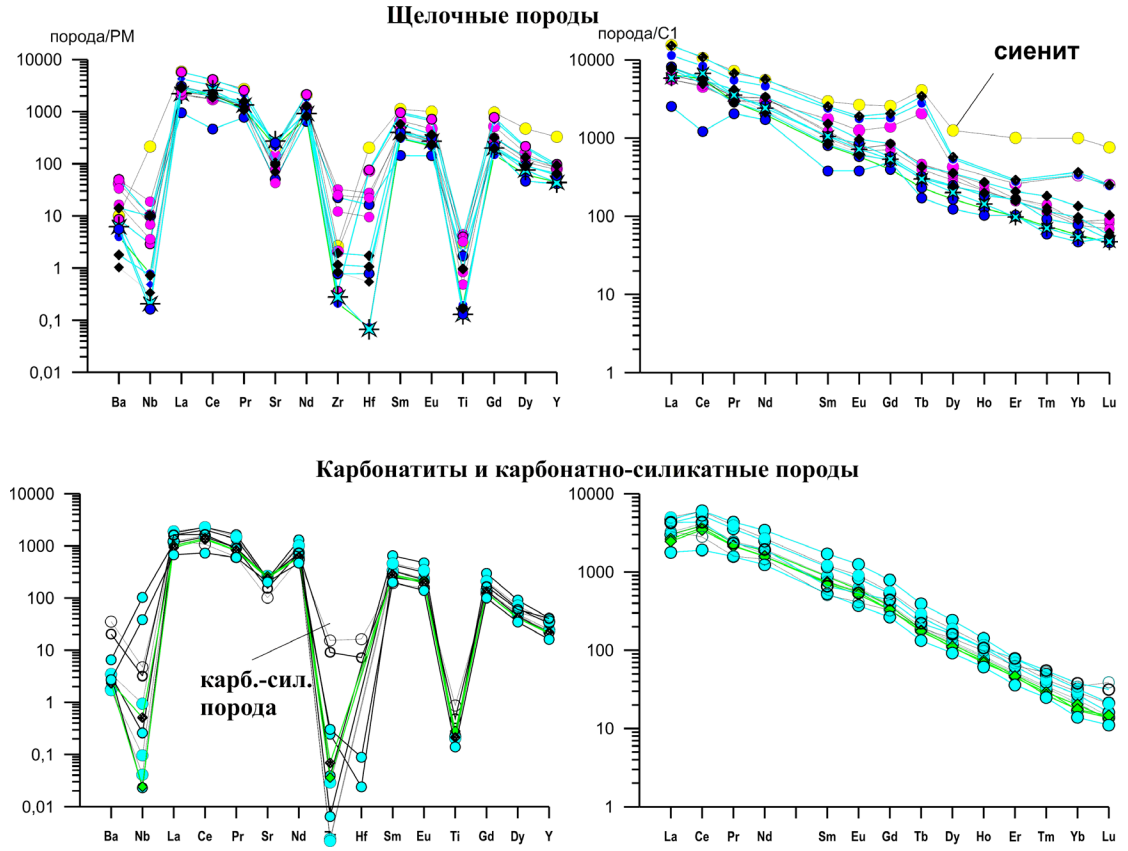


Рис. 1. Спектры распределения редких элементов и РЗЭ в апатитах Тикшеозерского ультрамафит-щелочного-карбонатитового комплекса

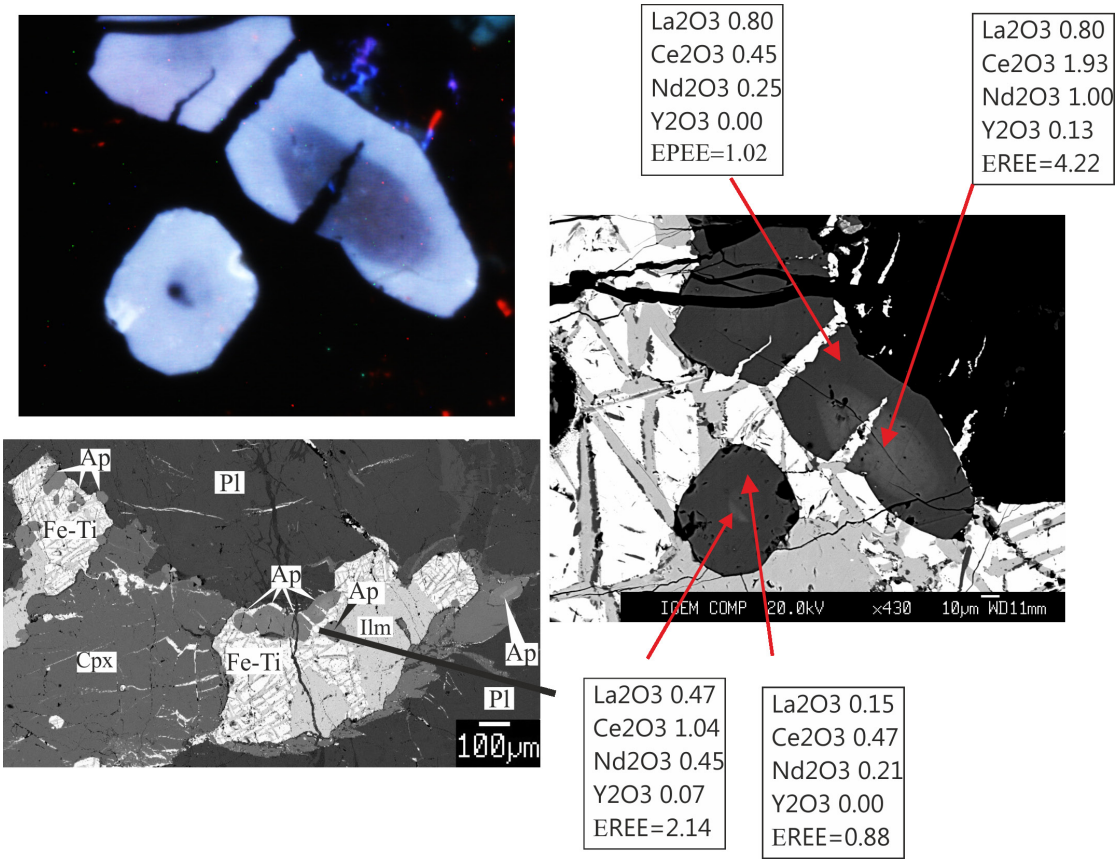


Рис. 2. Неизмененные апатиты из тералитов с отчетливой зональностью

тически неизмененные, отличаются идиоморфной и субидиоморфной формой, с отчетливой КЛ зональностью: сиреневым или серо-сиреневым центром и очень светлым краем (рис. 2). К краям зерен происходит увеличение F, при существенном уменьшении РЗЭ (от 2.14 до 0.53 REE), что отражает фракционирование магматического расплава.

Апатит в сиенитах частично сохранил идиоморфную форму и демонстрирует зональность, наблюдаемую как на микрозонде так и в КЛ. В КЛ видно, что апатит имеет темно-серое ядро и широкую голубовато серую кайму с неявной пятнистостью, что предполагает его изменение в результате постмагматических процессов (рис. 3).

Была выявлена отчетливая геохимическая зональность с уменьшением содержания РЗЭ от центра к краю, как в тералитах.

В одном из зерен происходит разрушение ядра вдоль трещин, а также формирование зерен монацита вдоль трещин и по краям, что отражает “dissolution-reprecipitation” в результате взаимодействия апатита с флюидом (Harlov et al., 2002; Lu et al., 2021). Зерна, где формирование монацита не происходит, имеют более высокое содержание ЛРЗЭ и менее контрастную разницу между центром и краем. Вклад метасоматических процессов с участием флюидом подтверждается появлением в их составе Y, который практически отсутствует в других апатитах, и некоторым обогащение ТРЗЭ на нормализованных спектрах (рис. 1).

В карбонатитах содержание апатита достигает 15–20 об. %. При этом кумулятивный апатит развит преимущественно среди выделений карбоната, где образует кристаллы различной формы: от субидиморфной призматической с закругленными краями, до субизометричной и неправильной форм. Размер зерен апатита варьирует от первых долей до 2 мм. В КЛ апатит серый, иногда с неясной пятнистостью, выраженной в ко-

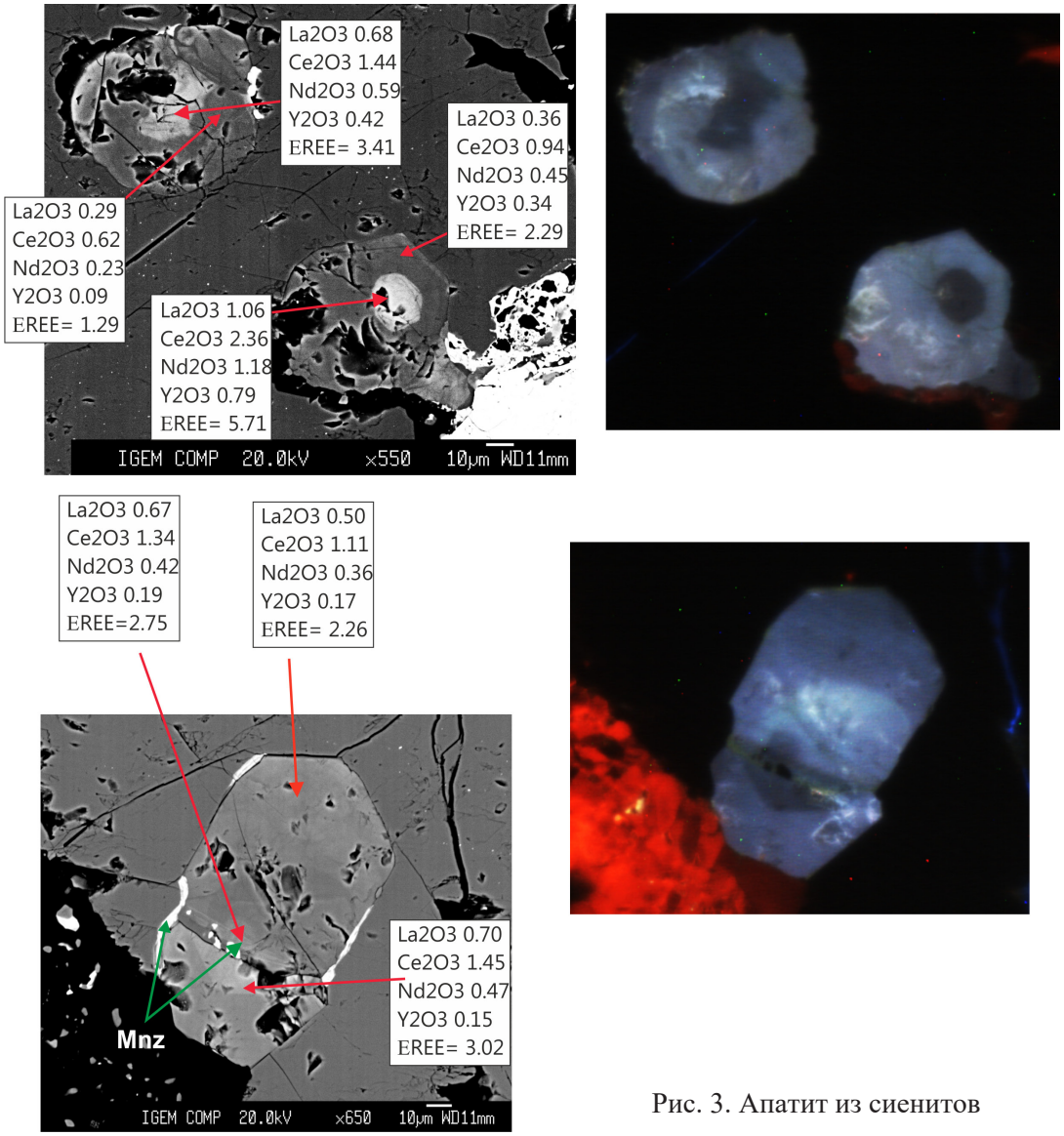


Рис. 3. Апатит из сиенитов

ричневато красноватом центре и сером крае. Содержания РЗЭ чуть более 1 %. Центральные домены незначительно обеднены РЗЭ относительно края. Характерной особенностью этих апатитов является существенное количество Na_2O (0.16–0.36).

Наиболее сложное строение было выявлено в апатитах из карбонатно-силикатных пород (рис. 4). Апатиты там представлены как идиоморфными, так и аллотриоморфными зернами часто с осцилляторной зональностью. При этом, они сопоставимы с апатитами из щелочных пород по содержанию РЗЭ, но имеют обратную зональность. Отличительной особенностью апатитов из этих пород является максимальное содержание Sr и Na_2O (0.39–0.64 %).

Выводы

Проведенное исследование показало, что апатиты из различных пород Тикшеозерского комплекса характеризуются различной морфологией и люминесценцией, что нашло отражение в различиях их редкоэлементного состава. Идиоморфный магматический апатит характеризуется типичной прямой магматической зональностью относительно РЗЭ, отражая уменьшение РЗЭ в расплаве на заключительных стадиях магмати-

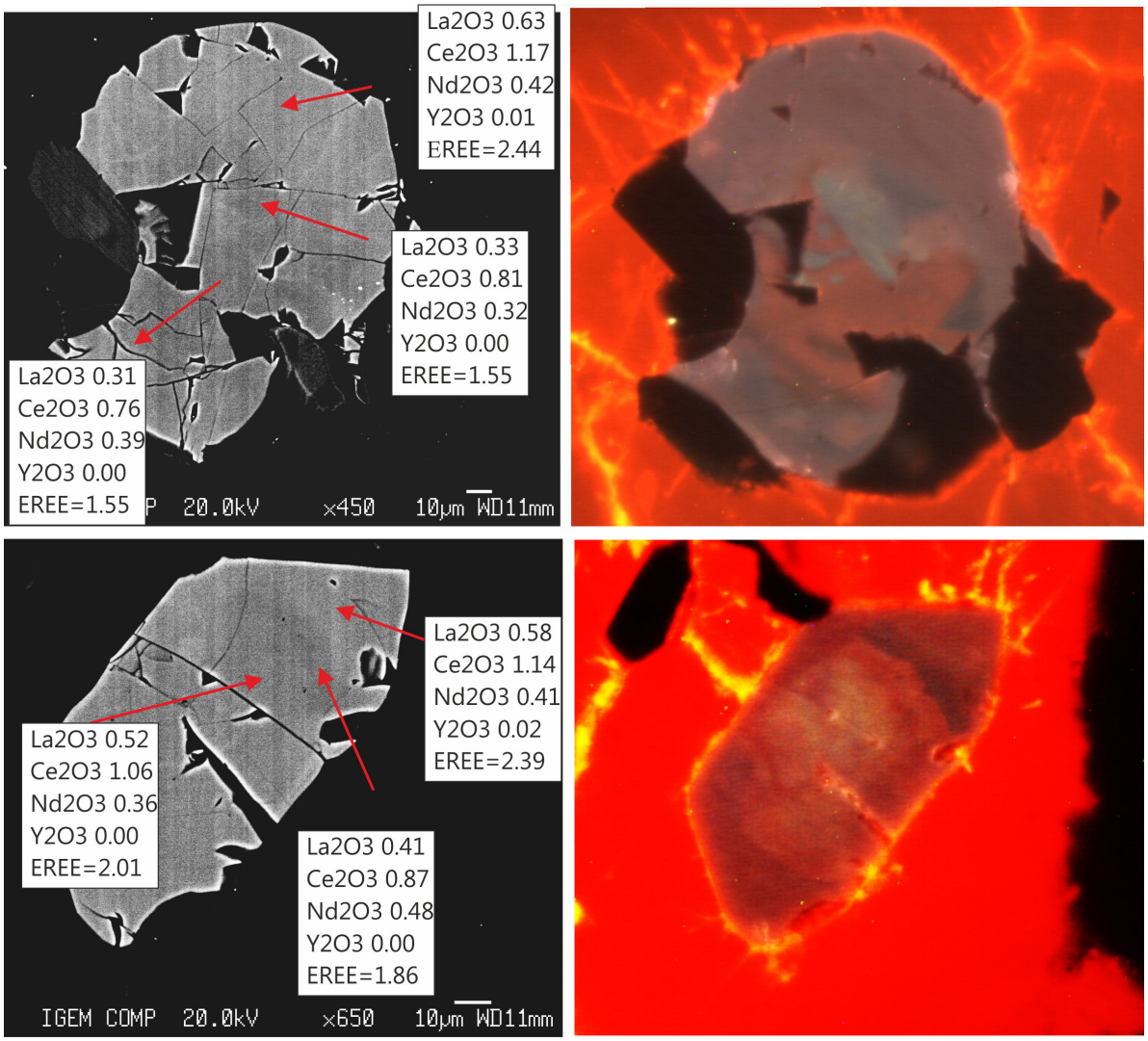


Рис. 4. Апатиты из карбонатно-силикатных пород

ческой кристаллизации. Отложения монацита вдоль трещин и краев апатита в комплексе с обогащением ТРЗЭ и Y является индикатором метасоматического взаимодействия с флюидом в сиенитах (Lu et al., 2021). Однако, несмотря на метасоматическую переработку, апатит сохранил первичную магматическую зональность, с уменьшением РЗЭ к краям зерен.

Апатиты из карбонатитов имеют слабо проявленную гетерогенность с очень незначительным увеличением РЗЭ к краям. Аналогичную зональность в отношении РЗЭ проявляют апатиты из карбонатно-силикатных пород. Вероятно, зональность последних отражает исходную магматическую зональность апатита в щелочной породе, измененной в результате взаимодействия с карбонатитами. Присутствие Na в апатите из карбонатитов и карбонатно-силикатных пород предполагает, что внедрение карбонатитов сопровождалось притоком Na флюида.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

1. Родионов Н. В., Беляцкий Б. А., Антонов А. В. и др. Геохимические особенности и возраст бадделеита из карбонатитов шелочно-ультраосновного массива Тикшеозеро (Северная Карелия) // ДАН. 2009. Т. 564. № 4. С. 474–479. https://doi.org/10.7868/8086956521528021X.
2. Шарков Е. В., Чистяков А. В., Богина М. М., Щипцов В. В., Беляцкий И. М., Фролов П. В. Петрология среднеплеопротерозойкского ультрамафит-щелочно-карбонатитового интрузивного Тикшеозерского комплекса (Северная Карелия) // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 478–507. https://doi.org/10.31857/S0869590321050071.
3. Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: Expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Cent. Eur. J. Geosci. 2011. V. 3. No 3. P. 302–308. DOI: https://doi.org/10.2478/s13533-011-0029-z.
4. Chakhmouradian A. R., Regir E. P., Zaitsev A. N. et al., Apaptite in carbonatitic rocks: compositional variation, zoning, element partitioning, and petrogenetic significance. Lithos: 2017. V. 274–275. P. 188–213.
5. Harlov D. E., Andersson U. B., Forster H.-J. Apatite – monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden // Chem.Geol. 2002. V. 191. P. 47–52. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00148-1.
6. Lu J., Chen W., Ying Y. et al. Apatite texture and trace element chemistry of carbonatite-related REE deposits in China: implications for petrogenesis // Lithos. 2021. V. 398–399. P. 106276. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106276.
7. Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A. et al. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U-Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 173–198. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.11.004.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.006

Проявления щелочного метасоматоза в фумарольных системах вулкана Толбачик (Камчатка)

М. О. Булах [1], И. В. Пеков [1, 2], Н. Н. Кошлякова [1], Е. С. Житова [3]

[1] Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, e-mail: aregon27@mail.ru

[2] Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва

[3] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение

Метасоматические процессы, протекающие в вулканических фумарольных системах при высоких (вплоть до 900 °С) температурах и низком (по сути, атмосферном) давлении, и продукты этих процессов – газовые метасоматиты (в терминологии С. И. Набоко и С. Ф. Главатских, 1983) – изучены крайне слабо. Наши исследования фумарол вулкана Толбачик (Камчатка) позволили выделить и охарактеризовать пять метасоматических минеральных ассоциаций, которые последовательно сменяют друг друга по мере снижения температуры газа в вертикальном разрезе фумарольной системы.

Общие сведения о вулкане Толбачик и его фумаролах

Толбачик – вулканический массив, входящий в состав Ключевской группы вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки и включающий потухший вулкан Острый Толбачик, действующий вулкан Плоский Толбачик, а также Толбачинский дол – обширную региональную зону моногенных вулканов (Большое…, 1984). Наиболее богато минерализованные активные фумаролы с разнообразной оксидной, галоидной, сульфатной, арсенатной, ванадатной и силикатной минерализацией расположены в привершинной части Второго шлакового конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (БТТИ). Минералогическая характеристика этих фумарол дана в работах (Вергасова, Филатов, 2016; Pekov et al., 2018; Пеков и др., 2020), а геохимические особенности фумарольных газов БТТИ представлены в работе (Меняйлов и др., 1980).

Методы исследования

Данные по химическому составу минералов, а также РЭМ-изображения в отраженных электронах получены в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии Геологического факультета МГУ с помощью сканирующих электронных микроскопов JEOL JSM-6480LV и Superprobe JXA-8230, оснащенных энергодисперсионными и волновыми спектрометрами. Определение полиморфных модификаций осуществлялось методом спектроскопии комбинационного рассеяния света (рамановской) на спектрометре EnSpectr R532 на кафедре минералогии Геологического факультета МГУ.

Результаты и их обсуждение

Вулканические бомбы и обломки шлака, между которыми расположены фумарольные камеры Второго конуса, представлены главным образом афировыми базальтами различной степени пористости. Валовые химические составы базальтов БТТИ разных петрохимических типов, по данным из монографии (Большое…, 1984) приведены в таблице 1. Основная масса базальта состоит преимущественно из микролитов лабрадора состава An_{65-69} (30–60 % в объеме породы), пироксенов ряда диопсид-авгит (15–40 %) и стекла (15–60 %), которое содержит в среднем (мас. %) 53 SiO_2, 1 Na_2O, 7 K_2O, 5 CaO, 4 MgO, 10 FeO, 2 CuO, 15 Al_2O_3, 2 TiO_2, 1 P_2O_5. В подчиненном количестве находится оливин

состава Fo_{76-87} (до 10 % в породе). В качестве акцессорных присутствуют хромшпинелиды ряда хромит-магнезиохромит и магнетит, в т. ч. титаномагнетит. Подробно химические составы первичных минералов базальта охарактеризованы в работе (Булах и др., 2023).

Под действием горячего фумарольного газа в базальте происходят преобразования с существенным изменением химического и минерального состава – формируются газовые метасоматиты. В сколах вулканических бомб, сложенных базальтом высокой степени пористости (по сути, базальтовым шлаком), метасоматические агрегаты прослеживается на глубину до 10–12 см. Наиболее показательна картина развития газовых метасоматитов в активной фумароле Арсенатной на Втором конусе Северного прорыва БТТИ.

Таблица 1. Средние химические составы базальтов БТТИ (Большое…, 1984) и газовых метасоматитов фумаролы Арсенатной, Второй конус Северного прорыва БТТИ (без учета субфенокристаллов оливина и продуктов их изменения)

	Базальты Северного прорыва БТТИ (Большое…, 1984)				Газовые метасоматиты разных типов из фумаролы Арсенатной				
	1	2	3	4	I	II	III	IV	V
	мас. %								
Na_2O	2.6	3.0	3.4	3.1	0.1	7.4	7.7	0.3	0.4
K_2O	1.2	1.5	1.9	1.8		0.4	5.1	14.5	11.0
CaO	10.1	9.6	8.7	8.9	24.2	14.2	0.9	0.4	0.1
MgO	9.4	7.7	4.9	6.0	7.4	6.6			26.2
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3			
Al_2O_3	14.4	15.1	17.3	15.9	16.2	16.2	20.7	21.2	12.0
Fe_2O_3*	10.2	10.6	10.2	10.7	12.5	3.0	0.8	0.4	0.8
SiO_2	50.0	50.3	50.8	50.5	37.8	46.2	64.0	58.8	41.0
TiO_2	1.2	1.4	1.5	1.5	1.5	0.5	0.1	0.1	1.0
P_2O_5	0.3	0.4	0.4	0.4		0.1	0.3	0.7	0.2
As_2O_5							0.3	3.6	0.1
SO_3						5.0			
F									7.6
$–O=F_2$									-3.3
Сумма	99.6	99.8	99.3	99.0	99.9	99.9	99.9	100.0	100.0

Примечание. Базальты: 1 – магнезиальный умеренной щелочности, 2 – магнезиальный промежуточный, 3 –глиноземистый субщелочной, 4 – глиноземистый промежуточный. Газовые метасоматиты: I – диопсид-эссенеитовые, II – гаюин-диопсидовые, III – Na-санидиновые, IV – санидиновые, V – фторфлогопитовые.

*Для анализов, взятых из литературы, содержание железа отвечает $FeO + Fe_2O_3$. Пустая клетка означает содержание компонента ниже предела обнаружения. Для газовых метасоматитов составы получены электронно-зондовым методом с помощью расфокусированного электронного пучка (площадка 25 × 25 мкм) и усреднены по 4–7 анализам, выполненным в разных образцах.

I. Диопсид-эссенеитовые газовые метасоматиты (рис. 1, а) возникают в наиболее глубоких и горячих зонах фумаролы – на глубине более 2.5–3 м от дневной поверхности при температурах, предположительно, выше 750 °С. Они формируются путем развития по микролитовой и раскристаллизованной стекловатой матрице агрегата пироксенов с повышенным содержанием эссенеитового $CaFe^{3+}[AlSiO_6]$ и кушироитового $CaAl[AlSiO_6]$

компонентов – до 47 и 26 мол. % соответственно (в сумме до 64 мол. %). Лабрадор базальта частично замещается анортитом состава An_{90-98}. По оливину образуются псевдоморфозы энстатита или диопсида с гематитом и магнезиоферритом. Процесс сопровождается обогащением породы Ca, обеднением ее Si (относительно исходных базальтов) и почти полным выносом Na (табл. 1).

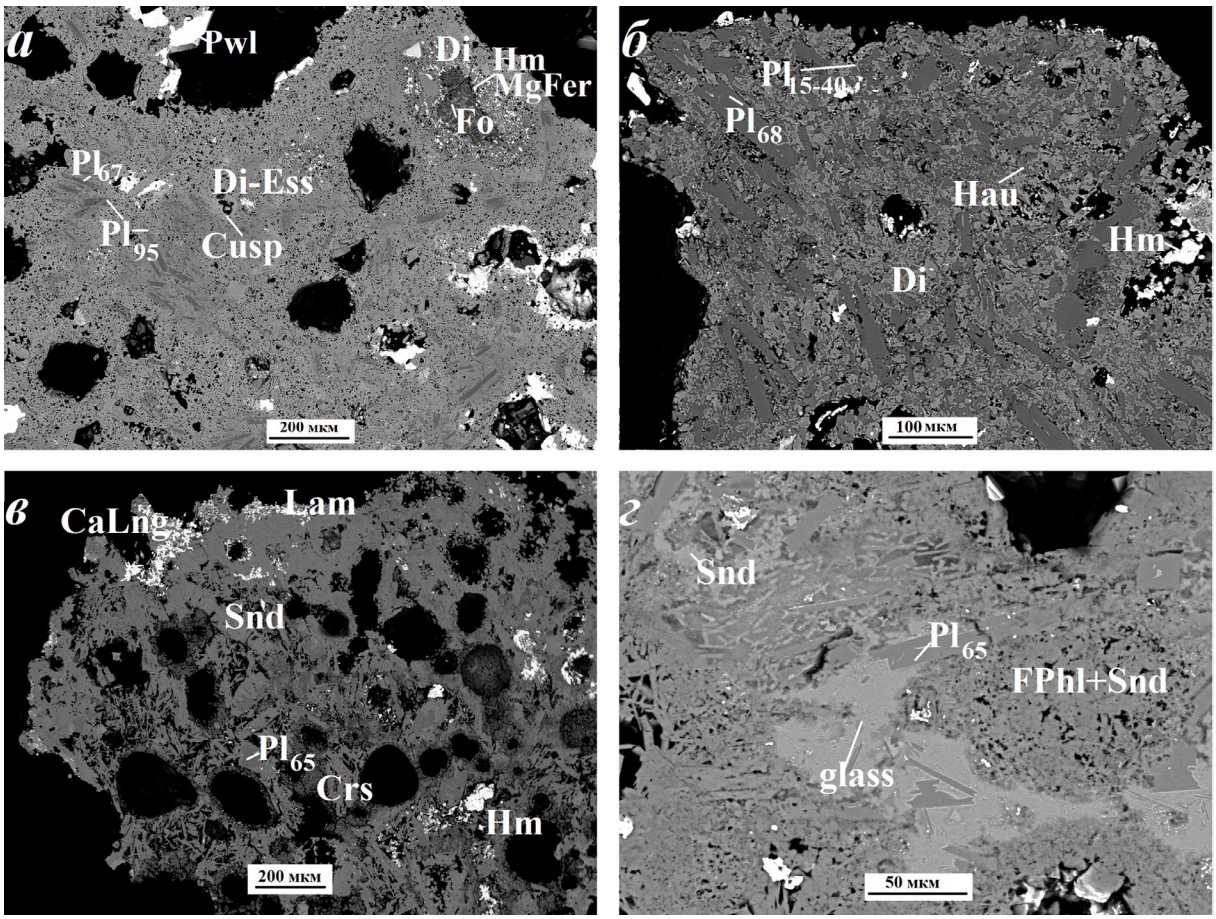


Рис. 1. Апобазальтовые газово-метасоматические агрегаты из фумаролы Арсенатной (Второй конус Северного прорыва БТТИ): а) диопсид-эссенеитовый метасоматит с реликтами магматического лабрадора и частичной псевдоморфозой диопсида, гематита и магнезиоферрита по оливину под корочкой эксгаляционного повеллита; б) гаюин-диопсидовый метасоматит с реликтами магматического лабрадора, частично замещенного кислым плагиоклазом; в) санидиновый метасоматит с реликтами лабрадора и инкрустациями кристобалита в порах под корочкой ламмерита и кальциолангбейнита; г) санидин-фторфлогопитовый метасоматит с реликтами вулканического стекла и лабрадора. Полированные срезы, РЭМ-изображения в отраженных электронах. CaLng – кальциолангбейнит, Crs – кристобалит, Cusp – куспидин, Di – диопсид, Ess – эссенеит, FPhl – фторфлогопит, Hau – гаюин, Hm – гематит, Lam – ламмерит, Pl – плагиоклаз, Snd – санидин, glass – стекло.

II. Гаюин-диопсидовые газовые метасоматиты (рис. 1, б) проявлены выше по разрезу, на глубине 2–3 м. Оценочные температуры их формирования – 650–750 °C. В ходе метасоматического процесса магматические лабрадор, пироксены ряда диопсид-авгит и раскристаллизованная стекловатая матрица замещаются агрегатами диопсида (с содержанием до 45 мол. % эссенеитового компонента) и гаюина. По кристаллам лабрадора развиваются плагиоклазы более кислого состава – от андезина до олигоклаза, которые постепенно вытесняются гаюином. По оливину возникают гематит-магнезиоферрит-

диопсидовые псевдоморфозы. В данной зоне отмечается накопление в породе Na; концентрация Ca тоже повышается, а Si – понижается.

III. Анортоклазовые/Na-санидиновые метасоматиты появляются на глубине около 2–2.3 м от дневной поверхности, образуясь при температурах 550–650 °C. Состав метасоматических Na-санидина и анортоклаза (по классификации Deer et al., 2001) меняется от $Or_{70}Ab_{30}$ до $Or_{20}Ab_{80}$. В метасоматическом агрегате накапливаются одновременно K и Na, причем доля калия постепенно возрастает вверх по разрезу фумаролы; возрастают содержания Si и Al, тогда как Ca, Mg и Fe интенсивно выносятся (за счет них кристаллизуются минералы инкрустаций на стенках фумарольных камер). Изменение первичных минералов базальта здесь тоже происходит последовательно: лабрадор не сразу замещается Na-санидином и анортоклазом, а сначала олигоклазом, а пироксены ряда диопсид-авгит – энстатитом или клиноэнстатитом. По оливину развиваются диопсид и/или клиноэнстатит в сопровождении гематита.

IV. Санидиновые газовые метасоматиты (рис. 1, в) формируются при температурах от 450–500 до 550 °C на глубине около 0.8–1.5 м ниже дневной поверхности. Главными компонентами метасоматической породы здесь становятся SiO_2, Al_2O_3 и K_2O. Магматические пироксены, наименее устойчивые в данном процессе, замещаются кристобалитом, а затем за счет него и лабрадора при привносе калия развивается санидин. Псевдоморфозы по оливину на разных гипсометрических уровнях зоны этих метасоматитов образованы (а) клиноэнстатитом либо эгирин-авгитом с включениями гематита, (б) высококремнистыми слюдами – янжуминитом $KMg_{2.5}[Si_4O_{10}]F_2$ (с гематитом) или фтортетраферрифлогопитом $KMg_3[Fe^{3+}Si_3O_{10}]F_2$; (в) кристобалитом, гематитом и тенорито́м (Булах и др., 2023).

V. Фторфлогопитовые и санидин-фторфлогопитовые метасоматиты (рис. 1, г) встречаются отдельными участками среди санидиновых; температура их образования не ниже 450°C. По лабрадору здесь сначала развивается санидин, а по стеклу и диопсид-авгиту – фторфлогопит; постепенно санидин тоже замещается фторфлогопитом. Псевдоморфозы по оливину состоят в основном из янжуминита или фтортетраферрифлогопита, иногда из клинопироксенов (клиноэнстатита или диопсида) в сопровождении гематита. По сравнению с базальтами фторфлогопитовая метасоматическая порода значительно обогащена не только калием, но и магнием (табл. 1). В обнаруженном среди таких метасоматитов кварцитовом ксенолите отмечено замещение кварца санидином и диопсидом.

Таким образом, газовый метасоматоз в фумаролах вулкана Толбачик при температурах от 450–500 до ~750 °C протекает в целом со значительным привносом в породу щелочных компонентов и кристаллизацией богатых щелочами минералов – гаюина, эгирин-авгита, K-Na-полевых шпатов. Как показано в работе (Омельяненко, 1978), само по себе образование такой минерализации свидетельствует только о высоких концентрациях K и Na во флюиде, а не служит доказательством щелочного характера метасоматоза; более же верный признак последнего – замещение кварца калиевым полевым шпатом и пироксеном, что в нашем случае удалось наблюдать на примере метасоматизированного кварцитового ксенолита. При формировании гаюин-диопсидовых и анортоклазовых/Na-санидиновых газовых метасоматитов на щелочной тренд процесса указывает также развитие кислых плагиоклазов по лабрадору. Самый же яркий признак щелочного метасоматоза здесь – появление породообразующего фельдшпатоида, гаюина. В вертикальном разрезе фумарольной системы происходит последовательная смена натриевых газовых метасоматитов калиевыми, что определяется, вероятно, разной летучестью K и Na в высокотемпературном вулканическом газе.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 19-17-00050.

Литература

1. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 / ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. Булах М. О., Пеков И. В., Кошлякова Н. Н., Назарова М. А. Изменение базальта в высокотемпературных фумаролах окислительного типа на вулкане Толбачик (Камчатка). Ч. 1. Процессы и продукты преобразования оливина // Записки РМО. 2023. Т. 152. № 3. С. 1–36. https://doi.org/10.31857/S0869605523030036.
3. Вергасова Л. П., Филатов С. К. Опыт изучения вулканогенно-эксгаляционной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17. https://doi.org/10.7868/S0203030616020061.
4. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
5. Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
6. Пеков И. В., Агаханов А. А., Зубкова Н. В., Кошлякова Н. Н., Щипалкина Н. В., Сандалов Ф. Д., Япаскурт В. О., Турчкова А. Г., Сидоров Е. Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. №. 5–6. С. 826–843. https://doi.org/10.15372/GiG2019167.
7. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming Minerals. Framework Silicates: Feldspars. 2nd edition. London, Geological Society. 2001. 972 p.
8. Pekov I. V., Koshlyakova N. N., Zubkova N. V., Lykova I. S., Britvin S. N., Yapaskurt V. O., Agakhanov A. A., Shchipalkina N. V., Turchkova A. G., Sidorov E. G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // European Journal of Mineralogy. 2018. V. 30. P. 305–322. https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030-2718.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.007

Среднепалеозойские лампрофиры долины Дамфлюа (арх. Шпицберген, о. Северо-Восточная Земля)

М. Ю. Бурнаева, А. Н. Сироткин
ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург,
e-mail: burnaevam@mail.ru; pechenga-67@yandex.ru

Расположение и полевое описание

На архипелаге Шпицберген известно несколько палеозойских гранитоидных массивов, которые прорывают более древние породы и выходят на поверхность о. Северо-Западный Шпицберген в районе Смеренбургфьорда и на п-ове Ню Фрисланд, а также на севере о. Северо-Восточная Земля (СВЗ). Как правило, с этими массивами пространственно связаны дайки лампрофиров.

На Северо-Восточной Земле среднепалеозойские гранитоиды обнаружены в центральной и восточной частях острова: в районе Валленберг-фиорда, Рийп-фиорда, Дуве-фиорда, равнины Дамфлюа, бухты Нильсена и др. Они представлены массивами гранитов и связанными с ними парагенетически многочисленными телами аплитов и пегматитов. В центре и на западе равнины Дамфлюа геологами Шпицбергенской партии ПМГРЭ обнаружено и закартировано 16 дайковых тел лампрофиров. Они имеют простирание север-северо-западное (310–320°), субвертикальное залегание и среднюю мощность от 1.5 до 4.0 м. (максимально до 10 м). Для даек характерны повороты, изгибы, раздувы, тупые выклинивания, мелкие апофизы. Местами встречаются зоны сближенных даек неправильной формы, где они то соединяются в одно, то разделяются на два – четыре самостоятельных субпараллельных тела. Наблюдались смещения даек. В единичных случаях зафиксированы пересечения лампрофиров маломощными светло-серыми аплитами. С вмещающими породами дайки лампрофировых тел образуют резкие неровные контакты. В зоне эндоконтакта порода даек, как правило, более темноокрашена, имеет мелкозернистую структуру, часто насыщена амфиболом, содержит ксенолиты вмещающих гранитов или метаморфических пород.

Вещественное описание пород

Макроскопически дайки лампрофиров долины Дамфлюа представляют собой мелкозернистую породу тёмно-серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком, массивной текстуры, порфировой структуры. Размер порфировых вкрапленников может достигать 1.0–1.5 см.

В результате петрографического изучения среди пород выделены минетты и керсантиты. Текстура пород массивная, порфировая. Структура полнокристаллическая, лампрофировая, мелкозернистая, такситовая, местами глазковая. Порфировые вкрапленники занимают максимально до 60–70 % объема породы, сложены измененным клинопироксеном и биотитом. На фенокристах часто наблюдается кайма тангенциального биотита. Основная масса сложена калиевым и калий-натровым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. В керсантитах преобладающим салическим минералом основной массы является альбит-олигоклаз, а в минеттах калиевый полевой шпат. В полевошпатовой матрице присутствуют микролиты биотита, часто хлоритизированного, и амфибола, заместившего клинопироксен. Кроме того, матрикс пересекают микропрожилки кварца, выделившегося в последнюю фазу кристаллизации породы. В породе также встречаются миндалины, выполненные карбонатом, либо смесью карбонат+эпидот+хлорит+кварц, либо полевошпат-кварцевого состава, округлые включения (глазки), име-

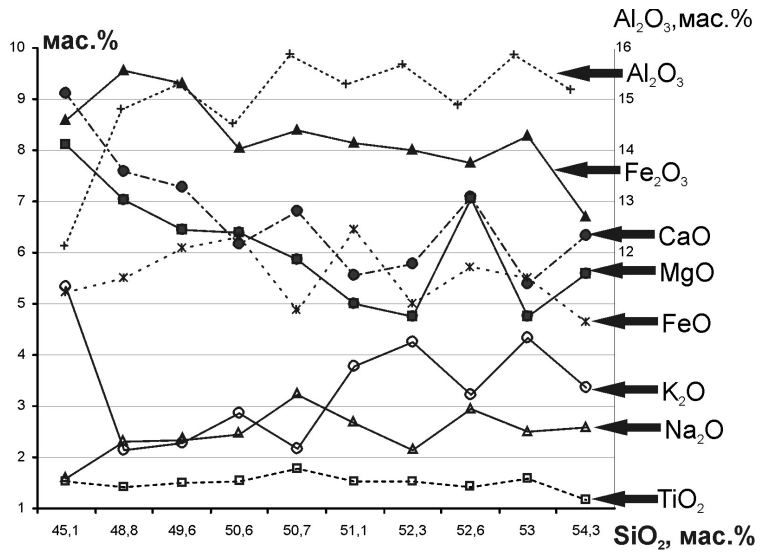


Рис. 1. Диаграммы Харкера для лампрофиров долины Дамфлюа.
Оси ординат показывают содержания: правая – Al_2O_3, левая – оксиды остальных породообразующих металлов

ющие размеры до 1.5–2 мм, практически нацело выполненные кварцем, с каймой, состоящей из клинопироксена, местами с актинолитом и примесью карбоната, и ксенолиты измененной вмещающей породы. Породы метасоматически изменены. Основными метасоматическими минералами являются эпидот, актинолит и хлорит.

Химический состав и возраст

На TAS диаграмме составы лампрофиров долины Дамфлюа располагаются преимущественно в полях умеренно-щелочных трахибазальтов и трахи-андезибазальтов.

Графическое изображение вариаций содержаний основных элементов (по пробам) относительно кремнекислоты представлено на рисунке 1. На бинарных диаграммах с ростом SiO_2 в породах уменьшается содержание магния, кальция, железа, но возрастает содержание щелочей, преимущественно калия, количество алюминия и титана существенно не меняется. Породы высококалиевые, умеренноглиноземистые.

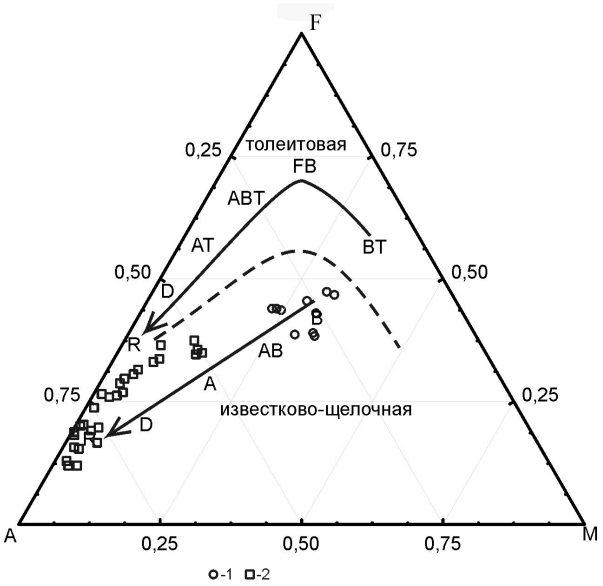


Рис. 2. Диаграмма AFM по (Т. Ирвин и В. Барагар) (A – Na_2O+K_2O, F – $FeO+Fe_2O_3$, M – MgO). Стрелками показаны тренды эволюции магм, штриховая линия – граница раздела серий. Толеитовая серия: BT – базальт, FB – ферробазальт, ABT – андезибазальт, AT – андезит; известково-щелочная серия: B – базальт, AB – андезибазальт, A – андезит, D – дацит, R – риолит.

Условные обозначения: 1 – минетты и керсантиты долины Дамфлюа; 2 – граниты и кварцевые монцониты СВЗ

На диаграмме AFM (рис. 2) составы лампрофиров находятся в поле известково-щелочной серии пород и вместе с гранитоидами среднепалеозойского возраста севера СВЗ, образуют тренд изменения составов, характерный для пород этой серии.

В дайке биотитовой минетты (проба 3473-3/09) U-Pb методом по цирконам (ВСЕГЕИ) определен возраст – 411 ± 7 млн лет, который хорошо согласуется с возрастом среднепалеозойских гранитов СВЗ, который по результатам большинства исследователей указывается в интервале 410–427 млн лет (Gee et al, 1996; Сироткин, Евдокимов, 2011; Сироткин, Толмачева, 2011 и др.).

Минералогические особенности

Основные породообразующие минералы лампрофиров долины Дамфлюа – клинопироксен, полевой шпат преимущественно калиевого или калий-натриевого состава, магнезиально-железистая слюда.

Клинопироксен присутствует в виде фенокристов и микролитов основной массы. Фенокристы клинопироксена имеют размер 0.2–0.35 мм, иногда до 1.5 мм. Зерна их часто резорбированы, замещаются актинолитом, хлоритом, кварцем. По химическому составу пироксены принадлежат ряду диопсид-салит, изредка встречается авгит. В некоторых случаях в фенокристах клинопироксена отмечена зональность. При этом центр представлен авгитом с повышенным содержанием кальция, а кайма – менее железистым и более магнезиальным диопсидом. Обращает на себя внимание изометричность разрезов клинопироксенов в шлифе, что, вероятно, является следствием изометричного габитуса минерала. Изометричные формы кристаллов пироксена (Иванов, 2016) образуются при росте минерала из магматического расплава пониженной вязкости при низких скоростях кристаллизации. Наименьшей вязкостью обладают расплавы ультраосновного состава и насыщенные летучими. Низкая скорость кристаллизации достигается при медленном падении температуры. Вероятно фенокристы клинопироксена формировались на глубине в промежуточной магматической камере из расплава основного состава, содержащего достаточное количество летучей фазы.

В матриксе присутствуют микролиты клинопироксенов, чаще всего, нацело замещенные актинолитом.

Слюда в лампрофирах представлена биотитом – магнезиально-железистой разновидностью ряда флогопита-аннита с некоторой долей сидерофиллита-истонита, в миндалинах встречен мусковит. Биотит, аналогично клинопироксену, образует две генерации: фенокристы и микролиты основной массы.

В центре фенокристов, как правило, установлен зональный магнезиальный биотит. Среднее содержание в биотитах магния – 14.02 мас. % (от 0.13 до 2.04 ф. ед.), железа – 12.76 мас. % (от 0.11 до 1.26 ф. ед.). Железистость биотитов колеблется в широких пределах (от 16 до 64 %), при среднем 36 %. Краевые зоны фенокристов более железистые. Выделяется до трёх зон различных по составу. Внешняя зона, как правило, небольшой мощности (5–6 микрон). Расчетное содержание Fe^{3+} находится в пределах от 0 до 0.47 ф.ед. В составах биотитов также наблюдается высокое содержание титана – до 8.7 мас. %, при среднем – 5.45 мас. %. Содержание этого элемента несколько повышается к краям зерен. При этом, с увеличением количества TiO_2, содержание Al_2O_3 почти не изменяется, что характерно для составов из известково-щелочных лампрофиров (Rock, 1990). Также в составах биотитов обнаружен барий, содержания этого элемента также повышаются от центральных зон к краевым и достигают 6.4 %, в кайме зерен. В микролитах основной массы состав слюды аналогичен составу каймы фенокристов.

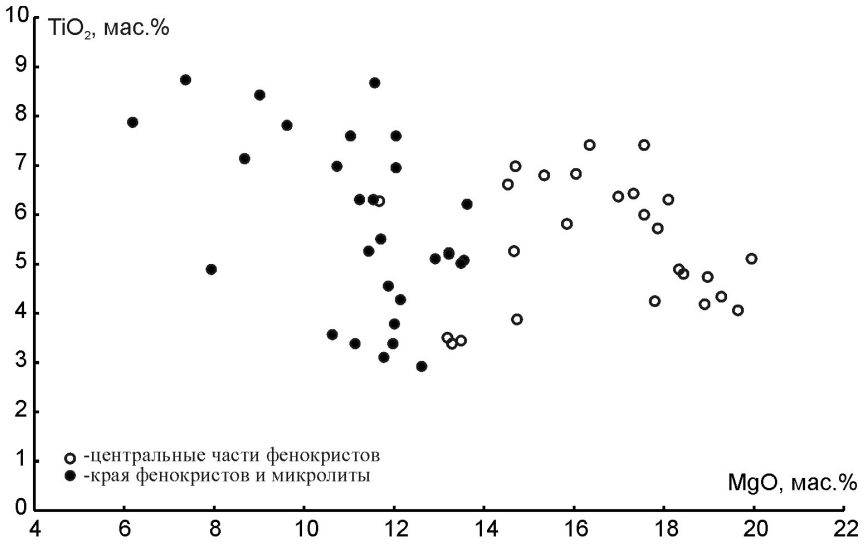


Рис. 3. Бинарная диаграмма MgO-TiO_2 для составов биотитов из лампрофиров долины Дамфлюа

Наблюдается зависимость между содержанием MgO и TiO_2 в слюдах (рис. 3). В целом, при увеличении магнезиальности слюд, их титанистость падает, но при этом образуются два титановых пика: первый при содержании MgO около 9–10 %, характерный для микролитов и краевых зон фенокристов, а второй при MgO около 16–17.5 %, отражающий составы центров фенокристов. Вероятно, более магнезиальный биотит центральных зон образовался из глубинной базальтовой магмы, а биотит из краевых зон и микролитов – при последующих процессах внедрения в верхние горизонты земной коры и гибридизации.

Полевые шпаты также представлены двумя генерациями, отражающими этапы формирования пород: щелочные – калиевые и калий-натриевые полевые шпаты (ортоклаз, анортоклаз) и плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор). Андезин и лабрадор образуют правильные прямоугольные лейсты в основной массе, сложенной кварцем или щелочным полевым шпатом. Размер лейст 0.05–0.15 мм. Лейсты андезина и лабрадора встречены в редких случаях, где они почти нацело замещены кислым плагиоклазом. Щелочной полевой шпат выделяется в основной массе в последние этапы кристаллизации, поэтому он ксеноморфен, выполняет интерстиции.

В калиевых полевых шпатах микрозондовым анализом установлена примесь бария. Максимальное содержание BaO наблюдается в кайме полевых шпатов, где 6.06 мас. %.

В альбите и олигоклазе отмечаются включения вытянутых призм апатита и «конвертики» сфена.

Амфиболы встречаются эпизодически и представлены преимущественно актинолитом. Минерал образовался, вероятно, в результате метасоматоза (автометасоматоза), присутствует в микролитах, где нацело заместил клинопироксен основной массы, развивается по фенокристам клинопироксена, а также встречен в кайме вокруг присутствующ в породе округлых кварцевых глазков, вероятно развиваясь по клинопироксену. Изредка образует редкие самостоятельные удлиненно-таблитчатые кристаллы с неровными краями, размером до 0.3 мм, местами замещается кварцем. Помимо актинолита в единичных случаях встречена роговая обманка в виде идиоморфных зерен, имеющих размеры 0.03–0.1 мм.

Также в шлифах из лампрофиров отмечены апатит, циркон, монацит, ортит, пирит, халькопирит, сфен, хромшпинелид, кварц, кальцит, эпидот, пренит, ильменит, рутил. В одной из даек зафиксирован ксенокрист рутила.

Обсуждение результатов

Согласно химическому составу пород, родоначальными для рассматриваемых даек являются известково-щелочные магмы, которые, как известно, развиваются в обстановках континентальной коры. Структурные особенности: наличие порфировых вкрапленников и основной массы указывают на несколько этапов формирования пород: глубинный и гипабиссальный. В слюдах, амфиболах и клинопироксенах наблюдается высокое содержание TiO_2, что является характерным для минералов лампрофиров, формирующихся с участием базальтовой магмы. Так как барий – это несовместный элемент и распределяется во флюидную фазу, а собственные минералы бария в магматическую стадию не образуются, то наличие на полевых шпатах и биотите каемок с BaO, а также высокое содержание потерь при прокаливании, объясняющееся присутствием значительного количества водосодержащих минералов (слюда, хлорит), свидетельствуют о формировании пород при значимой роли флюидной фазы в магме. Кроме того, перераспределение бария в силикаты может быть следствием высокого давлении при образовании пород (Рябчиков, Когарко, 2016).

Сравнение лампрофиров долины Дамфлюа со среднепалеозойскими гранитоидами СВЗ и основными породами, выходящими к востоку на островах Storøya и Kvitøya (Ohta, 1978) по индексу дифференциации Торнтона – Таттла (DI) показано на рисунке 4. Габброиды о. Kvitøya, лампрофиры долины Дамфлюа и гранитоиды СВЗ образуют ясный тренд дифференциации, а габбро-диориты, более близкорасположенного к восточному берегу СВЗ о. Storøya, выделяются в самостоятельный тренд. Можно предположить, что лампрофиры долины Дамфлюа образовались при гибридизации гранитной магмы и более глубинной базальтовой, родственной той, из которой формировались габбровые породы о. Kvitøya.

На графике отношений содержаний редкоземельных элементов к хондритовым значениям (рис. 5) ясно выражена обогащенность легкими редкими землями, что свидетельствует в пользу корового источника магматического очага. Наблюдается

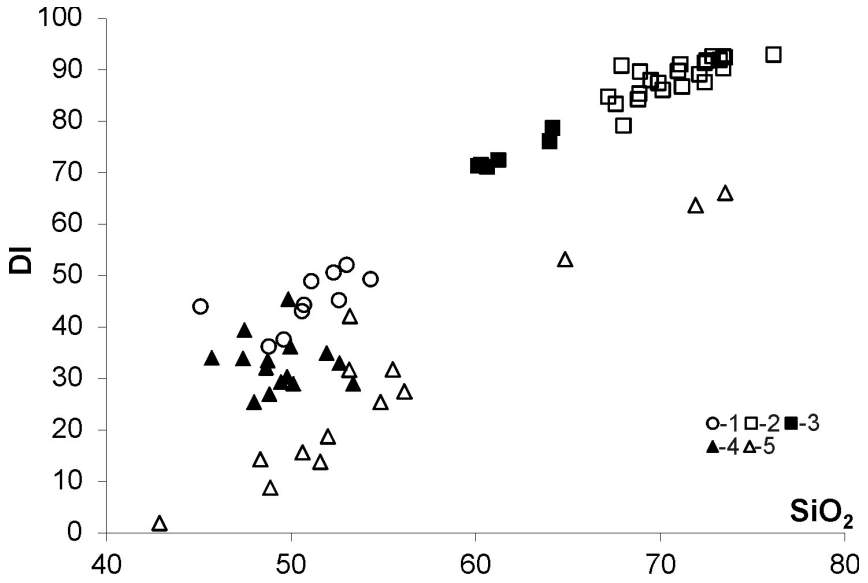


Рис. 4. Положение точек составов лампрофиров долины Дамфлюа, среднепалеозойских гранитоидов СВЗ и габбровых пород островов Kvitøya и Storøya (составы по Ohta, 1978) на диаграмме SiO_2 – DI. 1 – лампрофиры долины Дамфлюа; 2 – граниты; 3 – кварцевые монцониты СВЗ; 4 – габброиды о-ва Kvitøya; 5 – габбро-диориты о-ва Storøya

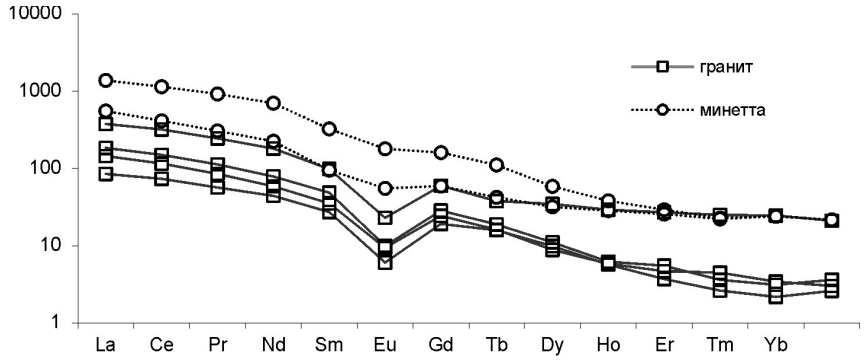


Рис. 5. График отношения содержаний редкоземельных элементов к хондритовым значениям для лампрофиров дол. Дамфлюа и среднепалеозойских гранитов СВЗ

европиевый минимум, который у лампрофиров слабовыражен, а для гранитов проявлен отчетливо, что может указывать на возможность формирования обоих типов пород из одного магматического источника при разной степени фракционирования плагиоклаза, либо на гибридизацию гранитовой магмы нефракционированной базальтовой.

Литература

1. Иванов О. К. Кристаллы: равновесные и неравновесные и причины изменчивости их форм // Уральский геологический журнал. 2016. № 2 (110). С. 3–237.
2. Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Физико-химические параметры кристаллизационной дифференциации и формирования Fe-Ti руд в магматической системе массива Елеть-Озеро (Северная Карелия) // Геохимия. 2016. С. 233–255. DOI: 10.7868/S0016752516030043.
3. Сироткин А. Н., Толмачёва Е. В. Среднепалеозойские субщелочные гранитоиды и связанные с ними включения вулканического стекла в породах метаморфического комплекса Дуве-фьорд (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 101–104.
4. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. СПб: ВНИИОкеангеология, 2011. С. 270.
5. Gee D. G., Johansson Ä., Larionov A. N., Tebenkov A. M. A Caledonian Granitoid Pluton at Djupkilsodden, Central Nordaustlandet, Svalbard: Age, Magnetic Signature and Tectonic Significance. Polarforschung. 1996. V. 66 (l/2). P. 19–32.
6. Ohta Y. Caledonian basic rocks of Storøya and Kvitøya, NE Svalbard // Årbok Norsk Polarinstitutt. Oslo. 1978. P. 25–42.
7. Rock N.M.S. Lamprophyres. Glasgow. 1991. 285 p. DOI https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0929-2.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.008

Синтез минеральных фаз в системе Na_2O-CaO-FeO-Nb_2O_5-ZrO_2-SiO_2 в условиях высокой щелочности и приложение к природным процессам

Д. А. Варламов [1], Т. Н. Ковальская [1], В. Н. Ермолаева [1, 2], Н. В. Чуканов [3], Г. А. Ковальский [1], К. Д. Чайчук [1]

[1] Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН
e-mail:dima@iem.ac.ru; tatiana76@iem.ac.ru
[2] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
e-mail: cvera@mail.ru
[3] Федеральный исследовательский центр проблем химической физики и медицинской химии РАН, e-mail: chukanov@icp.ac.ru

Цирконосиликаты широко распространены в щелочных массивах. Циркониевые члены групп эвдиалита и ловозерита, эльпидит, паракелдышит и ряд других минералов этого класса являются типичными составляющими некоторых типов щелочных пород и пегматитов, где они играют роль главных концентраторов циркония. Типичный пример – это минералы группы эвдиалита (МГЭ), которые являются типоморфными акцессорными компонентами некоторых пород таких крупных щелочных массивов, как Ловозерский и Хибинский на Кольском полуострове и Илимаусак в Гренландии. В некоторых породах (эвдиалитовых луявритах, эвдиалититах и какортокитах) МГЭ относятся к главным породообразующим компонентам. Минералы группы эвдиалита – концентраторы ряда редких элементов (Zr, Hf, Nb, *REE*) и по этой причине представляют интерес как их потенциальный источник. Идеализированная общая формула МГЭ (Z = 3, см. Johnsen et al., 2003): $N1_3N2_3N3_3N4_3N5_3M1_6M2_{3\text{-}6}M3M4Z_3(Si_{24}O_{72})O'_{4\text{–}6}X1X2$, где N1–5 = Na, K, H_3O^+, Ca, Mn^{2+}, Sr, Ba, *REE*; M1 = Ca, Mn^{2+}, Fe^{2+}, *REE*, Na, Sr; M2 = Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Na, Zr, Ta, Ti, K, H_3O^+; M3 и M4 = Si, S, Nb, Ti, W, Na; Z = Zr, Ti, Nb; O' = O, OH, H_2O; X1 и X2 = F, Cl, H_2O, OH, CO_3, SO_4. Группа эвдиалита включает 30 минеральных видов (Rastsvetaeva et al., 2020 a; Chukanov et al., 2023). Из них 18 минералов были открыты в щелочных породах трех крупных щелочных массивов Кольского полуострова (Хибинского, Ловозерского и Ковдорского), а большая часть известных минеральных видов этой группы представлена здесь в качестве акцессорных минералов пегматитов. Ранее цирконосиликат со структурой эвдиалита был синтезирован как компонент многофазного агрегата, содержащего эгирин, власовит и другие цирконосиликаты (Christophe-Michel-Lévy, 1961), где МГЭ был идентифицирован по данным рентгенографии.

Авторами настоящей работы в условиях высокой щелочности при температуре 600 °C и давлении 2 кбар проведён синтез цирконосиликатов из стехиометрической смеси Na_2CO_3, CaO, Fe_2O_3, $ZrOCl_2$ и SiO_2 с соотношениями Na:Ca:Fe:Zr:Si, находящимися в пределах поля составов минералов группы эвдиалита (МГЭ) в сильнощелочных условиях (в присутствии 1M водных растворов 1M NaCl и 46 % NaOH) при температуре 600 °C и давлении 2 кбар в течение 10 суток. В двух опытах в качестве затравки использовали природный раслакит (кальций-дефицитный МГЭ) в количестве 2 мас. % от всей шихты, а в двух других опытах затравка не использовалась. Опыты проводились в платиновых ампулах на газовой установке высокого давления (конструкции ИЭМ РАН) при температуре 600 °C и давлении 2 кбар. Стартовая смесь, затравка (где это было необходимо) и флюид загружались в ампулы, которые затем заваривались и проверялись на герметичность. Длительность опытов составляла 10 суток.

Исследование химического состава твердых продуктов опытов проводилось методом рентгеноспектрального микроанализа с применением растрового электронного микроскопа Tescan Vega-II XMU (режим EDS, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 400 пА) и использованием системы регистрации рентгеновского излучения и расчёта состава образца INCA Energy 450. Данные порошковой рентгенографии получены при температуре 25°C на дифрактометре Bruker-D8 в сканирующем режиме с шагом 0.02°, в диапазоне Θ 7–40° с использованием Co$K\alpha$-излучения с длиной волны 1.78892 Å. В качестве внутреннего стандарта использовали кремний спектроскопической чистоты с α = 5.4307 Å. Расстояние от источника до образца составляло около 14 см. ИК-спектры продуктов синтеза, запрессованных в таблетки с KBr, сняты на фурье-спектрометре ALPHA FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел 360–3800 см$^{-1}$, при разрешающей способности 4 см$^{-1}$ и числе сканирований, равном 16. В качестве образца сравнения использовалась аналогичная таблетка из чистого KBr.

Таблица 1. Химический состав синтезированных цирконосиликатов

Компонент	Опыт 55		Опыт 56		Опыт 57	Опыт 58		
	Цирсиналит	Паракелдышит	Цирсиналит	Паракелдышит	МГЭ (раслакит)	Цирсиналит	Паракелдышит	МГЭ
Содержание (масс. %)								
Na_2O	26.74	18.60	27.47	21.74	15.74	27.54	19.30	19.06
CaO	7.49	0.45	5.51	2.98	5.87	10.72	2.58	13.05
FeO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	6.79	н.п.о.	н.п.о.	0.94
ZrO_2	14.40	41.40	15.17	34.06	17.71	9.30	39.38	10.59
SiO_2	51.66	38.46	50.40	40.53	52.75	49.55	34.49	54.11
Nb_2O_5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.72	1.54	2.25	0.99
Сумма	100.28	98.91	98.56	99.30	99.57	98.64	98.00	98.74
Формульные коэффициенты								
Na	6.02	1.88	6.34	2.08	14.95	6.47	2.17	17.60
Ca	0.93	0.03	0.70	0.16	3.08	1.39	0.16	6.67
Fe	0	0	0	0	2.78	0	0	0.37
Zr	0.82	1.05	0.88	0.82	4.23	0.55	1.11	2.46
Si	6.00	2.00	6.00	2.00	25.83	6.00	2.00	25.78
Nb	0	0	0	0	0.17	0.09	0.06	0.22
Базис расчета	Si = 6	Si = 2	Si = 6	Si = 2	(Si+Nb) = 26	Si = 6	Si = 2	(Si+Nb) = 26

По данным электронно-зондового микроанализа (рис. 1, табл. 1) и порошковой рентгенографии, в продуктах трех опытов из четырех помимо новообразованных фаз со структурой эвдиалита, отличающихся по составу от исходных затравок, диагностированы минералы группы ловозерита (МГЛ), а также паракелдышит и эгирин. По данным электронно-зондового микроанализа, новообразованный эвдиалит отличается пониженным содержанием железа и в одном из опытов повышенным содержанием циркония по сравнению с природным эвдиалитом. В опыте 57, проведенном без использования затравки, образовался раслакит – МГЭ с повышенным содержанием циркония и пониженным содержанием кальция по сравнению с эвдиалитом. В опыте 58 образовал-

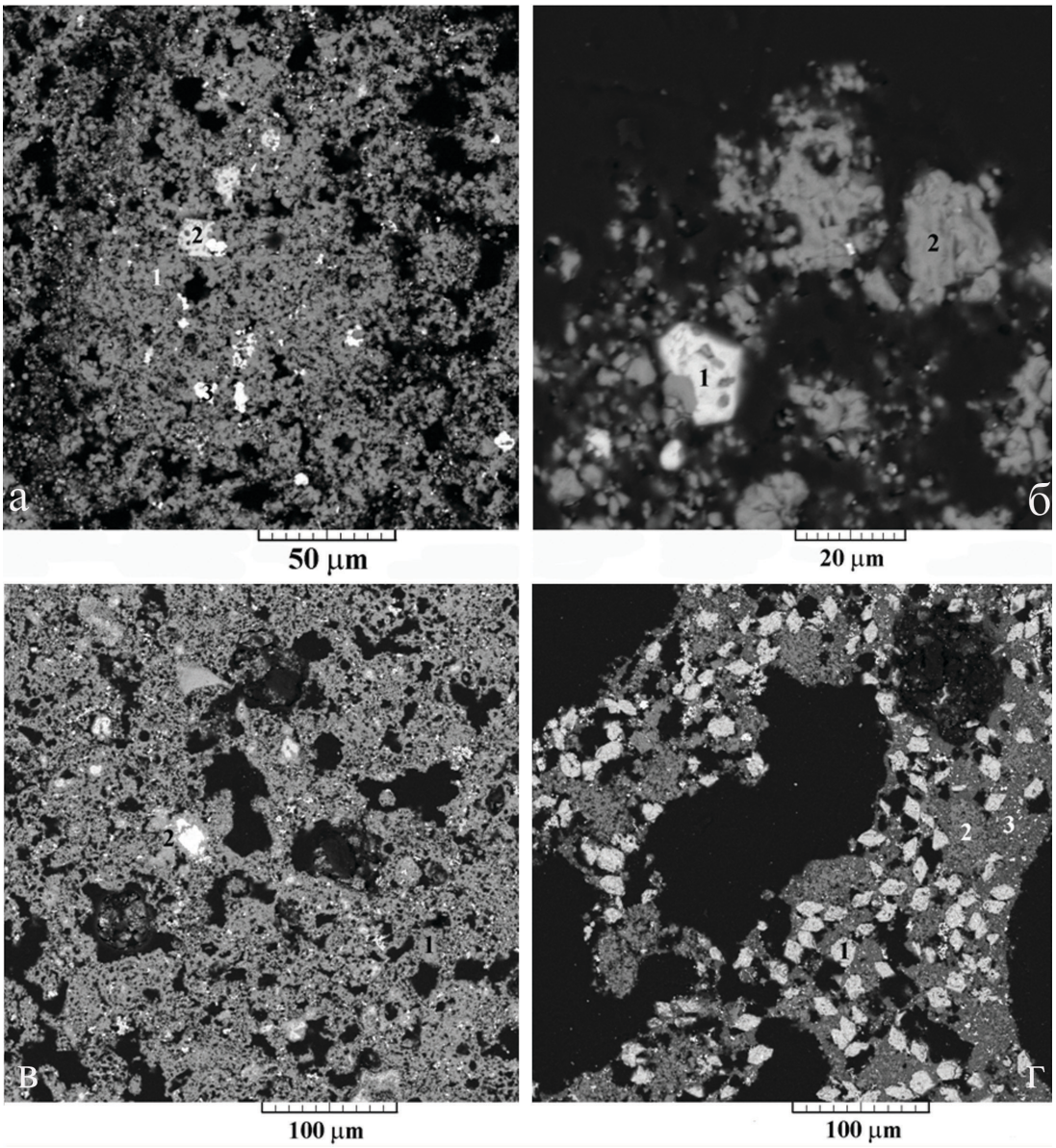


Рис. 1. Продукты синтеза. Опыт 55 (а): 1 – цирсиналит, 2 – паракелдышит; опыт 56 (б): 1 – паракелдышит, 2 – цирсиналит; опыт 57 (в): 1 – МГЭ, 2 – эгирин; опыт 58 (г): 1 – паракелдышит, 2 – цирсиналит, 3 – МГЭ. Изображения под сканирующим электронным микроскопом в режиме отраженных электронов

ся натрий-доминантный (в позиции *M2*) аналог эвдиалита с идеализированной формулой $(Na,H_2O)_{15}Ca_6Zr_3[Na_2(Fe,Zr)][Si_{26}O_{72}](OH)_2Cl•nH_2O$. МГЭ близкого состава известен в природе и его кристаллическая структура изучена (Rastsvetaeva et al., 2020 a).

Оба МГЭ, аналоги которых получены в результате опытов 57 и 58, а также цирсиналит рассматриваются как маркеры ультраагпаитовых условий минералообразования (Хомяков, 1990; Rastsvetaeva et al., 2020 a, b). Наличие МГЭ, минерала группы ловозерита и паракелдышита подтверждено также методом рентгенографии. В порошковых рентгенограммах большая часть рефлексов МГЛ соответствует безводородным минералам ряда цирсиналит–таунэндит, но также наблюдаются рефлексы, характерные для ОН-содержащих МГЛ (литвинскита и золотаревита (Mikhailova et al., 2022)). Наличие МГЭ, цирсиналита и паракелдышита подтверждено также методом ИК-спектроскопии.

Литература

1. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
2. Johnsen O., Ferraris G., Gault R. A., Grice J. D., Kampf A. R., Pekov I. V. Nomenclature of eudialyte-group minerals. Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 785–794. DOI: 10.2113/gscanmin.41.3.785.
3. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Pekov I. V., Schäfer Ch., Van K. V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 1. Crystal chemistry of eudialyte-group members with Na incorporated into the framework as a marker of hyperagpaitic conditions. Minerals. 2020 a. V. 10. P. 587. DOI: 10.3390/min10070587.
4. Chukanov N. V., Aksenov S. M., Kazheva O. N., Pekov I. V., Varlamov D. A., Vigasina M. F., Belakovskiy D. I., Vozchikova S. A., Britvin S. N. Selsurtite, $(H_3O)_{12}Na_3(Ca_3Mn_3)(Na_2Fe)Zr_3\square Si[Si_{24}O_{69}(OH)_3](OH)Cl\cdot H_2O$, a new eudialyte-group mineral from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula. Mineralogical Magazine. 2023. V. 87. No 2. P. 241–251. DOI: 10.1180/mgm.2022.136.
5. Christophe-Michel-Lévy M. Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialyte, catapléite, elpidite); comparaison avec leurs conditions naturelles de formation. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie. 1961. V. 84. No 3. P. 265–269. DOI: 10.3406/bulmi.1961.5487.
6. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 2. Crystal-chemical mechanisms of blocky isomorphism at the key sites (a review) // Minerals. 2020 b. V. 10. P. 720. DOI: 10.3390/min10080720.
7. Mikhailova J., Selivanova E., Krivovichev S., Pakhomovsky Y., Chukanov N., Yakovenchuk V. The new mineral zolotarevite, $Na_5Zr[Si_6O_{15}(OH)_3]\cdot 2–3H_2O$, the first highly hydrated lovozerite-group member from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86(2). P. 263–271.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.009

Редкоэлементный и изотопно-геохимический (U-Pb, Lu-Hf) состав циркона из гранитоидов неоархейской Кейвской щелочной провинции Балтийского щита

В. Р. Ветрин [1, 2], С. Г. Скублов [3, 4]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

[2] ФГБУ ИМГРЭ, Москва, e-mail: vetrin.val@gmail.com

[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

[4] Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

e-mail: skublov@yandex.ru

Неоархейская Кейвская щелочная провинция находится в пределах Кейвского мегаблока (террейна), преобладающая часть которого сложена гнейсами и гранитоидами кольской и лебяжинской серий, массивами габбро-лабрадоритов и гранитоидами известково-щелочного, субщелочного и щелочного составов. Наиболее ранние магматические производные провинции представлены породами ассоциации латитов-монцонитов-гранитов (АЛМГ) с возрастом 2674±6 млн лет. Более поздними являются щелочные и субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, образующие массивы площадью до 1300 км^2. Возраст наиболее крупных массивов – Западно-Кейвского, Понойского, Белые Тундры, общей площадью более 2400 км^2 определен U-Pb методом по циркону в 2674–2666 млн лет (Митрофанов и др., 2000; Ветрин, Родионов, 2009). Породы АЛМГ и щелочные граниты разделены внедрением известково-щелочных гранитов с возрастом 2667 ± 8 млн лет. Щелочной магматизм провинции завершился образованием массивов щелочных и нефелиновых сиенитов с возрастами, соответственно, в 2645 ± 7 и 2613 ± 35 млн лет, и продолжительность проявления щелочного магматизма определяется в 30–40 млн лет. Щелочные и субщелочные граниты, так же как и породы АЛМГ, по химическому составу относятся к калиевым высокожелезистым породам, недосыщенным алюминием, содержащим повышенные концентрации Rb, Cs, Th, Nb, U, Zr, Hf, Y, РЗЭ, и соответствуют гранитам A_2–типа. Известково-щелочные граниты представлены перглиноземистыми гранитами I–типа, и по сравнению со щелочными гранитами характеризуются более высокими концентрациями Al_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, и более низкими – крупноионных литофильных (Cs, Rb, K), высокозарядных (Y, Zr, Hf), редкоземельных и радиоактивных элементов. По данным В. В. Балаганского с соавторами (Balagansky et al., 2021), в состав провинции частично или полностью могут входить метавулканиты лебяжинской серии, занимающие около 40 % площади Кейвского мегаблока, местами испытавшие щелочной метасоматоз и превращенные в щелочные гнейсы-метасоматиты.

Образование пород провинции предполагается в режиме тектоно-магматической активизации неоархейской протоплатформы и поднятия плюма, при декомпрессии и плавлении которого были образованы значительные объемы базальтовых магм, внедрявшихся в породы различных уровней разреза континентальной коры. Внедрению близких по возрасту с базитами массивов гранитов предшествовал щелочной метасоматоз пород коры, проявленный образованием в них микроклина, гастингсита, эгирина, магнетита (Белолипецкий и др., 1980) и повышенных концентраций щелочей и элементов примесей – Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, Pb, РЗЭ (Минц и др., 1996).

Пространственная и возрастная связь пород основного и щелочного составов позволяет предполагать возникновение исходных расплавов щелочных гранито-

идов провинции в результате дифференциации толеит-базальтовых магм нормальной или повышенной щелочности (Батиева, 1976; Zozulya et al., 2001; Balagansky et al., 2021). В то же время для гранитов свойственны повышенные значения отношений Y/Nb (1.9–2.5), Yb/Ta (3.4–3.7), характерные для пород, образованных за счет коровых источников, и по величине отношения Th/U = 5.7 граниты сопоставимы с породами нижней коры (6.0). Поскольку геохимия магматических цирконов отражает состав и условия кристаллизации исходной магмы, а изотопный состав Hf позволяет оценить вклад мантийного и корового компонентов в составе циркона и вмещающих гранитоидах, для получения этих данных нами выполнено определение концентраций элементов-примесей в цирконе из гранитоидов Кейвской щелочной провинции и проведена корреляция его редкоэлементного и изотопного (U-Pb, Lu-Hf) составов.

Образцы и методика исследований

Циркон из 5 образцов пород, представляющих все главные типы гранитоидов провинции, проанализирован на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль). Размер кратера не превышал 20 мкм, относительная ошибка измерений для преобладающей части элементов установлена в 10–15 %, порог обнаружения элементов составлял 10 ppb. Определения концентраций элементов-примесей сделаны в тех же точках или в непосредственной близости от мест локализации выполненных ранее и опубликованных микрозондовых определений U-Pb возраста (Ветрин, Родионов, 2009) и Lu-Hf изотопного состава циркона (Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021). Определения вклада мантийного компонента в цирконах (Xm, %) выполнены по методике, изложенной в работе (Ветрин, Белоусова, 2021).

Типы кристаллов циркона

Во всех изученных образцах установлены 2 главных типа циркона неоархейского возраста – циркон-1 и циркон-2. В щелочных гранитах Понойского массива ядра неоархейского циркона-1 окружены оболочками палеопротерозойского циркона-3 и содержат единичные включения циркона-4.

Циркон-1 и циркон-2 представлены обособленными зернами или частями единых кристаллов, различающихся по цвету, структуре и составу образуемых индивидов. Циркон-1 слагает монокристаллы или главным образом центральные части сложных по строению зерен, и имеет в катодолюминесценции светлую окраску и тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность. Для циркона-2, обычно находящегося в промежуточных и краевых частях кристаллов, свойственна более темная серая окраска. Циркон-3 образует незональные оболочки толщиной ≤ 100 мкм, и в цирконе-1 установлены включения изометричных зерен циркона-4 размером 50–100 мкм с округлыми, местами прямолинейными ограничениями.

Возрастные и генетические соотношения различных типов циркона

Концентрации редких элементов определены в 25 точках циркона-1, в том числе в 2 включениях циркона-4, 25 точках циркона-2, и 5 точках циркона-3.

Наблюдаемая приуроченность преобладающей части циркона-2 к периферическим частям кристаллов, а также наличие реликтов циркона-1 в кристаллах циркона-2 определяет более позднее время образования циркона-2. Для некоторых кристаллов на CL-снимках установлено чередование светлых и более темных зон роста, интенсивность окраски которых, как свидетельствуют имеющиеся данные (Hoskin, Black, 2000; Poller et al., 2001), могла определяться изменением редкоэлементного состава циркона и взаимодействием в решетке кристаллов между такими элементами как РЗЭ, U, Th, Y,

Hf, регулирующим конечный сигнал CL. В ряде работ показано увеличение концентраций U, Hf, Y в участках с темной окраской в CL (Williams et al., 1996), и зависимость интенсивности CL-сигнала от концентраций РЗЭ и U в цирконе. Эти данные позволяют предполагать, что кристаллизация различных по интенсивности окраски в CL циркона-1 и циркона-2 могла происходить из изменяющихся по составу расплавов с увеличением концентраций преобладающей части элементов-примесей в расплавах конечных этапов кристаллизации, исходных для циркона-2. Увеличение концентраций ряда элементов (легких РЗЭ, U, Th, Y, Hf и др.) от центральных к внешним зонам кристаллов сопровождалось накоплением флюидной фазы, обусловившей процессы автометасоматического изменения ранних фаз и кристаллизацию из насыщенных флюидом расплавов кристаллов циркона-2, по геохимическим данным соответствующих «пористым» или «гидротермальным» цирконам.

Средние значения возраста для циркона-1 различных массивов, определявшиеся по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляют 2691–2676 млн лет, и для циркона-2 изменяются в пределах 2673–2660 млн лет, с превышением всех полученных средних значений возраста циркона-1 относительно циркона-2. Минимальная разница по времени образования циркона-1 и циркона-2 установлена для щелочных гранитов массивов Белые Тундры и Понойского (соответственно, 2 и 7 млн лет), и максимальная разница возрастов определена для цирконов субщелочных гранитов Кукшинского массива (24 млн лет). Возраст кристаллизации циркона-3 по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ установлен в интервале 1766–1829 млн лет, и на диаграмме в координатах $^{207}Pb/^{235}U$–$^{206}Pb/^{238}U$ дискордантный возраст оболочек определен в 1802±22 млн лет. В пределах ошибок определения этот возраст соответствует времени проявления метаморфизма осадочно-вулканогенных пород расположенной южнее палеорифтогенной структуры Имандра-Варзуга (1765±41 млн лет) и возрасту метаморфогенных кристаллов циркона массива Сахарйок (1784±13 млн лет). Средние значения отношения Th/U в цирконе-3 определены в 0.05, и наиболее характерным отличием составов циркона центральных частей кристаллов и оболочек являются пониженные концентрации тяжелых лантаноидов (Gd–Lu) и Y в оболочках кристаллов. Циркон-4 содержит повышенные количества РЗЭ, Y, Nb, Th, U при близких значениях возраста вмещающего циркона и включений по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ (соответственно, 2653–2683, среднее 2667±12 млн лет и 2661–2686, среднее 2673±21 млн лет).

Зависимость редкоэлементного состава циркона от окислительно-восстановительных условий кристаллизации

Одним из показателей окислительно-восстановительных условий кристаллизации циркона является величина $Ce/Ce^*=Ce_N/\sqrt{La_N*Pr_N}$, определяющая зависимость величины отношения Ce^{4+}/Ce^{3+} от фугитивности кислорода. Увеличение активности кислорода способствует переходу ионов Ce^{3+} (1.14 Å) в Ce^{4+} (0.97 Å) и замещению ими ионов Zr^{+4} (0.84 Å), увеличению отношения Ce^{4+}/Ce^{3+}и появлению положительных Ce-аномалий на спектрах распределения РЗЭ. Выполненный корреляционный анализ для всей совокупности изученных неоархейских цирконов показал на 99 %-м уровне значимости наличие обратной корреляционной зависимость между величиной Ce/Ce* и концентрациями легких и средних лантаноидов. Исходя из этого можно полагать, что переход от циркона-1 (Ce/Ce* = 5.5–30) к циркону-2 (Ce/Ce* = 1.0–3.1) происходил при снижении фугитивности кислорода, обусловившей изменение редкоэлементного состава циркона. Линии регрессии изученных бинарных совокупностей для Ce/Ce* и лантаноидов имеют различный наклон с уменьшением угла наклона линий от La к Lu. Известно, что лантаноиды имеют основной характер с уменьшением основности от лантана к лютецию,

что связано с уменьшением радиусов атомов и ионов РЗЭ и увеличением их потенциалов ионизации (Ионова и др., 1990). Вследствие этого в восстановительных условиях наибольшую химическую активность приобретают легкие (La–Nd) и средние (Sm–Eu) лантаноиды, для которых установлена наибольшая зависимость от величины Ce/Ce*. Для тяжелых лантаноидов с близкими размерами ионов относительно Zr^{+4} этот фактор имеет более важное значение по сравнению с эффектом кислотно-основного взаимодействия, и определяет ослабление корреляционных взаимоотношений тяжелых лантаноидов с Ce/Ce*, графически выраженное в уменьшении угла наклона линий регрессии.

Сопоставление редкоэлементного и Lu-Hf изотопного состава циркона

Определения Lu-Hf изотопного состава выполнены в 50 точках при анализе 47 кристаллов циркона. Величина εHf(2670), определяющая разницу между значениями этой величины в образце и хондритовом резервуаре во время кристаллизации расплава, для циркона-1 и циркона-2 колеблется от -3.1 до 1.6. Средние содержания мантийного компонента в рассматриваемых цирконах различных массивов установлены в пределах 23–30 %, при полностью коровом изотопном составе оболочек циркона-3 палеопротерозойского возраста (Xm = 0). Циркон-4 из включений в цирконе-1 значимо отличается от вмещающего циркона повышенной величиной εHf(2670) = 3.6–3.8, определяющей величину Xm в 59–61 %. По значениям εHf(2670) включения циркона-4 близки величине этого отношения в габбро-лабрадоритах и комагматичных им габбро-норитах северной и южной частей Цагинского массива (соответственно, 3.4 и 4.1), Медвежье-Щучьеозерского и Ачинского массивов (соответственно, 3.2 и 4.9)[1]. Эти данные позволяют установить идентичность изотопного состава включений циркона-4 с базитами массивов и предполагать участие основных расплавов в генерации магм гранитоидов. Выполненный корреляционный анализ между значениями εHf и концентрациями преобладающей части элементов примесей (∑РЗЭ, Y, Nb, Hf, Th, U и др.) в цирконе-1 и цирконе-4 показал наличие значимых положительных связей между ними (рис. 1), что свидетельствует о зависимости редкоэлементного состава этих цирконов от состава их протолитов.

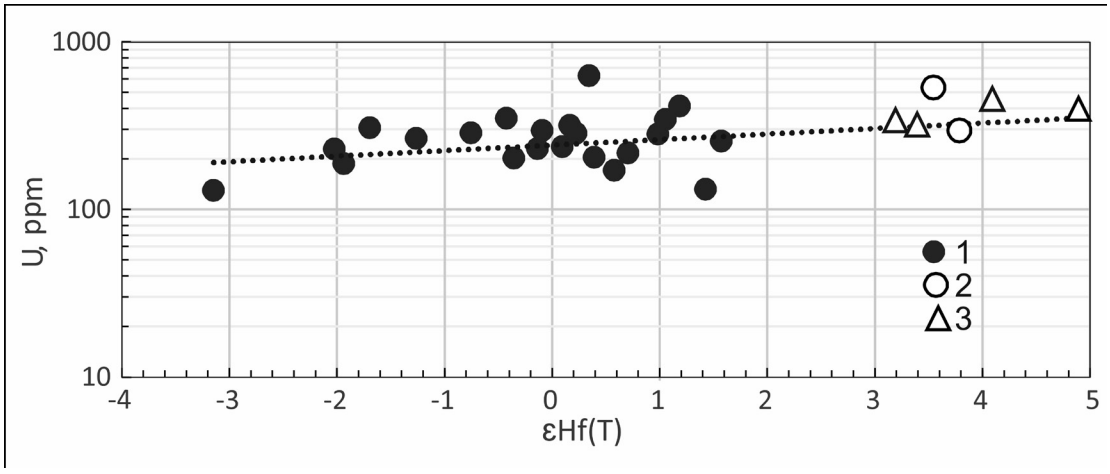


Рис. 1. Соотношение εHf(T) и U в цирконе-1, цирконе-4 из гранитоидов (соответственно, 1, 2), и в габбро-лабрадоритах массивов (3)

[1] Вычисление εHf для габбро-лабрадоритов выполнено по формуле εHf(2670)=1.36*εNd+3 (Vervoort, Blichert-Toft., 1999) с использованием значений εNd(2670), приведенных в работе (Кудряшов, Мокрушин, 2011). Концентрации U в цирконах из массивов габбро-лабрадоритов по (Баянова, 2004).

Для циркона-2 главным фактором увеличения концентраций редких элементов по сравнению с цирконом-1 было усиление восстановительных условий его кристаллизации при относительно постоянном изотопном составе Hf в цирконе-1 и цирконе-2.

Проблемы генезиса гранитоидов провинции

К числу главных моделей происхождения А-гранитов относятся:

– фракционная кристаллизация базитовых магм мантийного происхождения с проявленными в различной степени или отсутствующими процессами коровой контаминации (Bonin, 1998, и ссылки в работе);

– образование исходных расплавов для гранитоидов в результате парциального плавления пород нижней и средней коры в процессах регионального метаморфизма и внедрения базитовых магм (Collins et al., 1982; Frost, Frost, 1997, и ссылки в статьях);

– частичное или близкое к полному плавление нижней коры, испытавшей щелочной метасоматоз в результате внедрения базитовых расплавов и воздействия флюидов, образованных при дегазации астеносферной мантии, испытавшей подъем в условиях растяжения коры (Martin, 2006).

Известно, что величина εHf(T) в цирконе не изменяется в процессах парциального плавления или фракционной кристаллизации магм (Griffin et al., 2002), что при существенно различном изотопном составе Hf в цирконе из гранитов и в базитах не поддерживает представление о генезисе щелочногранитных расплавов провинции при дифференциации базитовых магм. В то же время вариации изотопного состава Hf для индивидуальных образцов и частей кристаллов циркона изученных гранитоидов достигают 5 εHf(T), что может интерпретироваться как результат смешения коровых и мантийных магм во время роста кристаллов, без существенной гомогенизации их изотопного состава (Belousova et al., 2006; Kemp et al., 2007). Приведенные данные свидетельствуют, вероятно, о происхождении расплавов гранитоидов в результате плавления метасоматически измененной нижней коры в результате андерплейтинга базитовых магм и последующего смешения расплавов корового и мантийного генезиса в соотношении, соответственно, ~ 4:1, с последующей кристаллизационной дифференциацией кремнекислых расплавов в относительно стабильных условиях активизированной неоархейской протоплатформы.

Благодарности

Работа выполнена в рамках тем НИР: FMEZ-2022-0025 (ГИ КНЦ РАН) и FMUW-2022-0005 (ИГГД РАН).

Литература

1. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Белолипецкий А. П. и др. Геология и геохимия метаморфических коплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
4. Ветрин В. Р. Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неоархейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения // ЗРМО. 2018. Т. CXLVII. № 4. С. 1–13.
5. Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578–600.

6. Ветрин В. Р., Кременецкий А. А. Lu-Hf изотопно-геохимическая систематика циркона и генезис неоархейских щелочных гранитов Кейвского мегаблока, Кольский полуостров // Геохимия. 2020. Т. 65. № 6. С. 533–547. DOI: 10.31857/S0016752520060126.
7. Ветрин В. Р., Белоусова Е. А. Состав, условия образования известково-щелочных гранитов и проблемы генезиса неоархейской Кейвской щелочной провинции Кольского полуострова // ЗРМО. 2021. Т. CL. № 3. С. 27–49. DOI: 10.31857/S0869605521030126.
8. Ионова Г. И. и др. Закономерности изменения свойств лантаноидов и актиноидов. М.: Наука. 1990. 240 с.
9. Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173–189.
10. Минц М. В. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 287 с.
11. Митрофанов Ф. П. и др. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
12. Balagansky V. V. et al. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin // Lithos. 2021. V. 380–381. P. 105899, https://doi.org/10.1016/j.lithos.
13. Belousova E. A. et al. Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 329–353.
14. Bonin B. Alkaline rocks and geodynamics // Turkish Journal of Earth Sciences. 1998. V. 7. P. 105–118.
15. Collins W. J. et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. V. 80. P. 189–200.
16. Frost C. D., Frost B. R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiitic connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647–650.
17. Griffin W. L. et al. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.
18. Hoskin P. W. O., Black L. P. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorp. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.
19. Kemp A. I. S. et al. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon // Science (New Series). 2007. V. 315. P. 980–983.
20. Martin R. F A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment // Lithos. 2006. V. 91. P. 125–136.
21. Poller U. et al. REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from Western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study // American J. Sci. 2001. V. 301. P. 858–876.
22. Vervoort J. D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. No 3/4. P. 533–556.
23. Williams I. S. et al. Elemental and isotopic microanalysis of zircons and backscattered electron contrast. Proceedings of the 6-th European Conference of Surface and Interface Analysis. 1996. P. 1007–1010.
24. Zozulya D. R. et al. Keivy alkaline magmatism in the NE Baltic Shield: evidence for the presence of an enriched reservoir in Late Archaean mantle. IV Archaean Symposium 2001, Extended Abstracts. AGSO Geoscience Australia, Record 2001/37. P. 540–542.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.010

Составы слюд как источник генетической информации в лампрофирах на примере дайковых роев Кандалакша, Турий мыс и Белозиминского массива (Россия)

А. А. Возняк[1,2], А. А. Носова[1,2], А. Г. Дорошкевич[2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: vozniak@mail.ru

[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Составы слюд являются важнейшим диагностическим свойством для идентификации пород щелочно-ультраосновной группы – оранжеитов, кимберлитов, лампроитов (Mitchell, 1995). В этих породах в большинстве случаев составы слюд на бинарных диаграммах образуют четкие тренды по распределению Fe, Ti, Al, которые индивидуальны для каждого из этих типов пород. Однако, для родственных этим породам ультраосновных и щелочных лампрофиров подобный подход плохо применим, так как часто составы слюд в них показывают несколько трендов (Tappe et al., 2006), что указывает на большое количество процессов, приводишь к образованию разных типов слюд.

Нами были изучены различные генерации слюд в ультраосновных и щелочных лампрофирах из дайковых роев Кандалакша и Турий мыс (Nosova et al., 2021), относящиеся к Кольской щелочно-карбонатитовой провинции возрастом 380–360 млн лет (Kramm et al., 1993) и лампрофировые тела из Белозиминского ультраосновного щелочно-карбонатитового комплекса возрастом 645–640 млн лет (Doroshkevich et al., 2017). В Белозиминском комплексе встречаются альнеиты, флогопитовые карбонатиты и айлликиты, в дайках Кандалакши и Турьего мыса описаны айлликиты, дамтьерниты, флогопитовые карбонатиты, мончикиты, а также нефелиниты и турьяиты (Nosova et al., 2021).

Основными минералами вкрапленников в изученных нами породах являются оливины, клинопироксены, флогопиты, Ti-гранаты, магнетиты, перовскиты, в редких случаях амфиболы. Состав основной массы чрезвычайно разнообразен: карбонат, анальцим, нефелин, слюда, магнетит, ильменит, перовскит, титанит, гранат, клинопироксен, апатит. Наиболее подробно в данном сообщении рассматриваются именно слюды, как в виде вкрапленников, так и в основной массе.

К первому типу слюд можно отнести Cr-содержащие флогопиты (#Fe = 0.1–0.22). Содержание Cr_2O_3 в них варьируется от 0.5 до 1.5 вес. %, содержание TiO_2 варьируется от 2 до 4 вес. % (рис. 1). Данный тип слюд как в лампрофирах Кандалакши и Турьего мыса, так и в лампрофирах Белой Зимы представляет часто зональный центр зерен, который обрастает более железистым и безхромистым флогопитом. Составы Cr-содержащих флогопитов совпадают с описанными составами слюд из ксенолитов в кимберлитах (Kargin et al., 2019), которые интерпретируются как результат взаимодействия кимберлитового расплава с исходно низко-Ti слюдами из раннее метасоматизированного перидотита.

Наиболее распространенным типом слюд являются средне-Ti флогопиты (#Fe = 0.1–0.22). Эти слюды чаще всего имеют прямую зональность, реже обратную, встречаются в виде крупных фенокристов и соответствуют типичным магматическим флогопитам из лампрофиров (Tappe et. al., 2006; Prokopyev et al., 2021). Для них характерны значительные вариации TiO_2 (2–6 вес. %), BaO (0.3–1.9 вес. %) и низкие значения содержания F (до 0.5 вес. %).Часто на этот тип нарастают железистые каймы (#Fe = 0.3–0.6) с близкими содержаниями TiO_2 и BaO (рис. 1), маркирующие, вероят-

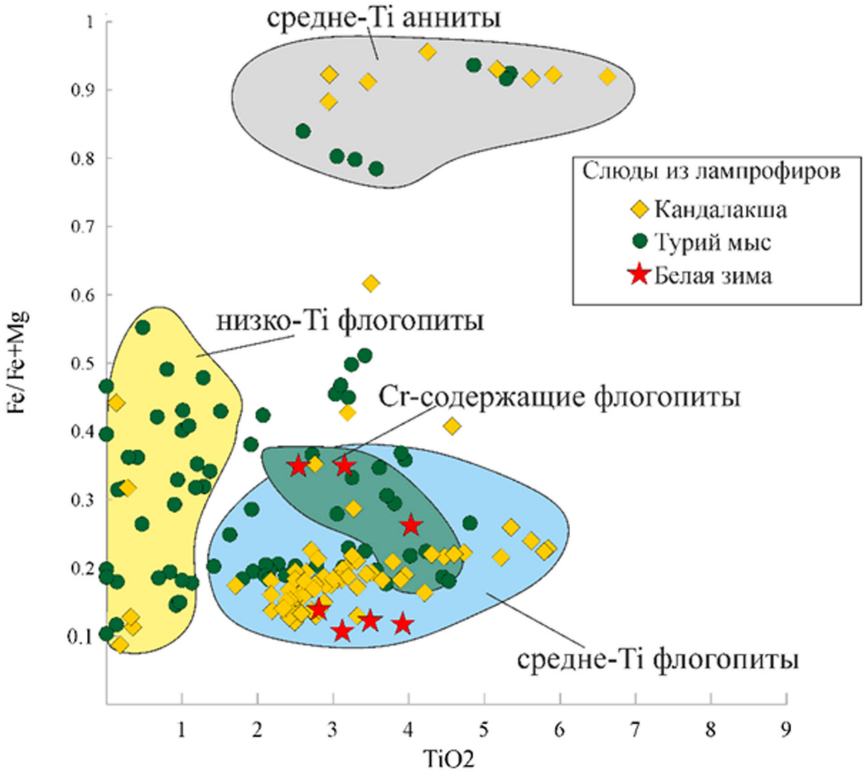


Рис. 1. Диаграмма составов слюд из лампрофиров дайковых роев Кандалакши, Турий мыс и из лампрофиров Белозиминского массива в координатах TiO_2-Fe/(Fe+Mg)

но, поздние стадии магматического процесса, активно представленные в лампрофирах Турьего мыса и Кандалакше и почти не представленные в лампрофирах Белой Зимы.

Отдельный интерес представляет генерация средне-Ti аннитов (#Fe = 0.9–1), для которых характерно пониженное содержание Al_2O_3 (от 6.8 до 11 вес. %) и высокая титанистость (рис. 1) (от 3.8 до 7 вес. % TiO_2) и полным отсутствием бария и фтора. Слюды этой генерации встречаются в виде поздних кайм на средне-Ti флогопитах и в виде мелких кристаллов основной массы вместе с эгирином, высоко-Ti гранатом и анальцимом. Слюды этой генерации встречаются наиболее часто в лампрофирах Кандалакши, реже в Турьем мысу, и не были зафиксированы в лампрофирах Белой Зимы.

Такие слюды средне-Ti аннитового состава встречаются в аналогичных лампрофирах (Tappe et. al., 2006); в этой работе сделано предположение, что слюды подобных составов могли образоваться из щелочной остаточной жидкости после отделения высоко-CO_2 расплава в результате процесса ликвации, что согласуется с их ассоциацией с эгириновыми футляровидными кристаллами, обрастающими карбонат.

Наиболее поздними являются низко-Ti флогопиты (рис. 1) (#Fe = 0.9–1; TiO_2 = 0.1–1.8 вес. %). Они встречаются в виде небольших листочков в карбонатной основной массе или образуются на границе оливиновых зерен и карбонатной основной массы. Составы низко- Ti флогопитов аналогичны составам из глиммеритов Айлик Бей (Tappe et al., 2005) и некоторым зернам флогопита из карбонатитов Сокли (Lee et al., 2003). Вполне вероятно, что данная генерация слюд образовалась в результате реакции поздних карбонатных растворов с ранними фенокристаллами оливина или клинопироксена.

Сравнивая слюды из лампрофиров Турьего мыса и Кандалакши с лампрофирами Белой Зимы можно предварительно сделать вывод о том, что лампрофиры Белой Зимы кристаллизовались из менее эволюционировавших расплавов.

Составы слюд из ультраосновных и щелочных лампрофиров оказались важным источником информации о происхождении и эволюции пород. В отличие от оливина, который активно растворяется в лампрофировом расплаве (см. Vozniak et al., 2023), слюда является устойчивой на всех этапах эволюции лампрофирового расплава, начиная от метасоматических реакций в мантии, заканчивая процессами ликвации и позднего метасоматоза.

Благодарности

Исследование поддержано грантом РНФ № 23-17-00098.

Литература

1. Doroshkevich A. G., Veksler I. V., Klemd R., Khromova E. A., & Izbrodin I. A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. V. 284. P. 91–108.
2. Kargin A. V., Sazonova L. V., Nosova A. A., Lebedeva N. M., Kostitsyn Y. A., Kovalchuk E. V., Tretyachenko V.V. & Tikhomirova Y. S. Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10 (5). P. 1941–1959.
3. Kramm U., Kogarko L. N., Kononova V. A. & Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb/Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // Lithos.1993. V. 30 (1). P. 33–44.
4. Lee M. J., Garcia D., Moutte J. & Lee J. I. Phlogopite and tetraferriphlogopite from phoscorite and carbonatite associations in the Sokli massif, Northern Finland // Geosciences Journal. 2003. V. 7 (1). P. 9–20.
5. Nosova A. A., Kopylova M. G., Sazonova L. V., Vozniak A. A., Kargin A. V., Lebedeva N. M., Volkova G.D. & Peresetskaya E. V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 398. P. 106277.
6. Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A., Nugumanova Y. & Potapov V. Petrogenesis of ultramafic lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): mineralogy and melt inclusion composition // Minerals. 2020. V. 10 (5). P. 419.
7. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N. & Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // Journal of Petrology. 2006. V. 47 (7). P. 1261–1315.
8. Vozniak A. A., Kopylova M. G., Peresetskaya E. V., Nosova A. A., Sazonova L. V. & Anosova M. O. Olivine in lamprophyres of the Kola Alkaline Province and the magmatic evolution of olivine in carbonate melts // Lithos. 2023. V. 448. P. 107149.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.011

Мессбауэровская спектроскопия и магнитная восприимчивость расвумита (KFe_2S_3)

М. В. Воронин, А. В. Кошелев, Л. В. Сипавина

Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, e-mail: voronin@iem.ac.ru

Введение

Сульфиды щелочных металлов, несмотря на свою незначительную распространенность в природе, привлекают все большее внимание исследователей (Добровольская, 2018), в первую очередь, в качестве маркеров физико-химических условий образования минеральных парагенезисов. Вместе с тем, из-за своих кристаллографических характеристик, сложные халькогениды щелочных металлов также интересны с точки зрения наличия в них необычных физических свойств (Boller, 2007).

Расвумит (KFe_2S_3) характерный минерал пегматитов нефелиновых сиенитов и впервые описан на Хибинском массиве среди породообразующих минералов (Соколова и др., 1970), в виде кайм по границам зерен пирротина, кубанита и джерфишерита. В дальнейшем минерал обнаружен в Койот Пик, округ Гумбольд, Калифорния, США (Czamanske et al., 1979) в ассоциации с бартонитом, эрдитом, джерфишеритом. В настоящее время представляют интерес находки расвумита в кимберлитах трубки Удачная-Восточная, Якутия (Шарыгин и др., 2007), где он находится в ассоциации с джерфишеритом и пирротином, за счет которого образуется. Также расвумит описан на Ловозерском (Ифантопуло и др., 1983) и Гулинском (Сорохтина и др., 2019) массивах, месторождении Сент-Илер, провинция Квебек, Канада (Chakhmouradian et al., 2007), но наиболее представительные образцы расвумита происходят с Кукисвумчоррского месторождения, Кировского рудника Хибинского массива (Пеков, Подлесный, 2004).

Расвумит кристаллизуется в ромбической сингонии, структурный тип $CsCu_2Cl_3$, пространственная группа *Cmcm* (No. 63). Основу структуры слагают пары тетраэдров FeS_4, которые, сочленяясь по ребрам, образуют двойные цепи, параллельные оси *c*, соединяющиеся через KS_{10}-полиэдры (искаженная экваториальная четырехгранная тригональная призма) (Mitchell et al., 2004). Цепочечная структура определяет волокнистый облик кристаллов и агрегатов минерала.

Экспериментальные данные

Данные по фазовым отношениям с участием расвумита приведены в работе (Osadchii et al., 2018). В диапазоне температур 300–600 °C область составов пирит–железо–$KFeS_2$ условно можно разделить на две части сечением $KFeS_2$–расвумит–пирротин. Выше этого сечения при температуре выше 513 ± 3 °C реализуется равновесие $KFeS_2$–пирит–пирротин, которое при понижении температуры сменяется ассоциациями пирит–расвумит–$KFeS_2$ и пирит–пирротин–расвумит. Ниже указанного сечения располагается фаза $K_xFe_{2-y}S_2$, синтетический, не содержащий меди, аналог мурунскита, которая находится в равновесии с металлическим железом, троилитом, расвумитом и $KFeS_2$.

Из литературы известно, что расвумит в виде мелкокристаллической массы синтезирован гидротермально при температурах 425–452 °C и давлении порядка 400 бар (Howd, Barnes, 1975) и при 450–500 °C и 2.7–3.2 кбар (Amthauer, Bente, 1983). Синтез проводился в 0.01н растворе KOH пересыщенном по KCl и избытком серы из синтетических FeS и $KFeS_2$ (Amthauer, Bente, 1983). Сложность контроля окислительно-восстановительных условий при гидротермальном синтезе и качество получающегося осадка делают

малоперспективным использования данного метода синтеза. Осуществленный нами твердофазный синтез в ампулах из кварцевого стекла при температурах 400–500 °C приводит к образованию смеси расвумита, пирротина и не прореагировавшего $KFeS_2$, в которой только половина объема приходится на расвумит, что совпадает с результатами работы (Mitchell et al., 2004). Попытка роста кристаллов, из получившейся трехфазной шихты, методом газового транспорта в ампулах из кварцевого стекла с NH_4Cl в качестве транспортного агента, при температуре в зоне шихты 650 °C и градиенте 70 °C выявила полное отсутсвствие переноса.

Методы исследования и результаты

В связи с вышесказанным, для изучения использовался природный образец расвумита (Хибинский массив, Кукисвумчоррское месторождение, Кировский рудник), рентгенофазовый анализ (дифрактометр Brucker D2 Phaser) которого показал наличие только фазы со структурой расвумита. Состав расвумита, определенный на цифровом сканирующем микроскопе Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450, пересчитывается на формулу: $(K_{0.96}Rb_{0.02}Tl_{0.01})_{\Sigma 0.99}Fe_{2.07}S_3$.

Мёссбауэровские спектры сняты при комнатной температуре (19°C) на спектрометре MS-1104Em (Южный федеральный университет (ЮФУ), Ростов-на-Дону) с источником ^{57}Co в матрице из родия. В качестве стандарта использовалось α-Fe. Определение параметров спектра выполнено по программе Univem MS (ЮФУ, Ростов-на-Дону). Для измерений были использованы порошковые пробы навеской 40 мг, запрессованные в таблетки диаметром 18 мм, в которых, в качестве связующего, использовался парафин. Из-за особенностей кристаллической структуры, несмотря на мелкое измельчение материала, произошло текстурирование образца, которое выразилось в появлении ассиметрии спектра, для устронения которой была произведена повторная съемка под магическим углом (54.74 °). Анализ спектра показал, что он содержит одиночный дублет, со следующими параметрами (в мм/с): изомерный сдвиг (IS) 0.311, квадрупольное расщепление (QS) 0.520 и ширина на полувысоте (FWHM) 0.263.

Получение температурных зависимостей магнитной восприимчивости осуществлялось на установке для измерения физических свойств PPMS-9T фирмы Quantum Design. Измерения проводилось во внешнем магнитном поле B = 1T в режимах охлаждения во внешнем магнитном поле (FC) и в нулевом магнитном поле (ZFC). На зависимости ZFC обнаруживается широкий максимум при температуре $T_M = 8K$, ниже которой графики FC и ZFC расходятся. Принимая во внимание структурные особенности расвумита (в структуре присутствуют спиновые лестницы) такое поведение может быть обусловлено эффектами ближнего порядка и формированием спин-стекольного основного состояния.

Дискуссия

В сульфидных минералах/соединениях с общей формулой AFe_2S_3, где A – однозарядный катион: Cu (кубанит/изокубанит), Ag (аргентопирит/штернбергит), K (расвумит), Cs (паутовит), Rb, Tl (пикотпаулит), обнаруживается необычное состояние железа, называемое состоянием с промежуточной валентностью. Данное состояние проявляется, к примеру, в мессбауэровских спектрах в виде промежуточного значения изомерного сдвига между характерными значениями для двух- и трехвалентного железа.

В литературе известен мессбауэровское исследование синтетического расвумита, полученного гидротермальным способом (Amthauer, Bente, 1983), результаты которого по величине изомерного сдвига находились в противоречии с ожидаемыми для валентного состояния $Fe^{+2.5}$ в тетраэдрическом окружении (Goodenough, Fatseas, 1982).

Это послужило одной из причин провести собственное исследование на синтетическом или природном материале. Тем не менее полученные результаты полностью совпали с данными работы (Amthauer, Bente, 1983). В свою очередь данные измерения магнитной восприимчивости отличаются от данных работы (Han et al., 2018), полученных на синтетическом материале. Сейчас сложно сказать с чем связано это отличие, так как данные по магнитной восприимчивости, полученные нами, предварительные и требуется повторное исследование.

Благодарности

Исследование выполнено в рамках госзадания Института экспериментальной минералогии им. акад. Д. С. Коржинского РАН.

Литература

1. Добровольская М. Г. Сульфиды щелочных металлов в природе. М., 2018. 159 с.
2. Ифантопуло Т. Н., Юшко-Захарова О. Е., Дубакина Л. С., Щербачев Д. К. Расвумит Ловозерского массива // ДАН. 1983. Т. 269. № 1. С. 195–197.
3. Пеков И. В., Подлесный А. С. Минералогия Кукисвумчоррского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты). М.: Изд-во Земля, 2004. 176 с.
4. Соколова М. Н., Добровольская М. Г., Органова Н. И., Казакова М. Е., Дмитрик А. Л. Сульфид калия и железа – новый минерал расвумит // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1970. Т. 99. № 6. С. 712–720.
5. Сорохтина Н. В., Когарко Л. Н., Зайцев В. А., Кононкова Н. Н., Асавин А. М. Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия. 2019. Т. 64. №. 11. С. 1111–1132. https://doi.org/10.31857/S0016-752564111111-1132.
6. Шарыгин В. В., Каменецкий В. С., Каменецкая М. Б., Серёткин Ю. В., Похиленко Н. П. Расвумит трубки Удачная-Восточная, Якутия: первая находка в кимберлитах // ДАН. 2007. Т. 415. № 5. С. 667–672.
7. Amthauer G., Bente K. Mixed-valent iron in synthetic rasvumite, KFe_2S_3 // Naturwissenschaften. 1983. V. 70. No 3. P. 146–147. https://doi.org/10.1007/BF00401605.
8. Boller H. Thiocuprates – Interesting anisotropic solids // Journal of Alloys and Compounds. 2007. V. 442. No 1–2. P. 3–10. https://doi.org/10.1016/j.jallcom.2006.09.142.
9. Chakhmouradian A. R., Halden N. M., Mitchell R. H., Horváth L. Rb-Cs-rich rasvumite and sector-zoned «loparite-(Ce)» from Mont Saint-Hilaire (Québec, Canada) and their petrologic significance // European Journal of Mineralogy. 2007. V. 19. No 4. P. 533–546. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1739.
10. Czamanske G. K., Erd R. C., Sokolova M. N., Dobrovol'skaya M. G., Dmitrieva M. T. New data on rasvumite and djerfisherite // American Mineralogist. 1979. V. 64. No 7–8. P. 776–778.
11. Goodenough J. B., Fatseas G. A. Mössbauer ^{57}Fe isomer shift as a measure of valence in mixed-valence iron sulfides // Journal of Solid State Chemistry. 1982. V. 41. No 1. P. 1–22. https://doi.org/10.1016/0022-4596(82)90028-7.
12. Han I., Jiang Z., dela Cruz C., Zhang H., Sheng H., Bhutani A., Miller D.J., Shoemaker D.P. Accessing magnetic chalcogenides with solvothermal synthesis: $KFeS_2$ and KFe_2S_3 // Journal of Solid State Chemistry. 2018. V. 260. P. 1–6. https://doi.org/10.1016/j.jssc.2018.01.003.
13. Howd F. H., Barnes H. L. Ore solution chemistry IV. Replacement of marble by sulfides at 450 °C // Economic Geology. 1975. V. 70. No 5. P. 968–981. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.968.
14. Mitchell R. H., Ross K. C., Potter E. G. Crystal structures of $CsFe_2S_3$ and $RbFe_2S_3$: synthetic analogs of rasvumite KFe_2S_3 // Journal of Solid State Chemistry. 2004. V. 177. No 6. P. 1867–1872. https://doi.org/10.1016/j.jssc.2004.01.007.
15. Osadchii V. O., Voronin M. V., Baranov A. V. Phase equilibria in the $KFeS_2$-Fe-S system at 300–600 °C and bartonite stability // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2018. V. 173. P. 1–9. https://doi.org/10.1007/s00410-018-1464-3.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.012

Разновозрастные жилы в мантийных ксенолитах, как отражение эволюции литосферной мантии

А. А. Гибшер [1,2], В. Г. Мальковец [1, 2], Р. А. Шелепаев [1,3], В. В. Егорова [1,3], А. Э. Изох [1,3]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: anastasia.gibsher@igm.nsc.ru

[2] АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия)

[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Процессы метасоматического обогащения, наряду с частичным плавлением, играют ведущую роль в химической трансформации литосферной мантии Земли. Следствием мантийного метасоматоза является как появление новообразованных минералов, так и изменение макро- и/или микроэлементного состава минералов перидотитов. Детальное изучение жильных мантийных ксенолитов из камптонитов Западного Сангилена позволило показать многостадийность процессов мантийного метасоматоза и установить родственные жилам базитовые интрузивы.

В пределах Западного Сангилена, сложенного метатерригенными комплексами и магматическими интрузивами кислого и основного состава, распространены дайки камптонитов агардагского комплекса. Они относятся к наиболее молодому проявлению базитового магматизма в регионе ~ 444 млн лет (Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012) и содержат множество нижнекоровых и мантийных ксенолитов, значительную долю среди которых занимают жильные мантийные перидотиты шпинелевой фации глубинности (Гибшер и др., 2010, 2014).

В ксенолитах обнаружены жилы разного минерального состава: амфибол-флогопит-клинопироксеновые, амфиболовые и клинопироксеновые. Детальное минералогическое и геохимическое исследование ксенолитов обнаружило следы интенсивного просачивания и диффузии метасоматических флюидов/расплавов в мантийном субстрате. На контакте шпинелевого лерцолита с амфибол-флогипит-клинопироксеновой жилой сохранились диффузионные профили обогащения как по главным (TiO_2, FeO, Na_2O и др.), так и по редким элементам (La, Ce, Zr и др.), а исходная лерцолитовая минеральная ассоциация замещена верлитовой. В зоне перехода лерцолит-верлит сохранились реликты ортопироксена в клинопироксене. Сохранившиеся диффузионные профили свидетельствуют о том, что внедрение жил произошло незадолго до захвата и выноса ксенолитов на поверхность. Изотопный состав Sr и Nd амфибол-флогопит-клинопироксеновой жилы ($^{87}Sr/^{86}Sr_{Initial}$ – 0.702740±7; $^{143}Nd/^{144}Nd_{Initial}$ – 0.51243±14) в пределах ошибки совпадает с таковым вынесших их на поверхность камптонитов ($^{87}Sr/^{86}Sr_{Initial}$ – 0.702715±01, $^{143}Nd/^{144}Nd_{Initial}$ – 0.512399±1), что указывает на формирование щелочно-базитового расплава при плавлении мантии, пронизанной жилами подобного состава. Данные выводы подтверждаются и экспериментальными исследованиями, указывающими на то, что образование щелочных, богатых калием расплавов, наиболее хорошо согласуется с моделью плавления ассоциации мантийный перидотит + флогопит-содержащие жилы (Foley, 1992).

В ксенолитах с амфиболовыми жилами наблюдаются ортопироксенитовые реакционные зоны, сопоставимые по толщине с самой жилой, но диффузионные профили во вмещающем шпинелевом лерцолите отсутствуют. Формирование ортопироксена является следствием реакции оливина лерцолита с водным силикатным расплавом/флюидом. Изотопные характеристики Sr и Nd данной жилы ($^{87}Sr/^{86}Sr_{Initial}$ – 0.702705±4, $^{143}Nd/^{144}Nd_{Initial}$ – 0.512324±1) совпадают с таковыми Правотарлашкинского габброидного массива (494.6±9.5 млн лет, Sm-Nd датировка; $^{87}Sr/^{86}Sr_{Initial}$ – 0.703706±2, $^{143}Nd/^{144}Nd_{Initial}$ 0.512249±10), имеющего над-

субдукционные характеристики (Шелепаев и др., 2018), что указывает на образование сформировавших его расплавов в результате плавления мантии, пронизанной амфиболовыми жилами.

Таким образом, в мантийных ксенолитах из камптонитов агардагского комплекса Западного Сангилена запечатлены следы просачивания сквозь литосферную мантию базитовых расплавов на протяжении длительного интервала времени – начиная с коллизионного этапа (Правотарлашкинский массив, 494.6±9.5 млн лет) и заканчивая трансформно-сдвиговым (камптониты агардагского комплекса, 444±7.5 млн лет) (Владимиров и др., 2005; Гибшер и др., 2012). По мере внедрения силикатных базитовых расплавов в виде жил в мантийный субстрат происходит его обогащение и продуцируемые им выплавки постепенно меняют свой состав в сторону повышения щелочности.

Соответствие инициальных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ наиболее раннего низкощелочного Правотарлашкинского троктолит-анортозит-габбрового массива и мантийных амфибол-ортопироксеновых жил указывает на их прямую генетическую связь. Возможны два варианта – либо амфибол-ортопироксеновые жилы являются частью сети подводящих каналов Правотарлашкинского массива, либо исходный расплав Правотарлашкинского массива сформировался в результате плавления перидотитов, пронизанных амфибол-ортопироксеновыми жилами.

Совпадение изотопных характеристик амфибол-флогипит-клинопироксеновой жилы и камптонитов агардагского комплекса указывает на их общий изотопный источник. Камптонитовый расплав сформировался в результате плавления карбонатизированных флогопит-клинопироксеновых жил, а сохранившаяся диффузионная зональность минералов указывает временную на близость процесса внедрения жилы с процессом захвата ксенолитов и выносом их на поверхность камптонитовым расплавом.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

Литература

1. Владимиров В. Г., Владимиров А. Г., Гибшер А. С., Травин А. В., Руднев С. Н., Шемелина И. В., Барабаш Н. В., Савиных Я. В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
2. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Литасов К. Д., Литасов Ю. Д., Похиленко Н. П. Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 369–373.
3. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Травин А. В., Белоусова Е. А., Шарыгин В. В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
4. Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Кузьмин Д. В., Похиленко Н. П. Многостадийное метасоматическое обогащение литосферной мантии Нагорья Сангилен (на примере контактовых ксенолитов из камптонитовых даек) // ДАН. 2014. Т. 454. № 6. С. 601–605.
5. Изох А. Э., Поляков Г. В., Мальковец В. Г., Шелепаев Р. А., Травин А. В., Литасов Ю. Д., Гибшер А. А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардакского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН. 2001. Т. 378. № 6. С. 794–797.

6. Шелепаев Р. А., Егорова В. В., Изох А. Э., Зельтманн Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672. https://doi.org/10.15372/GiG20180506.
7. Foley S. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos. 1992. V. 28. P. 435–453. https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.013

Характеристика нефелина из пегматитов Хибинского щелочного массива

О. Ф. Гойчук [1], Т. Л. Паникоровский [1], А. О. Калашников [2], А. С. Осипов [1]
[1] Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: o.goychuk@ksc.ru
[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Введение

Хибинский массив – самый крупный в мире щелочной комплекс площадью 1327 км^2, находится в центре Кольского п-ова, залегает на контакте архейских гранито-гнейсов Кольского блока и протерозойских вулканогенно-осадочных пород структуры Имандра-Варзуга (Тихоненков, 1963). Подковообразный массив состоит из внутренней и внешних частей, сложенных фойяитами, которые разделены конически-кольцевой зоной фоидолитовых пород (Иванюк и др., 2009). В пределах Хибинского массива широко распространены пегматиты, изучению минералогии которых посвящено множество работ (Тихоненков, 1963; Яковенчук и др., 1999; Yakovenchuk et al., 2005). Главный породообразующий минерал всех породных комплексов и пегматитов Хибинского массива – это нефелин, $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$ (Костылева-Лабунцова и др., 1978; Яковенчук и др., 2010). Систематическое изучение нефелина началось в 1928 г. (Куплетский, 1928) и продолжается в наши дни. За это время выявлено, что нефелин является типоморфным минералом щелочных пород, но нефелин из пегматитов современными методами минералогических исследований не был изучен детально. В данной работе представлены результаты изучения химического состава и морфологии нефелина, а также включений в нем.

Материалы и методы

Для исследования были отобраны образцы из трех пегматитов Хибинского массива для изучения морфологии, минеральной ассоциации и химического состава нефелина (первый пегматит – г. Партомчорр (обр. КН-733/7-1 и КН-733/7-2) (рис. 1 а, б); второй и третий пегматиты – г. Эвеслогчорр (обр. КН-734/2 и КН-736/2). Все пегматиты сложены, в основном, калиевым полевым шпатом, нефелином, эгирином, эгирин-авгитом, альбитом, натролитом и минералами группы эвдиалита. Нефелин образует зерна квадратного сечения размером до 5 см в поперечнике и в разной степени натролитизирован.

Исследования химического состава проведены с помощью сканирующего электронного микроскопа ZEISS EVO 25 UltimMax 100 (напряжение 20 кВ, сила тока 2 нА). Для каждого образца получено не менее 15 анализов химического состава нефелина.

Результаты

В образце КН-736-2 нефелин замещается агрегатом, сложенным зональными иголками обогащенного барием (до 0.11 ф. к.) калиевого полевого шпата (содержание BaO увеличивается к краям иголок) (рис. 1 а). Натролит заполняет интерстиции этих иголок, а также он развит по границам зерен нефелина в виде кайм. Кроме того, в игольчатых агрегатах отмечены выделения банальсита и стрональсита. В качестве характерных включений в нефелине можно выделить эгирин, эгирин-авгит и сфалерит.

В образцах КН-733/7-1 и КН-733/7-2 в нефелине отмечены включения калиевого полевого шпата, альбита и эгирина (рис. 1 б). Калиевый полевой шпат и альбит не имеют четких границ, края зерен извилисты: по границам зерен развит натролит. Наибольшее распространение имеют ксеноморфные выделения, но также распространены зерна с прямоугольным и клиновидным сечениями. Эгирин распространен в виде призматических и игольчатых индивидов, а также в виде незакономерных сростков. Все включения

распределены неравномерно в пределах зерен нефелина. Также в качестве включений в нефелине отмечены минералы группы эвдиалита, рабдофан-(Ce), бритолит-(Ce), минералы группы пирохлора, сфалерит. Эти включения приурочены к выделениям калиевого полевого шпата, эгирина и альбита. В натролитовой кайме на границе зерна нефелина с калиевым полевым шпатом присутствуют выделения сильвина (1 в, г), также подобные выделения отмечены в пределах зерен нефелина.

В образце КН-734-2 нефелин в разной степени натролитизирован. Натролит развивается в виде кайм, а также в виде многочисленных ксеноморфных выделений в нефелине. В натролитовых каймах нефелина отмечены выделения банальсита (рис. 1 д). Кроме того, в нефелине широко распространены включения игольчатых и призматических индивидов эгирина, а также сульфиды – сфалерит, галенит (рис. 1 е), пирит.

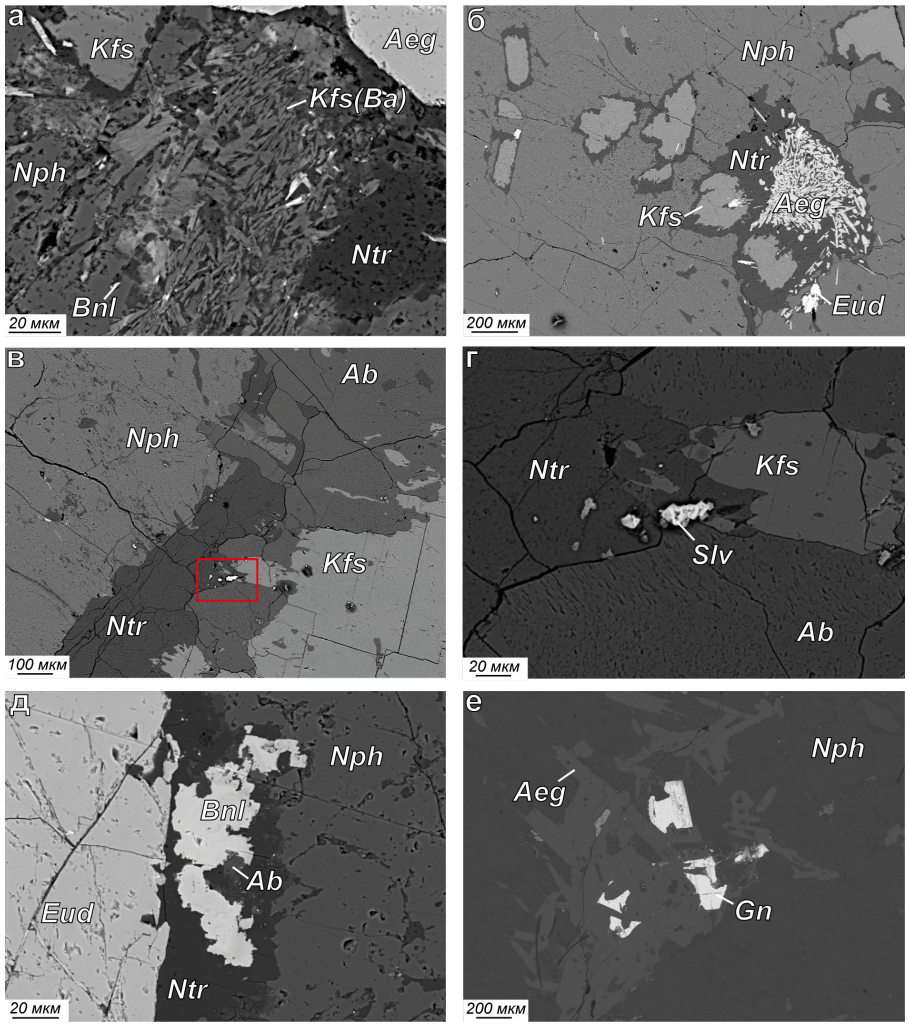


Рис. 1. BSE-изображения комбинированных шлифов: а – замещение нефелина игольчатым агрегатом обогащенного барием калиевого полевого шпата с интерстиционным гоннардитом (КН-736/2); б – натролитизированные включения калиевого полевого шпата и игольчатых агрегатов эгирина в нефелине (КН-733/7-1); в – кайма, состоящая из натролита и альбита на границе нефелина и калиевого полевого шпата (КН-733/7-1); г – участок изображения (в) – выделение сильвина; д – выделение банальсита в натролитовой кайме нефелина на границе с минералом группы эвдиалита (КН-734/2); е – включение галенита в нефелине (КН-734/2). Ab – альбит, Aeg – эгирин, Bnl – банальсит, Eud – минералы группы эвдиалита, Gn – галенит, Kfs – калиевый полевой шпат, Kfs (Ba) – обогащенный барием калиевый полевой шпат, Nph – нефелин, Ntr – натролит, Slv – сильвин

Из таблицы 1 видно, что во всех образцах нефелина присутствует избыточное содержание кремния (больше 4 ф. к. при расчете O = 16 ф. к.). В качестве характерной примеси отмечено только трехвалентное железо, содержание которого колеблется в пределе от 0 до 0.62 мас. %. Нефелин из образцов KH-733/7-1 и KH-733/7-2 отличается наименьшими содержаниями трехвалентного железа (от 0 до 0.39 мас. % Fe_2O_3) и наибольшими содержаниями калия (до 7.19 мас. % K_2O).

Таблица 1. Репрезентативные химические составы нефелина из пегматитов (мас. %)

Образец	KH-733/7-1	KH-733/7-2	KH-734/2	KH-734/2	KH-736/2	KH-736/2
Na_2O	14.86	14.91	15.67	15.65	15.54	15.36
K_2O	7.06	6.54	6.28	6.14	5.62	6.58
Fe_2O_3	0.19	0.37	0.40	0.54	0.57	0.10
Al_2O_3	33.4	32.99	33.49	33.35	32.54	33.82
SiO_2	41.5	42.28	43.61	43.66	43.85	42.08
Сумма	97.01	97.09	99.45	99.34	98.12	97.94
Коэффициенты в формуле (O = 16)						
Na	2.86	2.86	2.93	2.93	2.93	2.92
K	0.89	0.82	0.77	0.76	0.70	0.82
Fe^{3+}	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01
Al	3.91	3.84	3.80	3.79	3.73	3.91
Si	4.12	4.18	4.20	4.21	4.26	4.13
Сумма	11.80	11.73	11.73	11.72	11.66	11.79

Составы нефелинов из пегматитов изображены на рисунке 2 в координатах Nph (нефелин) – Ks (кальсилит) – SiO_2. Содержания данных компонентов колеблются в следующих пределах: $Nph_{72-75}Ks_{18-24}Qz_{3-8}$. Наибольшие содержания кальсилитового компонента отмечены в образцах KH-733/7-1 и KH-733/7-2.

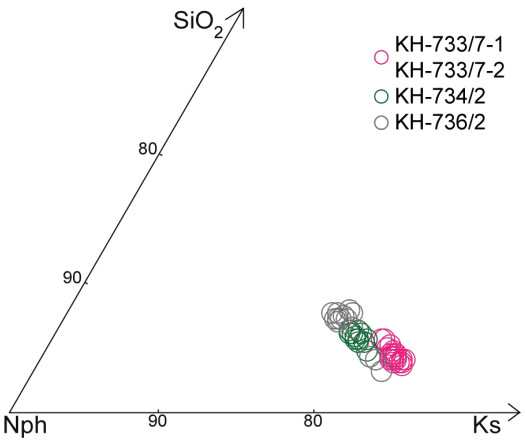


Рис. 2. Составы нефелина из пегматитов в координатах Nph (нефелин) – Ks (кальсилит) – SiO_2

Обсуждение

Нефелин является чутким индикатором эволюции расплава-раствора, участвующего в образовании пегматита, поскольку отмеченная минеральная ассоциации в нефелине характерна для пегматито-гидротермальных жил.

В образцах KH-733/7-1 и KH-733/7-2 нефелин содержит включения, которые, вероятно, являются сингенетичными – калиевый полевой шпат, эгирин, натролит и альбит. Натролит, который сосредоточен в пределах зерен нефелина, приурочен к выделениям калиевого полевого шпата и альбита, маркируя границы зерен, а также обрастает игольчатые агрегаты эгирина. Это указывает на факт кристаллизации натролита в данной ассоциации последним и, вероятно, из вещества нефелина. Что может на это указывать? Прежде всего в составе нефелина присутствует H_2O, по данным (Beran et al., 1989; Balassone et al., 1995; Гойчук и др.,

2023) как в виде молекул H_2O, так и в виде OH-групп. С другой стороны, в реакции могут принимать пары H_2O с наиболее низкотемпературной стадии пегматитообразования. Мы предполагаем, что описанные включения могли образоваться за счет вещества нефелина на начальной стадии шпреуштейнизации по схеме:

(Fe-содержащий нефелин – 20) $Na_{60}K_{20}[Al_{78}Fe^{3+}{}_2]_{80}Si_{80}O_{320}$ +32(H_2O) + 26(CO_2) → (Калиевый полевой шпат – 20) $K_{20}Al_{20}Si_{60}O_{160}$ + (Альбит – 2) $Na_2Al_2Si_6O_{16}$ + (Эгирин – 2) $Na_2Fe^{3+}{}_2Si_4O_{12}$ + (Натролит – 2) $Na_4Al_4Si_6O_{20}\cdot 4H_2O$ + (Анальцим – 2) $Na_2Al_2Si_4O_{12}\cdot 2H_2O$ + (Диаспор – 50) $Al_{50}O_{50}[OH]_{50}$ + (Натрон – 24) $Na_{48}(CO_3)_{24}$ + (Нахколит-2) $Na_2H_2C_2O_6$.

На поздних стадиях реакции образуются растворимые карбонаты, которые встречаются лишь в небольшом количестве. Интересная и отличительная особенность нефелина в пегматитах – это наличие сильвина в натролитовой кайме на границе нефелина с калиевым полевым шпатом, а также в пределах зерен нефелина. Кристаллизация сильвина, вероятно, связана с преобразованием нефелина остаточным раствором, насыщенным летучими компонентами – водой и хлором.

В образцах КН-734/2 и КН-736/2 значительно проявлены вторичные изменения нефелина, которые выражены в его замещении калиевым полевым шпатом и Ba-содержащим калиевым полевым шпатом, а также в развитии минералов Ba (банальсит), Sr (стрональсит) и минералов редкоземельных элементов (минералы группы эвдиалита, рабдофан-(Ce), бритолит-(Ce)). Образование данных минералов обусловлено высокой подвижностью K, Ba и REE при преобразовании пород остаточными расплавами-растворами. Широкое распространение сульфидов в нефелине свидетельствует о более восстановительной обстановке на поздних этапах формированиях пегматитов.

Нефелин часто содержит избыточное количество кремния в своем составе, вследствие чего описывается в системе Nph (нефелин) – Ks (кальсилит) – SiO_2. Изученные образцы нефелина из пегматитов содержат нефелиновый компонент, который не превышает 75 мол. %, и кальсилитовый компонент, который не превышает 25 мол. %, что свидетельствует о том, что эти составы близки к идеальному составу нефелина, в котором соотношение нефелинового и кальсилитового компонентов выглядят как $Nph_{75}Ks_{25}$ (Tilley, 1954; Hamada et al., 2018). Содержание SiO_2 в нефелине определяется условиями его кристаллизации. В данном случае нефелины были отобраны из пегматитов, состав которых близок к составу нефелиновых сиенитов. Нефелин, находящийся в ассоциации с низкотемпературным калиевым полевым шпатом, содержит SiO_2 до 15 мол. % (Wilkinson and Hensel, 1994) – это согласуется с полученными данными, поскольку в изученных нефелинах содержание SiO_2 составляет 3–8 мол. %.

Структура нефелина представляет собой каркас, состоящий из искаженных 6-членных колец кремне- и алюмокислородных тетраэдров, которые связаны друг с другом своими вершинами. В этом каркасе присутствуют две топологически разные полости A и B, занимаемые катионами Na и K соответственно. При расчете формулы нефелина в изученных образцах был отмечен избыток кремния (больше 4 ф. к.), которое компенсируется наличием вакансий в позиции B по известной схеме: $\square_B + Si^{4+}{}_T \leftrightarrow K^+{}_B + (Al, Fe)^{3+}{}_T$ (Dollase and Warren, 1978; Hayward et al., 2000).

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2022-0019.

Литература

1. Гойчук О. Ф., Лепеха С. В., Коноплёва Н. Г., Цветов Н. С., Савченко Е. Э., Паникоровский Т. Л., Лялина Л. М. Вхождение воды в структуру нефелина из пород Хибинского щелочного массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. Т. 20. С. 330–335.

2. Дорфман М. Д., Икорский С. В., Самойлович М. И., Лебе В. С. О природе включений эгирина в нефелине Хибинского щелочного массива // Труды Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. Вып. 22. 1973. С. 70–80.
3. Иванюк Г. Ю., Горяинов П. М., Пахомовский Я. А., Коноплёва Н. Г., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Калашников А. О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009 392 с.
4. Икорский С. В. Типоморфные особенности состава и структурного состояния нефелина // Геохимия. 1980. № 5. С. 698–710.
5. Костылева-Лабунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман М. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Икорский С. В. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. М.: Наука, 1978. 227 с.
6. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр // Труды Института по изучению Севера. Л. 1928. Вып. 39. С. 76–203.
7. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд. АН СССР, 1963. 247 с.
8. Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива. М.: Изд-во Земля, 1999. 326 с.
9. Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Коноплева Н. Г., Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А. Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2010. Т. 139. № 2. С. 80–91.
10. Balassone G., Beran A., Lueger-Ring K. Variable water content of nepheline from Somma-Vesuvio, Italy // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 52. P. 75–83.
11. Beran A., Rossman G. R. The Water-Content of Nepheline //Mineralogy and Petrology. 1989. V. 40. No 3. P. 235–240.
12. Dollase W. A., Thomas W. M. The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1978. V. 66. P. 311–318.
13. Hamada M., Akasaka M., Ohfuji H. Crystal chemistry of K-rich nepheline in nephelinite from Hamada, Shimane Prefecture, Japan // Mineralogical Magazine. 2019. V. 83. No 2. P. 239–247.
14. Hayward S. A., Pryde A. K. A., de Dombal R. F., Carpenter M. A., Dove M. T. Rigid Unit Modes in disordered nepheline: a study of a displacive incommensurate phase transition // Physics and Chemistry of Minerals. 2000. V. 27. P. 285–290.
15. Tilley C. E. Nepheline-alkali feldspar parageneses // American Journal of Science. 1954. V. 252. No 2. P. 65–75.
16. Wilkinson J. F. G., Hensel H. D. Nephelines and analcimes in some alkaline igneous rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 118. P. 79–91.
17. Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Pakhomovsky Ya. A., Men’shikov Yu. P. Khibiny. Laplandia Minerals. Apatity. 2005. 468 c

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.014

Щелочно-карбонатные составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований вторичных расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов

А. В. Головин [1], А. А. Тарасов [1, 2], И. С. Шарыгин [3], Е. А. Агашева [1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: avg@igm.nsc.ru; golovinav75@gmail.com
[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
e-mail: tarasov.alexey@igm.nsc.ru
[3] Институт земной коры СО РАН, Иркутск,
e-mail: isharygin@crust.irk.ru

Введение

История изучения вторичных расплавных включений в минералах мантийных ксенолитов из основных и средних магматических пород многочисленных проявлений мира составляет более 50 лет, а результаты этих исследований представлены, по крайней мере, в нескольких сотнях публикациях, в то время как подобные исследования для мантийных ксенолитов из кимберлитов очень редки и стали проводиться совсем недавно (Golovin et al., 2017, 2018, 2020, 2023; Шарыгин и др., 2021; Тарасов и др., 2022; Sharygin et al., 2022). Результаты этих исследований оказались несколько необычными и противоречат «традиционной» парадигме об ультраосновных, обогащенных водой составах кимберлитовых расплавов. Обобщение новых концепций, полученных на основании этих результатов ставят ряд фундаментальных вопросов в отношении петрогенезиса кимберлитов, в том числе: (1) о первоначальных концентрациях натрия и калия как в кимберлитовых расплавах, так и в породах, которые «традиционно» считаются очень низкими; (2) о составе и соотношении летучих компонентов в кимберлитовых магмах, а именно о первоначальных содержаниях не только CO_2, но и таких компонентов, как Cl_2, SO_3 и H_2O; (3) о первично-магматической минеральной ассоциации кимберлитовых пород, которая в результате серпентинизации, за исключением слюд, теряет подавляющую часть щелочесодержащих минералов.

Объекты исследований

В данной работе обобщаются результаты исследований мантийных ксенолитов из четырех кимберлитовых проявлений трех кратонов. Ксенолит из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Кольский кратон) является зернистым шпинель-гранатовым лерцолитом. Ксенолиты гранатовых лерцолитов и гарцбургитов из кимберлитовых трубок Удачная-Восточная и Комсомольская-Магнитная (Сибирский кратон), а также кимберлитовой трубки Бултфонтейн (кратон Каапвааль) относятся к так называемому деформированному структурному типу мантийных пород.

Методы исследований

Ассоциации дочерних минералов из раскристаллизованных расплавных включений исследовались методом КР-спектроскопии с помощью спектрометров Horiba Jobin Yvon LabRAM и спектрометра WITec alpha 300R, в том числе с использованием методики Раман-картирования. Изображения в отраженных электронах (BSE) выведенных на поверхность расплавных включений, карты распределения элементов в них, химические анализы дочерних минералов, а также валовые химические анализы включений получены на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA3 LMU.

Результаты исследований

Породообразующие зерна оливина всех изученных ксенолитов содержат залеченные трещины, в которых находятся группы вторичных расплавных включений. Форма включений разнообразная: каплевидная, удлиненно-овальная, неправильная, амебообразная, полуограненная. Размер включений варьирует от первых до 100 мкм. Фазовый состав расплавных включений – пузырек усадки + дочерние минералы (размером от 5 до 20 мкм) ± тонкораскристаллизованный агрегат (размер зерен ≤ 2 мкм).

Набор дочерних минералов из расплавных включений весьма разнообразен, составляет более 40 минеральных видов и включает карбонаты, карбонаты с дополнительными анионами, сульфаты, фосфаты, сульфиды, галогениды, оксиды и силикаты (рис. 1, табл. 1). В расплавных включениях обнаружены практически все минералы, характерные для магматического этапа кристаллизации кимберлитов, которые встречаются в матриксе пород. К ним относятся флогопит, тетраферрифлогопит, оливин, монтичеллит, шпинелиды, перовскит, ильменит, рутил, кальцит, доломит, апатит, сульфиды. С другой стороны, расплавные включения содержат экзотические для кимберлитов Na-K-Ca-Mg-содержащие карбонаты: ньеререит, шортит, грегориит, эйтелит; Na-Mg- и Na-карбонаты с дополнительными анионами Cl^-, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}: нортупит, брэдлиит, тихит и беркеит; щелочные сульфаты: афтиталит, арканит, тенардит, глауберит; хлориды: галит и сильвин (рис. 1, табл. 1).

В целом, очевидно, что минеральные ассоциации в раскристаллизованных включениях расплава из оливина мантийных ксенолитов из кимберлитов всех четырех кимберлитовых трубок, располагающихся на территории трех разных кратонов фактически идентичны по основным минералам (рис. 1, табл. 1). Разница в минеральном составе расплавных включений из ксенолитов отдельных кимберлитовых тел заключается лишь в присутствии/отсутствии тех или иных второстепенных/акцессорных минералов, что может быть обусловлено просто статистикой проведенных исследований по определенному геологическому объекту.

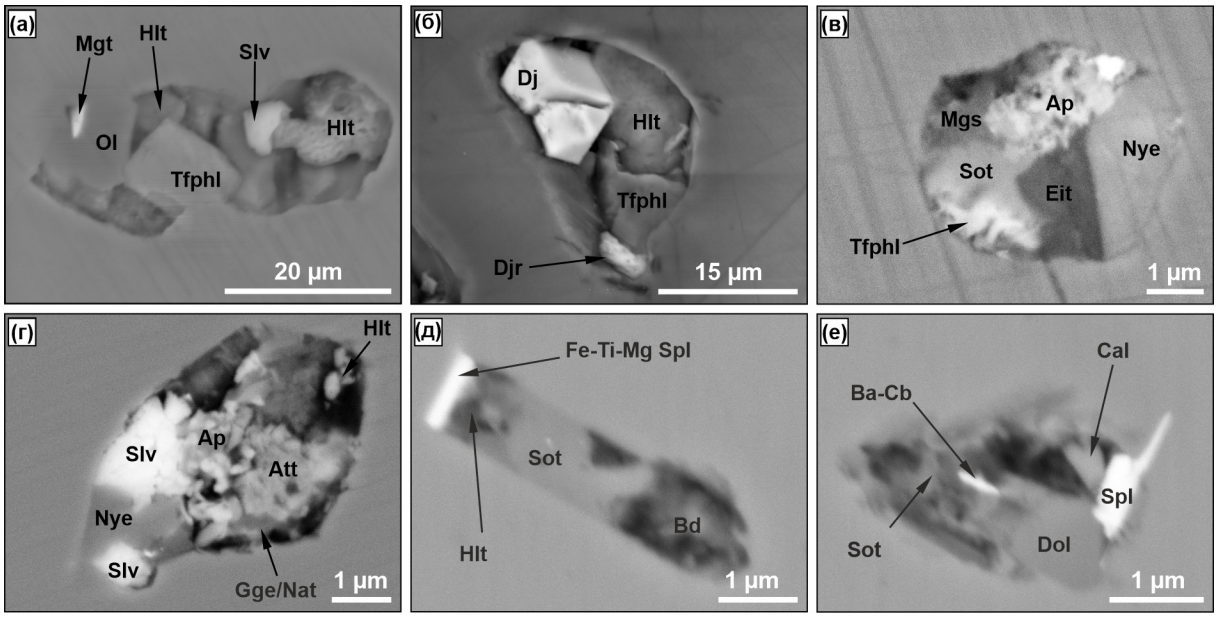


Рис. 1. BSE-изображения ассоциаций дочерних минералов в индивидуальных вскрытых расплавных включениях в оливинах мантийных ксенолитов. (а–б) в оливинах из трубки Удачная-Восточная; (в–г) в оливинах из трубки Бултфонтейн; (д–е) в оливинах из трубки им. В. Гриба. Аббревиатура минералов приведена согласно табл. 1

Таблица 1. Минеральные ассоциации вторичных раскристаллизованных расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из различных кимберлитов мира

Кимберлитовая трубка, кратон, возраст (млн лет)			**им. В. Гриба,** Кольский, 376 ± 3	**Удачная-Восточная,** Сибирский, 363–367	**Комсомольская-Магнитная,** Сибирский, 334–402	**Бултфонтейн,** Каапвааль, 81–92
Тип ксенолитов, глубина* (км)			зернистый 101 км	деформированные 179–227 км	деформированные 198–208 км	деформированные 112–152 км
Минерал	**Формула**	**Символ**				
Карбонаты						
Ньеререит	$(Na,K)_2Ca(CO_3)_2$	Nye	●	●	●	●
Шортит	$Na_2Ca_2(CO_3)_3$	Sot	●	●	●	●
Грегориит/натрит	$(Na,K,Ca)_2CO_3$	Gge/Nat	●			●
Эйтелит	$Na_2Mg(CO_3)_2$	Eit	●	●	●	●
Брэдлиит	$Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$	Bd	●	●		●
Нортупит	$Na_3Mg(CO_3)_2Cl$	Nup	●	●		●
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	Dol	●	●	●	●
Беркеит	$Na_6CO_3(SO_4)_2$	Bke	●	●	●	●
Тихит	$Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$	Tyc		●	●	●
Кальцит	$CaCO_3$	Cal	●	●	●?**	●
Арагонит	$CaCO_3$	Arg		●	●?**	
Магнезит	$MgCO_3$	Mgs	●	●	●	●
Ba-карбонат		Ba-Cb	●			●
Сульфаты						
Афтиталит	$K_3Na(SO_4)_2$	Att	●	●	●	●
Арканит	K_2SO_4	Arc	●			●
Глауберит	$Na_2Ca(SO_4)_2$	Glb				●
Тенардит	Na_2SO_4	Thn			●	●
Фосфаты						
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Ap	●	●	●	●
Сульфиды						
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	Pyh	●?***	●	●	
Пентландит	$(Fe,Ni)_9S_8$	Pn	●?***	●		
Джерфишерит	$K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$	Djr		●	●	
Расвумит	KFe_3S_4	Rsv		●		
Хизлевудит	Ni_3S_2	Hzl				●
Хлориды						
Сильвин	KCl	Slv	●	●	●	●
Галит	NaCl	Hlt	●	●	●	●
Хлормагнезит	$MgCl_2$	Cmgs		●		
Оксиды						
Рутил	TiO_2	Rt		●		●
Перовскит	$CaTiO_3$	Prv		●		●
Ильменит	$FeTiO_3$	Ilm		●		●
Хромит	$(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$	Chr		●		

Продолжение таблицы 1

Кимберлитовая трубка, кратон, возраст (млн лет)			**им. В. Гриба**, Кольский, 376±3	**Удачная-Восточная**, Сибирский, 363–367	**Комсомольская-Магнитная**, Сибирский, 334–402	**Бултфонтейн,** Каапвааль, 81–92
Тип ксенолитов, глубина* (км)			зернистый 101 км	деформированные 179–227 км	деформированные 198–208 км	деформированные 112–152 км
Минерал	**Формула**	**Символ**				
Fe-Ti-Mg шпинелид	$(Fe,Mg)(Fe,Al,Ti)_2O_4$	Fe-Ti-Mg Spl	●	●	●	●
Магнетит	$FeFe_2O_4$	Mag	●	●	●	●
Силикаты						
Флогопит	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Phl		●	●	●
Тетраферри-флогопит	$KMg_3FeSi_3O_{10}(OH)_2$	Tfphl	●	●	●	●
Оливин	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Ol		●	●	
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	Di		●	●	
Содалит	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$	Sdl		●		
Рихтерит	$Na_2Ca(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Rct		●		●
Монтичеллит	$CaMgSiO_4$	Mtc			●	
Серпентин	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Srp	●			●
Литература			Golovin et al., 2023	Golovin et al., 2017, 2018, 2020	Шарыгин и др., 2021	Sharygin et al., 2022; Тарасов и др., 2022

Примечание. * – глубина последнего минерального равновесия; ●?** – полиморфная разновидность $CaCO_3$ карбоната однозначно не идентифицирована; ●?*** – Fe-Ni сульфиды были установлены в расплавных включениях, но конкретный минеральный вид идентифицирован не был.

Объемные содержания карбонатов во включениях по разным методическим подходам (Раман-картирование и пересчеты по BSE фотографиям) составляют от минимум 62 об. % до 77 об. % для всех типов ксенолитов (табл. 1) из разных кимберлитовых трубок. Исходя из количества Na-содержащих минералов, включения имеют скорее Na-спецификацию, чем K или Ca. Предварительно рассчитанное атомное соотношение Na:K:Ca в веществе включений составляет ~ 2.2:1.2:1 для ксенолитов из трубки Удачная-Восточная, 1.2:1.1:1.0 для ксенолитов из трубки Бултфонтейн и 4.7:1:5.7 для ксенолита из трубки им. В. Гриба.

Обсуждение результатов

С нашей точки зрения, все включения в оливинах разнообразных мантийных ксенолитов из представленных выше кимберлитовых проявлений генетически связаны

с кимберлитовым магматизмом, который в короткий промежуток времени после образования включений, сформировал соответствующие кимберлитовые тела.

Для ксенолитов деформированных перидотитов возможны только две модели образования вторичных расплавных включений в породообразующих минералах, и обе модели связаны с кимберлитовым магматизмом. Некоторые особенности микроструктур деформированных перидотитов свидетельствуют о том, что пластические деформации первоначально зернистых мантийных пород произошли незадолго до их попадания в кимберлитовую магму, включения же однозначно формировались в трещинах оливинов порфирокластов и необластов уже после таких деформаций (Golovin et al., 2018, 2020). Образование трещин в минералах мантийных ксенолитов и инфильтрация жидкостей в эти трещины могли происходить либо *in-situ* в мантии незадолго до захвата ксенолитов кимберлитовой магмой, либо в короткий промежуток времени после попадания ксенолитов в кимберлитовую магму. Согласно первой модели, незадолго до начала движения кимберлитовых расплавов способом гидроразрыва часть кимберлитовых жидкостей из источника генерации начинает просачиваться через мантийные породы, что может приводить к образованию вторичных расплавных включений в минералах ксенолитов.

Поскольку, как считается, мантийный деформированный тип пород является одним из наиболее глубинных и располагается в мантийном разрезе вблизи границы литосферы с астеносферой (вблизи источника генерации кимберлитовых расплавов), состав этих вторичных расплавных включений по первой модели, может отвечать составу незначительно проэволюционировавших первичных кимберлитовых жидкостей и, таким образом, соответствовать составу примитивных кимберлитовых расплавов.

Согласно второй модели, образование вторичных расплавных включений происходит из-за декомпрессионного растрескивания минералов мантийных ксенолитов. Численное моделирование показывает, что растрескивание оливина может происходить через 17–19 км после попадания ксенолита в кимберлитовую магму (Brett et al., 2015). Вторая модель, с нашей точки зрения, подразумевает, что состав вторичных расплавных включений также может соответствовать примитивным кимберлитовым жидкостям, поскольку кимберлитовая магма еще не успевает на дистанции 20–50 км от источника как захватить, так и растворить значительное количество ксеногенных силикатов. Независимым подтверждением мантийного высокобарического формирования включений так же является присутствие в виде дочерней фазы внутри включений в оливинах наиболее высокобарических и глубинных ксенолитов из трубки Удачная-Восточная высокобарического полиморфа $CaCO_3$ – арагонита (табл. 1, Golovin et al., 2018, 2020; Головин, Каменецкий, 2023). О генетической связи расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов и кимберлитового магматизма так же свидетельствует идентичность минеральных дочерних ассоциаций во вторичных включениях расплава из ксенолитов и в псевдовторичных, первичных включений в породообразующих минералах кимберлитов (Головин, Каменецкий, 2023). Так же о коротком пребывании при мантийных P-T-параметрах вторичных включений в минералах мантийных ксенолитов свидетельствует форма включений, которые не имеют отрицательной огранки содержащих их оливинов. При длительных временах при мантийных условиях хаотичные формы включений должны были приобрести отрицательную огранку вмещающего оливина. Различие состава между оливином-хозяином и оливином, залечивающим трещины (неоднородности химического состава оливина) тоже не могут существовать значительное время при P-T-параметрах литосферной мантии. Моделирование диффузии между оливином-хозяином и оливином, залечивающим трещины, показало, что время, в течение которого две генерации оливина перестали бы различаться по химическому составу составляет менее 1 года.

Заключение

Результаты исследований расплавных включений из оливинов мантийных ксенолитов четырех кимберлитовых проявлений мира показали, что все эти включения обогащены Na_2O, K_2O, CaO, CO_2, Cl_2, имеют умеренное содержание MgO и существенно обеднены $SiO_2 \leq 10$ мас. % и $H_2O \leq 0.5$ мас. % относительно валового состава кимберлитов. Это указывает на то, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали только в пределах Na-K-Ca-Mg-Cl-карбонатных составов, то есть Cl-S-P-обогащенные щелочно-карбонатные жидкости играли очень важную роль на разных стадиях кимберлитового магматизма. Серпентинизация кимберлитовых пород водосодержащими флюидами немагматического происхождения приводит к разрушению первично магматических щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов, которые играли существенную роль в минералогии кимберлитов.

Проведенные исследования показывают, что щелочно-карбонатные расплавы намного более широко распространены в мантии Земли древних кратонов, чем считалось ранее и могут быть эффективными метасоматическими агентами в литосферной мантии, активно участвуя во многих процессах ее эволюции, а также играть существенную роль в цикле углерода Земли. Более того, многими предыдущими исследованиями установлено, что эти жидкости играли существенную роль в кристаллизации литосферных и сублитосферных алмазов.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 20-77-10018.

Литература

1. Головин А. В., Каменецкий В. С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов // Петрология. 2023. Т. 31. № 2. С. 115–152. https://doi.org/10.31857/S0869590323020036.
2. Тарасов А. А., Головин А. В., Шарыгин И. С. Щелочесодержащие минералы из расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Бултфонтейн (кратон Каапвааль): свидетельство высоких концентраций щелочей в кимберлитовых расплавах // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13 (4). https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0662.
3. Шарыгин И. С., Головин А. В., Дымшиц А. М., Калугина А. Д., Соловьев К. А., Мальковец В. Г., Похиленко Н. П. Реликты глубинного щелочно-карбонатитового расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 51–57. https://doi.org/10.31857/S2686739721100145.
4. Brett R. C., Russell J. K., Andrews G. D. M., Jones T. J. The ascent of kimberlite: Insights from olivine // EPSL. 2015. V. 424. P. 119–131. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.024.
5. Golovin A. V., Sharygin I. S., Korsakov A. V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachnaya-East kimberlite // Chemical Geology. 2017. V. 455. P. 357–375. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.036.
6. Golovin A. V., Sharygin I. S., Kamenetsky V. S., Korsakov A. V., Yaxley G. M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.02.016.
7. Golovin A. V., Sharygin I. S., Korsakov A. V., Kamenetsky V. S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // Journal of Raman Spectroscopy. 2020. V. 51 (9). P. 1849–1867. https://doi.org/10.1002/jrs.5701.

8. Golovin A. V., Tarasov A. A., Agasheva E. V. Mineral assemblage of olivine-hosted melt inclusions in a mantle xenolith from V.Grib kimberlite pipe: direct evidence for the presence of an alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath the Baltic super-craton // Minerals. 2023. V. 13. P. 645. https://doi.org/10.3390/min13050645.
9. Sharygin I. S., Golovin A. V., Tarasov A. A., Dymshits A. M., Kovaleva E. Confocal Raman spectroscopic study of melt inclusions in olivine of mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite pipe (Kimberley cluster, South Africa): evidence for alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath Kaapvaal Craton // Journal of Raman Spectroscopy. 2022. V. 53. P. 508–524. https://doi.org/10.1002/jrs.6198.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.015

Геохимические особенности флюоритов карбонатитов Таймыра (озеротаймырский комплекс)

В. О. Горюнова [1, 2], И. Р. Прокопьев [1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск

[2] Новосибирский государственный университет, e-mail: goruynovava@igm.nsc.ru

В 2006–2007 гг. в пределах Центрального и Восточного районов Таймырского полуострова были выявлены карбонатиты (озеротаймырский комплекс) флюидно-эксплозивного и инъекционного типов внедрения. Образование карбонатитов по геохронологическим данным (датировки по циркону (Петров и др., 2010) и бастнезиту (Prokopyev et.al., 2023) – 238–219 и 246.5 ± 1.9 млн лет, соответственно) близковозрастно тектоно-магматической активности Сибирского плюма на рубеже перми-триаса на Сибирском кратоне, однако вопрос о генезисе этих пород до сих пор остается дискуссионным и требует дополнительных исследований.

В данной работе показаны особенности геохимических характеристик флюорита из карбонатитов двух районов полуострова Таймыр – Центрального (Верхнекыйдинский массив) и Восточного (Подкаменно-Кульдимское поле). Образцы были изучены методами микрорентгеноспектрального анализа, сканирующей электронной микроскопии, а также LA ICP-MS.

Карбонатиты характеризуются порфировыми, брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и массивными текстурами и средне-мелкозернистыми структурами. Минеральный состав представлен основными первичными минералами в виде кальцита, флюорита, барита, бастнезита-(Ce). Набор второстепенных минералов (5–10 %) для Центрального и Восточного районов включает: фторапатит, магнетит, гематит, монацит-(Ce), паризит-(Ce), флюорит, барит, кварц, кальцит, доломит, пирит, молибденит и доломит, фторапатит, стронцианит, целестин, ильменит, титанит, кварц, хлорит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, соответственно. Акцессорными минералами являются циркон и рутил.

Флюорит ассоциирует с кальцитом и баритом в основной массе породы и представляют собой преимущественно обломки крупных идиоморфных зональных кристаллов, часто остроугольные (рис. 1). Содержание флюорита варьируется от 15 до 40 мас. %.

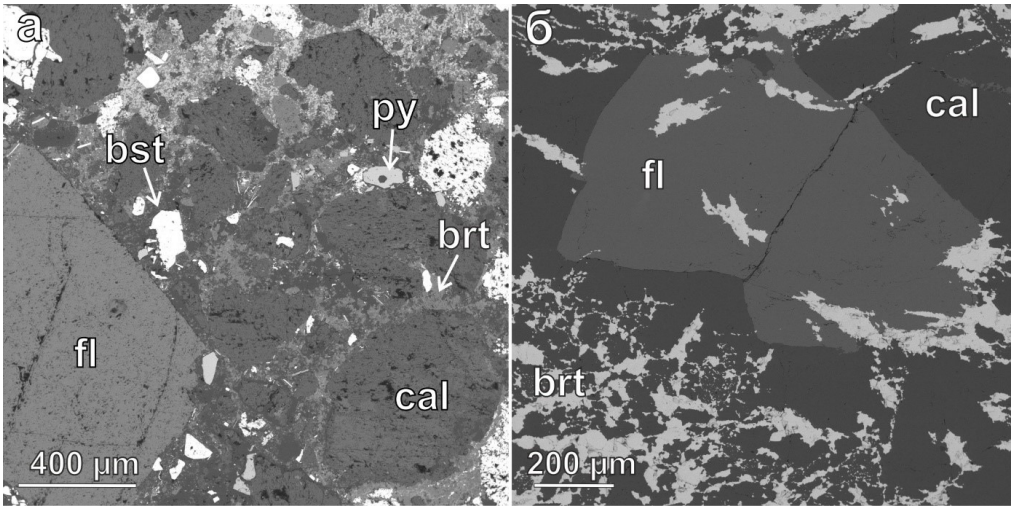


Рис. 1. Минеральная ассоциация флюорита: а – Верхнекыйдинский массив, б – Подкаменно-Кульдимское поле. Фотографии в отраженных электронах

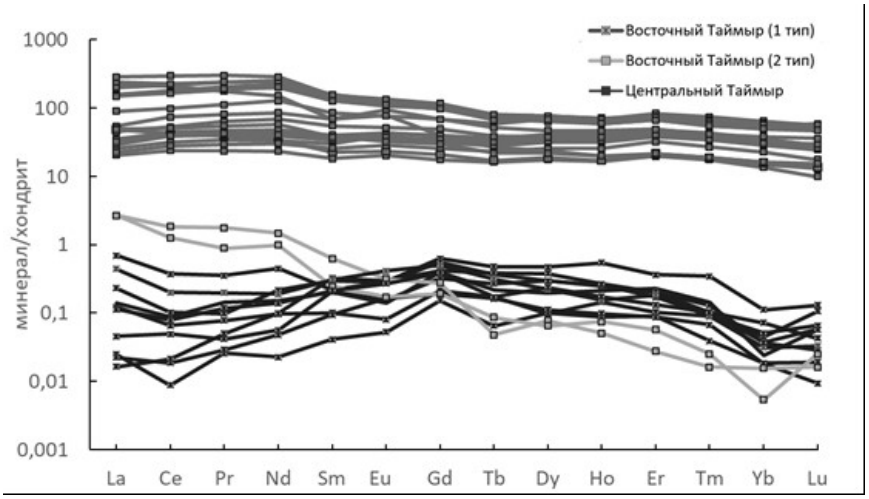


Рис. 2. Состав флюоритов, нормированный на состав хондрита (McDonough and Sun, 1995)

Геохимические характеристики флюоритов показали, что породы Центрального и Восточного районов имеют свои особенности распределения РЗЭ (рис. 2). Флюориту Центрального района свойственно преобладание легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ и их высокое содержание, что является типичным для минерала из карбонатитов. Для второго района флюорит делится на два типа. Первый тип имеет схожую с флюоритом Центрального района конфигурацию распределения РЗЭ, но со значительно низкими их концентрациями. Второй тип имеет признаки осадочного генезиса: слабая отрицательная Ce и Yb аномалии, однако преобладание средних РЗЭ над легкими и тяжелыми РЗЭ позволяют предполагать их нетипичное магматическое происхождение, связанное с взаимодействием с коровой компонентной (Magotra et. al., 2017).

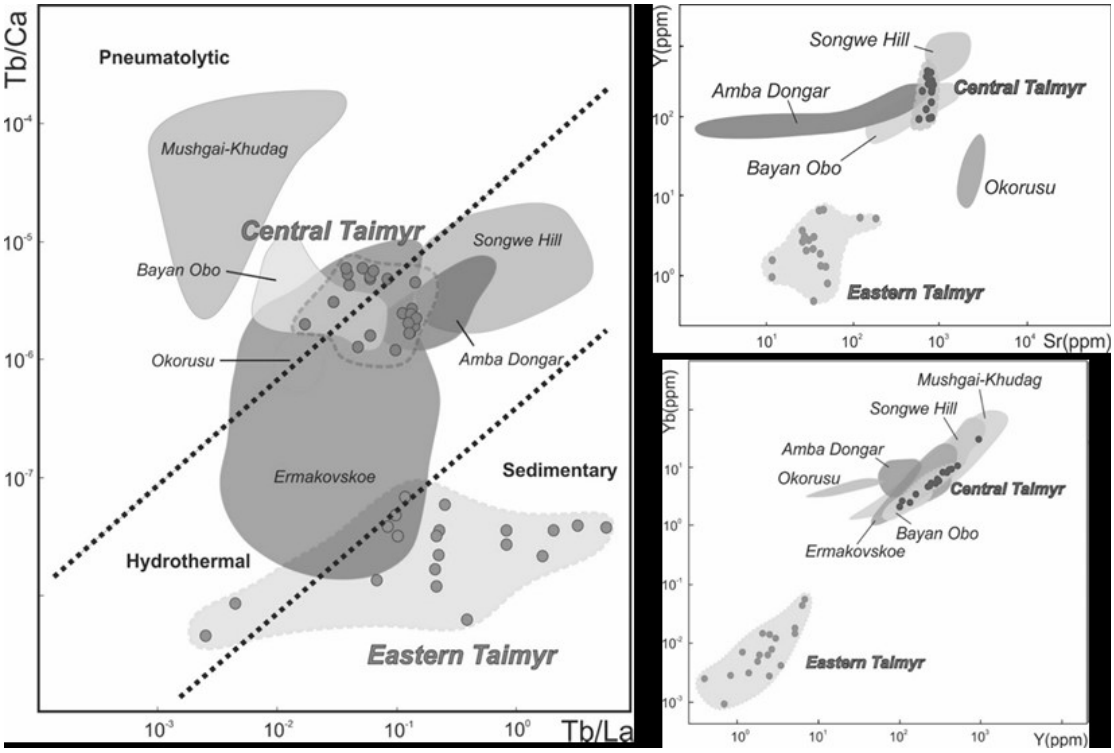


Рис. 3. Диаграмма соотношений Tb/La и Tb/Ca (Möller et al., 1976) в образцах флюорита

В ходе исследования был проведен сравнительный анализ полученных результатов и флюоритов других карбонатитовых комплексов (Мушгай-Худаг, Амба Донгар, Баян Обо, Ермаковское, Сонгве Хилл и Окорусу) и выявлено, что флюориты карбонатитов Озеротаймырского комплекса на диаграмме Tb/Ca-Tb/La попадают в поле локализации флюоритов из типичных карбонатитов мира (рис. 3). Более того, флюориты Подкаменно-Кульдимского поля первого типа попадают в поле «осадочного происхождения», а второго типа – в «гидротермальное» поле, что согласуется с конфигурациями спектров на графиках распределения редкоземельных элементов.

Таким образом, флюориты Центрального и Восточного районов Таймыра имеют схожую минеральную ассоциацию, при этом геохимические исследования показали значительные различия, что может отражать разные условия образования как флюоритов, так и самих карбонатитов.

Благодарности

Минералого-геохимические исследования карбонатитов проведены в рамках гранта РНФ № 19-77-10004-П.

Литература

1. Петров О. В., Проскурнин В. Ф., Багдасаров Э. А., Росинов М. И., Толмачева Е. В., Ларионов А. Н., Бильская И. В., Гавриш А. В., Мозолева И. Н., Петрушков Б. С. О происхождении карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Записки РМО. 2010. № 139. С. 19–36.
2. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Starikova A. E., Yang Y., Goryunova V. O., Tomoshevich N. A., Proskurnin V. F., Saltanov V. A., Kukharenko E. A. Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province. Lithos. 2023. P. 440–441. 14 p. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107045.
3. Magotra R., Namga S., Singh P., Arora N., Srivastava P. K. A new classification scheme of fluorite deposits. Int. J. Geosci. 2017. V. 8. P. 599–610. https://doi.org/10.4236/ijg.2017.84032.
4. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4.
5. Möller P., Parekh P.P., Schneider H.J. The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. 1976. Miner. Deposita 11. P. 111–116. https://doi.org/10.1007/bf00203098.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.016

Горячегорский фоидолитовый плутон – новая глиноземно-благороднометалльная сырьевая база Ачинского глиноземистого гиганта

О. М. Гринёв [1], А. М. Сазонов [2], А. С. Семиряков [1], Л. А. Зырянова [1], Р. О. Гринев [1]

[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, e-mail: tomskgrom@yandex.ru; alexey.semiryakov@mail.ru; jluizazyryanova@mail.ru; adestone@yandex.ru

[2] Сибирский федеральный университет, Красноярск, e-mail: sazonov_am@mail.ru

Введение

В работе крупнейшего глиноземного предприятия России – Ачинского глиноземного комбината (АГК), предстоит важное событие – переход с высокосортных бесполевошпатовых руд уртитов Кия-Шалтырского месторождения на полевошпатовые руды I-II сорта Горячегорского месторождения, требующих предварительного обогащения с удалением высокожелезистой темноцветной и рудной фракции. Кроме удорожания производства сибирского алюминия это сулит экологические издержки в виде накопления значительного количества отходов, кроме белитового шлама, темноцветно-железорудно-сульфидной фракции в количестве 135–180 тыс. т с каждого 1 млн т руд, потребление которых планируется около 5 млн в год.

В этой связи авторы предлагают весьма перспективный выход из этой ситуации, способный минус производства превратить в явный плюс, превышающий планируемые издержки. Речь идет об открытии учеными ТГУ, г. Томск, и СФУ (КИЦМ), г. Красноярск, скрытой благороднометалльной минерализации в нефелиновых породах Кузнецко-Алатауской провинции. При правильной реализации предложения, из хвостов обогащения горячегорских руд теоретически можно извлекать до 10–15 т золота, платиноидов и серебра, что по стоимости приближается к основному производству глинозема.

Для реализации этого предложения требуется провести специализированные дополнительные исследования руд и пород Горячегорского месторождения по схеме, разработанной авторами открытия благороднометалльной специализации нефелиновых руд провинции. Сибирский глинозем и алюминий начинались и всегда сопровождались научными исследованиями, на новом витке истории наука снова готова внести свой весомый вклад в развитие проекта государственной важности.

История изучения нефелиносных плутонов Кузнецко-Алатауской провинции

История изучения нефелиновых пород Южной Сибири (нефелиновая эпопея) началась после выявления И. К. Баженовым на реках Андрюшкина, Береш, Базыр (г. Горячая) крупных скоплений нефелиновых пород. В содружестве с геологом М. М. Грунином в 1936–38 гг. они провели предварительную оценку ресурсов нефелиновых пород, а затем в лаборатории химического факультета ТГУ совместно с А. П. Бунтиным были организованы опыты (1938–1941) по переработке нефелиновых пород на глинозем, цемент, поташ и содопродукты.

Основываясь на крупных запасах нефелинового сырья, профессоры ТГУ И. К. Баженов и А. П. Бунтин предпринимали многочисленные усилия в различных коридорах власти по практической реализации полученных ими разработок. Однако грянувшая ВОВ, а также отсутствие крупного источника электроэнергии в регионе и ряд других событий отложили реализацию предположений профессоров ТГУ, опередивших свое время на 20–30 лет. Но задел их не остался незамеченным.

В 1948 г. Красноярским геологическим управлением была начала разведка наиболее крупного и компактного скопления нефелиновых руд г. Горячей. В 1955 г. началось строительство рудничного поселка Горячегорск, а в окрестностях г. Ачинск на р. Чулым стал возводиться крупнейший Ачинский глиноземный комбинат.

В 1956 г. к поискам нефелиновых руд в смежных к западу районах Мариинской тайги приступило Западно-Сибирское геологическое управление (г. Новокузнецк). И уже в 1957 г. А. М. Прусевичем (по указанию геолога-золотаря С. С. Михайлова) по соседству с Бердовским золотодобывающим рудником были обнаружены крупные элювиальные развалы и обнажения высокосортных руд уртитов по горе Кийский Шалтырь.

Минцветметом принимается решение об ускоренных технологических испытаниях уртитов, а затем и о разведке этих руд. Уже в 1960 г. началось строительство рудника и новой ж/д ветки к нему. В 1969 г. на АГК пошел первый эшелон кия-шалтырских уртитов, а в 1970 г. Ачинский гигант вышел на полную мощность производства – 1 000 000 т глинозема в год из 3–5 млн т уртитов. Горячегорское месторождение и его инфраструктура были законсервированы на 50 лет как резервная сырьевая база.

Проблемы резервной сырьевой базы АГК

Производственные мощности АГК и установленные запасы уртитов Кия-Шалтырского месторождения (на период начала 1970-х гг. около 200 млн т.) свидетельствовали о том, что высокосортной рудой комбинат обеспечен на 40–50 лет. По этой причине возникла проблема создания долгосрочной и желательно высокосортной сырьевой базы АГК. С этой целью в задачи ПГО «Красноярскгеология» и «Запсибгеология» входили поиски и оценка новых и уже известных проявлений нефелиновых пород в регионе в ходе геологической съемки, поисковых работ на перспективных участках, тематических исследований производственными и научными организациями.

Горячегорское месторождение, находясь в резерве, несколько раз подвергалось разведке и доразведке (1957–59, 1960–63 гг.) в связи с недоизученностью петрографического и вещественного состава руд. Несколько раз брались крупнообъемные пробы его руд для технологических испытаний ВАМИ. Параллельно и позднее территориальные ПГО несколько раз организовывали широкомасштабные поиски на нефелин, но аналогов уртитам, кроме небольших проявлений, так и не было установлено.

Последний нефелиновый бум был предпринят в 1980-х гг., в котором самое широкое участие принимал один из авторов настоящей статьи в составе созданной под эти цели научной группы «Нефелин» под руководством проректора по науке ТГУ, профессора М. П. Кортусова. Работы проводились в рамках хоздоговоров с Мартайгинской ГРЭ, Красноярской ГСЭ, Сорской ГРП, Минусинской ГРЭ.

Наиболее ощутимым недостатком этих работ было отсутствие выверенных закономерностей проявления нефелиносного магматизма в регионе, из-за чего поиски проводились в значительной степени наудачу. Это проявлялось, например, в том, что в качестве рудоносного комплекса на территории ПГО «Красноярскгеология» выделялся девонский Гоячегорский комплекс, а на территории ПГО «Запсибгеология» – Кия-Шалтырский комплекс, отличающиеся по набору пород и строению. Существовала довольно парадоксальная ситуация, заключающаяся в том, что в литературе уже фигурировало понятие Кузнецко-Алатауская щелочная провинция, а что она собой представляет, кроме нескольких описанных проявлений и плутонов нефелиновых пород, по сути, было неизвестно.

Учитывая непосредственное участие О. М. Гринёва в полевых работах по поискам, геологической съемке и разведке конкретных объектов М. П. Кортусовым была поставлена задача наработать и обобщить материалы по наиболее ключевым объек-

там провинции, прежде всего Кия-Шалтырскому и Горячегорскому плутонам, а также по ряду новых, но не изученных объектов. Эта работа была завершена к концу 1980-х гг. Итоги ее изложены в диссертации (Гринев, 1990).

Ключом к пониманию нефелиносного интрузивного магматизма провинции стали результаты изучения Белогорского плутона, расположенного в центральной части провинции. Сорской ГРП на массиве был провезен большой объем бурения, горных работ (траншеи, шурфы), что позволило детально изучить итрузив (Гринев, 1987). Состав пород петрогенетической серии интрузива представлен: габбро → тералитами → ийолитами, порфировидными ийолитами → основными фоидолитами → нефелиновыми сиенитами. Основываясь на установленной для дифференцированных плутонов последовательности внедрения интрузивных фаз, Белогорский плутон стал объединяющим звеном петрографических серий Кия-Шалтырского и Горячегорского интрузивов. Кроме дифференцированных тел в провинции установлены плутоны однофазного (недифференцированного) состава, соответствующие отдельным фазам петрогенетических серий названных плутонов. В числе их были исследованы Бархатно-Кийский – лейкогаббровый, Подтайгинский – порфировидных ийолит-уртитов, Урюпский – полевошпат-уртитовый и Учкурюпский – нефелин-сиенитовый. Наряду со сложнодифференцированными плутонами они были выделены в качестве однофазных петротипических плутонов, которые в совокупности отражают «лицо» проявления девонского щелочно-мафит-фоидолит-нефелинсиенитового магматизма Кузнецко-Алатауской провинции.

В размещении плутонов так же были установлены доминирующие закономерности:

1) сложнодифференцированные плутоны размещаются в центральной зоне провинции, а однофазные по периферии;

2) в пределах провинции установлена петрографическая зональность: юг-юго-западная зона представлена Кия-Шалтырским (начальным) петротипом и однофазными плутонами такого же состава: Бархатно-Кийским лейкогаббро и Подтайгинскими порфировидными уртитами; центральная зона – плутонами, близкими по составу с Белогорским петротипом: Университетским, Кургусульским, Медведкинским, Верхнепетропавловским и др.; север-северо-восточная зона представлена Горячегорским плутоном и однофазными плутонами того же состава: Урюпским штоком полевошпатовых ийолит-уртитов и Ново-Урюпским плутоном того же состава, открытым экспедиционными работами авторов в 2018 г.

По правилу приоритета щелочно-мафит-фоидолит-нефелинсиенитовый плутонический комплекс Кузнецко-Алатауской провинции получил наименование Горячегорский. С его выделением обстановка с поиском нефелиновых руд в регионе кардинально изменилась, так как под решение сырьевой проблемы была подведена научная основа, позволяющая прогнозировать открытие новых рудоносных объектов в соответствии с петрографической зональностью провинции и с учетом закономерностей пространственной локализации уже открытых рудоносных плутонов.

Благороднометалльность нефелиновых руд провинции

В начале 1990-х гг. в истории изучения нефелиновых пород региона произошло открытие О. М. Гриневым и А. М. Сазоновым значимых и промышленных концентраций золота, платиноидов и серебра. Наиболее высокие их концентрации характерны для нефелиновых пород петротипов (Гринев, Сазонов, 1996 а-б; 1997; Сазонов, Гринев, 1996; Сазонов и др., 1996; Sazonov et al., 1998; и др.). Оруденение имеет так называемый непроявленный тип.

А. М. Сазоновым и О. М. Гриневым на оборудовании КИЦМа (г. Красноярск) и ТГУ (г. Томск) были проведены исследования по выявлению минералов-носителей благороднометалльного оруденения нефелиновых руд, а также возможности выделения их в концентраты. В составе гравитационных концентратов были установлены более 70 минералов, из которых 40 являются собственно благороднометалльными. Кроме них в концентратах присутствуют сульфиды Fe, Ni, Co, Cu, Zn, а также арсениды и диарсениды Ni, Co, что определяет рудный комплекс как сульфидно-благороднометалльный. Технологические опыты по гравитационно-флотационному обогащению нефелиновых руд показали возможность получения качественных благороднометалльных концентратов, которые после доводки могут подвергаться аффинажу. Результаты этих работ изложены в двух коллективных монографиях (Сазонов и др., 1997 а; 2000), а также в ряде статей (Сазонов и др., 1997 б, 1998, 1999; Гринев, 1999а-б, 2000, 2004; Гринев, Опарин, 2011).

Благороднометалльный потенциал нефелиновых руд Кузнецко-Алатауской провинции получил высокую оценку в трудах национальной программы «Платина России». По материалам А. М. Сазонова и О. М. Гринева в трудах программы была выделена платиносодержащая нефелиновая формация щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых руд, а Кия-Шалтырское и Горячегорское месторождения вошли в перечень первоочередных объектов для доизучения и практического освоения, по уровню значимости уступающие только высокозначимым сульфидно-платинометалльным рудам Норильского, Кольского и Восточно-Саянского регионов (Додин и др., 2000, 2011; Додин, 2004).

Потенциал золото-платиноносности нефелиновых пород Кузнецко-Алатауской провинции рассматривался на многих специальных форумах и получал повышенный интерес (Гринев, Сазонов, 1998; Гринев, 1999 б, 2000, 2001, 2003, 2004; Гринев, Опарин, 2011).

Новая глиноземно-благороднометалльная сырьевая база АГК

Глиноземное сырье. В связи с критическим истощением высокосортных руд уртитов Кия-Шалтырского месторождения «РУСАЛ» приобрел лицензию на Горячегорское месторождение и организует предпромышленную доразведку, технологические испытания руд, разработку проекта рудника и его инфраструктуры, а также строительство обогатительного цеха на территории АГК. Первая руда Горячегорска должна прийти на комбинат в 2028 г.

Горячегорский плутон изучался гр. «Нефелин» начиная с 1980 г. В рамках геологосъемочных (1980–1983) и разведочных (1981–1982) работ по договору с Горячегорской ГСП и Сорской ГРП. Его всестороння характеристика как петротипа и месторождения изложена в работе (Гринев, 1990) и научно-производственных отчетах тех лет. Основные результаты изучения плутона как месторождения заключаются в следующем:

Номенклатура пород плутона, предложенная И. К. Баженовым а затем И. В. Лучицким на ранних этапах разведки нефелиновых руд, к 1980-м гг. явно устарела и не соответствовала новому петрографическому кодексу. К тому же она не всегда соответствовала составу пород и руд. Отражение выделяемых разновидностей на разведочных планах существенно усложняло состав разновидностей руд и фаз плутона.

В новом варианте в пределах плутона выделены три основные интрузивные фазы: 1) плагиоклазовые ийолиты; 2) полевошпатовые уртиты; 3) нефелиновые сиениты фойяитового типа с подфазой либенеритовых сиенитов.

Оконтуривание выделенных фаз в теле плутона позволило классифицировать и отделить от руд гибридные контактово-реакционные образования, возникавшие от воз-

действия фаз внедрения на вмещающие девонские вулканиты базырской свиты и от воздействия поздних фаз внедрения на ранние. Гибридные образования по петрографическому составу не являются нефелиновыми рудами и должны исключаться из контуров рудных тел.

Рудные тела насыщены многочисленными дайками, жилами, а также останцами вмещающих пород, особенно интенсивными в пределах тела полевошпатовых уртитов и нефелиновых сиенитов. По составу они резко контрастируют с рудами и при отработке необходимо их селективное извлечение в отвалы.

Согласно требованиям ВАМИ плагиоклазовые ийолиты по составу занимают промежуточное положение между рудами I и II сортов, полевошпатовые уртиты соответствуют рудам II сорта, а нефелиновые сиениты – рудам III сорта. Либенеритовые сиениты представляют собой полевошпатовое сырье для керамического и стекольного производства и использования в качестве наполнителей красок, лаков и пластмасс.

Благороднометалльное сырье. Нефелиновые руды провинции являются непроявлено благороднометалльными. Выявление их благороднометалльности возможно лишь при определении содержаний Au, МПГ и Ag или при выделении концентратов (гравитационных, флотационных и др.). Для доведения горячегорских нефелиновых руд до кондиционного качества требуется их предварительное обогащение с извлечением темноцветной и рудной составляющей (оливина, пироксенов, оксидов Fe и Ti, сульфидов). Содержание темноцветов составляет от 13.5 до 18 % от объема пород, минералов железа и титана – 2.9–3.1 %., сульфидов – 0.3–0.8 % (Гринев, 1990). Ориентировочно обогащение 1 млн т руды в год дает около 135–180 тыс. т хвостов, сложенных указанными минералами, которые в породах тесно связаны друг с другом. Fe-Ti оксиды в этом количестве хвостов составляют примерно 3900–5400 т, а сульфиды 1625–2250 т сообразно их процентному содержанию. Исходя из минерального состава хвостов целесообразным представляется еще одна перечистка с извлечением оливин-пироксеновой фракции с резким преобладанием в ней пироксенов. Таким образом в итоге двухстадийного обогащения получается Fe-Ti-оксидно-сульфидно-благороднометалльная фракция, концентрирующая в себе максимальное количество сульфидов и благородных металлов.

Для примерной оценки благороднометалльности этого концентрата следует учесть данные по содержанию благородных металлов в нефелиновых рудах, а также в грави- и флотоконцентратов из них (Сазонов и др., 2000). В исходных нефелиновых рудах по данным единичных проб содержание суммы Pt, Pd, Rh, Au, Ag составляет: в плагиоклазовых ийолитах – 0.85 г/т; в полевошпатовых уртитах 0.32–3.1 г/т; в нефелиновых сиенитах 0.97 г/т. Можно полагать, что двухстадийное обогащение первичных хвостов нефелиновых руд заметно увеличит содержание благородных металлов от исходного в нефелиновых рудах. Грубые теоретические оценки говорят о том, что при идеальной извлекаемости из каждого 1 млн т руды можно получать от 1 до 3 т благородных металлов. В реальности, согласно лабораторно-технологическим опытам, проведенным на сертифицированном оборудовании КИЦМиЗ (г. Красноярск) при гравитационно-флотационном обогащении нефелиновых руд г. Горячей получены следующие результаты.

1. В концентратах вибростола, концентратора Кнельсона и суммарном гравиконцентрате установлены содержания: Au – 1.3–11.0 г/т, Pt – 0.01–2.0 г/т, Pd – 0.02–0.2 г/т, Rh – 0.004–1.0 г/т. В объединенном грави- и флотоконцентрате плагиоклазовых ийолитов содержания благородных металлов составляет: Au – 1.65 г/т, Pt – 0.38 г/т, Pd – 0.28 г/т, Rh – 1.2 г/т. То есть при обогащении этим способом основной части товарной руды получается вполне рентабельный концентрат с суммарным их содержанием 5.56 г/т (Сазонов и др., 2000).

Минераграфическими и микрозондовыми исследованиями в гравиконцентратах нефелиновых руд г. Горячей установлены: самородные Au и Ag, электрум, кюстелит, агвиларит, айтенбогардит, полибазит, пирсеит, сплавы Cu-Zn, Cu-Sn, Pb-Sn-Cu, самородные Cu, Bi, Pb, Sn; а также: пирротин, халькопирит, борнит, ковеллин, сфалерит, галенит, арсенопирит, лёллингит, куприт, титаномагнетит, магнетит, барит и др. (Сазонов и др., 2000). Как можно видеть, собственно благороднометалльная фаза представлена самородными Au и Ag, а также их соединениями с S, As, Sb и Se. Платинометалльная минеральная фаза, доминирующая в результатах анализа благородных металлов в рудах, пока не определена, хотя в концентратах и рудах присутствует в полной мере. Это говорит об одном – благороднометалльность горячегорских руд находится в самом начале изучения и ее нужно продолжать, перспективность этого очевидна. Широкие вариации содержания МПГ и Au в породах требуют больших объемов обогащения нефелиновых руд.

Интерес представляет также состав Fe-Ti оксидной фракции горячегорских руд, которая составляет примерно три четверти от концентрата второй стадии обогащения и при необходимости тоже может быть отделена от сульфидно-благорометалльной фракции. Минераграфически в рудах Горячегорского месторождения установлены три генерации магнетита. Первая из них находится в тесном срастании с пироксеном, образуя микрографические структуры; вторая образует каплевидные выделения с включениями сульфидов (пирротина, пентландита), также приуроченные к пироксенам и оливину. И третья генерация образует агрегативные скопления с гематитом, который в той или иной степени замещает первичный магнетит и титаномагнетит. Сульфиды кроме сростков с магнетитом образуют самостоятельные скопления зерен, приуроченных к темноцветам, а также образуют нитевидные прожилки, секущие магнетит и темноцветы.

Микрозондовыми исследованиями (в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) в магнетитах установлены следующие содержания основных компонентов: FeO – 80.51–83.47 %, TiO_2 – 8.6–13.24 %, сумма Al_2O_3, MnO, MgO порядка 4.1 %; в титаномагнетите – ильмените: FeO – 54.0–68.1 %, TiO_2 – 27.74–41.07 %, сумма Al_2O_3, MnO, MgO – 1.9–4.1 %, а также содержит примеси V, Ni, Cr.

Инструментальным нейтронно-активационным анализом (НИИ ЯФ, ТПУ, г. Томск) в магнитной фракции нефелиновых пород-руд г. Горячей установлены (г/т): Rb ~ 100.0; Cs ~ 2.0; Sc – 1.0–1.8; U ~ 2.0; Th – 1.0–3.8; Ba ~ 100; Sr – 150–1220; Ta – 2.2–8.1; Hf – 1.0–10.0; Ga – 15.0–49.6; Co – 17.0–88.0; As ~ 10; Sb ~ 0.5; Au ~ 0.1; Ag ~ 4.0; ∑ HREE – 180–332. Содержания платиноидов не определялись, но предполагаемое минералогическое выражение этих микроэлементов весьма близко к составу концентратов сульфидно-благороднометалльного комплекса Кия-Шалтырских уртитов, который изучен гораздо лучше Горячегорского. Как видим, анализ магнетитовой фракции горячегорских руд подтверждает тесную связь Fe-Ti-оксидной фазы с сульфидно-благороднометалльной. И сама по себе эта фракция весьма интересна.

Заключение

С самого начала нефелиновой эпопеи нефелиновые месторождения региона сопровождались научными исследованиями в силу сложности и специфики их состава и ограниченного распространения по сравнению с другими семействам изверженных пород. Проводимая доразведка Горячегорского месторождения впервые проводится без научного сопровождения. В связи с этим отметим, что среди наиболее критических замечаний ГКЗ при постановке горячегорских руд на баланс в 1960–70-е гг. были: недостаточная их изученность как петрографического, так и вещественного состава; излишняя сложность выделения типов руд, их классификации и номенклатуры, не подтвержденных гео-

логически и петрографически. Без научного сопровождения доразведки месторождение будет трудно вновь избежать этих замечаний.

Мировая тенденция вовлечения в производство руд со все более низкими кондициями и их комплексным освоением только нарастает, и это касается и нефелинового сырья. Открытие скрытой золото-платиноносности нефелиновых руд Кузнецко-Алатауской провинции и организация их попутного извлечения не только соответствует требованиям времени, но и решает многие проблемные вопросы глиноземно-алюминиевого комплекса Южной Сибири и прежде всего рентабельности производства Al_2O_3 и Al. Попутное извлечение благородных металлов из хвостов обогащения нефелиновых руд ни в коей мере не мешает замене кия-шалтырских уртитов на горячегорские полевошпатовые ийолит-уртиты, но кардинально решает проблему утилизации и рационального использования получаемых хвостов с существенным повышением рентабельности работы АГК.

Для горячегорских руд проведены только ограниченные исследования благороднометаллоносности рядовых нефелиновых руд и возможности извлечения Au, Ag и МПГ. Опыт изучения этих вопросов, к примеру, на Кия-Шалтырском месторождении указывает на неоднородное распределение сульфидно-благороднометалльного комплекса в рудных телах с кратными различиями в их содержании. Особенности петрографической зональности нефелиновых руд г. Горячей позволяют предположить, что эти руды также обладают зональным распределением благородных металлов. Обычным опробованием с применением, например, пробирного анализа, их фоновую благороднометалльность оценить не удастся. Для этого требуется специальная методика концентрирования благородных металлов, описанная в работе (Сазонов и др., 2000; и др.). Полученные нами результаты по определению содержаний благородных металлов и их извлечению, а также минералогические подтверждения наличия благородных металлов в рудах и концентратах позволяют нам положительно оценивать перспективы их промышленного производства на базе нефелиновых руд Гоячегорского месторождения.

Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания Минобрнауки РФ № 0721-2020-0041; при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90032) и ООО «НПО ГРИМС».

Литература

1. Гринёв О. М. Геология и петрография Белогорского щелочно-габброидного массива // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск: ТГУ, 1987. С. 43–62.
2. Гринёв О. М. Комплексная переработка нефелиновых руд Мариинской тайги – путь к рентабельному производству алюминия, благородных и редкоземельных металлов на Юге Сибири // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. Вып. 1. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 113–114.
3. Гринёв О. М. Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления Сибирской платформы // Платина России: проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов: сб. науч. тр. М., 2004. Т. 5. С. 380–401.
4. Гринёв О. М., Опарин И. А. Благороднометальная (Au, Pt, Ir, Os, Ru) специализация сульфидов уртитов Кия-Шалтырского плутона (Кузнецкий Алатау) // Платина России: сб. науч. тр. Красноярск, 2011. Т. 7. С. 425-447.
5. Гринёв О. М. Особенности морфотектоники, магмо-рудогеиезиса и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской Платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы Международного семинара и Республиканской школы молодых ученых. Томск: ТГУ, 1999 а. С. 77–88.

6. Гринёв О. М. Потенциал провинций щелочных пород как районов развития золото-платонометального оруденения // Щелочные комплексы Центральной Сибири: сб. науч. тр. Красноярск. 2003. С. 165–176.
7. Гринёв О. М. Провинции щелочных пород как районы комплексных золото-платинометальных руд // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. Вып. 2. Томск: ЦНТИ, 2001. С. 216–226.
8. Гринёв О. М. Программа «Платина Мартайги» как способ организации высокорентабельного редкоземельно-благороднометаллного производства на базе нефелиновых руд // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. Материалы региональной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск: ТГУ, 1999 б. С. 140–147.
9. Гринёв О. М., Сазонов А. М. Кузнецко-Алатауская щелочная провинция – новый золото-платиноносный район Южной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов научной конференции, посвященной 75-летию геологического образования в Томском государственном университете. 1996 а. Томск: ТГУ. С. 105–107.
10. Гринёв О. М., Сазонов А. М. Особенности геохимии, минералогии и проблема извлечения благородных металлов из нефелиновых пород Мариинской тайги // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Труды научно-практической конференции «Перспективы нефтегазоносности слабоизученных комплексов отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты». Томск: НТЛ. 1997. С. 165–172.
11. Гринёв О. М., Сазонов А. М. Тектоника и золото-платиноносность пород щелочных провинций рифтогенных зон обрамления Сибирской платформы // XXX-й Международный геологический конгресс: тезисы докладов. Пекин, 1996 б. Т. 2–4. С. 394.
12. Гринёв О. М., Сазонов А. М. Золото-платиноносность нефелиновых пород Мариинской тайги в связи с проблемой их комплексного использования // Материалы региональной найно-практической конференции. Новокузнецк, 1998. С. 177–182.
13. Гринёв О. М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: автореф. дис. к.г.-м.н. Томск. 1990. 19 с.
14. Додин Д. А., Золоев К. К., Коротеев В. А., Чернышов Н. М. Платина России: состояние и перспективы // Платина России: сб. науч. тр. Т. VII. Красноярск. 2011. С. 12–51.
15. Додин Д. А., Чернышов Н. М. Результаты и направления работ по программе «Платина России» // Платина России. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. 129 с.
16. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометальные месторождения России. СПб: Наука, 2000. 753 с.
17. Сазонов А. М., Гринев О. М., Агафонов Л. В., Шведов Г. И., Звягина Е. А. Минералы благородных металлов в нефелиновых породах Кузнецкого Алатау // ДАН. 1998. Т. 363. № 3. С. 379.
18. Сазонов А. М., Гринёв О. М. Платиносность щелочно-габброидной формации северо-восточной части Кузнецкого Алатау // Отечественная геология. 1996. № 10. С. 15–21.
19. Сазонов А. М., Гринев О. М., Шведов Г. И., Алгебраистова Н. К., Рюмин А. И., Алексеева Е. А., Бухаров В. А. Благороднометальная рудоносность Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 17–24.
20. Сазонов А. М., Гринев О. М., Шведов Г. И., Сотников В. И. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири. Томск: ТПУ, 1997 а. 148 с.
21. Сазонов А. М., Гринев О. М., Агафонов Л. В., Шведов Г. И., Звягина Е. А. Минералы благородных металлов в нефелиновых породах Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Труды научно-практической конференции. Томск: НТЛ, 1997 б. 163–164 с.
22. Сазонов А. М., Леонтьев С. И., Гринев О. М., Звягина Е. А., Чекушин В. С., Бетхер М. Я. Геология и золотоплатиноносность щелочных пород Западной Сибири. Томск, 2000. 248 с.

23. Сазонов А. М., Шведов Г. И., Гринев О. М., Погодаев А. М. Платиноидно-золотоносные нефелиновые фойдолиты Кузнецкого Алатау в связи с проблемой создания нового глобального источника благородных металлов XXI в. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в.: сб. науч. тр. В 2-х кн. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 277–288.
24. Sazonov A. M., Shvedov G. I., Zvyagina E. A., Grinev O. M., Agafonov L. V. Minerals of precious metals in nepheline rocks from Kuznetsk Alatau // Doklady Earth Sciences. 1998. V. 363 A. No 9. P. 1195–1196.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.017

Морфотектоника, геохимия и комагматизм плюм-рифтогенных магматитов Кузнецко-Алатауской щелочной провинции

О. М. Гринёв [1], А. А. Воронцов [2], Р. Р. Адылбаев [1], А. С. Семиряков [1], Р. О. Гринёв [1]
[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, e-mail: tomskgrom@yandex.ru; ruslan_ggf@mail.ru; alexey.semiryakov@mail.ru; jadestone@yandex.ru
[2] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: voront@igc.irk.ru

Введение

В последние несколько десятилетий в сознании геологического сообщества произошли кардинальные изменения, сравнимые по последствиям с результатами внедрения плейт-тектонических воззрений, которыми зачастую не успевают отражаться на государственной картографической основе. В качестве примера рассмотрим эволюцию представлений о геотектонической природе девонского магматизма Алтае-Саянской складчатой области (АССО). В 1970–1980 гг. XX в. этот магматизм рассматривался как результат проявления тектоно-магматической активизации, которая не имеет конкретного геодинамического определения. Но уже в 1980–1990 гг. он стал оцениваться как рифтогенно-континентальный, на основе параллельно разрабатываемых критериев, позволяющих его аттестовать подобным образом. Особая убедительность в этом плане принадлежала, помимо геологических, геохимическим данным, в отношении которых в те годы отмечался явный дефицит (Зубков, 1986; Ярмолюк и др., 1986; Бородин и др., 1987; Врублевский, 1989; Гринев, 1990; Покровский и др., 1991; 1998; и др.). В 1990-х – начале 2000 гг. в рамках АССО предпринимались попытки определить масштабы развития и типы рифтогенных структур и их формационное выполнение. В итоге были выделена трансрегиональная Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирская (Алтае-Саянская) рифтогенно-континентальная система (РКС) (Зубков, 1991; Ярмолюк, Воронцов, 1993; Воронцов, 1994; Парначев и др., 1996; Гринев, 1998; 1999; 2000; 2003; 2004; 2007 а; 2007 б; и др.).

В начале 2000-х гг. с развитием плюмовой проблематики многие установленные на территории России РКС подвергаются дополнительным геохимическим и изотопно-геохимическим исследованиям и переводятся в разряд плюм-рифтогенных образований, а в последние годы определяются как крупные изверженные провинции (КИП), включая и девонский магматизм АССО (Ярмолюк, Коваленко, Кузьмин, 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2010; 2013; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Grinev, 2009; Grinev et al., 2019; Ernst et al., 2020; Vorontsov et al., 2021; и др.). По результатам этих работ девонский Алтае-Саянский палеорифт получил прописку не только в отечественной, но и в зарубежной литературе и получил статус КИП.

В последние годы развитие плюмового направления ориентировано на углубленное изучение структуры, закономерностей проявления, а также определение геохимических характеристик производных плюм-тектоники и генерирующих их мантийных очагов. Определенных успехов в этом плане достигли исследования девонской плюм-рифтогенной системы и ее части – Кузнецко-Алатауской щелочной провинции (КАЩП). Этому и посвящена настоящая статья.

Структурно-тектоническая позиция КАЩП

Наиболее корректно данный параметр может быть определен только с учетом основных типов морфоструктуры плюм-рифтогенной системы АССО. Парагенезис

морфоструктур системы представлен север-северо-западными депрессионными зонами (восточной, осевой, западной) и разделяющими их горстообразными поднятиями – плечами рифта (восточным – Восточно-Саянским и западным – Кузнецко-Алатауским). В осевой депрессионной зоне (Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирской) отчетливо проявлены трансформные (поперечные) разломные зоны, делящие ее на примерно равные сегменты, сопровождающиеся, как и продольные, активным раннедевонским вулканизмом. В современном рельефе эти трансформные зоны представлены в виде хребта Арга, Солгонского кряжа и Тувинского прогиба.

Кузнецко-Алатауская щелочная провинция приурочена к западному горстообразному плечу палеорифта, представленному антиклинорием Кузнецкого Алатау в месте его сопряжения с субширотным Солгонским вулканчиеским поясом (кряжем), который разделеяет между собой Северо-Минусинскую и Назаровскую впадины Минусинского прогиба осевой депрессионной зоны РКС. Следует отметить, что в месте сочленения восточного фланга Солгонского пояса с Агульским грабеном восточной депрессионной зоны палеорифта так же как и в КАЩП развиты нефелиноносные вулканиты – фонолиты и трахиты, и также щелочно-мафитовый плутон г. Черная Сопка. Крмое того, в южном сегменте западного плеча палеорифта, представленного Горно-Шорским горстом, располагается ультракалиевая вулкано-плотоническая ассоциация псевдолейцитовых пород г. Сокол.

Сочленения Солгонского вулканического пояса с западным и восточным обрамляющими поднятиями отдаленно напоминают тройные сочленения палеорифта, к которым приурочены ареалы нефелиноносных магматитов. В свою очередь псевдолейцитовые породы г. Сокол располагаются в области влияния узла пересчения Кузнецко-Алатауского линеамента и субширотного глубинного разлома, ограничивающего южный фланг Южно-Минусинской впадины, который так же подобен тройному сочленению морфоструктур палеорифта. Однако наиболее масштабным тройным сочленением представляется область схождения Тувинского, Делюно-Юстыдского и Уймено-Лебедского прогибов в юго-Восточной части АССО. Эта область, по-видимому, фиксирует голову плюма (Ярмолюк и др., 2000) и располагается в месте наиболее мощной земной коры региона, составляющей по разным оценкам 54–58 км.

Основные черты морфотектоники палеорифта и КАЩП

Щелочная провинция является неотъемлемой частью девонского палеорифта, характеризующего морфотектонику и магматизм его плеч – горстообразных поднятий. Она обладает своим морфоструктурным выражением, проявляющимся на общем фоне формирования РКС морфоструктурами 2–3 порядка.

Основой морфотектонического развития девонского палеорифта принята модель формирования сложнопостроенного тренсрегионального свода, обрушение которого в конце раннего девона сопровождалось приразломным вулканизмом и проседанием прогибов и впадин депрессионных зон, в то время как для обрамляющих плеч наиболее характерно формирование грабенов.

Сводовая модель предлагалась И. В. Лучицким для формирования впадин Минусинского прогиба и его обрамления. Прообразом ее послужила модель образования и обрушения регионального свода Рейнского грабена Г. Клооса. Позднее она была экспериментально подтверждена И. В. Лучицким и П. М. Бондаренко для ряда других рифтов,

и, по нашему мнению, вполне применима для формирования девонского Алтае-Саянского палеорифта (Гринев, 1994; 2007 а; 2007 б).

Магмоконтролирующими морфоструктурами КАЩП являются три долгоживущие субмеридиональные зоны разломов, трассированные ультраосновными, основными и габбро-гранитными интрузивами (R–Є–O), а также купольно-кольцевая морфоструктура с диаметром около 120 км, отрисованная на карте морфоструктур центрального типа России (1995). К активизированным в девоне разломам приурочены Саралинский (Grinev et al., 2020; Гринев и др., 2022), Растайский (Гринев и др., 2023) и Талановский грабены и часть плутонов, прорывающих вулканиты грабенов. Северо-восточный сектор купольно-кольцевой морфоструктуры обрамляет Горячегорское вулканическое плато, а ее внутренняя часть в основном контролирует размещение щелочных плутонов в соответствии с ее зональностью и разломной решеткой. В пределах основной морфоструктуры и ее обрамления откартированы более мелкие кольцевые формы, также контролирующие размещение отдельных магматических тел.

Магматизм провинции

В соответствии с геологическим строением вулкано-тектонических структур КАЩП, взаимоотношениями вулканитов и плутонов, а также геологическим и изотопно-геохимическим характеристикам их возраста для провинции реставрируется следующая схема проявления магматизма:

1. Вулканический этап характеризуется лохковским, пражским и началом эмского веков. При этом вулканиты грабенов коррелируются с вулканитами (снизу вверх) базырской, берешской и ашпанской свит Горячегорского плато, обнаруживая наибольшее сходство с базырской свитой и в меньшей – с берешской, так как имеют заметно меньшую долю модальных нефелиноносных лав (Гринев и др., 2023). В целом для вулканизма характерно три импульса извержений: 1) трахипикробазальт-базальтовый; 2) тефрит-нефелинит-фонолитовый; 3) трахипикробазальтовый, базальтовый, трахиандезибазальтовый.

2. Интрузивный этап характеризуется внедрением дислоцированных плутонов во внутреннюю купольно-кольцевую морфоструктуру и однофазных плутонов по ее периферии. Как правило, плутоны имеют секущие взаимоотношения с вулканитами, иногда формируют вулкано-плутонические ассоциации (например, Урюпский шток). Согласно возрастным датировкам щелочно-мафитовые и фоидолитовые фазы плутонов имеют средне-позднеэмский возраст, а нефелин-сиенитовые – начало эйфеля.

3. Завершающей фазой магматизма провинции является внедрение даек, по петрографическому составу коррелируемых с интрузивными фазами плутонов. Дайки секут интрузивные породы плутонов и выходят далеко за их пределы, образуя протяженные рои (до 10 км). Наиболее насыщенный рой характерен для Горячегорского плутона (рис. 1), возраст которого по бадделеиту определен как ранне-среднеэмский.

Геохимия и комагматизм магматитов провинции

Современные методики определения основных характеристик магматических образований проводятся в основном на аналитической базе РФА/ICP-AES и ICP-MS и совокупности дискриминантных диаграмм, разработанных для магматитов эталонных геодинамических обстановок и их магматических комплексов. В случае с КАЩП совокупность этих диаграмм изображена на рисунке 2. Кратко основные выводы можно сформулировать из анализа этих диаграмм.

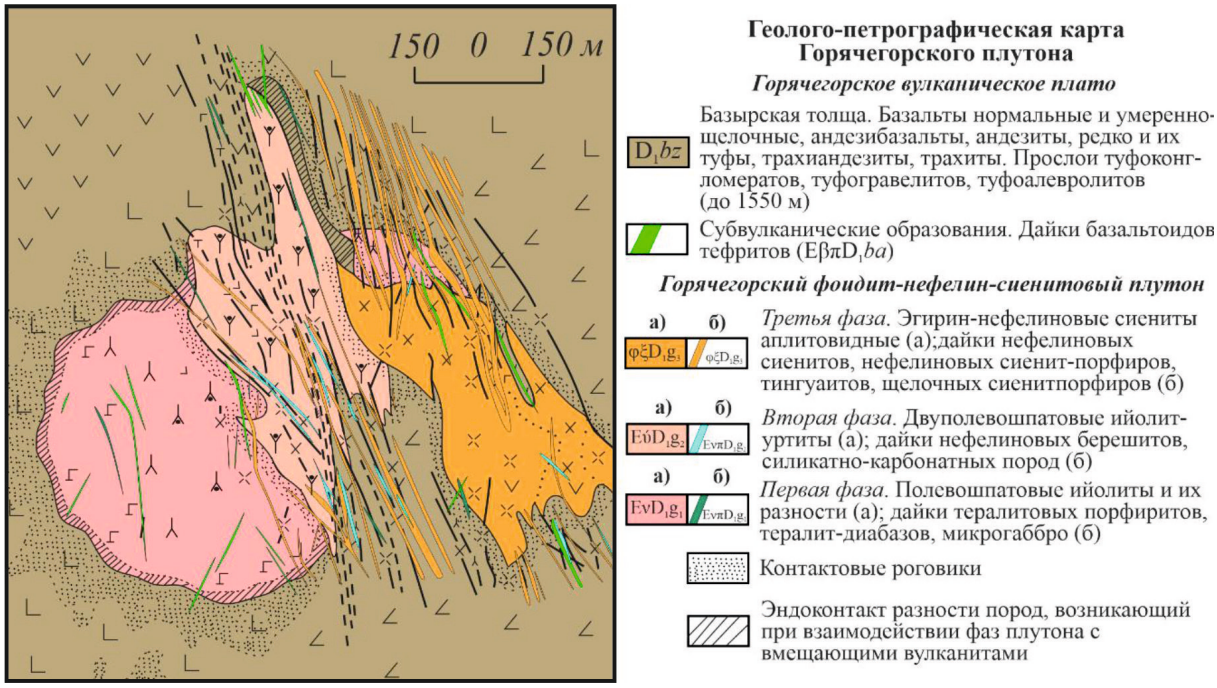


Рис. 1. Геолого-петрографическая карта Горячегорского плутона. Составитель: О. М. Гринев (1990) по материалам В. Г. Михайлов, 1962

Магматиты провинции обладают явными чертами комагматичности (рис. 2). Они формировались в условиях внутриплитной плюм-рифтогенной обстановки под влиянием тепла и флюидов плюма, что выразилось в их специализации на Al_2O_3, CaO, $\sum Fe_2O_3$, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, а также Cs, Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Zr, РЗЭ, характерных для рифтовых зон.

Протолит первичных трахипикробазальтовых расплавов OIB-типа оценивается как шпинелевый и гранат-шпинелевый лерцолит с 3–10 % объемным плавлением (рис. 2 в). Эволюция расплавов шла по законам фракционной дифференциации, которые на разных глубинах с участием флюидов взаимодействовали с гетерогенной метасоматизированной мантией (PM, EM2, E-MORB, N-MORB, IAB) и земной корой.

Согласно предложенной геохимической классификации плюмов (Pears et al., 2021) магматиты провинции имеют явную плюмовую природу. Их мафитовый тренд имеет субгоризонтальное расположение на диаграмме (рис. 2 з) в секторах MORB, OPB, OIB, EM-OIB, подобно океаническим плюмам I типа. Дифференциты первичных магм простираются в IAB и CAB квадрат, характеризующий состав метасоматизированной литосферной мантии, где близки задуговым океаническим базальтам, и частично в зоне взаимодействия с рециклинговой субдуцированной мантией или веществом коры. В этом тренде они относятся к плюму IIIab типа (плутоны провинции) и IIIb типу (вулканиты провинции).

По совокупности данных КАЩП представляется нам в качестве своеобразной горячей точкой мантии в пределах плюм-рифтогенной системы.

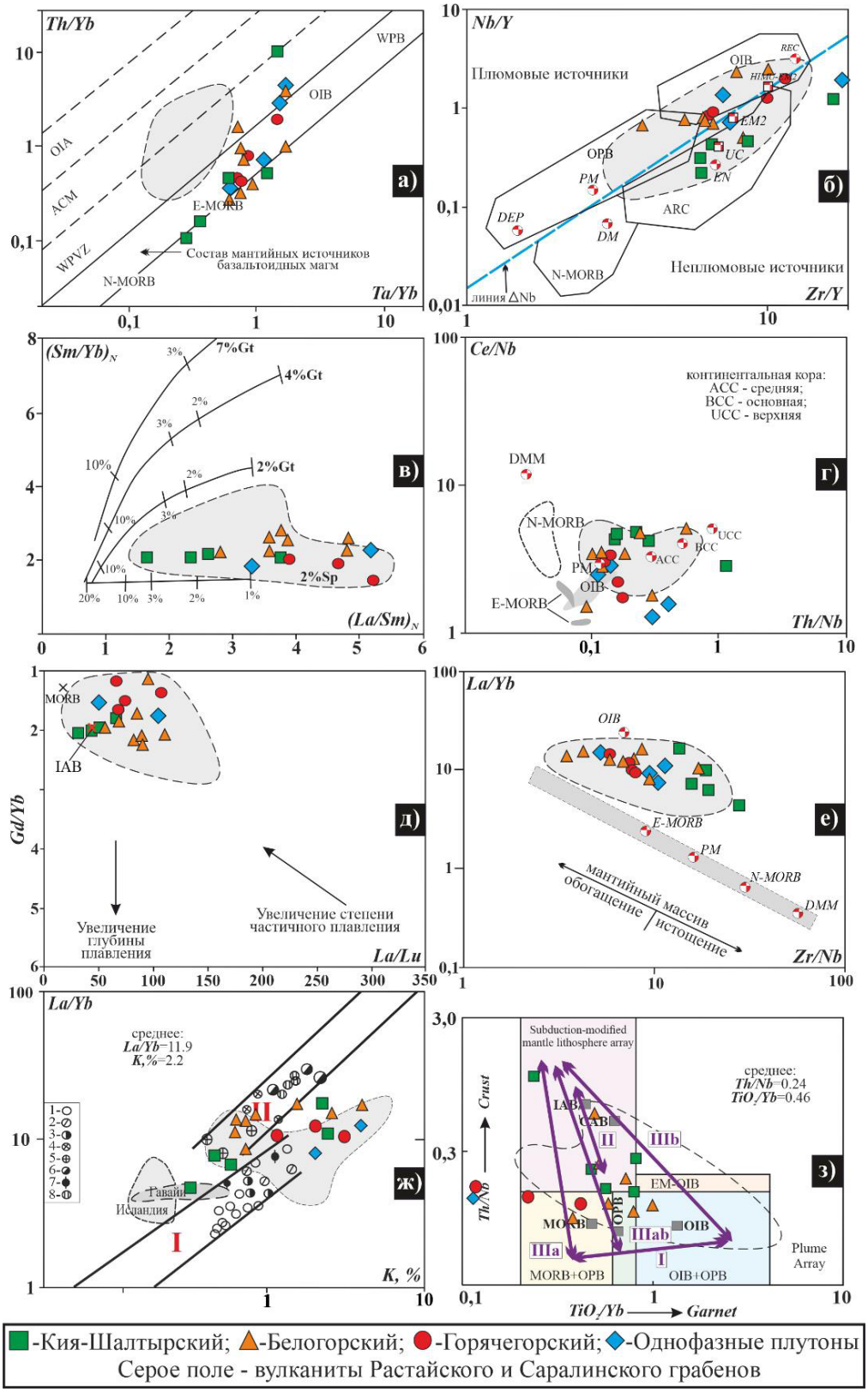


Рис. 2. Источники параметров выплавления и геодинамические обстановки комагматичных вулканитов (серые области) и плутонов КАЩП: а – Th/Yb–Ta/Yb (Gorton et. al., 2000); б – Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005); в – (Sm/Yb)N–(La/Sm)N (Bi et. al., 2015); г – Ce/Nb–Th/Nb (Khanna et. al., 2015); д – Gd/Yb–La/Lu (Boyce et. al., 2015); е – La/Yb–Zr/Nb (Gaoxue et. al., 2014); ж – La/Yb–K (Балашов, 1976); з – Th/Nb–TiO_2/Yb (Pearce et al., 2021).

Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания Минобрнауки РФ № 0721-2020-0041; при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90032) и ООО «НПО ГРИМС».

Литература

1. Бородин Л. С., Попов В. С., Гладких В. С. и др. Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. 238 с.
2. Воронцов А. А. Геология и геохимия ранне-среднедевонских магматических ассоциаций со щелочными породами Северо-Западной Монголии: автореф. дис. к.г.-м.н. Иркутск. 1994. 27 с.
3. Воронцов А. А., Ярмолюк В. В., Федосеев Г. С., Никифоров А. В., Сандимирова Г. П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С 621–634.
4. Воронцов А. А., Федосеев Г. С., Андрющенко С. В. Девонский вулканизм минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.
5. Врублевский В. В. Петрология ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау (на примере Верхнепетропавловского массива): автореф. дис. к.г.-м.н. Москва. 1989. 28 с.
6. Гринёв О. М., Адылбаев Р. Р., Семиряков А. С., Морозова Е. Н. Геолого-петрологические и минералого-геохимические черты девонского вулканизма Растайского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) // Успехи современного естествознания. 2023. № 6. С. 72–81. https://doi.org/10.17513/use.38056.
7. Гринёв О. М., Адылбаев Р. Р., Семиряков А. С., Морозова Е. Н., Гринёв Р. О. Минералого-петрографические особенности бимодальной трахипикробазальт-трахитовой серии вулканитов Саралинского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) // Успехи современного естествознания. 2022. № 6. С. 66–76. https://doi.org/10.17513/use.37843.
8. Гринёв О. М. Концепция континентального рифтогенеза и ее значение для прогноза и поисков полезных ископаемых слабо изученных территорий // Проблемы и пути эффективного освоения минерально-сырьевых ресурсов Сибири и Дальнего Востока: сб. науч. тр. Востокгазпрома. Томск: СТТ, 2000. С. 189–194.
9. Гринёв О. М. Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления Сибирской платформы // Платина России: проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. МРП, РАН. М. 2004. С. 380–401.
10. Гринёв О. М. Морфотектоника рифтогенных систем обрамления Сибирской Платформы и рудоносность их формаций // Щелочные комплексы Центральной Сибири: сб. науч. тр. Красноярск: КО ВМИ РАН, 2003. С. 36–54.
11. Гринёв О. М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии Сибири: сб. статей, посвященный 100-летию со дня рождения В. А. Хахлова. Т. 2. Томск: ТГУ, 1994. С. 237–259.
12. Гринёв О. М. Особенности морфотектоники, магмо-рудогеиезиса и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской Платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы Международного семинара и Республиканской школы молодых ученых. Томск: ТГУ, 1999. С. 77–88.
13. Гринёв О. М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: STT, 2007 а. 434 с.
14. Гринёв О. М. Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы и фундамента Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. 1998. Т. 1. С. 50–55.

15. Гринёв О. М. Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерагения // Вестник ТГУ. 2007 б. № 299. С. 185–193.
16. Гринёв О. М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: автореф. дис. к.г.-м.н. Томск. 1990. 19 с.
17. Зубков В. С. К Сопоставлению щелочно-оливин £азальтойъ5х формаций минусинской системы впадин и байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосиьирск: Наука, 1986. С. 112–133.
18. Зубков В. С. Свидетельства и особенности девонского рифтогенеза Алтае-Саянской складчатой области // Палеовулканизм Сибири. Томск: изд-во Том. ун-та, 1991. С. 49–50.
19. Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
20. Парначев В. П., Вылцан И. А., Макаренко Н. А. и др. Девонские рифтогенные формации Юга Сибири. Томск, 1996. 239 с.
21. Покровский Б. Г., Андреева Е. Д., Врублевский В. В., Гринёв О. М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 259–273.
22. Покровский Б. Г., Врублевский В. В., Гринев О. М. Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // Известия АН СССР. Серия: геологическая. 1991. № 8. С. 81–94.
23. Ярмолюк В. В., Воронцов А. А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника. 1993. № 4. С. 76.
24. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
25. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
26. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Особенности структурной позиции континентальных рифтогенных структур Монголии // Известия АН СССР. Серия: геологическая. 1986. № 9. С. 3.
27. Ernst RE., Rodygin S.A. Grinev O.M. Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises // Global and Planetary Change. 2020. V. 185. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103097.
28. Grinev O. M. Morfogenesis, Magmatism and Minerageny of Sibirian Rift Systems as a Result of Plume-Tectonic Manifestations // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. 2009. P. 119–122.
29. Grinev O. M., Grinev O. R., Adylbaev R. R., Bogorodov A. A. Saralinsky graben-devonian rift of the Kuznetsk-Minusinsk zone, Altai-Sayan folded area // Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin. 2020. P. 43–77. https://doi.org/ 10.1007/978-3-030-29559-2_3.
30. Grinev O. M., Vorontsov A. A., Ernst R. E., Perfilova O. Y. Parameters and classification of the devon riftogenous Altai-Sayansky LIP // Крупные изверженные провинции в истории земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы (КИП-2019). Тезисы 7 международной конференции. Томск: Томский ЦНТИ, 2019. С. 45–46.
31. 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. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068.
32. Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O. Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Research. V. 89. P. 193–219. https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.007.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.018

Минералы группы эвдиалита из карбонатитового массива Одихинча, Маймече-Котуйская щелочная провинция, Красноярский край

Ю. Д. Гриценко [1, 2], В. А. Зайцев [3]

[1]Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Москва, e-mail: ygritsenko@rambler.ru
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва
[3] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва

Введение

Минералы группы эвдиалита (МГЭ) широко распространены в некоторых типах агпаитовых горных пород, а также в их производных, иногда выступают даже в роли породообразующих минералов. МГЭ, прежде всего собственно эвдиалит являются важнейшим редкометальным минералом агпаитовых нефелиновых сиенитов, и перспективным сырьём на Zr, HREE, Y, Nb, Ta. Значительно реже МГЭ встречаются в щелочно-ультраосновных массивах с карбонатитами, таких как Ковдор и Одихинча.

МГЭ обладают сложным и изменчивым составом, что делает их индикаторами условий образования, таким образом, что эволюция их состава записывает эволюцию минералообразующего процесса, которая сопровождается изменением химического состава среды, температуры, окислительно-восстановительных условий, активности флюидов. Особенности структуры и состава эвдиалитов, подробно изложены в целом ряде обзорных работ (Johnson, Grice, 1999; Расцветаева, Чуканов, 2011, и др.), вместе с тем, накопление информации об этих минералах далеко не закончено. Так, необычные высокостронциевые минералов группы эвдиалита были установлены в щелочно-ультраосном массиве Одихинча.

Геологическая обстановка

Массив Одихинча расположен на севере Красноярского края, на территории Таймырского автономного округа, 50 км южнее посёлка Хатанга. Одихинча находится в северной части Сибирской платформы, на склоне Анабарского выступа, входит в состав Маймече-Котуйской щелочной провинции. Здесь расположено более 10 щелочных массивов с карбонатитами, массив Одихинча – второй по величине, его площадь около 56 км^2. Вмещающими породами массива Одихинча являются известняки и доломиты кембрийского и протерозойского возраста (Егоров, 1991). Контакты интрузива с вмещающими породами резкие, субвертикальные. Массив сложен последовательно внедрившимися оливинитами, якупирангитами, мелилитовыми породами, мельтейгитами и ийолитами и жильными породами. Мощность последних не превышает 3 м при длине не более сотни метров. Оливиниты встречаются преимущественно в виде небольших ксенолитов среди ийолитов и якупирангитов-мельтейгитов. Мелилитовые породы (окаиты, турьяиты) образуют два крупных тела в северо-восточной части интрузива. Ийолиты занимают центральную, западную и южную части массива. В центре интрузии преобладают крупнозернистые ийолиты и уртиты, к периферии массива они сменяются средне- и мелкозернистыми ийолитами и мельтейгитами. Жильные образования массива – нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты и меланефелиниты. секут все остальные интрузивные породы массива и тяготеют к его периферическим частям. Мощность жил нефелиновых и щелочных сиенитов не превышает 2 м. Различные породы интрузива также вмещают линзовидные тела (протяженностью до 30 м) и маломощные жилы (мощностью 0.5–1 м) кальцитовых карбонатитов. Широким распространением пользуются мелилит-содержащие пегматоидные жилы ункомпагритового состава (гранат-

мелилит-пироксеновые), турьяитового (гранат-мелилит-пироксен-нефелиновые) и окаитового (гранат-мелилит-нефелиновые) с различным содержанием флогопита, апатита, канкринита и содалита.

Пегматиты с минералами группы эвдиалита

В борту второго правого притока ручья Эбе-Юрях в юго-восточной части массива в 0.5–1 км от контакта с вмещающими доломитами среди мелкозернистых мельтейгитов обнаружены выходы кальцитового карбонатита и двух пегматитовых жил нефелиновых сиенитов, содержащие минералы группы эвдиалита. Контакты между этими жилами не наблюдались, поэтому их возрастные соотношения неясны.

Наиболее крупная пегматитовая жила мощностью 3.5 м вскрыта на склоне ручья 4 канавами в непосредственной близости от выходов кальцитового карбонатита с флогопитом, магнетитом и апатитом.

В пегматите наблюдаются две зоны: мелкозернистая, напоминающая луяврит зона, сложенная нефелин-полевошпат-пектолит-эгириновым агрегатом, с ксеноморфным минералом с составом $Ca_3Sr_2(PO_4)_3F$ (близким к фторкафиту), с пойкилитовыми кристаллами лампрофиллита и сноповидными выделениями м-лов группы ринкита, и крупнокристаллическая зона, сложенная уплощенными кристаллами полевого шпата размером до 1–2 см, находящимися в массе канкринита с подчиненным ксеноморфным ловчорритом, отдельными пластинками лампрофиллита. Минералы группы эвдиалита в этом пегматите представлены крупными (до 1×0.5 см) уплощенными кристаллами светло-коричневого цвета в центральной части пегматита в ассоциации с минералами группы ринкита, эгирином, ортоклазом, и канкринитом. В ряде случаев встречаются ксеноморфные выделения МГЭ, и промежуточные (пойкилитовые) выделения с обильными включениями пироксена.

В хорошо оформленных кристаллах наблюдается сложная зональность: внутренняя часть с контрастной секториальностью окружена зоной близкого состава, но с концентрической зональностью, определяемой очень небольшими колебаниями состава. Обе зоны рассекаются прожилками вторичного МГЭ, выполняющего также стенки вторичных включений (рис. 1 А). Средний состав $Na_{12.0}(Sr_{1.3}Na_{0.9}K_{0.5}Ca_{0.2}Ba_{0.1})(Ca_{5.7}Mn_{0.3})(Fe_{1.6}Mn_{1.4})Zr_{3.1}Ti_{0.1}Nb_{0.7}Si_{25}O_{73}(O,OH)_xCl_{0.6}*nH_2$ близок к точке, являющейся средней между разными конечными членами, таким образом, что разные части одного кристалла

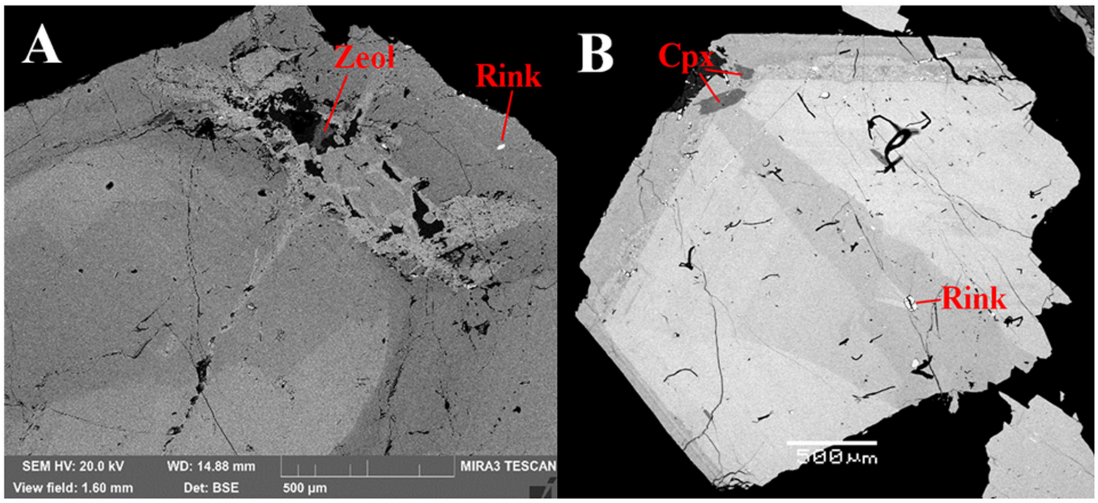


Рис. 1. Зональные кристаллы МГЭ из крупного пегматита нефелиновых сиенитов р. Эбэ-Юрях (правый) и с восточной окраины массива Одихинча. Изображения в обратно-рассеянных электронах

формально принадлежат разным минеральным видам (рис. 3). Это обстоятельство привело к тому, что для описания данной разновидности минералов группы эвдиалита было предложено использовать термин «монохлорный тазекит» в противовес термину «тасекит» sensu stricto (Zaitsev et al., 2002). Обращает на себя внимание, что поздний МГЭ одновременно обогащается стронцием и обедняется Cl, и в этом отношении близок к одихинчаиту, речь о котором пойдёт ниже.

Около восточного края массива в русле безымянного ручья были обнаружены валуны, состоящие из пегматита нефелин-сиенитового состава, содержащие небольшие (3–4 мм) таблитчатые кристаллы тасекита красновато-коричневого цвета. Кристаллы имеют зонально-секториальное строение (рис. 1 В), центральные части в большей степени обогащены Nb и Sr. Средний состав отвечает формуле $Na_{11.9}(Sr_{2.2}K_{0.3}Ca_{0.1})Ca_{6.0}(Fe_{2.2}Mn_{0.8})Zr_{2.5}Ti_{0.3}Nb_{0.6}Si_{25}O_{73}(O,OH)_xCl_{0.7}*nH_2O$. По сравнению с «монохлорным тасекитом» из проявления у ручья Эбе Юрях, данный минерал в большей степени обогащен Fe и Sr, и также обеднен хлором, по сравнению с тасекитом из type locality – щелочного массива Илимауссах.

Маломощная (до 4 см) пегматитовая жила была обнаружена в нескольких выходах протяженностью около полуметра в дне ручья среди мелкозернистых мельтейгитов. Сложена она крупнокристаллическим ортоклазом, альбитом, эгирином, канкринитом. В ней были обнаружены сферолитовые агрегаты одихинчаита (МГЭ) ярко малинового цвета размером до 11 мм, растущие от края пегматитовой жилы к центру (рис. 2). По периферии сферолиты обрастают и частично замещаются тонкозернистым агрегатом катаплеита, часто вместе с анкилитом-(Ce) (Gritsenko et al., 2020).

На изображениях в обратно-рассеяных электронах одихинчаит почти однороден, обнаруживает слабую зональность. Состав, рассчитанный на Si+Al+Nb+Zr+Ti 29 *pfu*, 3, $H_{8,22}Na_{9,97}K_{0.42}Ca_{7.59}Sr_{1.87}Ce_{0.08}La_{0.08}Nd_{0.03}Mn_{2.58}Fe^{2+}_{0.35}Ti_{0.03}Zr_{3.01}Nb_{1.05}Si_{24.87}Cl_{0.65}C_{0.68}O_{82.04}$. Одихинчаит по химическому составу близок к тасекиту, формула конечного члена которого $Na_{12}Sr_3Ca_6Fe^{2+}{}_3Zr_3NbSi(Si_{24}O_{72})(O,OH,H_2O)_4Cl_2$ (Petersen et al., 2004), но отличие от тасекита, в котором в позиции *M*2 преобладает Fe^{2+}, в одихинчаите эта позиция заселена преимущественно Mn^{2+}. Кроме того, в одихинчаите позиция *X*2 преимуществен-

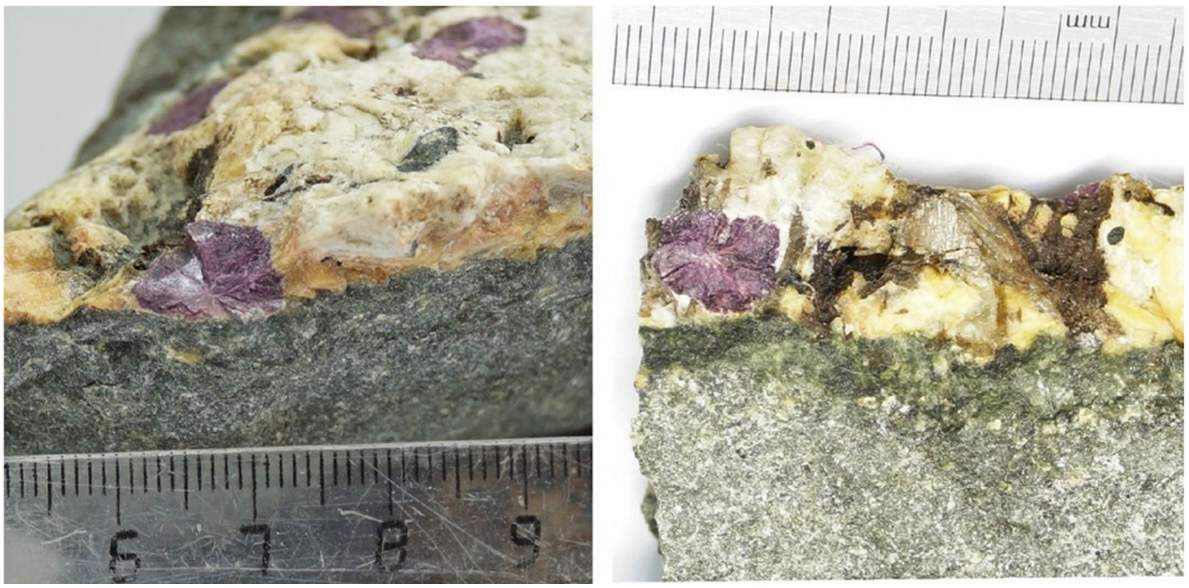


Рис. 2. Сферолиты одихинчаита ярко малинового цвета в нефелин-канкринит-полевошпатовой пегматитовой жиле среди мелкозернистых мельтейгитов. Ручей Эбе-Юрях, Одихинча

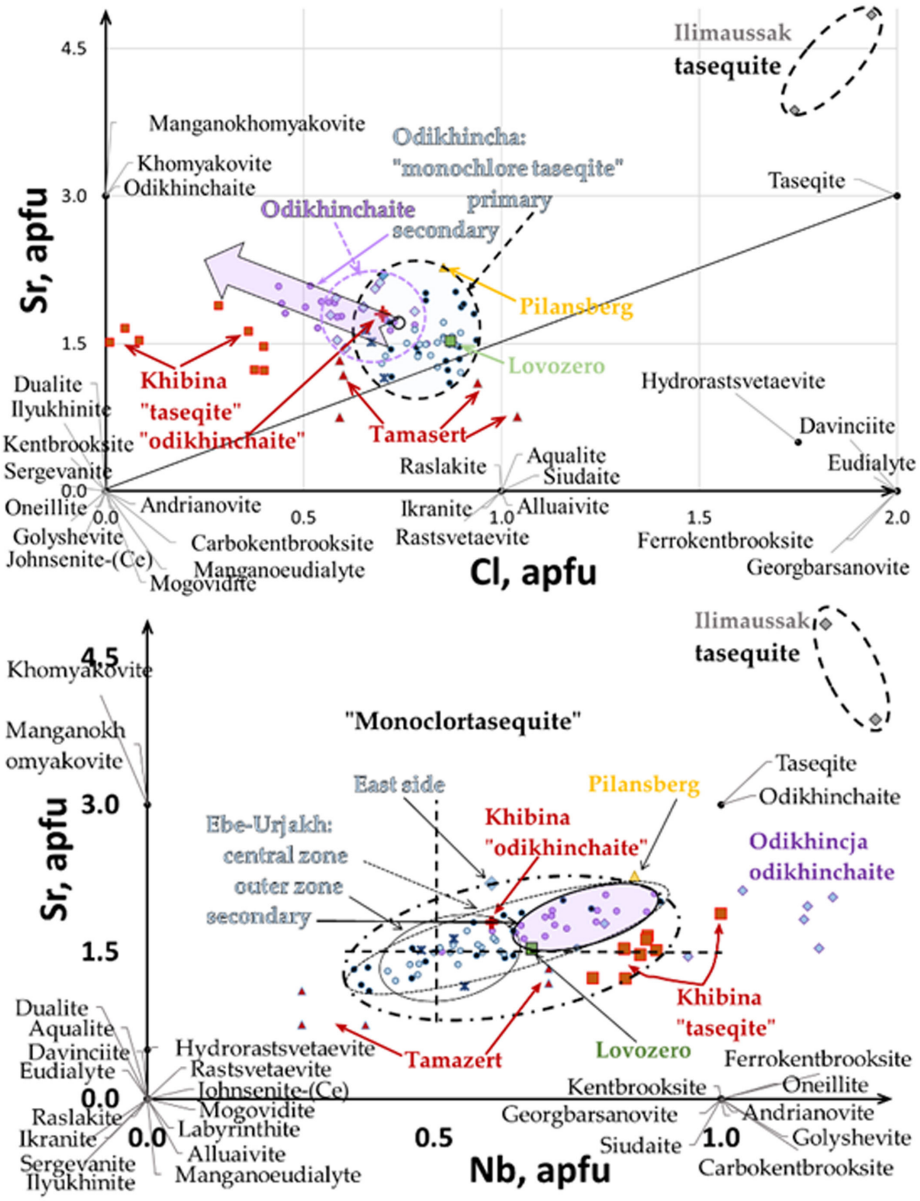


Рис. 3. Вариации состава минералов группы эвдиалита из массива Одихинча в сравнении с другими высокостронциевыми и высокониобиевыми представителями группы

но заселена $(CO_3)^{2-}$(Gritsenko et al., 2020) тогда как в тасеките эта позиция является Cl-доминантной, а позиция *N*5 одихинчаита из Одихинчи преимущественно заселена H_2O в отличие от тазекита, «монохлорного тазекита» и «одихинчаита» из Хибинского массива. Одихинчаит также может рассматриваться как [N_3Sr, $N_5(H_2O)$] аналог карбокентбруксита $(Na, □)_{12}(Na,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(OH)_3(CO_3)$ H_2O (Khomyakov et al., 2003) и как Nb аналог манганхомяковита $Na_{12}Sr_3Ca_6Mn_3Zr_3W(Si_{25}O_{73})(O,OH,H_2O)_3(OH,Cl)_2$ (Johnsen et al., 1999).

Основываясь на геологической позиции, казалось бы, что минералогия пегматитов Одихинчи должна сопоставляться с минералогией таких массивов как Ковдор и Инагли. Однако, в щелочно-ультраосновном карбонатитовом массиве Ковдор в «агпаитовых пегматитах скрещения» развиты высококальциевые представители группы эвдиалита, в том числе также содержащие группу CO_3^{2-}: фекличевит $Na_{11}Ca_9Fe_2Zr_3NbSi_{25}O_{73}(OH,H_2O,Cl,O)_5$, голышевит $Na_{11}Ca_9Fe_2Zr_3NbSi_{25}O_{73}(OH)_3[CO_3]$ *H_2O и моговидит $Na_9(Ca,Na)_6Ca_6$

$(Fe^{3+},Fe^{2+})_2Zr_3Si_{25}O_{72}(CO_3)(OH,H_2O)_4$, тогда как наиболее примечательной особенностью МГЭ из Одихинчи можно назвать высокое содержание стронция и ниобия.

Хотя и стронций и ниобий являются характерными примесями в минералах группы эвдиалита, как правило, их содержание не превышает 0.75 и 0.5 ф. е. соответственно, а богатые этими элементами МГЭ чрезвычайно редки (Shiller et al., 2011). Проведенный обзор показал, что богатые Sr и Nb МГЭ отмечались в массивах Иллимауссах, Пилансберг и Хибины, Ловозеро и Тамазерт, где они сопровождаются минеральной ассоциацией, во многом сходной с минеральной ассоциацией пегматитов массива Одихинча.

Шиллинг с соавторами (2009) предполагали, что генезис высокостронциевых МГЭ Тамазерта определяется воздействием на породы карбонатитового флюида, привносящего Sr, Mn, REE, Y и Nb. Однако, карбонатит, находящийся в непосредственном контакте с исследованным пегматитом, не несёт редкометальной (Nb) минерализации и не содержит признаков высокой активности стронция: содержащийся в нём апатит – содержит от 0.6 до 1 % SrO (Bagdasaryan et al., 2022), тогда как в пегматите обнаруживается высокостронциевый аналог апатита $Sr_2Ca_3(PO_4)_3F$.

Кроме того, находки «монохлортазекитов» и «одихинчаитов» в таких массивах как Хибины, Ловозеро и Пилансберг вне всякой связи с карбонатитами и их отсутствие в Ковдоре и Инагли, где такую связь было бы ожидать супер-логично, свидетельствует о том, что высокостронциевый карбонатный флюид представляет собой закономерный продукт эволюции щелочной магматической системы.

Благодарности

Работа поддержана грантом Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.2021.0018 (соглашение 075-15-2020-802), руководитель акад. Н. С. Бортников.

Литература

1. Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
2. Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В. Принципы кристаллохимической классификации минералов группы эвдиалита // Записки РМО. 2011. Т. 140. № 3. С. 25–39.
3. Bagdasaryan T. E., Thomson S. N., Latyshev A. V. et al. Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions, Tectonophysics. 2021. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229385.
4. Gritsenko Y. D., Chukanov N. V., Aksenov S. M., Pekov I. V., Varlamov D. A., Pautov L. A., Vozchikova S. A., Ksenofontov D. A., Britvin S. N. Odikhinchaite, $Na_9Sr_3[(H_2O)_2Na]Ca_6Mn_3Zr_3NbSi(Si_{24}O_{72})O(OH)_3(CO_3)\bullet H_2O$, a New Eudialyte-Group Mineral from the Odikhincha Intrusion, Taimyr Peninsula, Russia. Minerals. 2020. V. 10. P. 1062.
5. Johnsen O., Grice J. D., Gault R. A. Oneillite: A new Ca-deficient and REE-rich member of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada. Canadian Mineralogist, 1999. V. 37. P. 1111–1117.

Khomyakov A. P., Dusmatov V. D., Ferraris G., Gula A., Ivaldi G. and Nechelyustov G. N. Zirsilite-(Ce), $(Na,\boxed{?})_{12}(Ce,Na)_3Ca_6Mn_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(OH)_3(CO_3)*H_2O$ and carbokent-brooksite, $(Na,\boxed{?})_{12}(Na,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(OH)_3(CO_3)\ H_2O$, two new eudialyte-group minerals from the Dara-i-Pioz alkaline massif, Tajikistan. Zapiski Vserossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva. 2003. V. 132 (5). P. 40–51.

6. Petersen O. V., Johnsen O., Gault R. A., Niedermayr G., Grice J. D. Taseqite, a New Member of the Eudialyte Group from the Ilímaussaq Alkaline Complex, South Greenland. Neues Jahrb. Mineral. Mon. 2004. P. 83–96.

7. Rastsvetaeva R. K., Chukanov N. V., Lisitsin D. V., Voronin M. V., Varlamov D. A. Crystal Structure and Indicatopy Significance of Odikhinchaite from the Khibiny Alkaline Complex. Vestn. Geosci. 2021. V. 4. P. 3–9.
8. Schilling J., Marks M. A. W., Wenzel T., & Markl G. Reconstruction of magmatic to subsolidus processes in an agpaitic system using eudialyte textures and composition: a case study from Tamazeght, Morocco. The Canadian Mineralogist, 2009. V. 47 (2). P. 351–365.
9. Schilling J., Wu F.-Y., McCammon C., Wenzel T., Marks M.A.W., Pfaff K., Jacob D.E., Markl G. The Compositional Variability of Eudialyte-Group Minerals. Mineral. Mag. 2011. V. 75. P. 87–115. doi:10.1180/minmag.2011.075.1.87.
10. Zaitsev V.A., Chukanov N.V., Aksenov S.M. Chlorine-Deficient Analog of Taseqite from Odikhincha Massif (Russia): Genesis and Relation with Other Sr-Rich Eudialyte-Group Minerals. Minerals. 2022. V. 12 (8). P. 1015. https://doi.org/10.3390/min12081015.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.019

Метод «клинопироксеновой» термобарометрии для оценки термального режима литосферной мантии в районе алмазоносных кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Ломоносовская, Архангельская алмазоносная провинция

А. И. Гудимова [1, 3], Л. В. Зырянова [1, 3], А. М. Дымшиц [2], Е. В. Агашева [3]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: a.gudimova@g.nsu.ru

[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск

[3] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: a.gudimova@igm.nsc.ru

Введение

Реконструкция палеогеотерм с использованием методов термобарометрии по составам мантийных ксенолитов и ксенокристов дает возможность не только оценить степень прогрева кратонной литосферной мантии на момент кимберлитового магматизма, но также установить ее мощность и реконструировать положение типов пород в ее разрезе. Данные о термальном режиме литосферной мантии имеют также важное прикладное значение для прогнозирования алмазного потенциала изучаемых объектов и площадей.

В настоящей работе показаны результаты определения термального режима и мощности литосферной мантии в районе алмаз содержащих кимберлитовых трубок им. В. Гриба (высокоалмазоносная, 0.93–1.27 кар/т по (Устинов и др., 2022)) и Ломоносовская (среднеалмазоносная, 0.23–0.67 кар/т) Архангельской алмазоносной провинции (ААП) по оценкам P-T параметров ксенокристов хромдиопсидов с использованием двух программных обеспечений: 1) программа FitPlot (Mather et al., 2011), которая в последнее время широко применяется, в том числе и для Сибирского кратона (Dymshits et al., 2020; Муравьева и др., 2022), но не была использована для Восточно-Европейской платформы, в том числе и для ААП; и 2) программа Geotherm, недавно разработанная к.г.-м.н. Дымшиц А.М. (https://rscf.ru/project/22-77-10073).

Краткая геологическая характеристика

ААП расположена на севере Восточно-Европейской платформы, и на ее территории обнаружено ~ 100 магматических объектов, представленных кимберлитами и родственными щелочно-ультраосновными породами. Кимберлиты ААП по составу разделяются на два минералого-геохимических типа (Кононова и др., 2007): глиноземистый (кимберлиты Золотицкого поля, в том числе кимберлит трубки Ломоносовская) и железотитанистый, включающий в том числе и кимберлит трубки им. В. Гриба. Возраст внедрения алмазоносных кимберлитов составляет от 380±2 до 375±2 млн лет (Ларионова и др., 2016).

Методы

Ксенокристы хромдиопсидов были отобраны из концентрата минералов тяжелой фракции размерностью -1+0.5 мм в количестве 824 зерен из трубки им. В. Гриба и 604 зерен из трубки Ломоносовская. Концентрации главных элементов определялись на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Расчет P-T параметров ксенокристов хромдиопсидов проводился с помощью мономинерального клинопироксенового термобарометра Nimis and Taylor, (2000),

основанного на комбинации термометра En-in-Cpx (точность ±30°C) и барометра Cr-in-Cpx (точность±2.3 кбар), при условии равновесия между хромдиопсидом, энстатитом и гранатом. Данный термобарометр применялся к составам клинопироксенов, являющихся типичными для «кратонных» гранатовых перидотитов согласно классификации Ramsey, Tompkins, (1994) с содержаниями Cr_2O_3 > 0.5 мас. %, Al_2O_3 0 – 4 мас. %. Для получения корректных значений P-T параметров были использованы зерна, состав которых удовлетворяет условиям протокола Ziberna et al., 2016.

Программа FitPlot позволяет реконструировать геотермы по модели Pollack, Chapman (1977) в районе кимберлитовых трубок путем подгонки к моделируемой геотерме набора P-T данных, полученных для мантийных ксенолитов и ксенокристов. Нижняя граница литосферной мантии в программе определяется как пересечение кондуктивной геотермы с адиабатой конвектирующей мантии. Мощности верхней и нижней коры были приняты как 23 и 15 км, теплогенерация 0.76 и 0.32 мкВт/м^3 соответственно (Artemieva, 2003).

В программе Geotherm взята модель геотерм по Hasterok, Chapman (2011). Как и FitPlot, данное программное обеспечение позволяет определять плотность теплового потока литосферной мантии по данным P-T параметров мантийных образцов из кимберлитов, а также рассчитывать глубину нахождения нижней границы литосферной мантии по пересечению мантийной адиабаты с оптимальной геотермой.

Результаты исследования

В трубке им. В. Гриба из 824 зерен клинопироксенов были исключены 133 зерна, генетически принадлежащих к ассоциациям эклогитов, мегакристов или «внекратонных» перидотитов. Для расчета P-T параметров были использованы составы 74 зерен (9 %) хромдиопсидов, для которых были получены значения T от 710 до 1163°C и P от 28 до 61 кбар, что соответствует интервалу глубины от ~90 до ~180 км (рис. 1а). По данным расчета программы FitPlot тепловой поток литосферной мантии соответствует 37.8 мВт/м^2, а нижняя граница литосферной мантии находится на глубине 224 км. Согласно программе Geotherm, термальный режим литосферной мантии в районе трубки им. В. Гриба составляет 36.1 мВт/м^2, а глубина ее нижней границы определена как 242 км.

Из 606 зерен хромдиопсидов из трубки Ломоносовская по концентрациям Al_2O_3 и Cr_2O_3 были исключены два зерна, для которых была установлена принадлежность к мегакристной ассоциации. Среди оставшихся 604 зерен, состав которых соответствует полю «кратонных» гранатовых перидотитов (Ramsey, Tompkins, 1994), согласно протоколу (Ziberna et al., 2016) было выявлено, что пригодными для использования термобарометра (Nimis, Taylor, 2000) являются составы 103 зерен (17 %). Расчетные значения P-T параметров для хромдиопсидов находятся в интервале T от 900 до 1250°C и P от 40 до 62 кбар, что соответствует интервалу глубины от ~120 до ~185 км (рис. 1б). С помощью программы FitPlot результирующие значения поверхностного теплового потока и глубины нахождения нижней границы литосферной мантии составили 37.4 мВт/м^2 и 232 км соответственно. Программа Geotherm определила термальный режим литосферной мантии в районе трубки Ломоносовская как равный 36 мВт/м^2 и ее нижнюю границу на уровне 243 км.

Обсуждение результатов

С помощью программы FitPlot в целях реконструкции мантийных геотерм и строения литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Ломоносовская были получены результаты, схожие с таковыми по программе Geotherm. Плотность теплового потока литосферной мантии по двум программам составляет 36–38 мВт/м^2

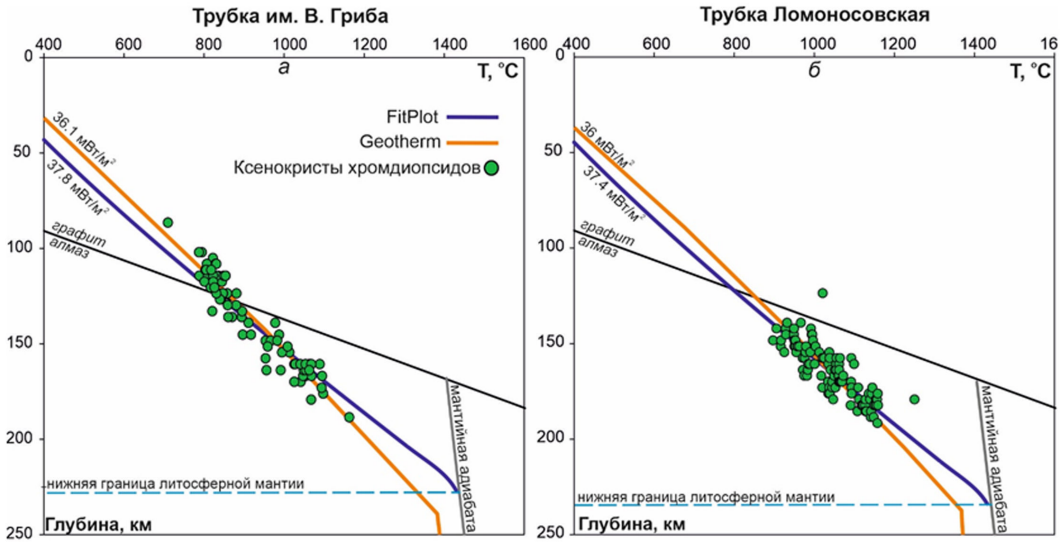


Рис. 1. Реконструированные геотермы в районе кимберлитовых трубок им. В. Гриба (а) и Ломоносовская (б) с использованием программ FitPlot и Geotherm. Линия перехода графит-алмаз по Day, (2012). Результирующая мощность литосферной мантии для трубки им. В. Гриба составляет 224 км по программе FitPlot, 242 км по программе Geotherm; для трубки Ломоносовская 232 км по программе FitPlot, 243 км по программе Geotherm

для обеих трубок. Для трубки им. В. Гриба нижняя граница литосферной мантии может находиться в интервале глубин 224 км (по FitPlot) – 242 км (по Geotherm, рис. 1 а). При этих значениях мощность «алмазного окна», рассчитанная по линии фазового перехода графит-алмаз и значению нижней границы литосферной мантии, может варьировать от 104 до 122 км соответственно. Для трубки Ломоносовская глубина нахождения нижней границы литосферной мантии предполагается на уровне 232 (по FitPlot) – 243 км (по Geotherm, рис. 1 б) с соответствующими мощностями «алмазного окна» 112 и 123 км.

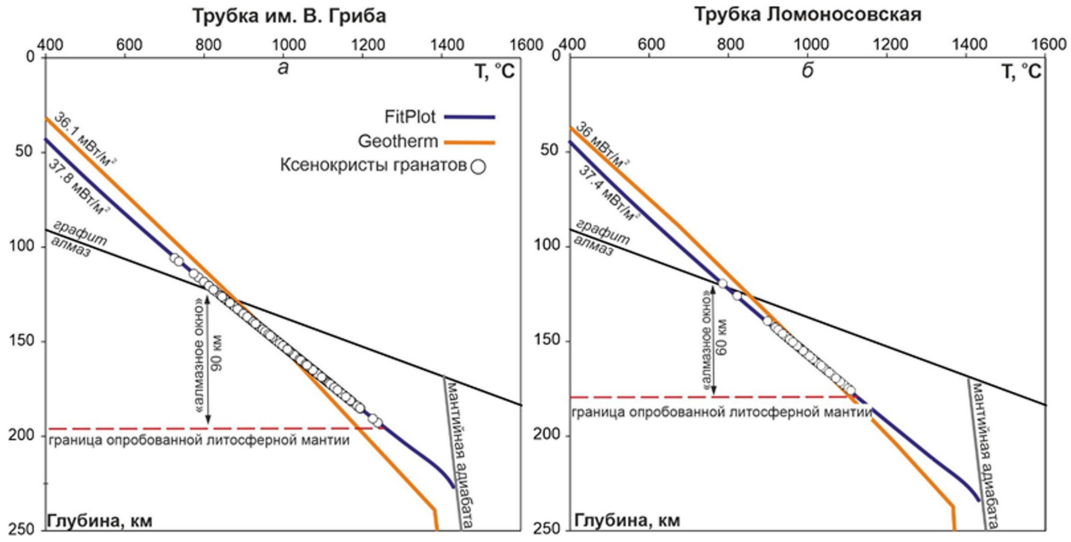


Рис. 2. Результаты проецирования на мощности тепловых потоков литосферной мантии, рассчитанные с использованием программ FitPlot и Geotherm, значений параметра температуры (T°, C) для ксенокристов гранатов лерцолитовой ассоциации из кимберлитовых трубок им. В. Гриба (а – по Гудимова и др., 2022) и Ломоносовская (б – по Гудимова, Агашева, 2022)

Метод проецирования параметра температуры гранатов на установленные геотермы в районе кимберлитовых трубок позволяет более детально охарактеризовать и уточнить строение литосферной мантии. Так, для трубки им. В. Гриба максимальная глубина нахождения нижней границы литосферной мантии по данным состава ксенокристов гранатов (рис. 2 а), (Гудимова и др., 2022) установлена при 200–220 км, по мантийным ксенолитам зернистых перидотитов (Щукина и др., 2012, 2015) при 195–225 км, а по деформированному перидотиту (Kargin et al., 2015), который считается наиболее глубинным образованием, при 210 км. В целом, полученные ранее результаты сходятся с таковыми, представленными в настоящей работе по обеим программам, однако 10–30 километровый интервал литосферной мантии не представлен в виде материала в кимберлите.

Для трубки Ломоносовская максимальная глубина нахождения нижней границы литосферной мантии по данным состава ксенокристов гранатов (рис. 2 б, Гудимова, Агашева, 2022) установлена на уровне 170–180 км. В сравнении с полученными данными по программам FitPlot и Geotherm 50–60 километровый участок литосферной мантии не представлен мантийным материалом в кимберлите.

Мощность «алмазного окна» является одним из важнейших параметров оценки алмазного потенциала литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок, и чем больше эта величина, тем можно ожидать более высокий потенциал алмазоносности. Более корректным следует рассматривать данный параметр как интервал опробованной литосферной мантии по данным P-T параметров мантийных образцов. Можно констатировать тот факт, что фактическая мощность «алмазного окна» в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба составляет ~ 90 км и ~ 60 км в районе трубки Ломоносовская, при глубине нахождения нижней границы литосферной мантии 224–243 и 232–242 км соответственно.

Таким образом, кимберлиты трубок им. В. Гриба и Ломоносовская отличаются по составу и по степени алмазоности, но опробованная кимберлитами литосферная мантия имела схожие параметры. Разница в содержании алмазов объясняется разным составом литосферной мантии (Гудимова, Агашева, 2022), различной мощностью «алмазного окна», а также разницей в степени и характере метасоматических преобразований (Агашева и др., 2022).

Благодарности

Все аналитические работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018. Программа Geotherm разработана при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-77-10073.

Литература

1. Агашева Е. В., Агашев А. М., Гудимова А. И., Малыгина Е. В., Червяковский В. С., Прусакова Н. А., Щукин В. С., Голубев Ю. К., Похиленко Н. П. (2022) Состав гранатов из кимберлитов Архангельской области как один из признаков алмазоносности // Отечественная геология. Т. 1. С. 71–91. doi:10.31857/S2686739722070088.
2. Гудимова А.И., Агашева Е.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П. Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): данные по химическому составу ксенокристов граната и хромдиопсида // ДАН. 2022. Т. 505. № 1. С. 38–45. doi:31857/S2686739722070088.
3. Гудимова А. И., Агашева Е. В. Основные характеристики литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок им.В. Гриба, ЦНИГРИ-Архангельская и Ломоносовская, Архангельская алмазоносная провинция // Материалы XXVIII всероссийской научной конференции

«Уральская минералогическая школа – под знаком медных и медно-благороднометалльных месторождений». Екатеринбург, 2022. С. 40–43.
4. Ларионова Ю. О., Сазонова Л. В., Лебедева Н. М. и др. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, 40Ar/39Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 607–639. doi: 10.7868/S0869590316040026.
5. Муравьева Е. А., Дымшиц А. М., Шарыгин И. С., Головин А. В., Логвинова А. М., Олейников О. Б. «Клинопироксеновая» палеогеотерма под кимберлитовой трубкой Обнаженной: мощность литосферы под Куойкским полем (Сибирский кратон, Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0664.
6. Кононова В. А., Голубева Ю. Ю., Богатиков О. А., Каргин А. В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
7. Устинов В. Н., Неручев С. С., Загайный А. К., Антащук М. Г., Лобкова Л. П., Микоев И. И., Николаева Э. В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р. Н. (2021) Алмазоносность Севера Восточно-Европейской платформы. СПб: Наука. 409 с.
8. Щукина Е. В., Головин Н. Н., Мальковец В. Г., Похиленко Н. П. Минералогия и P-T параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 1–6.
9. Щукина Е. В., Агашев А. М., Костровицкий С. И., Похиленко Н. П. Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153–2172. doi:10.15372/GiG20151204.
10. Artemieva I. M. Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 213. P. 431–446.
11. Day H.W. A Revised Diamond-graphite Transition Curve // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 52–62.
12. Dymshits A. M., Sharygin I. S., Malkovets V. G., Yakovlev I. V., Gibsher A. A., Alifirova T. A., Vorobei S. S., Potapov S. V., Garanin V. K. Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields // Minerals. 2020. V. 10 (6). P. 549. https://doi.org/10.3390/min10060549.
13. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307. P. 59–70. doi:10.1016/j.epsl.2011.04.034.
14. Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V. Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle // Lithos. 2009. V. 112. P. 924 – 933. doi:10.1016/j.lithos.2009.03.008.
15. Mather K. A., Pearson D. G., McKenzie D., Kjarsgaard B. A., Priestley K. Constraints on the Depth and Thermal History of Cratonic Lithosphere from Peridotite Xenoliths, Xenocrysts and Seismology // Lithos. 2011. V. 125. P. 729–742. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.003.
16. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554. doi:10.1007/s004100000156.
17. Pollack H. N., Chapman D. S. On the regional variation of heat flow geotherms and lithispheric thickness // Tectoniphysics. 1977. V. 38. P. 279–296.
18. Ramsey R. R., Tompkins L. A. The geology, heavy mineral concentrate, mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil // Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proc. 5th Int. Kimberlite Conference / H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos, (Eds) // Brasilia, CPRM Spec. Publ. 1994. P. 329–345.
19. Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 2222–2232. doi:10.2138/am-2016-5540.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.020

Породы трубок взрыва чапинского щелочного-ультраосновного комплекса, Енисейский кряж (Россия)

Ю. В. Данилова [1], И. С. Шарыгин [1], Е. И. Николенко [2], Е. А. Гладкочуб [1], А. С. Гладков [1], Д. А. Кошкарев [3]

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: jdan@crust.irk.ru, isharigin@crust.irk.ru
[2] ДЗО АЛРОСА (ЗИМБАБВЕ) Лимитед, Хараре
[3] АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный

На севере Енисейского кряжа красноярскими геологами обнаружены тела кимберлитоподобных пород, позднее объединенных в чапинский магматический комплекс. Находки жильных кимберлитов установлены в бассейне р. Чапы, приток р. Подкаменная Тунгуска (Карпинский, Качевский, 1961; Карпинский, 1962; Карпинский, Качевская, 1973). Выявлено 18 трубок взрыва, а также многочисленные дайки и силлы ультраосновного и щелочного составов. В соответствии с более современными работами (Динер, 2001) щелочно-ультраосновные породы чапинского комплекса отнесены к потенциально алмазоносным лампроитам.

В этом исследовании использовались образцы керна, дополненные образцами с поверхности из трубок взрыва Натальинская, № 3 и Глубокая. Мы рассматривали петрографию, химические составы минералов для классификации щелочного-ультраосновных пород трубок взрыва чапинского комплекса наиболее перспективных на алмазы (Селезнев, Качевская, 1963). Изучение химического состава минералов выполнено в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ, на электронном сканирующем микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным анализатором «INCAEnergy 350» (Oxford Instruments Analytical Ltd.). Сопоставление проводилось в соответствии с классификацией кимберлитов, лампроитов и ультрамафических лампрофиров, предложенных S. Tappe (2005) и дополнительными материалами по составам кимберлитов и родственных пород из работ (Fraser, 1987; Tainton, 1992; Mitchell, 1995; Chalfpathi Rao et al., 2004; Becker, le Roex, 2006; Tappe et al., 2006, 2008 и др.).

Породы трубок взрыва чапинского комплекса представляют собой разнозернистую обломочную вулканическую брекчию с вкрапленниками оливина, флогопита, шпинелидов и / или ксенолитами ультраосновного состава, с текучей, иногда флюидальной текстурой и средне- и мелкозернистой матрицей того же минерального состава, что и вкрапленники. Цементирующая масса образцов трубки Глубокая отличаются туфовой (мелко- и скрытокристаллической) матрицей. Образцы брекчии включают переменное количество обломочного корового материала, в некоторых обломки составляют до 50 % от объема, а их размеры часто составляют 5 см и более. Породы трубки Натальинская и трубки № 3 имеют как брекчиевую, так порфировую текстуру с содержанием вкрапленников магматических минералов 10–30 об. % и средне-мелкозернистой матрицей. Породы в основном сильно выветренные, пропитанные гидроокислами.

Минералы трубок имеют высокую степень постмагматических изменений как в образцах с поверхности, так и в керне трубки Натальинская, отобранном с глубины до 48 м. Оливин полностью псевдоморфизован серпентином, хлоритом, кальцитом, непрозрачными минералами. Неизмененный пироксен в породах отсутствует, сохранились, как в оливине, полные псевдоморфозы. Флогопит большей частью замещен хлоритом и магнетитом, но отмечаются и свежие кристаллы, которые удалось проанализировать. Апатит обнаружен в основном в виде реликтовых гексагональных кристаллов размером 10–30 мкм и состоит из апатита и кальцита. Во всех трубках присутствует

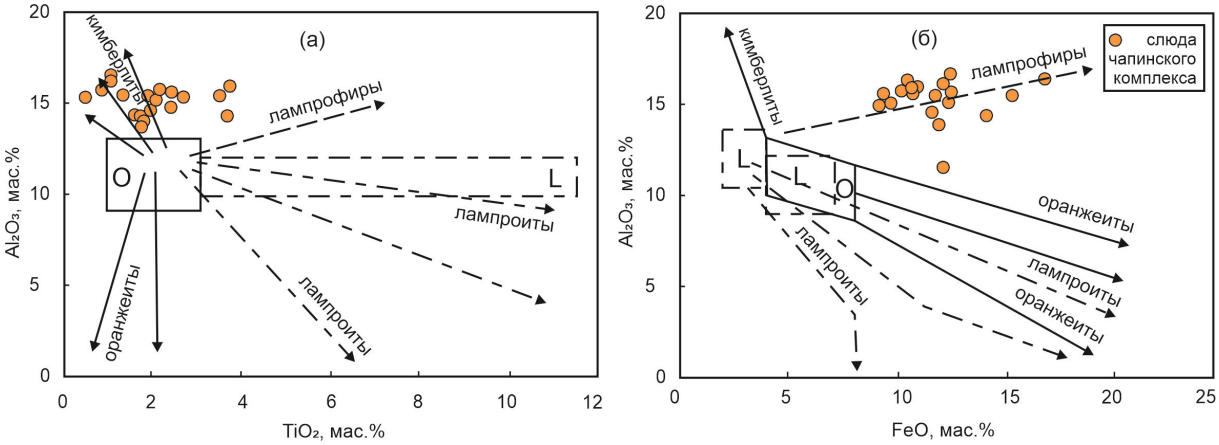


Рис. 1. Состав слюд на диаграммах Al_2O_3-TiO_2 (а) и Al_2O_3-FeO (б) в трубках взрыва чапинского комплекса. Поля и тренды на диаграммах для кимберлитов, лампроитов (L), оранжеитов (O) и лампрофиров выделены по (Mitchell, 1995)

переменное количество непрозрачных минералов, в основном шпинелиды, реже рутил и сульфиды (пирит, галенит, смизит). Менее распространены ильменит, титанит. В трубках взрыва присутствуют циркон (0.5–3.5 мм), бадделеит, монацит. В карбонатном цементе брекчий отмечены прожилки и скопления мелких зерен барита. Тальк, хлорит присутствуют повсеместно. Кальцит является сквозным минералом псевдоморфоз, связующей массы брекчий, обособляется в достаточно мощных жилках (2–5 см), его количество может составлять около 50 % от объема породы.

Среди изученных коровых ксенолитов отмечены угловатые иногда округлые обломки доломитов, слюдисто-углистых сланцев, песчаников и аргиллитов, кварца, калиевого полевого шпата.

Анализ химического состава породообразующих минералов трубок взрыва показал, что неизмененная слюда отвечает флогопиту с примесью истонитового и аннитового компонентов. На диаграмме Al_2O_3-TiO_2 составы флогопита (рис. 1 а) попадают на кимберлитовый тренд, выделенный (Mitchell, 1995), однако они также попадают в поле составов ультрамафических лампрофиров (Tappe et al., 2006). На диаграмме Al_2O_3-FeO флогопиты однозначно находятся в поле ультрамафических лампрофиров (рис. 1 б).

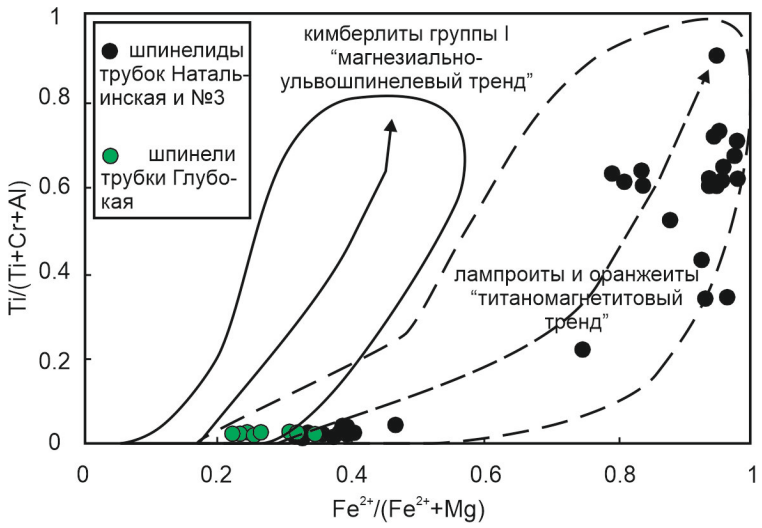


Рис. 2. Атомные отношения Ti/(Ti+Cr+Al) и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ для минералов группы шпинели. Поля и тренды выделены (Mitchell, 1995)

Шпинелиды в породах представлены в основном зональными зернами: центр – магнезиохромит, край – титаномагнетит. На диаграмме (Mitchell, 1995) составы шпинелидов ложатся на «титаномагнетитовый» тренд, выделенный для лампроитов, (рис. 2). Данный «титаномагненитовый» тренд характерен и для ультрамафических лампрофиров (Tappe et al., 2005). В трубке Глубокая, шпинели отличаются высо-

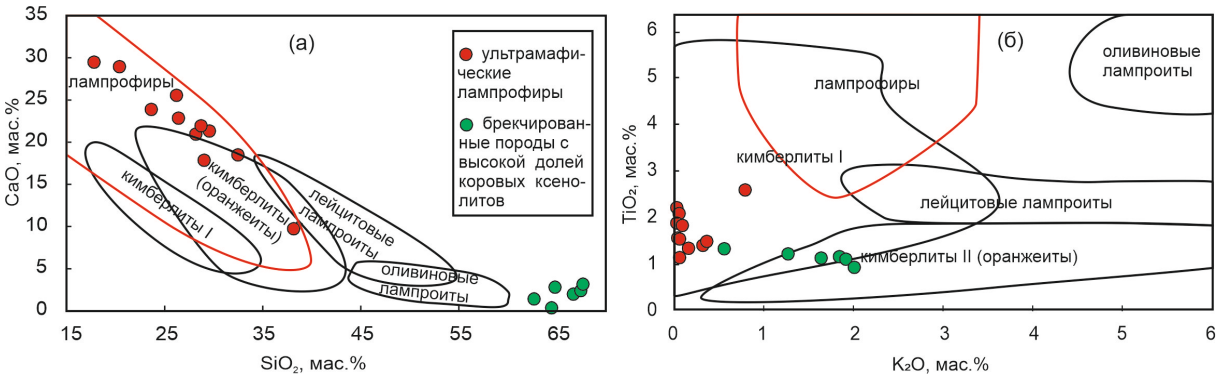


Рис. 3. Вариации CaO-SiO_2, и TiO_2-K_2O в брекчированных и порфировых породах трубок взрыва чапинского комплекса. Поля кимберлитов I и II на рис (а) и (б) выделены по (Becker, le Roex, 2006; Tappe et al., 2006), ультрамафических лампрофиров по (Tappe et al., 2008), оливиновых и лейцитовых лампроитов по (Fraser, 1987; Tainton, 1992; Chalfpathi Rao et al, 2004)

кой степенью сохранности, отсутствием зональности, их состав укладывается одновременно на «титаномагнетитовый» и «магнезиально-ульвошпинелевый» тренды, что более характерно кимберлитов.

Проанализированы два зерна ильменита с содержанием MgO 5.9 мас. % (пикроильменит).

Кальцит является обильной первичной и вторичной фазой в брекчиях, содержание CaO варьирует от 0.4 до 29.5 мас. %. Минимальное количество карбоната встречается в туфобрекчиях и брекчиях слюдисто-серпентинового состава с высокой долей коровых, преимущественно силикатных по составу ксенолитов. Брекчии с содержанием CaO 10–30 мас. % (рис. 3 а) располагаются в поле ультрамафических лампрофиров, однако на диаграмме TiO_2-K_2O (рис. 3 б) точки анализов брекчированных пород Чапы попадают в поле кимберлитов группы I и II.

На основании особенностей вещественного состава щелочно-ультраосновные породы чапинских трубок взрыва были отнесены к лампроитовому типу (Динер, 2001). Однако, состав флогопита, высокое содержание магматического кальцита и отсутствие акцессорных минералов типоморфных для лампроитов (Mitchell, 1995) не позволяет считать породы трубок взрыва лампроитами. Состав флогопита и шпинелидов, низкие содержания калия указывают на то, что щелочно-ультраосновные породы трубок взрыва чапинского комплекса ближе ультрамафическим лампрофирам – айлликитам (Tappe et al., 2005) и кимберлитам группы I и II (Becker, le Roex, 2006). Стоит отметить, что по химическому составу породы трубок взрыва Чапинского поля очень близки к айлликитам, беспироксеновым пикритам дайкового типа Урикско-Ийского грабена в Присаянье и соответствуют тому же возрасту. Оценка возраста трубок взрыва чапинского комплекса получена по циркону U-Pb методом и составила 657.7±2.3 и 647.6±1.8 млн лет (Шарыгин и др., 2022). Значения возраста для флогопита (Ar-Ar метод) из ультрамафитовых даек зиминского комплекса составили 644.1±8.6 и 646.1±8.6 млн лет (Savelyeva et al., 2022).

Литература

1. Динер А. Э. Геология позднедокембрийских щелочнобазит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского кряжа. Томск: ТГУ, 2001. 23 с.
2. Динер А. Э., Качевская Г. И., Качевский Л. К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). Красноярск: Красгео, 2000. 78 с.

3. Карпинский Р. Б., Качевский Л. К. Отчет о рекогносцировочных поисковых работах на алмазы в бассейнах рр. Теи, Чапы. Красноярск. Чапинская партия ГСЭ. 1961. 230 с.
4. Карпинский Р.Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском кряже // Материалы по геологии и полезных ископаемых Красноярского края. Красноярск. 1962. Вып. 3. С. 235–237.
5. Карпинский Р. Б., Качевская Г. И. Щелочно- ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 143–158.
6. Селезнев Е. Д., Качевская Г. И. Трубки взрыва и дайки щелочно-ультраосновных пород бассейна р. Чингасан и перспективы их алмазоносности // Отчет Алманаканской партии за 1962–1963 гг. Красноярск: КГУ ГСЭ. 1964. 234 с.
7. Шарыгин И. С., Гладкочуб Е. А., Николенко Е. И., Данилова Ю. В., Марфин А. Е., Скузоватов С. Ю., Гладков А. С., Брянский Н. В., Иванов А. В., Кошкарев Д.А. Возраст трубок взрыва чапинского щелочно-ультраосновного комплекса (Енисейский Кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 317–318. http://www.gel.crust.ru/images/upload/industrytop44/212.pdf.
8. Becker M., le Roex A. P. Geochemistry of South African on- and off-Craton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution. Journal of Petrology. 2006. V. 47 (4). P. 673–703. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egi089.
9. Chalapathi Rao N. V., Gibson S. A., Pyle D. M., and Dickin A. P. Petrogenesis of Proterozoic lamproites and kimberlites from the Cuddapah Basin and Dharwar craton, southern India // Journal of Petrology. 2004. V. 45 (5). P. 907–948. https://doi.org/10.1093/petrology/egg116.
10. Fraser K. J. Petrogenesis of kimberlites from South Africa and lamproites from Western Australia and North America. Ph.D. thesis, The Open University, Milton Keynes. 1987. 270 p.
11. Mitchell R. H. Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. New York: Plenium Press. 1995. 410 p. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4615-1993-5
12. Savelyeva V. B., Danilova Yu. V., Letnikov F. A., Demonterova E. I., Yudin D. S., Bazarova E. P., Danilov B. S., Sharygin I. S. Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton) // Doklady Earth Sciences. 2022. V. 505 (1). P. 452–458. https://doi.org/10.1134/S1028334X22070169.
13. Tainton K. M. The petrogenesis of Group-2 kimberlites and lamproites from the Northern Cape Province, South Africa. Ph.D. thesis, University of Cambridge. 1992.
14. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Kjarsgaard B. A. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS Classification of igneous rocks: rationale and implications // Journal of Petrology. 2005. V. 46 (9). P. 1893–1900. https://doi.org/10.1093/petrology/egi039.
15. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprofyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // Journal of Petrology. 2006. V. 47 (7). P. 1261–1315. https://doi.org/10.1093/petrology/egl008.
16. Tappe S., Foley S. F., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Heaman L. M., Stracke A., Jenner G. A. Between carbonatitete and lamproite – Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 3258–3286. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.008.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.021

Зарождение расплавов сиенитового состава в архейских коровых породах как результат воздействия палеопротерозойского мантийного плюма

К. А. Докукина [1], В. С. Шешуков [1], Т. Б. Банова [2], А. Н. Конилов [1]
[1] Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dokukina@mail.ru
[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Введение

Метаморфические комплексы с глубоким эрозионным срезом позволяют изучать зарождение расплавов непосредственно на месте и определять источники и причины зарождения магм разного состава, в том числе щелочных. В этом плане уникальными являются кристаллические комплексы Фенноскандинавского щита, в частности Беломорская эклогитовая провинция. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция в восточной части Фенноскандинавского щита по своим размерам (протяженность более 300 км и ширина около 50 км) и количеству тел эклогитов (сотни), не имеет аналогов среди известных сегодня провинций докембрийских эклогитов. История формирования Беломорской эклогитовой провинции от формирования пород – протолитов будущих эклогитов (~2.9 млрд лет назад) до завершающих метаморфических преобразований (~1.9 млрд лет назад) охватила временной интервал продолжительностью около 1 млрд лет. В строении Беломорской эклогитовой провинции участвуют две эклогитовые ассоциации: Салма, сформированная в результате субдукции мафитовых пород океанской литосферы, и Гридино, образованная эклогитизированными базитовыми дайками (Mints et al., 2014). В работе представлены результаты исследования переплавленных в палеопротерозое архейских метаосадочных пород, сформированных по породам эклогитовой ассоциации Салма.

Объекты исследования

Исследования проводились в карьере Куру-Ваара, где тела архейских эклогитов размером первые десятки метров в поперечнике отчетливо выделяются среди окружающих пород, которые представлены тоналитовыми гнейсами и пересекающими эклогиты и гнейсы мощными дайками палеопротерозойских (~1.8 млрд лет) керамических пегматитов.

В телах эклогитов зафиксированы жильные и линзовидные тела кислого состава, в составе которых присутствует кварц, фенгит, гранат и кианит. Согласно нашим исследованиям, эти породы представляют собой переплавленные в высокотемпературных условиях высокобарные боросиликат-, гранат-, кианит-, корунд- и фенгит-содержащие кварц-полевошпатовые породы (мощностью первые сантиметры – первые метры), локализованные внутри тел ретроградно измененных эклогитов (далее Grt-Ph-Ky-Qtz порода). Данные породы имеют высокие содержания кремнезема и глинозема, характеризуются калиевой спецификой. Тела Grt-Ph-Ky-Qtz пород имеют жильную или линзовидную форму (мощностью первые сантиметры – первые метры), характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами, или формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. В этом случае, структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподушечным заполнением, образованным гиалокластитами и осадками, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы Grt-Ph-Ky-Qtz пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадках в разрезе Ведлозерско-Сегозерского

зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффитов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах (Svetov, 2005). Мы предположили, что Grt-Ph-Ky-Qtz породы карьера Куру-Ваара являются продуктами метаморфизма осадочных пород (Dokukina et al., 2017).

Петрография

Grt-Ph-Ky-Qtz порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими вытянутыми или угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного Ph в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от Qtz коронами Fsp (10–25 %). Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями Bt + Pl (± Ky и Grt), окруженными зональной короной Fsp. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из Mu и/или Bt с Ky, Kfs, Pl, Rt, иногда с участием Grt, дюмортьерита и корунда. Гранат в псевдоморфозах часто резорбирован вплоть до полного исчезновения и характеризуется ретроградной зональностью с высоким содержанием пиропа в центре зерна ($Alm_{46-54}Prp_{24-32}Grs_{20-21}Sps_{1-2}$) и низким на краях ($Alm_{55-61}Prp_{14-23}Grs_{11-20}Sps_{3-10}$). Иногда гранат внутри псевдоморфоз представлен в виде спорадических округлых зерен постоянного состава ($Alm_{51-57}Prp_{16-21}Grs_{18-23}Sps_{2-4}$).

Короны полевого шпата имеют зональное строение: Kfs на границе с Qtz, сменяется альбитом (An_3), а альбит в свою очередь сменяется Ca-Na Pl по направлению к центру

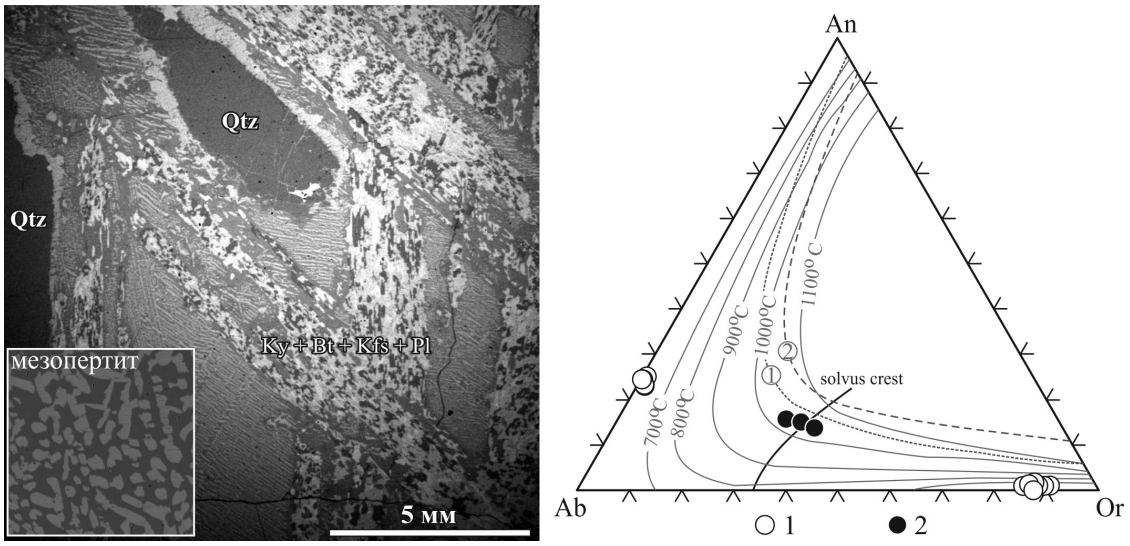


Рис. 1. Изображение в отраженных электронах псевдоморфоз по фенгиту и мезопертитов по полевому шпату с увеличенным фрагментом в белом квадрате. Треугольная диаграмма реинтегрированного состава полевого шпата с кривой сольвуса, рассчитанной для 8 кбар по (Hokada, 2001). 1 – составы полевых шпатов в мезопертитах, 2 – реинтегрированный состав первичного полевого шпата

Таблица 1. Реинтегрированный состав тройного полевого шпат

Элемент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	Сумма
n=3	60.44	0.06	20.47	0.03	0.01	0	2.98	5.54	6.03	0.08	95.76
± 1σ	0.22	0.06	0.23	0.01	0.01	0	0.2	0.25	0.55	0.09	0.28

псевдоморфозы. Иногда Fsp в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом – регулярными выделениями Kfs в Pl. Реинтегрированный состав тройного полевого шпата – мезопертита, представлен на рисунке1 и в таблице 1.

Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы (Dokukina et al., 2017).

Геохимия

Grt-Ph-Ky-Qtz порода имеет неоднородный состав с высокими содержаниями SiO_2 между 70 и 80 wt. %, высокой магнезиальностью (#Mg 0.57–0.78) при низких содержаниях MgO (0.49–1.65 wt. %) и FeO (0.66–1.90 wt. %). Содержание Al_2O_3 варьирует от 11.5 до 17.0 wt. %, A/CKN отношение = 1.05–1.57. Породы характеризуются повышенными содержанием K_2O (1.7–4.8 wt. %), Na_2O (2.1–2.6 wt. %), Ba (614–1277 ppm), Rb и Sr; и низкими концентрациями всех остальных петрогенных элементов (CaO – 0.96–3.48, TiO_2 – 0.26–0.29, MnO – 0.01–0.28, F – 0.014–0.016, LOI – 0.3–1.86 wt. %). Порода обогащена ЛРЗЭ (LaN/LuN = 20, LuN/SmN = 0.16–0.24), имеет отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu* 0.48–0.76).

Геохронология

Циркон в гранат-кианит-фенгит-кварцевых породах, датированный ID-TIMS и LA-ICPMS методом в отдельных зернах (Dokukina et al., 2021), приурочен к полиминеральным псевдоморфозам (областям формирования расплава), характеризуется высокими концентрациями Th, U, магматическими Th/U отношениями (до 1.7) и содержит включения минералов предыдущих стадий преобразований породы (фенгит, гранат, ксенотим и др.). Включения фенгита в цирконе свидетельствует о том, что эклогитовый гранат-кианит-фенгитовый парагенезис формировался до кристаллизации циркона, который рос единовременно из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и возможно других водосодержащих минералов. Цирконы дали согласованные возрасты ~ 2.45 млрд лет для всех трех исследованных проб, который интерпретируется как возраст частичного плавления в условиях метаморфизма гранулитовой фации. Исключения составляют локальные участки метасоматической перекристаллизации циркона на рубеже ~1.9 млрд лет.

Обсуждение и выводы

Химический состав Grt-Ky-Ph-Qtz пород в высокой степени сопоставим с алюмосиликатными пелагическими осадками в Ведлозеро-Сегозерском зеленокаменном поясе, которые представлены тонкослоистыми или нодулярными серицит-халцедоновыми слоями или наполняют межподушечное пространство в лавах. В частности, нодулярные разновидности серицит-халцедоновых пород включают овальные или линзовидные нодули сплющенные вдоль сланцеватости, размером от 2 до 20 мм состоят из халцедона с альбитом и карбонатом и содержат рассеянные вкрапленники кварца. Нодули плотно упакованы друг с другом или включены в криптогранулярный кремнеземистый цемент с рассеянными чешуйками серицита (Svetov, Medvedev, 2013). Толщина нодулярных алюмосиликатных пластов колеблется от 1 до 20 м.

Интерпретация Grt-Ky-Ph-Qtz пород как осадочных, связанных с осаждением вещества в перерывах между извержениями базальта, потенциально объясняет необычный и невыдержанный состав этих пород. Если гипотеза осадочного протолита верна, то Grt-Ky-Ph-Qtz пород породы, вероятно, представляют собой прослойки осадочных мате-

риалов серицит-халцедон между потоками лавы или базальтовыми пирокластическими породами.

В экспериментах по плавлению фенгит-кварцевых сланцев (Brearley, Rubie, 1990) на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состав которых зависел от условий эксперимента. В присутствии воды фенгит плавился с формированием псевдоморфоз, состоящих из биотита, алюмосиликов (муллит и силлиманит) и корунда, погруженных в расплав. В отсутствии воды формировались псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава на границе с Qtz. По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Grt-Ky-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. Фазе расплава отвечают плагиоклазы переменного состава, высокотемпературные полевые шпаты (представленные сейчас мезопертитами), сформированные при субсолидусной кристаллизации минерала из расплава и, возможно, некоторая часть калиевых полевых шпатов. Калиевый полевой шпат является важным свидетельством H_2O-ненасыщенных условий, так как в присутствии воды калиевой полевой шпат в экспериментах не формировался (например, Brearley, Rubie, 1990).

Реинтегрированный состав тройного полевого шпата, представленного сейчас мезопертитом предположительно соответствует составу наиболее неистощенного расплава, сохранившегося и застывшего in situ. Согласно расчетам, расплав имел сиенитовый состав.

Предшествовавшая плавлению метаморфическая минеральная ассоциация Grt-Ky-Ph-Qtz формировалась в эклогитовых условиях при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650–750°С. Оценки условий PT-параметров плавления фенгита и формирования псевдоморфоз соответствуют метаморфизму гранулитовой фации при минимальных температурах 850–900°С в диапазоне давлений 9–16 кбар (Dokukina et al., 2017).

Большинство исследователей региона связывает с возрастным интервалом 2.5–2.4 млрд лет возникновение и развитие суперплюма в мантийной области, подстилающей неоархейский континент – предшественник Восточно-Европейского кратона. С этим периодом связаны общее растяжение и прогибание коры и определяемое суперплюмом формирование крупной изверженной провинции: подслаивание и внедрения габбро-анортозитов на нижних уровнях коры, интрузии расслоенных мафит-ультрамафитов на верхних уровнях, мелкие интрузии габбро-анортозитов и мафит-ультрамафитов на среднем уровне коры, контрастный мафит-риолитовый вулканизм; возникновение внутриконтинентальных впадин, осадконакопление, гранулитовый метаморфизм и парциальное плавление архейского основания и осадочного выполнения впадин (Минц, Сулейманов и др., 2010), в том числе с формированием расплавов сиенитового состава.

Благодарности

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (0135-2019-0077).

Литература

1. Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докукина К. А., Заможняя Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натапов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусов А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация матери-

алов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + комплект цветных приложений // Серия аналитических обзоров, 2010. Очерки по региональной геологии России. Вып. 4. М.: Т. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл. ГЕОКАРТ: ГЕОС. – Т. 2. 400 с. + 36 с. цв. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).

2. Brearley A. J., Rubie D C. Effects of H_2O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz. Journal ofPetrology, 1990. V. 31. P. 925–956.
3. Dokukina K. A., Mints M. V., Konilov A. N. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology, 2017. V. 35. P. 435–451. DOI:10.1111/jmg.12239.
4. Dokukina K. A., Mints M. V., Khubanov V. B., Sheshukov V. S., Konilov A. N., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Golunova M. A., Dokukin P. A., Okina O. I., Van K. V., Yudin D. S., Travin A. V., Zaitsev A. V., Kosorukov V. L., Pozhilenko V. I., Golovanova T.I. Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. Precambrian Research 2021. V. 361. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106260.
5. Hokada T. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: evidence of crustal metamorphism attaining ~1100 º C in the Archean Napier Complex, East Antarctica // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 932–938.
6. Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. Gondwana Research, 2014. V. 25. P. 561–584.
7. Svetov S. A. Archean Magmatic Systems of Ocean– Continent Transition Zone in the Eastern Fennoscandian Shield.Russian Academy of Sciences, Karelia Science Center, Petrozavodsk, 2005. 230 pp.
8. Svetov S. A. & Medvedev P. V. Chemically precipitated siliceous rocks of Mesoarchean age – a unique environment for preservation of the early life traces. Lithosphere, 2013. V. 6. P. 3–13.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.022

Петрогенезис щелочного ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса Арбарастах, Алдано-Становой щит

А. Г. Дорошкевич [1], В. М. Саватенков [2], И. Р. Прокопьев [1], И. А. Избродин [1], М. Н. Крук [1], А. Э. Изох [2]

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Введение

В период неопротерозоя в южной и юго-западной краевых частях Сибирского кратона была проявлена интенсивная щелочная магматическая активность, сопровождавшаяся образованием многочисленных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, даек и трубок ультраосновных лампрофиров. В их число входит комплекс Арбарастах, являющийся перспективным на P, Nb-Zr и РЗЭ и характеризующийся ассоциацией пироксенитов-ийолитов, карбонатитов-фоскоритов и ультраосновных лампрофиров. В мире на сегодняшний день зарегистрирован 21 щелочно-ультраосновной карбонатит-фоскоритовый комплекс. Несмотря на их редкую встречаемость, они являются комплексными месторождениями стратегических металлов и их изучение является важным для понимания процессов глубинного метасоматоза и плавления мантии. Однако их происхождение и генетическая связь карбонатитов, щелочных силикатных пород и фоскоритов являются дискуссионными. Образование карбонатитов и фоскоритов в таких комплексах связывают либо с процессом фракционной кристаллизации исходных нефелинитовых расплавов, либо с силикатно-карбонатной несмесимостью (н-р, Geibel et al., 2019 и ссылки в нем). Vasukova and Williams-Jones (2022) предложили альтернативную модель, согласно которой фоскорит является продуктом взаимодействия мантийного магнезиокарбонатитового расплава с коровыми породами. При этом, вышеперечисленные модели не учитывают роль ультраосновных лампрофиров, встречающихся в таких комплексах. В недавних исследованиях (Nosova et al., 2021) была показана генетическая связь между карбонатитами и ультраосновными лампрофирами и определено, что щелочные силикатные породы являлись продуктами дифференциации лампрофировых расплавов, от которых затем отделялись карбонатитовые магмы.

Краткая геологическая характеристика

Комплекс Арбарастах расположен на Учурском блоке Алдано-Станового щита, сложенного архейскими парагнейсовыми комплексами и палеопротерозойскими гранитами и граносиенитами. Комплекс занимает площадь около 38 км^2 на поверхности и сложен ультраосновными лампрофирами, пироксенитами, ийолитами, щелочными сиенитами, карбонатитами и фоскоритами, которые внедрялись в архейские метаморфические породы и отделены от последних кольцевыми разломами и зоной фенитизации. Пироксениты составляют основную массу силикатных пород. Они, как правило, сильно метасоматизированы кальцитовыми карбонатитами с формированием клинопироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Пироксениты прорваны редкими кольцевыми дайками ийолитов и нефелиновых сиенитов протяженностью до 1 км и мощностью до 50 м. Карбонатиты, фоскориты и ультраосновные лампрофиры расположены в центральной части массива. Карбонатиты образуют кольцевидные дайкообразные тела шириной от 10 до 400 м и длиной 0.1–6 км. Фоскориты встречаются в виде небольших штоков и кольцевых даек мощностью до десятков метров. Ультраосновные лампрофиры

(айлликиты) образуют редкие дайки и секут пироксениты и апатит-доломитовые карбонатиты. Формирование пород массива был многоимпульсным в интервале 657–636 млн лет (Прокопьев и др., 2022; Doroshkevich et al., 2022).

Краткая петролого-геохимическая характеристика

Айлликит характеризуется высокой Mg# 75 и низким SiO_2 (20 мас. %). В пироксенитах содержание SiO_2 – 24–37 мас. %, Mg# от 62 до 70. Содержание SiO_2 возрастает до 43 мас. % в ийолитах и до 58 мас. % в нефелиновых сиенитах. Ийолиты и нефелиновые сиениты имеют более низкую Mg#, 41–57 и 26–49, соответственно. Сумма щелочей (Na_2O+K_2O) в айлликите и пироксенитах составляет 3 мас. % и 3–8 мас. %, соответственно. В ийолитах и нефелиновых сиенитах содержание Na_2O+K_2O непрерывно увеличивается и достигает 14 мас. %. Для айлликита характерно высокое отношение K_2O/Na_2O, равное 11. Все остальные силикатные породы характеризуются переменным, но низким K_2O/Na_2O, от 0.2 до 1.2.

Клинопироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты имеют высокое и варьирующее содержание SiO_2 (7–31 мас. %). Они показывают широкие вариации других основных элементов, что связано с модальным соотношением основных породообразующих минералов. Na_2O+K_2O в клинопироксен-флогопит-кальцитовых карбонатитах составляет 3–6.4. SiO_2 колеблется от 0.3 до 7 мас. % в кальцитовых и апатит-доломитовых карбонатитах. Содержание щелочей (Na_2O+K_2O) низкое (0.14–2.01 мас. %). P_2O_5 составляет 0.3–4 мас. % в кальцитовых карбонатитах, и 8-11 мас. % в апатит-доломитовых карбонатитах. Фоскориты характеризуются высокими и переменными содержаниями MgO, P_2O_5, CaO и FeO из-за неравномерного распределения основных породообразующих минералов.

Айлликиты, пироксениты и ийолиты обладают сходным спектрами РЗЭ, с преобладанием легких лантаноидов над тяжёлыми, c(La/Yb)n и (Gd/Yb)n отношением, 44–86 и 9–14, соответственно. Исключением являются щелочные сиениты, которые более обеднены РЗЭ и демонстрируют несколько иное поведение РЗЭ с отношением (Gd/Yb)n =4-8. Во всех щелочных силикатных породах европиевая аномалия отсутствует. За исключением Nb-Ta, Zr-Hf, Rb, Ba, Th и U, щелочные силикатные породы имеют схожее поведение микроэлементов с отрицательными аномалиями Pb, Sr и Ti по отношению к соседним элементам. В айлликите наблюдается отрицательная Zr-Hf аномалия. Такую же Zr-Hf аномалию имеют пироксениты, не фенитизированные карбонатитами. Напротив, фенитизированные пироксениты имеют самые высокие значения Zr-Hf среди всех щелочных силикатных пород. Ийолиты имеют варьирующее количество Zr-Hf, что отражает присутствие различных Zr-содержащих минералов и их неравномерное распределение. Изменения Nb-Ta, Rb, Ba, Th и U также связаны с минералогическим контролем. Щелочные сиениты имеют положительные аномалии Pb и Sr по отношению к соседним элементам и более низкие Zr-Hf. Айлликит обогащен Cr (703 ppm) и Ni (345 ppm) по сравнению с пироксенитами, ийолитами и щелочными сиенитами. Количество Cr и Ni в пироксенитах, ийолитах и щелочных сиенитах не превышает 77 и 24 ppm, соответственно. Все разновидности пород характеризуются узким диапазоном значений $^{87}Sr/^{86}Sr(I)$ – от 0.70225 до 0.70272. εNd(645 Ma) варьируют от +5.9 до +6.9, за исключением образца щелочного сиенита, имеющего значение +5.4. $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ первичные характеристики для различных образцов комплекса перекрываются друг с другом в пределах их погрешностей, а изотопные данные образуют регрессию с небольшой дисперсией (СКВО = 3.01), угол наклона которой отвечает возрасту 642 ± 5 млн лет.

Характеристика первичного расплава

Геолого-геохронологические данные (Doroshkevich et al., 2022; Прокопьев и др., 2022;), результаты по изучению расплавных включений (Prokopiev et al, 2021; Doroshkevich et al., 2022) и наши петролого-геохимические и изотопные данные указывают на тесную генетическую связь между фоскоритами, карбонатитами и щелочными силикатными породами в комплексе Арбарастах, на их образование из общего источника и единого расплава в процессе длительной эволюции. Высокое содержание Sr и La/Sm отношение в айлликите, обогащенность карбонатами свидетельствуют о пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Высокое Gd/Yb отношение указывает на то, что первичный расплав был сформирован из гранатсодержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания Rb, K по сравнению с HFSE и LREE, также как высокое K_2O/Na_2O отношение и низкое SiO_2 позволяют полагать, что в первичном расплаве элементы буферировались флогопитом, а не К-рихтеритом в процессе плавления. Кроме того, содержание K_2O в айлликите находится в диапазоне содержаний элемента в расплавах, равновесных с мантийным флогопитом (1.6-5 wt.% of K_2O, Greenough, 1988). Высокие концентрации TiO_2, Nb-Ta и Zr-Hf относительно примитивной мантии свидетельствуют в пользу наличия в источнике рутила и/или ильменита. Не менее важной особенностью айлликита является высокое содержание P, что говорит о том, что апатит был важным компонентом в источнике расплава. Апатит также является важным в контроле баланса РЗЭ, Th, Sr U, совместно с карбонатом. Таким образом, первичный расплав для пород Арбарастаха наиболее вероятно был связан с плавлением метасоматических флогопит-карбонатных жил с апатитом и Ti-оксидов, находящихся в гранатовом перидотите, формирование которых происходило незадолго до начала плавления.

Петрогенетическая модель

Проведенные исследования показывают, что породы комплекса Арбрарастах были сформированы из примитивного обогащенного карбонатом и фосфором расплава сходного с айлликитовым, образованного на глубине в результате плавления метасоматизированного мантийного источника. Некоторые порции этого лампрофирового расплава проходят через земную кору, не накапливаясь и не фракционируя в промежуточных камерах в коре, и обнаруживаются в виде примитивных лампрофировых даек на поверхности в пределах комплекса. Большая часть первичного лампрофирового расплава подвергается процессу фракционной кристаллизации в земной коре. Клинопироксениты характеризующиеся низкими Cr, Ni и более низкой Mg# по сравнению с айлликитами, кристаллизовались из магмы, в которой уже произошло фракционирование оливина и шпинели. Отсутствие полевого шпата в фракционирующей ассоциации привело к сильному обогащению Na, что обусловило разрыв смесимости, с формированием силикатной и карбонатитовой жидкостей. Дальнейшая кристаллизация силикатной магмы привела к формированию ийолитов. Щелочные сиениты, характеризующиеся отличающимися Nd изотопными значениями, концентрациями РЗЭ, редких и петрогенных элементов от других разновидностей щелочных силикатных пород, карбонатитов и фоскоритов, вероятно были образованы при смешении порции щелочного силикатного расплава с подплавленным над промежуточной камерой коровым материалом. Карбонатитовые расплавы, проникая в уже закристаллизованные пироксениты, метасоматизировали их в разной степени. В результате, в зависимости от интенсивности метасоматических процессов, формировались пироксен-флогопит-кальцитовые карбонатиты, с широкими вариациями составов, промежуточными между пироксенитами и кальцитовыми карбо-

натитами. Более поздние, обогащенные Fe и P, карбонатитовые расплавы, поднимаясь, кристаллизовали фоскориты и апатит-доломитовые карбонатиты. При этом, становление карбонатитов сопровождалось потерей щелочей, что подтверждается ореолом фенитизации и присутствием Na- и K-минералов в карбонатитах и расплавных включениях (Prokopiev et al., 2021).

Источники вещества

Полученные Sr-Nd изотопные данные для пород комплекса Арбарастах показывают, что в их источнике доминировал компонент с умеренно деплетированными изотопными характеристиками. Небольшой сдвиг от параметров деплетированной мантии может быть обусловлен (1) добавкой корового источника в результате ассимиляции корового вещества мантийными расплавами либо (2) участием вещества обогащённой мантии.

Для определения роли процесса коровой контаминации нами были проведены расчёты изотопно-геохимической (Sr, Nd, Pb) эволюции расплава согласно модели ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC) (DePaolo, 1981). Проведенные расчеты показывают, что для того, чтобы получить хорошее соответствие модельных трендов наблюдаемым составам пород, согласно модели AFC, необходимо иметь очень высокие концентрации Sr и Nd в исходном расплаве, ассимилирующим коровое вещество (CSr > 1000 ppm, CNd > 120 ppm), также достаточно высокую скорость ассимиляции коровым веществом (MA/MFC = 0.3), при этом полученная доля ассимилированного вещества континентальной коры варьирует для различных пород от 40 до 70 %. Такие параметры являются аномальными для магматического процесса и могут быть объяснены тем, что породы комплекса формировались при метасоматическом преобразовании пород континентальной коры при фильтрации через них огромного объёма карбонат-содержащего флюидонасыщенного расплава.

Гораздо более реалистичной выглядит модель, объясняющая наблюдаемые вариации Sr, Nd, Pb изотопных характеристик в породах комплекса Абарастарх, при взаимодействии двух источников: нижняя (астеносферная) и субконтинентальная литосферная мантия. Различие в изотопных характеристиках между литосферной и астеносферной мантией является менее значимыми по сравнению с таковым между мантией и древней континентальной корой. Это может объяснять незначительные вариации в изотопных характеристиках между различными породами массива Абарастарх и расположением точек Sr, Nd, Pb изотопных составов между деплетированной литосферной мантии и мантией с «плюмовыми» параметрами, которая может рассматриваться, как астеносферная. Это обстоятельство позволяет допустить сценарий формирования вещественного состава рассматриваемых пород, связанного с глубинным мантийным метасоматозом. Согласно последнему, глубинный поток CO_2-насыщенных расплавов в ходе их инфильтрации через литосферу мог инициировать экстракцию несовместимых литофильных элементов из пород литосферной мантии при метасоматическом взаимодействии первых с последними. В итоге могут сформироваться расплавы, характеризующиеся существенным обогащением Sr и Nd, несущих мантийные изотопные характеристики, представляющие собой смесь компонентов деплетированной литосферной и астеносферной мантии.

Благодарности

Геологические исследования проводились в рамках заданий НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5) и ГИН СО РАН (АААА-А21-121011390002-2), петролого-геохимические и изотопные исследования за счет средств проекта РНФ № 23-17-00098. https://rscf.ru/project/23-17-00098/

Литература

1. Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Пономарчук А. В. и др. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 48–66. doi: 10.17223/25421379/25/3.
2. De Paolo D. J. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization // Earth and Planetary Science Letters. 1981. V. 53. P. 189–202.
3. Doroshkevich A. G, Prokopyev I. R, Kruk M. N, Sharygin V. V, Izbrodin I. A, Starikova A. E, Ponomarchuk A. V, Izokh A. E, Nugumanova Y. N. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // Journal of Petrology. 2022. V. 63 (9). P. 1–21. https://doi.org/10.1093/petrology/egac073.
4. Giebel R. J., Marks M. A., Gauert C. D., Markl G. A model for the formation of carbonatite-phoscorite assemblages based on the compositional variations of mica and apatite from the Palabora Carbonatite Complex, South Africa // Lithos. 2019. V. 324. P. 89–104.
5. Greenough J. D. Minor phases in the Earth's mantle: evidence from trace- and minor-element patterns in primitive alkaline magmas // Chem. Geol. 1988. V. 69. P. 177–192.
6. Nosova A. A., Kopylova M. G., Sazonova L. V., Vozniak A. A., Kargin A. V., Lebedeva N. M., Volkova G. D., Peresetskaya E. V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos, 2021. V. 398–399. P. 106277.
7. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Zhumadilova D. V., Starikova A. E., Ya N. N., Vladykin N. V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): mineralogy and inclusion data // Ore Geology Reviews. 2021. V.131. P.104042. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.
8. Vasukova O. V., Williams-Jones A. E. Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox // Chemical Geology. 2022. V. 602. P. 120888.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.023

Загадочная природа высоко-Mg нодулей из архейских лампрофиров. Панозерский массив, Центральная Карелия

Ю. С. Егорова

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: axoxyx2014@gmail.com

Введение

В строении архейской континентальной коры первые субщелочные и щелочные породы известны начиная с неоархея. Присутствие среди них мафит-ультрамафитовых разностей говорит о существовании в неоархейской мантии (СКЛМ) обогащенных источников. Процессы, которые привели к их формированию, в частности, было ли это вызвано глобальной сменой тектонических режимов (запуск тектоники плит) или результатом закономерной эволюции литосферы (остывание, дифференциация), остаются дискуссионными.

Самыми ранними представителями субщелочного магматизма являются неоархейские породы санукитоидной (шошонитовой серии), участвующие в строении большинства архейских кратонов. Параллельно с ними или немного позднее происходило внедрение лампрофиров, щелочных гранитов, сиенитов, карбонатитов. Все они являются источником уникальной информации об архейской метасоматизированной мантии. Особый интерес вызывают мантийные ксенолиты, вынесенные архейскими щелочными магмами. Примером являются ксенолиты магнезиальных метавебстеритов из неоархейских (2.67 млрд лет) алмазосодержащих лампрофиров провинции Сьюпериор (Канада) (Wyman et al., 2006, 2015). Однако это единственный описанный в литературе случай, так как и сами неоархейские лампрофиры представляют большую редкость. Помимо Канады они известны в Австралии (кратон Йлгарн, ~2.68-2.64 млрд лет, Choi et al., 2020), в Южной Африке (пояс Лимпопо, 2.65 млрд лет, Watkeys & Armstrong, 1985; кратон Каапвааль, Prevec et al., 2004) и в России (Панозерский комплекс, Карельский кратон, Lobach-Zhuchenko et al., 2008). Последние будут рассмотрены в данной работе.

Геологическое положение

Панозерский комплекс (2.74 млрд лет) расположен в Центральной Карелии Фенноскандинавского щита, его строение и состав рассмотрены в работе (Lobach-Zhuchenko et al., 2008 и ссылки в ней). Комплекс включает многофазную интрузию, сложенную породами высокомагнезиальной монцонитовой серии (санукитоидами). Она сформировалась в три магматических цикла, которые разделены между собой внедрением лампрофиров. Последние были разделены на 2 группы, отличающиеся химическим и минералогическим составом, временем внедрения и, вероятно, источником магм. Лампрфиры 1: высокомагнезиальные (#mg > 70) дифференцированные от ультракалиевых ($K_2O/Na_2O > 3$) Phl-Amp-ультрамафитов[1] до высококалиевых ($0.5 < K_2O/Na_2O < 2$) Pl-Phl-Amp-мафитов. Лампрфиры 2: высококалиевые ($0.5 < K_2O/Na_2O < 2$) магнезиальные ($55 < \#mg < 72$) Pl-Ep-Bt-Amp-породы. По химическому составу высококалиевые мафиты обеих групп близки среднему известково-щелочному (шошонитовому) лампрофиру (CAL) в классификации Рока (Rock, 1991), а ультрамафиты 1гр. – кумулятивным разностям.

Лампрофиры 1 слагают небольшие тела: дайки, трубки и тектонические линзы. Их наибольшее количество приурочено к субмеридиональной тектонической зоне брекчии в центральной части массива, где в сложных соотношениях присутствуют сануки-

[1] В некоторых работах упоминаются как миаскитовые лампроиты (напр., Сергеев и др., 2007).

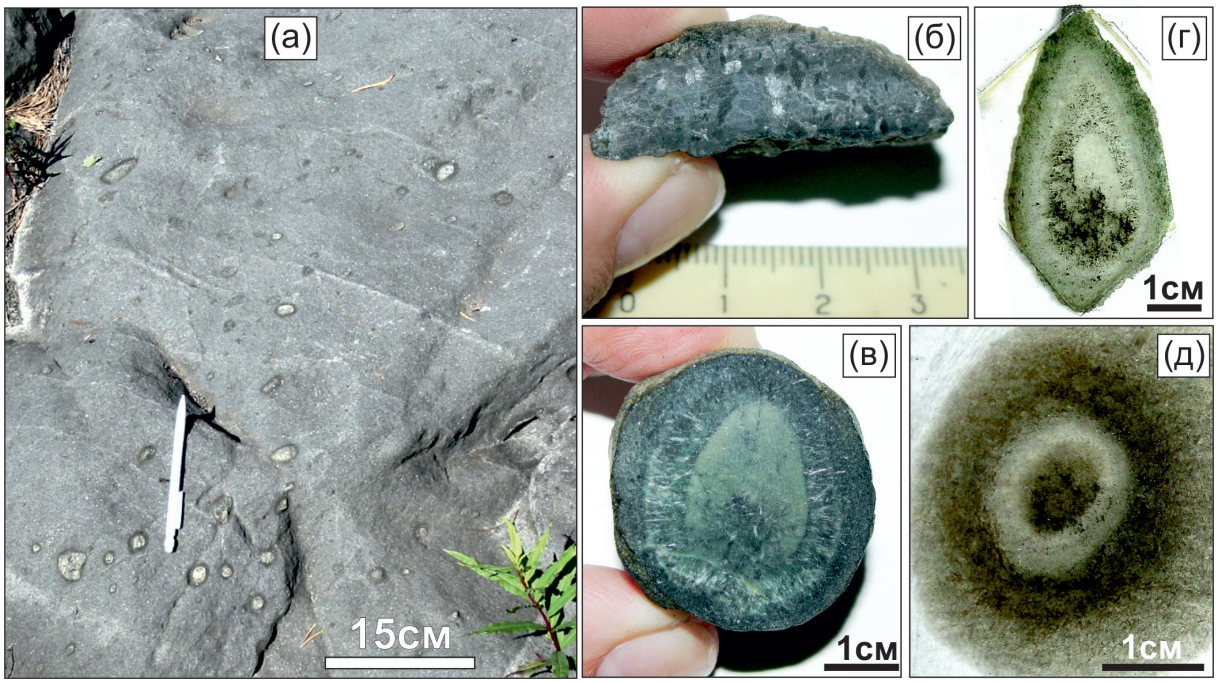


Рис. 1. Нодули в архейских лампрофирах 1 (Панозерский массив, Центральная Карелия): а – фото обнажения, б–д – фото образцов: б, в фото шлифов, г, д – фото нодулей различного строения: б – средне-зернистая однородная Crt-phl-trem-порода, в – мелко-зернистое Crt-phl-trem ядро с сульфидами в trem оболочке, г – зональный нодуль с реликтом ядра, д – слюдяная оторочка в породе вокруг зонального нодуля

тоиды и лампрофиры обеих групп (Fig. 1, 3 в Lobach-Zhuchenko et al., 2008). Дайки лампрофиров 2 завершают первый и второй циклы формирования Панозерской интрузии и секут лампрофиры 1.

Характерной особенностью лампрофиров 1 являются множественные включения (нодули [2]) диаметром от 0.5 до 4.5 см, редко 7–10 см. Нодули представлены амфиболизированной породой ультраосновного и основного состава, имеют округлую, эллипсоидальную или каплевидную, иногда сплющенную или иначе деформированную форму и составляют менее 5 % объема породы (рис. 1). Они хаотично размещены внутри породы и не имеют линейной ориентировки (рис. 1 а). Сами нодули часто имеют тремолитовую кайму (рис. 1 в), а в породе вокруг них наблюдается слюдяная оторочка мощностью до 5 мм (рис. 1 а, д). Природа нодулей до сих пор остается загадкой, поэтому ниже дана их подробная характеристика и сделаны предположения об их происхождении.

Лампрофиры также содержат ксенолиты вмещающих пород (санукитоидов). Возраст лампрофиров 1 определен равным 2757 ± 7 млн лет, U-Pb методом (SHRIMP II) по циркону (Сергеев и др., 2007).

Петрографическое описание

По составу нодули можно объединить в два типа: 1) флогопит-тремолитовые (70–95 % тремолит (#mg 92–97), 5–25 % флогопит (#mg 70–78), до 5 % Zn-хромит, по которым развиваются: актинолит (#mg 79–89), хлорит и магнетит, соответственно; ± акцессорные минералы: халькопирит, пирит, галенит, эпидот, кварц, Sr-Ba-сульфаты, апатит); 2) карбонат-флогопит-тремолитовые (отличаются наличием от 10 до 50 % карбоната).

[2] Оцелли в (Lobach-Zhuchenko et al., 2008), однако в данном случае этот термин не совсем точен, поэтому заменен на более корректный.

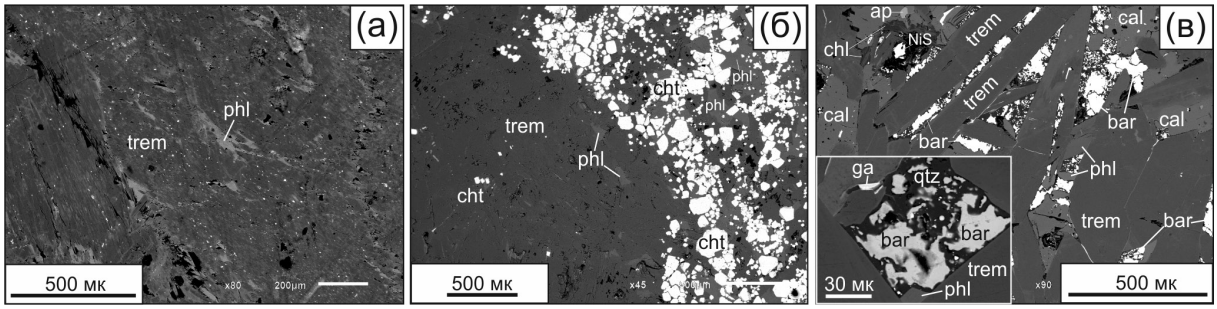


Рис. 2. Микрофотографии (BSE изображения) нодулей 1 типа (а–б) и 2 типа (в) из архейских лампрофиров 1 (Панозерский массив, Центральная Карелия): а – «хромитовая сыпь», б – скопления идиоморфных зерен хромита в phl-trem-породе; в – заполнение интерстиций между иглами тремолита кальцитом совместно с галенит – кварц – баритовым агрегатом, с апатитом, хлоритом и сульфидами

Часть нодулей сохраняет реликты равномерно зернистой мелко- или среднезернистой структуры (рис. 1 б). Некоторые нодули имеют игольчатую тремолитовую оболочку (рис. 1 в). Первичные минералы почти полностью отсутствуют, тремолит образует тонкоигольчатые псевдоморфозы по первичному сильно трещенноватому минералу таблитчатой, реже овальной формы, содержит пойкилитовые включения хромита (рис. 2 а). Тремолит по краям и сети трещин замещается актинолитом (рис. 2 а). Другие нодули имеют концентрически-зональное строение (рис. 1 г, д). Внешняя оболочка (до 5 мм) выполнена параллельными иголками тремолита, направленными к центру, внутри этой зоны часто встречается прослой из чешуек темно-оливкового флогопита. Внутренняя часть между ядром и внешней оболочкой, а в случаях, когда ядро отсутствует, вся внутренняя область, заполнена игольчатым тремолитом (длина иголок иногда достигает 1.5 см) с флогопитом, хромитом ± сульфидами в нодулях 1 гр. Ядро имеет четкую границу с внешними оболочками (рис. 1 в), иногда разделено на несколько частей, каждое в своей оторочке, и сложено мелкозернистым агрегатом тремолита и флогопитом в соотношении 5:1, с акцессорным хромитом. Минералы внутри ядра обладают максимальной магнезиальностью.

Вторую группу нодулей отличает наличие в ядре гнезд или целиком ядра, выполненного карбонатом, часто вместе с флогопитом и хлоритом. Также карбонаты выполняют интерстиции между зернами тремолита, иногда совместно с галенит – кварц – баритовым агрегатом, с апатитом и сульфидами (рис. 2 в). Количество карбоната в этом типе нодулей может достигать 50 %. По химическому составу он отвечает кальциту, реже доломиту, имеет примесь Sr и Mn. Изотопный состав C карбонатов из нодулей свидетельствует об его мантийном происхождении (δC % PDB = -5.6…-6.4, Lobach-Zhuchenko et al., 2008).

Хромит образует идиоморфные зерна около 200 мк в поперечнике и скопления (рис. 2 б), а также мелкую вкрапленность в тремолите (рис. 2 а), иногда мелкая сыпь хромита трассирует все микротрещины и границы зерен. Хромиты обеднены Al, Mg, Ti, характеризуются очень высокими значениями #Cr (Cr/(Cr + Al)) > 0.9 и #Fe (Fe^{+2}/ (Fe^{+2} + Mg)) > 0.75, обогащены Zn (ZnO до 5.5 вес. %), последнее типично для магматических шпинелей лампрофиров и является необычным для других типов мафитов (Rock, 1991). По сравнению с вмещающими лампрофирами хромиты нодулей характеризуются более высокими содержаниями Mg и Co.

Сульфиды (халькопирит, пирит, реже пентландит и галенит) – образуют мелкие и крупные (до 5 мм) единичные зерна неправильной формы или их скопления, часто

в окружении чешуек хлорита +/- эпидот, карбонат, кварц, барит (рис. 2в); иногда тонкие окантовки вокруг зерен хромита или барита.

Слюды и актинолиты из нодулей 1 отличаются повышенным содержанием хрома (Cr_2O_3 до 3 %, при ср. 0.5 %), реже NiO до 1 %. Примесь Ni (при Ni > Cr) в большей степени характерна для вторичных слюд и актинолита нодулей 2-го типа.

В зоне контакта нодулей с породой внутри обеих сред характерна концентрация флогопита и акцессорных минералов (карбоната, барита, апатита, сфена, эпидота, хлорита, моноцита, ортита и рудных). В мафитовых лампрофирах на границе с нодулями наблюдается развитие гелиофан – КПШ – альбитовых зон. Граница нодуль-порода, вероятно, служила геохимическим барьером для щелочей, Ba и Sr.

В зональных нодулях при приближении от центра к границе со вмещающей породой происходит изменение состава тремолита в сторону роговой обманки: в составе появляются глинозем, щелочи (в соотношении, как в амфиболе в породе) и снижается магнезиальность. В свою очередь, во вмещающей породе наблюдается обратная тенденция в изменении состава амфибола, особенно это выражается в возрастании магнезиальности. Тогда как магнезиальность флогопитов в нодулях (70–77) и вмещающем лампрофире (70–72) близка и почти не меняется.

Геохимическая характеристика

Содержания главных элементов в нодулях 1 и 2 (данные в скобках) типов: SiO_2=51.2–55.5 (41.4–52) вес. %, Al_2O_3=1–3 вес. %, FeO=4–11 вес. %, CaO=10–14 (16–21) вес. %, MgO=19–22 (16–21) вес. %, Na_2O< 0.65 вес. %, ППП=1–4 (4–10) вес. %; – указывают на общую первичную природу нодулей 1 и 2, так как разница в содержании SiO_2, CaO и MgO обусловлена присутствием кальцита в нодулях 2. Нодули имеют высокую магнезиальность (#mg=78–90), обогащены совместимыми элементами: Cr=700–10800 (обычно ок. 2500) г/т, Ni=300–2000 г/т, Zn=120–600 г/т, и резко обеднены HFSE: TiO_2<0.3 вес. %, Zr=9–17 г/т, Nb и Hf <0.07 г/т, что указывает на их мантийное происхождение. Химический состав нодулей соответствует магнезиальным метавебстеритам. Для нодулей (за вычетом карбоната) содержание нормативного пироксена достигает 90% +/- оливин. Рассчитывается 70 % клинопироксена и 15–20 % ортопироксена.

Концентрации LILE (Rb=4–45 г/т, Ba=57–950 г/т, Sr=54–130 (200–375) г/т, K_2O=0.05–2 вес. %) и LREE (La=0.9–14 г/т, (La/Yb)n=3–67) в нодулях сильно варьируют, не зависят от типа нодулей (кроме Sr, концентрирующегося в карбонатах), зато коррелируют между собой и вероятно связаны со степенью метасоматических изменений при взаимодействии с лампрофировой магмой (рис. 3).

От вмещающих лампрофиров нодули резко отличаются более высокими содержаниями SiO_2, CaO, MgO, Cr, Ni, Pb, Zn и низкими – Al_2O_3, FeO, P, Na, V, Y, HFSE, LILE, REE (рис. 3).

Обсуждение

В работе (Lobach-Zhuchenko et al., 2008) нодули (оцелли) из лампрофиров 1 интерпретируются как результат обособления богатых летучими H_2O и CO_2 высоко-Mg капель расплава, образующихся в результате дегазации лампрофировой магмы на поздней стадии эволюции.

Эта гипотеза базируется на концентрически-зональном строении ряда нодулей и присутствии в них карбонатов. Однако и то, и другое характерно менее чем, для половины нодулей и не связано между собой. Более предпочтительной является гипотеза о ксеногенной природе нодулей, что подтверждается близостью химического и петро-

графического составов всех нодулей вне зависимости от формы и структуры. В пользу этого говорит и сходство в содержании главных и редких элементов нодулей из лампрофиров 1 Панозерского комплекса с ксенолитами I типа из неоархейских алмазосодержащих лампрофиров провинции Сьюпериор (Канада) (рис. 3).

Петрографическое и геохимическое изучение нодулей позволяет предположить, что флогопит, актинолит и вся ассоциация акцессорных минералов, кроме хромита, являются наложенными (метасоматическими) и сформировались в результате взаимодействия ксенолитов первично пироксенитового состава с лампрофировой магмой за счет привноса K, Ba, Sr, Mn, P, S, CO_2, H_2O, F, Cl. Этот процесс в разных нодулях проявлен с разной интенсивностью, что в том числе обусловило разнообразие в их внешнем облике и составе.

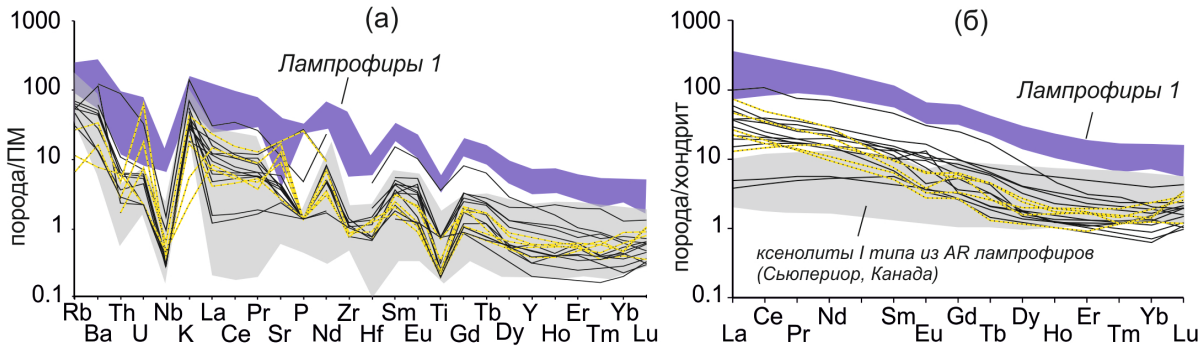


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в нодулях 1 (черные линии) и 2 (пунктир) в сравнении со вмещающими лампрофирами 1 (Панозерский массив, Центральная Карелия) и ксенолитами I типа из архейских лампрофиров провинции Сьюпериор, Канада (Wyman et al., 2006, 2015). Содержания нормированы на таковые в примитивной мантии (а) и хондрите (б) по (Sun & McDonough, 1989)

Заключение

Новый взгляд на происхождение нодулей из неоархейских лампрофиров как ксенолитов мантийных вебстеритов, открывает перспективы их дальнейшего изучения для понимания процессов эволюции СКЛМ в архее.

Благодарности

Работа выполнена в рамках госзадания ИГГД РАН (тема FMUW-2022-0004).

Литература

1. Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Ларионов А. Н., Бережная Н. Г., Гусева Н. С., Архейский возраст миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса Карелии // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 541–544.
2. Choi E., Fiorentini M. L., Giuliani A., Foley S. F., Maas R. & Taylor W. R. Subduction-related petrogenesis of Late Archean calc-alkaline lamprophyres in the Yilgarn Craton (Western Australia) // Precambrian Research. 2020. V. 338. P. 105550.
3. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H., Chekulaev V. P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N. S., Arestova N. A. Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism // J. Petrol. 2008. V. 49. No 3. P. 393–420.
4. Prevec S. A., Poujol M., Anhaeusser C.R. Evidence for archaean lamprophyre from the Kaapvaal Craton, South Africa // South African Journal of Science. 2004. V. 100. P. 549–555.

5. Rock N. M. S. Lamprophyres. Glasgow: Blackie. 1991. 285 p.
6. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds.: A. D. Saunders, M. J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
7. Watkeys M. K., Armstrong R.A. The importance of being alkaline – deformed late Archaen Lamprophyric dykes, Central Zone, Limpopo Belt // Transactions of the Geological Society of South Africa. 1985. V. 88. P. 195–206.
8. Wyman D. A., Ayer J. A., Conceição R. V., Sage R. P. Mantle processes in an Archean orogen: Evidence from 2.67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths // Lithos. 2006. V. 89. P. 300–328.
9. Wyman D., Hollings P., Conceição R. Geochemistry and radiogenic isotope characteristics of xenoliths in Archean diamondiferous lamprophyres: Implications for the Superior Province cratonic keel // Lithos. 2015. V. 233. P. 111–130.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.024

Минералогия фонолитов Контозерского палеовулканического комплекса (Кольский полуостров, Россия)

Н. И. Забавчик, Я. А. Пахомовский, Ю. А. Михайлова

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: n.zabavchik@ksc.ru

Введение

Контозерский вулканогенно-осадочный комплекс расположен на северо-востоке Кольского полуострова и представляет собой палеовулкан диаметром 8 км (Кириченко, 1970). Этот комплекс является частью Кольской щелочной провинции наряду Хибинским и Ловозерским нефелин-сиенитовыми массивами, Ковдорским щелочно-ультраосновным с карбонатами массивом и другими подобными образованиями. Согласно палеонтологическим данным, Контозерский комплекс образовался в каменноугольный период (C_1–C_2), а по данным Ar-Ar датирования флогопита возраст комплекса составляет от 371.7–388.7 млн лет до ± 1.7 млн лет (Балаганская и др., 2002).

Контозерский комплекс сложен разнообразными эффузивными породами, переслаивающимися с вулканогенно-осадочными образованиями и с осадочными породами. В геологическом строении Контозерского комплекса (рис. 1) выделяют три основные толщи (снизу вверх): терригенно-вулканогенная, вулканогенная и карбонатно-терригенная (карбонатитовая). В небольшом объеме присутствуют интрузии пироксенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. В данной работе представлены результаты изучения петрографии и минералогии главного типа пород, слагающих вулканогенную толщу, – фонолитов. Эта толща в плане образует кольцо шириной 0.5–2 км и мощностью 700–900 м.

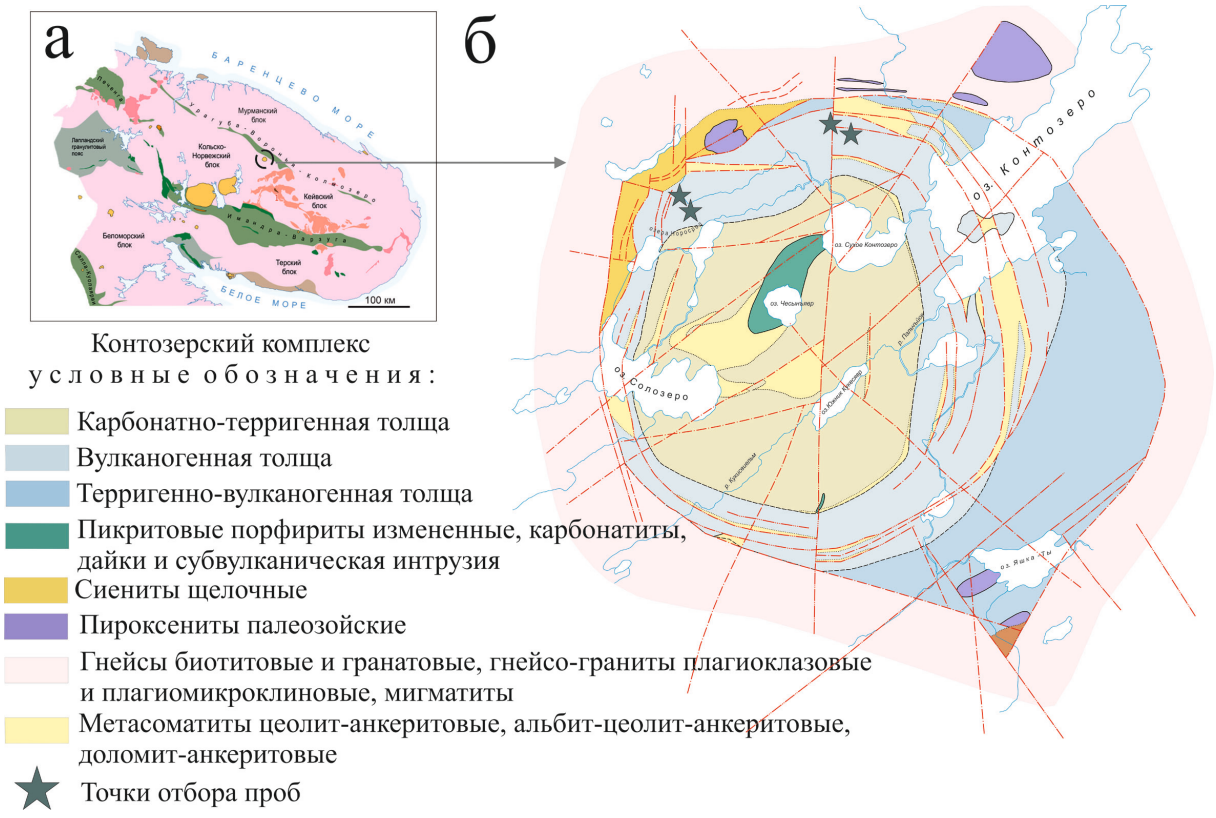


Рис. 1. а – геологическая схема Балтийского щита (по Mitrofanov F.P. et al., 2001); б – схема геологического строения Контозерского комплекса (по Сапрыкина Л.Г., 1978)

Материалы и методы

Изучено четыре образца фонолитов, точки отбора которых показаны на рис. 1 б. Химический состав пород определен методом мокрой химии (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты); химический состав минералов – при помощи электронного микроскопа Leo 1450 с энергодисперсионным микроанализатором AZtec Ultimmax 100 (ГИ КНЦ РАН).

Результаты

Фонолиты (рис. 2 а, б) – породы серого, коричневого или бурого цвета порфировой структуры с афанитовой основной массой. Фенокристы представлены относительно крупными (до 3–5 мм) идиоморфными кристаллами полевого шпата (рис. 2 в) и/или нефелина. Текстура пород массивная или флюидальная с субпараллельным расположением удлиненных кристаллов клинопироксенов (рис. 2 г).

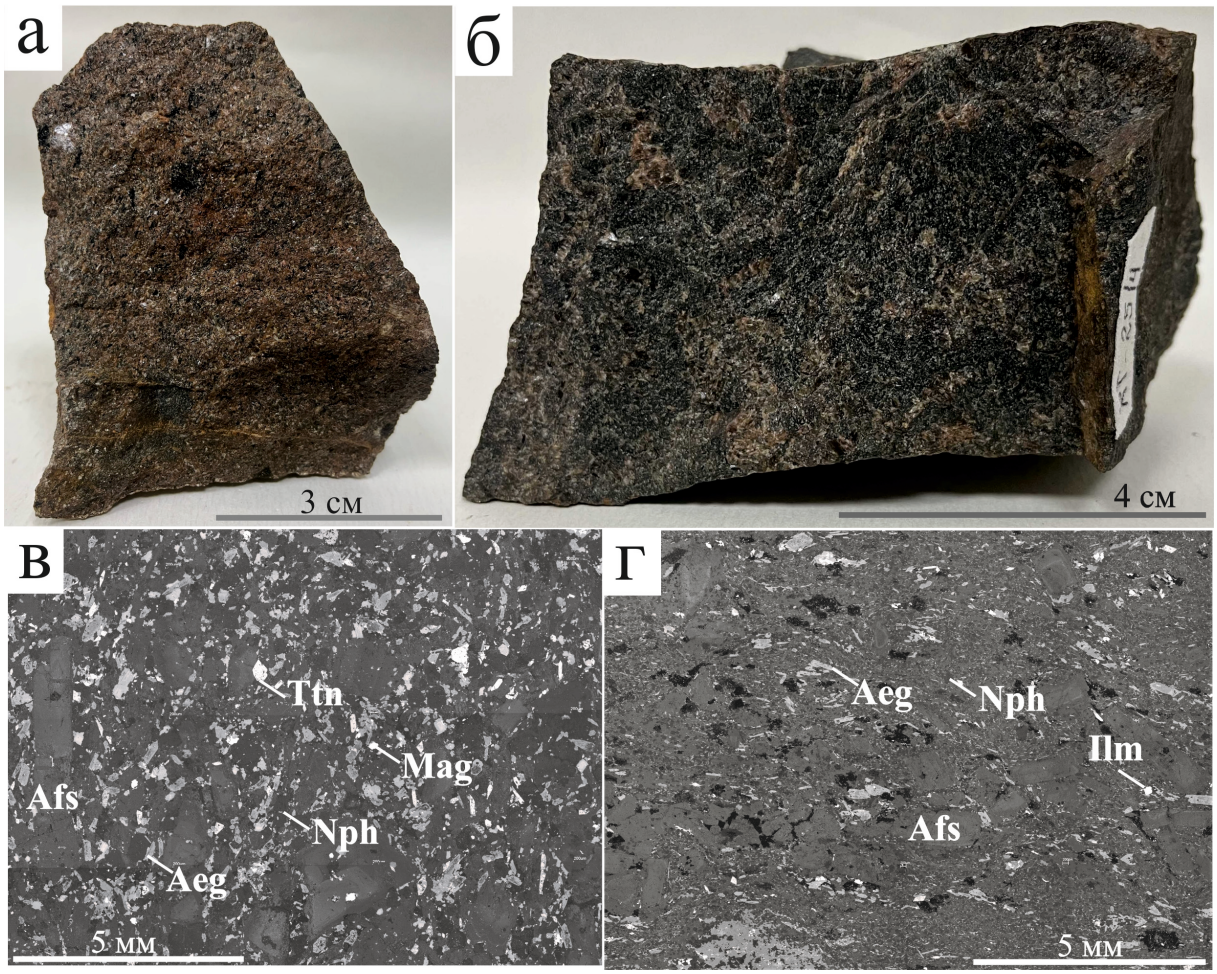


Рис. 2 а, б – фотографии образцов фонолитов из вулканогенной толщи Контозерского комплекса; в – фонолит порфировой структуры и массивной текстуры; г – фонолит порфировой структуры и флюидальной текстуры. в, г – изображения в обратно-рассеянных электронах. Nph – нефелин; Afs – полевой шпат; Aeg – эгирин; Ttn – титанит; Mag – магнетит; Ilm – ильменит

В целом, фонолиты Контозерского комплекса обладают простым минеральным составом: главными минералами являются K-Na полевые шпаты, нефелин и клинопироксены. Второстепенные минералы – титанит, щелочные амфиболы, аннит, акцессорные минералы – фторапатит, циркон, ильменит, магнетит, рутил и пирит, флюорит, баддделеит, целестин, давсонит и барит. Фонолиты подверглись интенсивному карбонатному

метасоматозу, в них присутствуют вторичные карбонаты (кальцит и сидерит). Кроме того, нефелин часто замещен натролитом, мусковитом и нордстрандитом. Химический состав фонолитов меняется в узких пределах (мас. %): SiO_2 – 56.21–56.79; TiO_2 – 0.63–1.45; Al_2O_3 – 18.58–19.00; Fe_2O_3 – 3.04–3.88; FeO – 0.81–1.69; MnO – 0.13–0.18; MgO – 0.42–1.14; CaO – 0.89–2.66; SrO – 0.31–0.43; Na_2O – 5.42–6.59; K_2O – 4.48–6.65; P_2O_5 – 0.04–0.21; H_2O^+ – 2.33–3.69; H_2O^- – 0.10–0.17; CO_2 – 0.41–1.57.

K-Na полевые шпаты составляют 30–40 % объема породы. Они обычно образуют фенокристы, отмечаются как идиоморфные кристаллы, так и выделения неправильной формы. В одном и том же образце встречаются как однородные (без пертитов) зерна полевого шпата (рис. 3 а), так и с пертитами альбита (рис. 3 б). Химический состав K-Na полевых шпатов (мас. %): Na_2O – 0.28–10.95; Al_2O_3 – 18.43–20.57; SiO_2 – 61.89–68.10; K_2O – 0.28–16.58; CaO – 0.00–0.47; Fe_2O_3 – 0.01–0.54; SrO – 0.00–2.07, BaO – 0.21–2.94 соответствует общей формуле (O = 8): $(K_{0.20–0.98}Na_{0.03–0.94}Sr_{0.00–0.06}Ba_{0.01–0.05}Ca_{0.00–0.02})(Al_{1.00–1.11}Fe^{3+}_{0.01–0.02})Si_{2.893.02}O_8$.

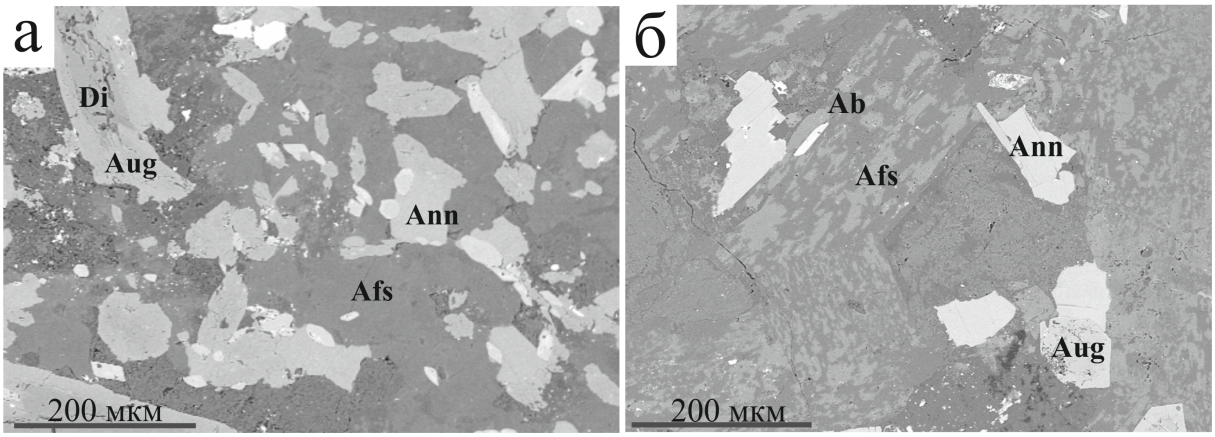


Рис. 3. Полевые шпаты из фонолитов Контозерского комплекса: а – K-Na полевой шпат без пертитов; б – калиевый полевой шпат с пертитами альбита. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Di – диопсид, Aug – эгирин-авгит, Ab – альбит, Ann – аннит, Afs – полевой шпат

Содержание нефелина в фонолитах составляет 30–40 % объема породы. Он образует идиоморфные кристаллы прямоугольного либо квадратного сечения размером до 3 мм (фенокристы). Химический состав нефелина Na_2O – 15.13–15.67; Al_2O_3 – 30.69–31.95; SiO_2 – 44.51–47.51; K_2O – 4.04–5.75; Fe_2O_3 – 1.33–1.43 соответствует общей формуле $(O = 16)Na_{2.77–2.88}K_{0.49–0.71}Al_{3.41–3.62}Si_{4.28–4.48}O_{16}$.

Для фонолитов характерны разнообразные по составу клинопироксены: диопсид, эгирин-авгит и эгирин (табл. 1, рис. 4). Клинопироксены образуют зональные по составу призматические кристаллы, реже – зерна неправильной формы. Ядра зональных кристаллов сложены диопсидом $(Ca_{0.90–0.91}Na_{0.00–0.06})(Mg_{0.69–0.76}Fe^{2+}_{0.21–0.22}Al_{0.10–0.11}Fe^{3+}_{0.05–0.07}Ti_{0.00–0.04}Mn_{0.00–0.01})Si_2O_6$ (4 катиона, O = 6), который часто содержит тонкие прожилки кальцита и мелкие включения рутила и аннита. Эгирин-авгит $(Ca_{0.54–0.70}Na_{0.31–0.44})(Fe^{3+}_{0.27–0.39}Mg_{0.25–0.45}Fe^{2+}_{0.26–0.31}Al_{0.05–0.06}Mn_{0.01–0.02}Ti_{0.01–0.03})Si_2O_6$ образует как каймы вокруг диопсида (рис. 4 б), так и самостоятельные мелкие кристаллы. Эгирин обнаружен в виде кайм вокруг эгирин-авгита, а также отдельных мелких кристаллов игольчатой формы.

На рисунке 5 показаны составы клинопироксенов из изученных образцов в координатах Mg–Na–Fe^{2+}. Точки, соответствующие составам, образуют тренд, отражающий изменение состава пироксенов от более магниевых (центральные части зональных зерен) к более натриевым (внешние каймы зональных зерен).

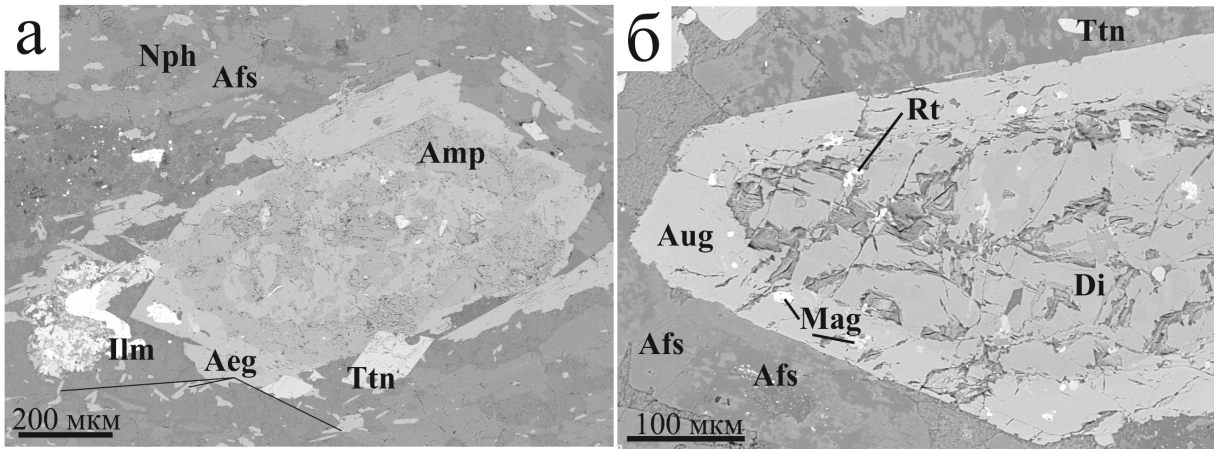


Рис. 4. Клинопироксены в фонолитах Контозерского комплекса: а – замещение амфибола эгирином; б – кайма эгирин-авгита вокруг диопсида. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Nph – нефелин; Afs – полевой шпат; Aug – эгирин-авгит; Di – диопсид; Aeg – эгирин; Ttn – титанит; Mag – магнетит; Rt – рутил; Ilm – ильменит

Таблица 1. Химические составы клинопироксенов из фонолитов Контозерского комплекса

Минерал	Эгирин	Эгирин-авгит		Диопсид	
Образец	КТ-25/4	КТ-27/5-1	КТ-27/5-2	КТ-27/5-1	КТ-27/5-2
Na_2O	8.36	4.20	3.79	0.87	0.39
MgO	3.21	6.53	7.77	12.34	13.63
Al_2O_3	0.9	1.33	1.07	2.39	2.09
SiO_2	51.08	51.21	51.35	50.68	50.88
CaO	8.08	16.03	16.93	22.39	22.63
TiO_2	1.36	0.57	0.65	1.39	1.55
V_2O_3	0.17	0.13	0.14	н.у.о.	н.у.о.
Cr_2O_3	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.07
MnO	0.50	0.68	0.62	0.39	0.23
FeO	23.22	17.88	15.71	9.03	8.37
ZrO_2	0.96	0.28	0.39	н.у.о.	н.у.о.
сумма	97.85	98.84	98.42	99.42	99.84

Примечание. н.у.о. – ниже уровня определения.

Второстепенные минералы суммарно занимают около 10 % объема породы. Титанит образует идиоморфные зерна ромбовидной формы размером до 0.5 мм и их скопления, а также мелкие (до 20 мкм) неправильной формы включения в эгирине и авгите. Состав титанита (мас. %): Na_2O – 0.02–0.79; Al_2O_3 – 0.28–1.12; SiO_2 – 29.39–30.30; CaO – 25.07–27.39; TiO_2 – 35.94–37.59; V_2O_3 – 0.42–0.49; MnO – 0.06–0.08; FeO – 1.43–2.60; ZrO_2 – 0.57–0.69; Nb_2O_5 – 0.32–1.01; La_2O_3 – 0.00–0.08; Ce_2O_3 – 0.75–0.90 отвечает общей формуле (O = 5) $(Ca_{0.90–0.97}Na_{0.05}Ce_{0.01}La_{0.01})(Ti_{0.89–0.95}Fe^{3+}_{0.04–0.06}Al_{0.01–0.04}Zr_{0.00–0.01}Nb_{0.01–0.02}V_{0.00–0.01})Si_{0.98–1.00}O_5$. Также в фонолитах распространен аннит состава (мас. %): F – 1.28; Na_2O – 0.37; MgO – 9.31; Al_2O_3 – 10.74; SiO_2 – 37.33; K_2O – 9.43; MnO – 1.04; FeO – 24.68, который соответствует формуле (22 аниона): $(K_{0.96}Na_{0.06})_{1.02}(Fe^{2+}_{1.64}Mg_{1.10}Ti_{0.21}Mn_{0.07})_{3.02}(Si_{2.97}Al_{1.01})$

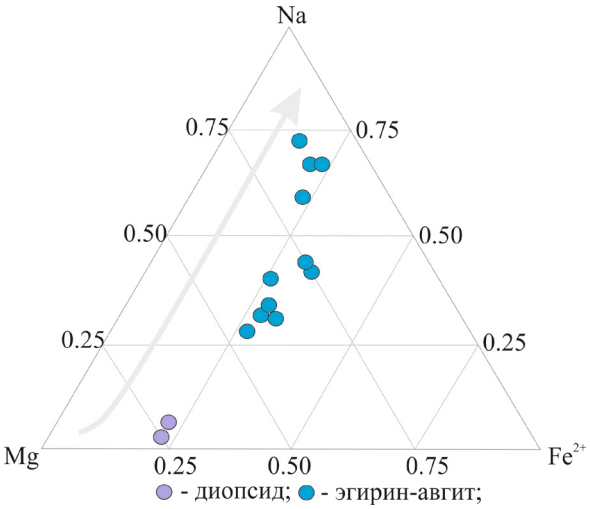


Рис. 5 Химический состав клинопироксенов из фонолитов Контозерского комплекса

$O_{10}(F_{0.32}OH_{1.68})_{2.00}$. Аннит образует мелкие пластинки в основной массе породы, а также включения в клинопироксенах и K-Na полевом шпате.

Заключение

Фонолиты Контозерского вулканогенно-осадочного комплекса формируют единую толщу, однако внутри нее они отличаются и по текстурно-структурным особенностям, и по минеральному составу. Было отмечено, что породы с массивной текстурой более крупнозернистые, фенокристы полевого шпата достигают размера 5 мм, в то время как породы с флюидальной текстурой – более мелкозернистые и подобных крупных выделений минералов не наблюдается. Минералогические различия в фонолитах наиболее ярко проявлены на примере группы пироксенов. Так, в породах с массивной текстурой зональные кристаллы клинопироксенов состоят из диопсида (ядра кристаллов) и эгирин-авгита (края кристаллов), а в фонолитах с флюидальной текстурой диопсид отсутствует, ядра зональных кристаллов сложены эгирин-авгитом, а края – эгирином. Такие различия между фонолитами в пределах вулканогенной толщи Контозерского комплекса, могут быть обусловлены небольшими отличиями в составе отдельных порций щелочного расплава.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-47-09010.

Литература

1. Балаганская Е. Г., Тиммерман М. Я., Лиферович Р. П. Кирнарский Ю. М. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит // Геохимия магматических пород. Школа «Щелочной магматизм Земли». Москва: ГЕОХИ, 2002. С. 16–17.
2. Кириченко Л. А., Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострова. Ленинград: Недра, 1970. 110 с.
3. Петровский М. Н., Арзамасцев А. А., Травин А. В. Контозерский вулканоплутонический комплекс: интрузивные серии и их взаимоотношение с эффузивным магматизмом // Геохимия магматических пород: материалы XXV Всероссийского семинара с участием стран СНГ. Школа «Щелочного магматизма Земли», Санкт-Петербург, 23–26 мая 2008 г. СПб., 2008. С. 127–128.
4. Сапрыкина Л. Г., Пантелеймонов В. М., Подурушин В. Ф., Терешков В. Г., Отчет о поисковых работах на апатит и бурении в Контозерской впадине в 1970–1977 гг. (Мурманская обл.). Апатиты. 1978.
5. Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F., Arzamastsev A. A., Yevzerov V. Ya., Lyubtsov V. V., Shipilov E. C., Nikolayeva S. B., Fedotov Zh. A. Geology of the Kola Peninsula. Apatity. 1995. 145 pp.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.025

Карбонатит-нефелинитовый вулканизм рифта Грегори и Кратерного нагорья, северная Танзания

А. Н. Зайцев [1, 2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e-mail: a.zaitsev@spbu.ru*

[2] *Imaging and Analysis Centre, Department of Earth Sciences, Natural History Museum, London, UK*

Введение

Восточно-Африканский рифт относится к числу геологических образований, изучение которых позволяет понять не только историю развития Земли в палеоген-четвертичный периоды, но и происхождение и эволюцию человека. Здесь, на территории Восточной Африки, как в пределах рифта, так и в примыкающих областях, находится несколько чрезвычайно важных геологических объектов, которые позволяют нам понять условия зарождения и эволюции карбонат-содержащих щелочно-ультраосновных расплавов, из которых происходит кристаллизация разнообразных силикатных горных пород и карбонатитов, включая единственный действующий карбонатитовый вулкан Олдоиньо Ленгаи (Dawson, 2008). С другой стороны, в этом районе располагаются разнообразные палео-антропологических объектов, результаты исследования которых внесли неоценимый вклад в наше понимание истории развития предков человека, гоминидов, включая представителей родов *Australopithecus*, *Paranthropus* и ранних *Homo* (Zaitsev et al., 2023 a).

Вулкан Олдоиньо Ленгаи

Олдоиньо Ленгаи представляет собой симметричный стратовулкан, абсолютная высота которого составляет 2951.6 м над уровнем моря, с относительным превышением от подножья до вершины около 2000 м (рис. 1). На вершине вулкана располагается два кратера: южный, потухший, сложенный фонолитами и покрытый пирокластическими карбонатит-нефелинитовыми отложениями, и северный активный кратер, в котором, до извержения 2007 г., наблюдались лавовые потоки нефелинитов и карбонатитов (Klaudius and Keller, 2006).

Рис. 1. Вулкан Олдоиньо Ленгаи. Фото: Е. О. Зайцевой

Примерно на 90 % Олдоиньо Ленгаи сложен пирокластическими породами, это пеплы, туфы и агломераты фонолитового и нефелинитового состава, в которых встречаются отдельные потоки лав нефелинитов и фонолитов. Редким типом горной породы являются оливиновые мелилититы, наблюдающие в виде ксенолитов в туфах / агломератах, и образующие отдельные потоки в окружении вулкана. Интрузивные горные породы (пироксениты, ийолиты, уртиты) и фениты присутствуют исключительно в виде ксенолитов в туфах / агломератах (Dawson, 2008).

Карбонатиты вулкана Олдоиньо Ленгаи представлены отложениями пеплов, лапиллей, лавовыми потоками и дайками. По своему составу это высокощелочные породы, с повышенным содержанием фосфора, серы, фтора и хлора и практически полным отсутсвием кремния. Главными минералами являются ньеререит, грегориит, сильвин и флюорит. Особенностью карбонатитов является неустойчивость ньеререита, грегориита и сильвина при нормальных атмосферных условиях и их постепенное преобразование в флюорит-содержащие пирссонитовые, шортитовые и кальцитовые «карбонатиты», последняя разновидность, при этом, весьма подобна интрузивным кальцитовых карбонатитам (Zaitsev and Keller, 2006; Keller and Zaitsev, 2012).

Изучение подобных, но не идентичных, древних вулканов, например Керимаси и Тиндерет, показывает, что щелочные карбонатиты могли извергаться и в геологическом прошлом (Zaitsev et al., 2013).

Туфовые отложения области Лаетоли

Кратерное нагорье, так же известное как вулканическая область Нгоронгоро, располагается вдоль западного эскарпа рифта Грегори. Здесь распалагаются крупные потухшие вулканы, включая Садиман (4.5–4.0 млн лет, нефелиниты, фонолиты) Лемагарут (2.4–2.2 млн лет, базальты – трахиандезиты) и Нгоронгоро (2.2–2.0 млн лет, базальты – трахидациты). В юго-западной части нагорья располагается область Лаетоли, сложенная разнообразными туфами и пеплами. Основными вулканическими отложениями являются туфы Лаетолил, которые представлены первичными туфами (в которых не происходила перемещение вещества после отложения пепла) и вторичными эоловыми туфами (Hay, 1978, 1987). Область Лаетоли хорошо известна благодаря находкам окаменелых останков гоминидов (включая и голотип *Australopithecus afarensis*), а также древнейших на Земле отпечатков ступней ног *Australopithecus afarensis* в одном из слоев первичного туфа (рис. 2). Это является свидетельством способности гоминидов ходить на двух конечностях (бипедализме) примерно 3.66 млн лет назад (Harrison, 2011).

Особенности минерального и химического состава первичных туфов указывают на мелилит-нефелинитовый состав вулкана, который являлся источником вулканического пепла. Нет докозательст, что в этой области происходило отложения щелочных карбонатитовых пеплов (подобных по составу карбонатитам Олдоиньо Ленгаи), как это предполагалось ранее (Barker and Milliken, 2008; Zaitsev et al., 2019). Полевые наблюдения показывают, что происходит разрушение поверхности туфа с отпечатками, при этом морфлогия самих отпечатков становится менее выраженной. Необходимы срочные консервационные работы для их сохранения (Zaitsev et al., 2023 b).

Благодарности

Моя глубокая благодарность всем моим друзьям, кто принимал активное участие в данной работе, которая, на разных этапах была поддержана Немецким научно-исследовательским обществом, фондом Александр фон Гумбольдт, программами Европейского Союза «Мария Кори» и Фулбрайт, администраций Нгоронгоро, компанией

Рис. 2. Отпечатки ступней ног *Australopithecus afarensis* на поверхности мелилит-фенелинитового туфа. Фото: А. И. Савченок

Peter Rich Architects — GMP Consulting Engineers — Laetoli JV, Санкт-Петербургским государственным университетом и Российским фондом фундаментальных исследований.

Литература

1. Barker D. D., Milliken K. L. Cementation of the footprint tuff, Laetoli, Tanzania // Canadian Mineralogist. 2008. V. 46. 831–841.
2. Dawson J. B. The Gregory Rift Valley and Neogene–Recent Volcanoes of Northern Tanzania // Geological Society Memoir. 2008. No. 33. London.102 p.
3. Harrison T. (ed.). Geology, Geochronology, Paleoecology and Paleoenvironment. Dordrecht: Springer, 2011. V. 1. 401 p.
4. Hay R. L. Melilitite-carbonatite tuffs in the Laetoli beds of Tanzania // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1978. V. 67. P. 357–367.
5. Hay R. L. Geology of the Laetoli area // Laetoli, a Pliocene Site in Northern Tanzania. Leakey/ M. D., Harris J. M. (ed.). 1987. Oxford: Clarendon Press. P. 23–47.
6. Keller J., Zaitsev A. N. Geochemistry and petrogenetic significance of natrocarbonatites at Oldoinyo Lengai, Tanzania: Composition of lavas from 1988 to 2007 // Lithos. 2012. V. 148. P. 45–53.

7. Klaudius J., Keller J. Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos. 2006. V. 91. P. 173–190.
8. Zaitsev A. N., Keller J. Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos. 2006. V. 91. P. 191–207.
9. Zaitsev A. N., Wenzel T., Vennemann T., Markl G. Tinderet volcano, Kenya: an altered natrocarbonatite locality? // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. P. 213–226.
10. Zaitsev A. N., McHenry L., Savchenok A. I., Strekopytov S., Spratt J., Humphreys-Williams E., Sharygin V. V., Bogomolov E. S., Chakhmouradian A. R., Zaitseva O. A., Arzamastsev A. A., Reguir E. P., Leach L., Leach M., Mwankunda J. Stratigraphy, mineralogy and geochemistry of the Upper Laetolil tuffs including a new tuff 7 site with footprints of Australopithecus afarensis, Laetoli, Tanzania // Journal of African Earth Sciences. 2019. V. 158. P. 103561.
11. Zaitsev A. N., Musiba C., McHenry L. J. (ed.). Into the Rift: The Geology of Human Origins in Eastern Africa // Elements. 2023 a. V. 9 (2). 129 p.
12. Zaitsev A. N., Chakhmouradian A. R., Musiba C. Laetoli: the oldest hominin footprints in volcanic ash // Elements. 2023 b. V. 9 (2). P. 104–110.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.026

Переработка сподуменового концентрата бисульфатно-аммонийным методом: проблемы и перспективы построения технологии замкнутого цикла

В. А. Зайцев [1], Р. Х. Хамизов [1], А. Н. Груздева [1], Н. С. Власовских [2]

[1] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: va_zaitsev@inbox.ru

[2] АО НПП «Радий», Москва

Введение

Литий – один из самых востребованных на сегодняшний день металлов, прежде всего в связи с его использованием в аккумуляторных батареях, а также в атомной промышленности, в металлургии, в производстве стекла, керамики, смазок и др. Основными источниками лития были и остаются литий-содержащие рассолы (термальные воды, нефтяные воды и концентрированная морская вода) и литиевые пегматиты, содержащие сподумен, лепидолит, амблигонит и др. Их примером может служить пегматитовый район Колмозеро-Воронья, включающий Колмозерское месторождение, (Morozova, 2018; Пожиленко et al., 2002), подготавливаемое для добычи ООО «Полярный литий».

К настоящему времени наиболее разработанными технологиями переработки сподумена являются сернокислотная, сульфатная, известковая, содовая (Зимина, Потапова and Смирнова, 2014). Все ни требуют прокаливания сподумена для фазовой трансформации его из структуры пироксена (α-сподумен) в структуру алюмосиликата лития (β-сподумен), что приводит к резкому увеличению удельного объёма фазы и её растрескиванию, что позволяет эффективно отделять примесные минералы грохочением (для этого способа употребляют название декрипитация) (Полькин, 1987) и появлению ионообменных свойств, необходимых для извлечения лития.

Переработка колмозерского сподумена предполагается использование сернокислотной технологии переработки (Kasikov et al., 2023), предполагающая значительный расход серной кислоты и карбоната натрия и получения значительного количества сульфатных отходов, что связано с необходимостью транспортировки больших количеств реагентов и рудного концентрата в сложных условиях Арктики и что нежелательно с экономической и экологической точек зрения.

ГЕОХИ РАН разрабатываются замкнутые гидросульфатно-аммонийные технологии для переработки алюминийсодержащего сырья, основанные на идее М. Бюхнера (Bayer, Kahr and Mueller-Vonmoos, 1982) об организации циклических процессов, , включающих: 1) термическое разложение сульфата аммония на аммиак и гидросульфат аммония 2) разложение алюмосиликатного сырья гидросульфатом аммония, осаждение продукта с использованием аммиака с образованием сульфата аммония, направляемого в голову процесса (Khamizov et al., 2014, 2020; Khamizov, Zaitsev and Gruzdeva, 2022). Накопленный опыт позволил предположить возможность использования подобного процесса для переработки сподумена по схеме:

1. Предварительное ситование, отделение мелкой фракции.
2. Прокаливание крупной фракции для трансформации α-сподумена в β-сподумен.
3. «Мягкое» дробление и отделение β-сподумена от примесных минералов ситованием.
4. Ионный обмен β-сподумена с расплавом или раствором NH_4HSO_4.
5. Отделение литийсодержащего сульфатного раствора от $HAlSi_2O_6$ фильтрацией.
6. Очистка раствора от примесей за счёт кристаллизации квасцов и постепенного понижения pH действием NH_3.

7. Осаждение карбоната лития действием $(NH_4)_2CO_3$, получаемым из аммиака и углекислого газа, присутствующего в дымовых газах обжига исходного сподумена.
8. Выделение сульфата аммония и его термическое разложение на бисульфат аммония, направляемый на стадию 4 и аммиак, частично направляемый на стадию 6, частично – на получение карбоната аммония, далее направляемого на стадию 7.

Исходные материалы

Для экспериментальной проверки ключевых стадий процесса был использован β-сподумен, полученный из сподуменового концентрата Колмозерского месторождения: Концентрат был раздроблен до крупности – 5 мм, отделен от фракции – 0.2 мм, прокалён в муфельной печи при температуре 1110°С, затем подвергнут повторному дроблению в пластиковом контейнере и отделен на сите 0.2 мм. Состав концентрата приведёт в таблице 1.

Таблица 1. Состав концентрата до и после автоклавного выщелачивания (по данным ICP AES)

	Исходный концентрат	Концентрат обогащённый декрипитацией	После выщелачивания NH_4HSO_4 и промывки t = 180 ° C, Т:Ж = 1:12
Al_2O_3	12.62	15.60	18.36
CaO	0.10	0.03	0.02
FeO	0.89	0.48	1.68
K_2O	0.35	0.17	0.12
Li_2O	**3.09**	**5.58**	**0.04**
MgO	0.00	0.00	0.01
MnO	0.24	0.11	0.07
Na_2O	2.96	0.77	0.32
SrO	0.00	0.00	0.20
P_2O_5	0.33	0.08	0.05
SO_3	< 0.04	< 0.04	5.86

Примечание. Бисульфат аммония был приготовлен из сульфата аммония (выделено) и концентрированной серной кислоты.

Автоклавное выщелачивание

Выщелачивание производилось 60 % раствором бисульфата аммония с добавкой 1 % H_2SO_4 в титановом автоклаве с фторопластовым вкладышем, нагреваемым на масляной бане с магнитной мешалкой (200 об/мин). Температура в автоклаве контролировалась по показаниям термопары, находящейся в крыше фторопластового вкладыша. Содержание компонентов в растворе определялось методами ICP AES и ионной хроматографии. Время эксперимента составляло 3 часа.

После выщелачивания автоклав охлаждался и жидкость отделялась от твердого вакуумным фильтрованием. В процессе фильтрования происходила из раствора кристаллизация небольшого количества квасцов, которые также отделялись фильтрованием.

Результаты экспериментов приведены на рисунке 1 и в таблице 1. Хорошее выщелачивание лития достигается в экспериментах при 170–190 °С и высоком отношении

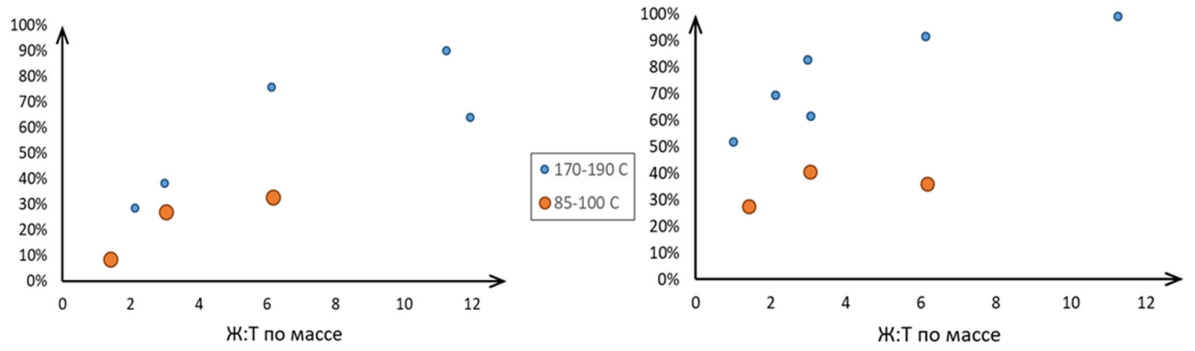


Рис. 1. Степень извлечения лития при автоклавном выщелачивании β-сподумена в первичный фильтрат (слева) и в фильтрат и промывные воды (справа)

Т:Ж. Таблица 1 демонстрирует, что после промывки осадка остаётся меньше 1 % лития от его исходного содержания.

Однако, уменьшение избытка жидкости, также как понижение температуры процесса приводит к уменьшению извлечения из-за кинетического эффекта.

Расчёты равновесий комплексообразования HSO_4^-, $NH_4SO_4^-$ и $LiSO_4^-$ показывают, что равновесная концентрация H^+ – ионов в растворе, содержащем 7М бисульфата аммония и 0.23М H_2SO_4 оказывается 8.25 раз меньше, чем в 7М H_2SO_4, а расход 10 % кислотности приводит к ещё двукратному уменьшению равновесной концентрации протона, поэтому для повышения степени выщелачивания потребуется очень большое время выдержки в автоклаве.

Взаимодействие с расплавом бисульфата аммония

Сплавление β-сподумена со стехеометрическим количеством бисульфата аммония производилось в открытых тефлоновых и стеклянных сосудах при атмосферном давлении. Температура экспериментов составляла 150 ° (1.5 ч., 3 ч.), 205 ° С 1ч.10 мин. после 3 ч. при 150 ° С) и 330 ° С. В первых опытах бисульфат аммония был предварительно получен взаимодействием сульфата аммония с серной кислотой, в последнем случае он образован при разложении стехиометрического количества сульфата аммония.

После эксперимента смесь охлаждалась, и проба выщелачивалась водой. Концентрация лития определялась атомно-эмиссионным методом в капельно-искровом спектрометре (ГЕОХИ РАН). Степень извлечения во всех случаях составила 25 %, что соответствует взаимодействию по реакции:

$$4LiAlSi_2O_6+4NH_4HSO_4 = 4HAlSi_2O_6 + (NH_4)_4LiH_3(SO_4)_4$$

Осаждение карбоната лития

Рис. 2. Осадок карбоната лития

Раствор жидкого концентрата, полученного после выщелачивания был упарен в 2 раза, и охлаждён для выделения квасцов, которые были отделены фильтрацией. После этого раствор был повторно нагрет и упарен в 2 раза, после чего к нему был добавлено 3.5 г карбоната аммония в 10 мл деионизированной воды. Через 20 минут осадок карбоната лития (рис. 2) отделен от раствора фильтрацией.

Для отделения примеси карбоната натрия осадок был дополнительно промыт горячей водой, в результате чего содержание Na сократилось с 1000 ppm до 180 ppm, что удовлетворяет аккумуляторному качеству.

Обсуждение результатов

Полученные результаты показывают, что сподумен Колмозерского месторождения после термического превращения в бета-сподумен может быть переработан в карбонат лития с использованием бисульфататно-аммониевой технологии. Небольшое количество квасцов, образующихся в процессе, очевидно связаны с выщелачиванием не полностью отделённых примесных минералов (прежде всего слюды).

Одним из ограничений бисульфатного метода в приложении к сподументовому сырью в случае автоклавного выщелачивания будет кинетический фактор, который даже в случае расплавного выщелачивания потребует значительного избытка бисульфата аммония с последующей нейтрализацией избыточной кислотности аммиаком.

Показаны возможности модификации и дальнейшего совершенствования предложенной схемы, некоторые пути которого могут быть обозначены:

1) электрохимическая сорбция лития на сульфатном катоде типа $LiFe(SO_4)_2$ (Clark et al., 2014) и сульфат-иона на аноде из активированного угля (Sveshnikova, Suleimanov and Khamizov, 2021) с последующей десорбцией;
2) предварительная обработка раствора бисульфата аммония с получением сернокислотного раствора и сульфата аммония методом удерживания кислоты (Khamizov et al., 2018), что позволит увеличить кислотность выщелачивающего раствора, сохранив при этом циклический характер процесса;
3) получение сернокислого раствора возможно также путём кристаллизационного разделения раствора бисульфата аммония на холоду (Beyer, Bothe and Burrmann, 2007), или под действием органических добавок;
4) растворение $(NH_4)_4LiH_3(SO_4)_4$ с последующей кристаллизацией NH_4LiSO_4 из обогащённого NH_4HSO_4 раствора (Коган, Огородников and Кафаров, 1969).

Выводы

Проведенные исследования, таким образом, свидетельствуют о перспективности аммонийно-бисульфатного метода для создания замкнутой технологии переработки сподумена с получением карбоната лития высокой чистоты и с рекуперацией исходного бисульфата аммония, что исключает необходимость затрат, связанных с транспортировкой больших количеств химических материалов и рудного сырья в условиях Арктики.

Благодарности

Авторы благодарны аналитикам И. Н. Громяк, А. А. Долгоносову, В. В. Ягову и С. А. Куликовой за выполнение анализов.

Литература

1. Зимина Г. В., Потапова А. М., Смирнова И. Н. Избранные главы ХиТРЭ. Химия и технология лития. Москва: МИТХТ им. М.В. Ломоносова, 2014.
2. Коган В. Б., Огородников С. К., Кафаров В. В. Справочник по растворимости. Кн. 1. 1969. Т. 3. Ленинград: Наука.
3. Пожиленко В. И. и др. Геология рудных районов Мурманской области. 2002. 359 с. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН.
4. Полькин С. И. Обогащение руд и россыпей редких и благородных металлов. М.: Недра, 1987.

5. Bayer G., Kahr G. and Mueller-Vonmoos M. Reactions of ammonium sulphates with kaolinite and other silicate and oxide minerals // Clay Minerals. V. 17 (3). P. 271–283. doi: 10.1180/claymin.1982.017.3.01.
6. Beyer K. D., Bothe J. R. and Burrmann N. Experimental Determination of the H_2SO_4 /$(NH_4)_2SO_4$ /H_2O // Phase Diagram', The Journal of Physical Chemistry A. V. 111 (3). P. 479–494. doi: 10.1021/jp0645465.
7. Clark J. M. et al. 'High voltage sulphate cathodes $Li_2M(SO_4)_2$ (M = Fe, Mn, Co): atomic-scale studies of lithium diffusion, surfaces and voltage trends', J. Mater. Chem. A, V. 2 (20), pp. 7446–7453. doi: 10.1039/C3TA15064J.
8. Kasikov A. G. et al. 'Sulfuric Acid Leaching of Spodumene Concentrate From the Kolmozerskoe Deposit', Transactions of the Kola Science Centre of RAS. Series: Engineering Sciences, 2(2/2023), pp. 102–106. doi: 10.37614/2949-1215.2023.14.2.018.
9. Khamizov R. K. et al. 'On the Possibility of Separation of Ammonium Bisulfate into Sulfate and Acid in the Cyclic Salt-Type Processing of Alumina-Containing Raw Materials', Doklady Chemistry. V. 481 (1). P. 157–159. doi: 10.1134/S0012500818070042.
10. Khamizov R. K. et al. 'Feasibility of Acid–Salt Processing of Alumina-Containing Raw Materials in a Closed-Loop Process', Russian Journal of Applied Chemistry. 2020. V. 93 (7). P. 1059–1067. doi: 10.1134/S1070427220070174.
11. Khamizov R. K. et al. 'Scientific grounds and prospects for closed-circuit processing of alumina-containing raw materials with the decomposition of salt and acid-salt types', in Proceedings of 32-th International ICSOBA Conference, 2014, 'New Challenges of Bauxite, Alumina and Aluminium Industry and Focus on China'. P. 249–258.
12. Khamizov R. K., Zaitsev V. A. and Gruzdeva A. N. 'Features of the Hydrosulfate Method for Processing Alumina-Containing Raw Materials in a Closed Reagent Cycle', Applied Sciences (Switzerland). 2022. V. 12 (21). doi: 10.3390/app122111057.
13. Morozova L. N. 'Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula)'. Litosfera. 2018. V. 18 (1). P. 82–98. doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098.
14. Sveshnikova D. A., Suleimanov S. I. and Khamizov R. K. 'The kinetics and mechanism of sulphate ion adsorption on KM-2 activated carbon', Sorbtsionnye i Khromatograficheskie Protsessy. 2021. V. 21 (4). P. 510–519. doi: 10.17308/SORPCHROM.2021.21/3635.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.027

Развитие гидросульфатного метода переработки глиноземистого сырья в приложении к нефелинсодержащим продуктам добычи апатита

В. А. Зайцев, А. Н. Груздева, Р. Х. Хамизов
Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: va_zaitsev@inbox.ru

Введение

Снижение доступности высококачественных бокситов, которые легко перерабатываются стандартными щелочными методами, делает неизбежным переход на нетрадиционные источники глинозёма, в том числе нефелин, который является побочным продуктом добычи критического сырья из массивов щелочных пород, таких как апатит, как источник P_2O_5 и REE_2O_3, лопарит как источник Nb_2O_5, $РЗЭ_2O_3$, TiO_2, Ta_2O_5 и, весьма вероятно, в ближайшем будущем – эвдиалит как источник ZrO_2 и $РЗЭ_2O_3$. Использование высококремнистого глинозем-содержащего сырья для переработки стандартными щелочными методами, в частности, процессом Байера, невозможно из-за того, что содержащийся в нём кремнезем, переходит в щелочной среде в раствор, что неприемлемо повышает расход щелочи, и требует значительных затрат на разделение кремния и алюминия на последующих стадиях процесса. Этим объясняется возрастающий международный интерес к кислотно-солевым методам переработки высококремнистого глиноземсодержащего сырья, обеспечивающим отделение кремнезема уже на стадии выщелачивания.

В ГЕОХИ РАН была показана принципиальная возможность эффективной переработки низкосортного глиноземсодержащего сырья методом Бюхнера (Khamizov et al., 2014, 2016; 2020, 2022). Основные стадии процесса: 1) обработка алюминийсодержащего сырья горячим концентрированным раствором гидросульфата аммония; 2) отделение нерастворимых остатков, фильтрованием с получением раствора алюмоаммонийных квасцов; 3) осаждение гидроксида алюминия из этого раствора аммиаком; 4) отделение этого полупродукта от оставшегося раствора сульфата аммония; 5) упаривание этого раствора с получением воды, кристаллизация и сушка сульфата аммония; 6) термическое разложение $(NH_4)_2SO_4$ с получением аммиака и NH_4HSO_4 для растворения в воде и использования в голове процесса.

В рамках нашей работы продолжено изучение возможностей дальнейшего совершенствования метода Бюхнера, в частности, на примере переработки нефелина, как побочного продукта переработки редкометальных и апатитовых руд.

Исходные материалы

Исходными материалами служили: навеска нефелинового концентрата, предоставленная ОАО «Апатит» (Россия), и растворы гидросульфата аммония. Концентрат содержал 71 % нефелина, основными примесными минералами были: полевой шпат, эгирин-авгит, биотит, магнетит, титанит, апатит и эвдиалит. Растворы гидросульфата аммония готовили из сульфата аммония и серной кислоты химической чистоты в дистиллированной воде в соотношениях, соответствующих трем типам растворов: 30 мас. % NH_4HSO_4 + 1 мас. % H_2SO_4, 40 % NH_4HSO_4 + 1 мас. % H_2SO_4 и 60 % NH_4HSO_4 + 1 мас. % H_2SO_4.

Эксперименты, их результаты и обсуждение

Разложение концентрата раствором гидросульфата аммония и вызревание полученой смеси проводили в стеклянной конической колбе с обратным холодильником (для минимизации потерь воды из-за испарения) при 95 °C и перемешиваии 200 об/мин.

После выдержки в течение 5 часов массу фильтровали в горячем виде на специально изготовленной воронке Бюхнера с электронагревателем. Неразложившиеся остатки дважды смешивали с горячей водой. фильтровали, а смывы собирали в отдельные пластиковые контейнеры.

Горячие фильтраты охлаждали в полиэтиленовых ёмкостях до комнатной температуры и выдерживали для охлаждения и осаждения квасцов. Пробы квасцов отделяли вакуум-фильтрацией и растворяли каждый осадок в дистиллированной воде. Эти растворы и отделённые фильтраты анализировались методом ИСП-АС на металлы и титрованием на аммоний.

На основании полученных данных построены зависимости коэффициентов распределения элементов между фазами от концентрации сульфатов в равновесном растворе (рис. 1). Анализ полученных данных показывает, что с увеличением общей концентрации сульфата в равновесном маточном растворе значительно снижаются концентрации основных примесных компонентов, в том числе железа, в твердой фазе. Поэтому для получения относительно чистых квасцов целесообоазхно использовать насколько возможно более концентрированный раствор гидросульфата аммония. Кроме того, высокое содержание серы способствует более полному выделению редких щелочных элементов в первые порции кристаллизующихся квасцов, что указывает на возможность их попутного извлечения селективного извлечения.

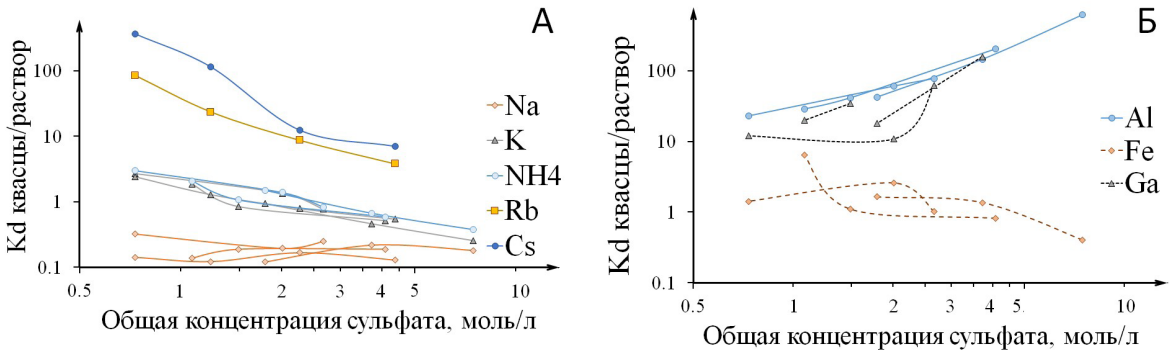


Рис. 1. Коэффициенты распределения щелочных (А) трехвалентных катионов (Б) между фазами алюмоаммонийных квасцов и остаточного раствора в зависимости от общей концентрации сульфата

Для дальнейшей очистки квасцов перекристаллизацией, исследовано влияние дополнительно вводимых в систему соединений, способствующих обратимому комплексообразованию или восстановлению ионов Fe^{3+}: фосфорной кислоты, металлического алюминия, и тиосульфата натрия. Установлено, что использование процесса рекристаллизации в присутствии небольших добавок тиосульфата натрия почти на порядок снижает содержание примесей железа в квасцах (табл. 1).

Осаждение гидроксида алюминия аммиаком из раствора сульфата аммония, а также из раствора аммиачных квасцов является достаточно сложной химической задачей. Наши эксперименты, в которых были проверены все известные варианты методики осаждения, подтверждают вывод, сделанный ранее другими авторами (Büchner, 1921; Michalko, 1962; Wu et al., 2016). В худшем случае первичные осадки содержали до 30 % SO_3, а после многократной промывки водой или щелочного выщелачивания осадка содержание становилось менее 0.4 %. При этом каждая промывка осадка горячей водой приводит к менее фильтруемым осадкам.

Таблица 1 Состав твердых образцов (по данным ИСП-АЭС)

Образец	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	Fe_2O_3 в пересчете на глинозем
Исходные квасцы	11.14	0.08	0.41	0.26	< 0.004	46.43	0.88
Перекристаллизованые с $Na_2S_2O_3$.	11.24	0.01	0.32	0.03	< 0.004	42.15	0.11
Закристаллизованные из остаточного раствора	10.26	0.75	1.09	3.48	0.04	75.94	8.28
NH_4 – давсонит	32.518	0.004	0.031	0.005	–	0.180	0.013

Более перспективной представляется конвертация осадка гидроксида алюминия в форму хорошо фильтруемого основного алюмо-аммоний-карбоната NH_4–давсонит (гидроксид аммония-алюминия-карбоната – ААСН) рассматривался как многообещающий прекурсор для производства морфологически контролируемого оксида алюминия в работе (Kato et al., 1976). Прекурсоры ААСН высокой чистоты были синтезированы путем осаждения раствора сульфата аммония-алюминия гидрокарбонатом аммония и использованы для получения мезопористого оксида алюминия авторами (Shi et al., 2014; Zhang et al., 2016). Используемая нами методика получения более проста: перекристаллизованные квасцы растворяли в воде и выливали в 28 % раствор NH_4HCO_3, выдерживают 2.5 часа при температуре 70 °C и фильтровали. Осадок промывали репульпацией в деионизированной воде с последующим фильтрованием. Осадок заливали 17 %-м раствором NH_4HCO_3 и выдерживали 2.5 часа при температуре 80 °C, фильтровали и промывали горячей дистиллированной водой. Рентгенограмма полученного осадка совпадает с типовой рентгенограммой NH_4–давсонита (см. рис. 2). Таблица 1 показывает, что состав осадка ещё на порядок чище по содержаению Fe_2O_3, и отвечает ГОСТ на металлургический глинозем.

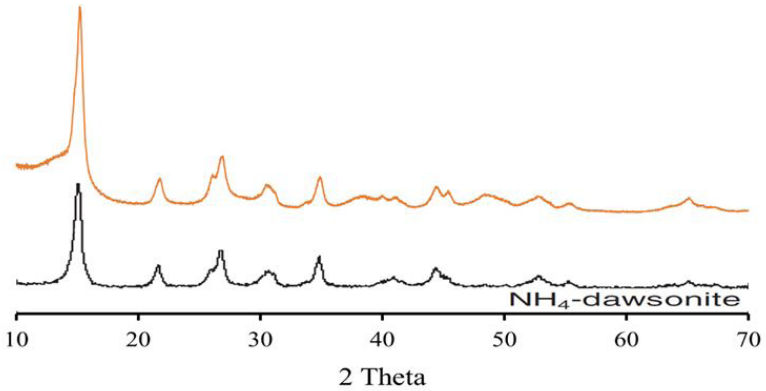


Рис. 2. Рентгенограмма NH_4–давсонита (гидроксида аммония-алюминия), полученного из осадка оксида алюминия. Сравнительный спектр дан из (Stoica and Pérez-Ramírez, 2007)

Выводы

Проведенные исследования показывают возможности дальнейшего совершенствования гидросульфатного способа переработки низкосортного глиноземсодержащего сырья для создания практически безреагентных и замкнутых технологических процессов его переработки. Оптимизация условий стадии отделения первичных квасцов от маточ-

ного раствора после их выщелачивания, дальнейшая очистка простыми методами перекристаллизации и выделение гидроокиси аммоний-алюминия как прекурсора для получения глинозема позволяют исключить необходимость дорогостоящего методы глубокой очистки хелатными сорбентами или жидкими экстрагентами.

Благодарности

Работа поддержана грантом Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.2021.0018 (соглашение 075-15-2020-802), руководитель академик Н. С. Бортников.

Литература

1. Büchner M. Process for the production of alumina from alumina-containing materials of all kinds. 1921. Patent DE106692T. DE106692T.
2. Kato S., Iga T., Hatano S., Isawa Y. . Effects of Synthetic Conditions of $NH_4AlO(OH)HCO_3$ on Sinterability of Alumina Obtained by Thermal Decomposition. J. Ceram. Assoc. Japan. 1976. V. 84. V. 255–258.
3. Khamizov R. K.., Vlasovskikh N. S., Moroshkina L. P., Khamizov S. K. Scientific grounds and prospects for closed-circuit processing of alumina-containing raw materials with the decomposition of salt and acid-salt types, in: Proceedings of 32-Th International ICSOBA Conference, 2014, “New Challenges of Bauxite, Alumina and Aluminium Industry and Focus on China.” P. 249 – 258.
4. Khamizov R. K., Moroshkina L. P., Vlasovskikh N. S., Khamizov S. K. Method for processing alumina-containing raw material and method for breaking down alumina-containing raw material during processing. 2016. Patent RU 2574247. RU 2574247.
5. Khamizov R. K., Zaitsev V. A., Gruzdeva A. N. 2022. Features of the Hydrosulfate Method for Processing Alumina-Containing Raw Materials in a Closed Reagent Cycle. Appl. Sci. No 12. P. 11057.
6. Khamizov R. K., Zaitsev V. A., Gruzdeva A. N., Krachak A. N., Rarova I. G., Vlasovskikh N. S., Moroshkina L. P. Feasibility of Acid–Salt Processing of Alumina-Containing Raw Materials in a Closed-Loop Process // Chem. 2020. V. 93. P. 1059–1067.
7. Michalko E. Process for the production alumina from aluminum sulfate US Patent 1962.
8. Shi X., Yang C., Zhang L., Lu Z., Zhu Y., Tang D., Cui C., Zeng H. Mesoporous Alumina Microfibers In Situ Transformation from AACH Fibers and the Adsorption Performance // Journal of Nanomater. 2014. V. 14. P. 1–6.
9. Stoica G., Pérez-Ramírez J. Reforming dawsonite by memory effect of AACH-derived aluminas // Chem. Mater. 2007. V. 19. P. 4783–4790.
10. Wu Y., Xu P., Li L. Synthesis of alumina with coarse particle by precipitating aluminum ammonium sulfate solution with ammonia // Powder Technol. 2016. V. 27. P. 124–129.
11. Zhang Lili, Wu Y., Zhang, Linnan, Wang Y., Li M. Synthesis and characterization of mesoporous alumina with high specific area via coprecipitation method // Vacuum. 2016. V. 133. P. 1–6.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.028

О влиянии кимберлитового магматизма на литологические особенности древних осадочных толщ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, e-mail: nnzinchuk@ramber.ru

Литолого-минералогические особенности древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма можно рассмотреть на примере мезозойских осадочных отложений одного из главнейших алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) Малоботуобинского (МБАР), в котором выделяются (Зинчук и др., 1997; Афанасьев и др., 1998; Зинчук и др., 2004; Афанасьев и др., 2009; Зинчук, 2023) рэт-геттанские, синемюрские, нижне- и верхнеплинсбахские, а также тоарские образования. В пределах МБАР выделяется две структурно-формационных зоны – юго-восточная и северо-западная, отвечающие по местоположению зонам позднепалеозойского этапа (Зинчук и др., 1987; Хитров и др., 1987; Савко и др., 1999). Обе зоны развивались до конца ранней юры (раннеплинсбахского времени). Стратиграфическое расчленение литологически однообразных, фациально изменчивых, бедных органическими остатками и не имеющих четких корреляционных признаков верхнетриасово-нижнеюрских отложений МБАР имеет большое значение при поисковых работах на алмазы. До 1961 г., при проведении геологической съемки масштаба 1:50000 и поисково-разведочных работ в районе использовалась схема расчленения нижней юры, установленная по результатам геологосъемочных работ масштаба 1:200000, в которой пресноводные нижнеюрские отложения района расчленялись (Зинчук и др., 2004; Афанасьев и др., 2009; Зинчук, 2023) на две пачки: нижнюю (40 м) конгломератовую и верхнюю (60 м) песчаную. Была выделена иреляхская свита рэт-геттанга, залегающая под пресноводными галечно-песчаными отложениями синемюра. При геологическом картировании (Афанасьев и др., 2009) в бассейне р. Южный Чуоналыр (левобережное верховье р. Малая Ботуобия) установлено, что отложения укугутской свиты перекрываются прибрежно-морскими песчаными образованиями (до 80 м) верхнего плинсбаха, а вверх по разрезу - глинистыми с прослоями известняков морскими осадками (45 м) тоарского яруса с фауной и микрофауной. Такое расчленение рэт-нижнеюрских отложений региона принято в проекте Легенды для геологических карт масштаба 1:50000, в которой выделенные три горизонта укугутской свиты возводились в ранг подсвит. Последующими исследованиями установлен региональный размыв в основании верхней подсвиты укугутской свиты и трансгрессивное залегание на доюрских породах, что дало основание рассматривать её самостоятельной стратиграфической единицей раннего плинсбаха (Serov et el., 2001; Kotelnikov et el., 2008; Grachanov et el., 2015) и устранило неоднозначность в определении границ укугутской свиты и верхнего плинсбаха. В юго-восточной структурно-формационной зоне в рэтско-синемюрское время сформировалась мощная (до 120 м) песчано-галечная аллювиальная толща, а в раннеплинсбахское – прибрежно-морская песчаная (50 м). В северо-западной зоне в локальных депрессиях (Маччобинская, Иреляхская и др.) накапливались песчаные, алеврито-глинистые отложения делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных, озерных и озерно-болотных фаций мощностью до 100 м (Тогахская депрессия). В позднеплинсбахское и тоарское время в обеих зонах формировались прибрежно-морские песчаные и морские глинистые осадки.

При алмазопоисковых и геологосъемочных работах в центральной части Ангаро-Вилюйского наложенного мезозойского прогиба – АВМНП (бассейн верхнего течения р. Малая Ботуобия) существовавшая в то время схема расчленения пород рэт-нижней

юры (ирелякская свита рэт-геттанга, укугутская свита синемюра, отложения нижнего и верхнего плинсбаха, а также тоарского яруса) удовлетворяла, так как она базировалась на результатах изучения разрезов мезозоя, вскрытых в этой части прогиба (юго-восточная структурно-формационная зона). Было одно несоответствие – в бассейне р. Бойдомон (левый приток верхнего течения р. Малая Ботуобия) под укугутской свитой были вскрыты песчано-галечные образования рэт-геттанга, а в проекте легенды ирелякская свита имела более тонкий песчано-глинистый состав. Это обусловлено тем, что в изученном разрезе мезозойских отложений бассейна верхнего течения р. Южный Чуоналыр под укугутскими толщами отсутствовали осадки ирелякской свиты. Последняя была введена в неё из северо-западной зоны, где она выделена и изучена. Была составлена новая рабочая легенда (Зинчук, 2023), в которой вместо ирелякской свиты вводилась бойдомонская; укугутская оставалась в прежнем объеме, отложения нижнего плинсбаха выделялись в оруктахскую свиту, а верхнеплинсбахские и тоарские образования объединялись в одну, вакунайкинскую свиту. Получалась схема расчленения рэт-нижнеюрских отложений для юго-восточной структурно-формационной зоны, но для дальнейших исследований использовались построения, в которых эти образования остались в прежнем обьеме, а для северо-западной зоны выделена юлегирская свита (возрастной аналог укугутской свиты юго-восточной зоны). Объединение прибрежно-морских песчаных образований верхнего плинсбаха и морских глинистых осадков тоарского яруса, имеющих индивидуальные стратотипы в районе, которые картируются и охарактеризованы комплексом руководящих форм фауны и микрофауны, в вакунайкинскую свиту является нарушением стратиграфического кодекса и объема свиты (Афанасьев и др., 2009). При геологической съемке масштаба 1:200000 тоарские отложения выделялись в самостоятельную стратиграфическую единицу. За стратотип вакунайкинской свиты взят разрез из другой структурно-формационной зоны, расположенной западнее рассматриваемой территории на расстоянии около 200 км. В этой зоне верхнеплинсбахские и тоарские отложения и следует объединять в одну свиту, но так делать в МБАР нельзя (Зинчук и др., 2004; Афанасьев и др., 2009; Зинчук, 2023). При составлении новой легенды необходимо для северо-западной зоны восстановить ирелякскую свиту (аналог бойдомонской) и выделить маччобинскую (аналог оруктахской), а также разделить образования вакунайкинской свиты на две новые: хататскую (верхнего плинсбаха) и чуоналырскую (тоара). Для выделеных новых свит рекомендованы названиям рек, в бассейнах которых вскрыты их стратотипические разрезы.

Накоплению *верхнетриасово-нижнеюрских отложений* и их продуктивных горизонтов. предшествовала одна из наиболее значительных эпох выветривания – среднепозднетриасовая. В настоящее время КВ сохранились от размыва в виде небольших по размерам (7–10 км^2) полей под верхнетриасово-нижнеюрскими отложениями в северо-западной структурно-формационной зоне. Конец среднего триаса характеризуется заложением АВМНП, что привело к усилению эрозионных процессов и формированию дорэтского рельефа. В начале *рэт-геттангского* осадконакопления образовались две ландшафтные зоны. Так, в центральной, приосевой части АВМНП существовала обстановка аллювиальной равнины с обильным привносом чуждого району крупнообломочного материала, что исключало здесь формирование россыпей алмазов промышленного значения. На склоне траппового плато отмечалась обстановка денудационно-аккумулятивной равнины, в пределах которой наблюдалось начало развития водотоков, сносивших большое количество местного обломочного материала. Это способствовало формированию делювиально-пролювиальных и пролювиально-аллювиальных фаций, участками обогащённых туфовым материалом. В районе структурной террасы (Мирнинское поднятие)

в период накопления осадков этой ландшафтной зоны происходило дальнейшее развитие существовавших здесь локальных депрессий (Иреляхская, Маччобинская и Тогахская), размыв КВ и накопление делювиальных, пролювиальных отложений по их пологим склонам. Эти отложения представлены карбонатными глинами с дресвой, щебнем и глыбами выветрелых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и редкой примесью гравия и гальки чуждых району пород. Пролювиально-делювиальные отложения, характеризующиеся присутствием большого количества вторичных минералов (паралюминит, алюминит и др.), имеют небольшую мощность вследствие последующего размыва при формировании перекрывающих толщ. Алмазы среди этих отложений, обогащённых продуктами перемыва и переотложения КВ, концентрируются (Serov et al., 2001; Kotelnikov et al., 2008; Grachanov et al., 2015) только вблизи кимберлитовых тел или верхнепалеозойских россыпей. С удалением от этих источников содержание алмазов падает, что обусловлено незначительным их превышением над днищем депрессий. В пределах траппового плато по тектоническим нарушениям формировались водотоки, по которым развивалась обстановка низкой денудационной равнины с усиленным размывом и выносом разрушенного материала за пределы этой ландшафтной зоны. В конце рассматриваемого времени наступает второй этап накопления рэт-геттангских отложений, характеризующийся на большей части района развитием озёрной и озёрно-болотной равнины. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва в центральной части прогиба и полные на его северо-западном борту разрезы глин, алевритов, реже тонкодисперсных песков с листоватой слоистостью. Периодичность усиления эрозии обусловила и ритмичность осадконакопления. Каждый ритм характеризуется наличием в основании грубокластических отложений, а также зернистых образований периода стабилизации района. Породы характеризуются плохой сортировкой слагающего материала. Представлены они глинистыми песками и песчанистыми глинами с примесью гравийно-галечного материала, линзами и маломощными прослоями галечников с большим количеством стяжений пирита и марказита, реже сидерита. Состав и характер отложений свидетельствует, что их накопление происходило в результате деятельности временных потоков, отлагавших обломочный материал в замкнутых пресноводных бассейнах застойного характера с непостоянным водным режимом. Физико-химическая обстановка бассейна неоднократно менялась от нейтральной и слабо восстановительной до резко восстановительной, что обуславливалось колебанием уровня водоёма за счёт притока свежих вод. Разложение органических остатков в условиях недостатка кислорода и избытка углекислоты в слабо восстановительной среде приводит к образованию сидерита. В восстановительной среде при сероводородном заражении образовался пирит и марказит.

Временные водотоки в конце рэт-геттангского времени обладали небольшой энергией и имели широкую область питания, охватывающую не только кимберлитовые поля, но и верхнепалеозойские отложения. В периоды усиления эрозионной деятельности в локальных депрессиях (Иреляхская, Маччобинская и Тогахская) вблизи источников алмазов формировались обогащённые ими горизонты (россыпи Водораздельные галечники, Дачная, Новинка и др.). Максимальные концентрации алмазов (Зинчук и др., 1997; Афанасьев и др., 1998)и мощности продуктивного горизонта приурочены к склонам депрессий. В северо-западной части района (в пределах траппового плато) обстановка низкой денудационной равнины сменилась низкой денудационно-аккумулятивной равниной, что привело к накоплению делювиально-пролювиальных и пролювиально-аллювиальных осадков с неравномерным распределением в них индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). В самом начале синемюрского времени наступил период погружения территории и размыва пород прогиба, во время которого эрозией были уничтоже-

ны и вынесены за пределы района значительные мощности рэт-геттангских и более древних пород. Это подтверждается наличием фрагментов эрозионных долин синемюрских водотоков, вскрывших породы среднего-верхнего кембрия. Вдоль северо-западного борта центральной части прогиба отмечается развитие пород нижнего ордовика. Превышение поверхности бровки этого борта над цоколем прогиба достигает 200–250 м (р. Хатат). Отсутствуют КВ на поверхности цоколя центральной части прогиба, а также сплошного распространения рэт-геттангских отложений в основании синемюрской аллювиальной толщи (укугутской свиты) и наличие в базальных горизонтах последней валунного материала. К началу формирования этой толщи цоколь прогиба имел расчленённый рельеф, а впоследствии его неровности в начальный период были в значительной степени нивелированы в процессе неоднократного перемыва водотоками отлагавшегося крупнообломочного материала и повторного вреза их в породы цоколя прогиба. Сохранившийся рельеф цоколя центральной части прогиба слаборасчленённый, с пологими сглаженными формами и общим уклоном на юго-восток, в сторону Вилюйской мезозойской синеклизы (ВМС). В начале формирования синемюрских отложений ландшафт речных долин низменно-аллювиальной равнины имел предгорный (горно-равнинный), а возможно, и горный характер, а затем – равнинный. Сначала крупнообломочный аллювий отлагался только в руслах рек, а затем, по мере опускания прогиба, стала формироваться и переходить в ископаемое состояние мощная толща крупно-среднеобломочного аллювия. Водные потоки в это время обладали мощной транспортирующей энергией. По мере выработки профиля рек начинал накапливаться более мелкообломочный материал. Пульсационное воздымание Байкало-Патомского нагорья (БПН) обуславливало повторный размыв сформированного аллювия, в первую очередь – его верхней более мелкообломочной части, а глинисто-алевритовый и частично песчаный материал выносился за пределы района. В результате этого сформированная аллювиальная толща осадков имеет характер переслаивания галечников с песками. Породы русловой фации предгорных рек представлены плохо сортированными породами, в основном крупно- и грубообломочными, с прослоями более мелкозернистых разностей полимиктового состава, который не отражает состав пород ближайшего обрамления низменной аллювиальной равнины, то есть юго-восточной окраины Средне-Сибирского плато. Обломочный материал более чем на 70 % сложен чуждыми району породами, которые устанавливаются в пределах БПН. Хорошая окатанность галечного материала свидетельствует о том, что в областях питания размывались древние конгломераты, в составе гальки которых наблюдается богатый комплекс изверженных и метаморфических пород. В подчинённом количестве присутствуют неокатанные и слабо окатанные обломки местных пород, а также крупные обломки обугленной и минерализированной древесины. Слоистость пород либо отсутствует, либо слабо выраженная, крупная, косая, однонаправленная. Цвет пород серый, тёмно-серый, зеленовато-серый, серовато-бурый и желтовато-серый. Характерны многократные внутриформационные размывы.

В конце синемюрского времени центральная часть прогиба превратилась в широкую плоскую аллювиальную равнину, характеризующуюся равнинными речными системами с низкой миграционной энергией. Отложения представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песками с прослоями мелкогалечного материала в низах песчаной пачки. Для них характерна слабо выраженная, крупная, косая, беспорядочная, часто разнонаправленная слоистость, а также отмечается общее уменьшение размера обломочного материала снизу вверх по разрезу и выдержанный минералого-петрографический состав. Северо-западная часть района в синемюрское время была древней сушей местной области сноса обломочного материала. В начальный период этого времени происходил

сильный размыв трапповых и вулканогенно-кластических, терригенных и терригенно-карбонатных пород, соответственно, нижнего триаса, рэт-геттанга, верхнего и нижнего палеозоя и вынос несортированного обломочного материала в аллювиальную равнину центральной части прогиба. Затем происходило заполнение образованных долин водотоков, озёрных водоёмов и депрессий осадками преимущественно песчаной и глинисто-алеврито-песчаной размерности в пределах северо-западной части района, а также вынос его в центральную область прогиба, конусы которого вклинивались здесь в русловый аллювий низменной равнины. На протяжении начального периода синемюрского времени происходил размыв как коренных, так и россыпных месторождений алмазов в обеих ландшафтных зонах и преимущественный вынос алмазоносного материала за пределы района. В процессе этого размыва могли полностью уничтожаться ореолы рассеяния кимберлитового материала, сформировавшиеся вблизи коренных тел центральной части прогиба в рэт-геттангское время. В последующий период коренные источники и сохранившиеся от размыва останцы россыпных месторождений алмазов были захоронены неалмазоносным аллювием, а привносимый из области местного размыва кимберлитовый материал разубоживался большим количеством чуждого району крупнообломочного аллювия. И только при весьма благоприятных условиях (вынос алмазоносного материала на протяжении длительного периода) вдоль северо-западного борта центральной части прогиба могли формироваться отдельные струи обогащённого алмазами аллювия. Подобные условия существовали вдоль этого борта прогиба в среднем течении р. Юлегир и в бассейне ручья Конный, а также в плотике террасовой россыпи Горная р. Малая Ботуобия (ниже устья р. Ирелях). Здесь устанавливаются по отдельным пробам из укугутских отложений промышленные содержания алмазов. Снос алмазов в эти отложения происходил (Зинчук и др., 1997; Афанасьев и др., 1998) как с известных месторождений, так и ещё неоткрытых алмазоносных диатрем. Наряду с находками алмазов, здесь отмечаются зёрна пиропов с келифитовой оболочкой. Находки алмазов вдоль северо-западного борта центральной части прогиба зафиксированы в отдельных пробах, отобранных из укугутских отложений в бассейне рек Хатат и Куччугуй-Еленг. Отмечается только фоновая заражённость в виде единичных зёрен ИМК плохой сохранности. В пределах северо-западного борта прогиба в пролювиально-аллювиальных водотоках и озёрных отложениях депрессий устанавлены алмазы, местами в промышленных концентрациях.

Анализ материалов по плинсбахским отложениям позволяет в общих чертах восстановить условия их формирования и дать оценку перспектив россыпной алмазоносности. В начале раннеплинсбахского времени произошла смена условий континентального осадконакопления прибрежно-морскими, начался период морской трансгрессии (Зинчук и др., 1997; Афанасьев и др., 1998). В это время северо-восточная часть АВМНП стала со стороны ВМС постепенно покрываться морем, образуя глубоко впадающий в западном направлении залив. Море наступало на низменную аллювиальную равнину, сформировавшуюся в синемюрское время, и нивелировало здесь слабо расчлененный рельеф. В северо-западной части района, совпадающей с бортом прогиба, где отмечается возвышенное трапповое плато и широко развиты верхнепалеозойские кластические породы и туфогенные образования нижнего триаса, существовавший здесь эрозионный рельеф также нивелировался, а в депрессиях формировались осадки озёрных водоёмов. Позднеплинсбахское время по сравнению с раннеплинсбахским характеризуется еще большим продвижением моря на сушу и значительным размывом подстилающих пород в северо-западной части района, что подтверждается наличием здесь довольно мощного базального горизонта галечников, крупнообломочный материал которого в основном состоит из местных (подстилающих) пород. Источником кластического материала плинсбахских

отложений являлись привносимые водотоками в значительном количестве осадки из областей питания, особенно для базальных слоёв, переработанных в прибрежно-морских условиях подстилающие и ближайшего обрамления породы. Область распространения речных дельт, питавших морские осадки плинсбаха кластическим материалом, была значительно западнее рассматриваемого района. В ранне- и позднеплинбахское время вокруг островов, вдоль береговых валов и береговой линии северо-западного борта прогиба происходила значительная абразия слагающих этот борт пород. В местах выхода здесь на дневную поверхность источников алмазов они также подвергались размыву. Об этом свидетельствует наличие ИМК в базальных горизонтах рассматриваемых отложений, причём на отдельных локальных участках в базальном горизонте последнего установлены их высокие концентрации. На юге района (приосевая часть АВМНП) в плинсбахское время источники алмазов были перекрыты толщей укугутского аллювия, и осадки нижнеплинбахского подъяруса легли на данную толщу без значительного размыва и здесь отсутствовали условия для формирований россыпей.

В тоарское время рассматриваемая территория была морским бассейном. Даже возвышенные участки северо-западной части МБАР, сложенные траппами, являлись сублиторалью тоарского моря. Об этом свидетельствует сглаженная, отпрепарированная их поверхность, отсутствие в настоящее время на ней обломков траппов, а также залегание сохранившихся от размыва отложений тоара на высоких гипсометрических отметках региона. Рельеф дна тоарского моря в этой части района был расчленённым, а на остальной территории (центральная часть прогиба) – выровненным. Вначале осадконакопление происходило в более глубоководных условиях, чем в позднеплинсбахское время, что подтверждается наличием в нижней пачке отложений пелитового состава. Позднетоарское время характеризуется началом периода регрессии моря и образованием песчано-алевритовых пород (верхняя регрессивная пачка). Смена условий осадконакопления происходила постепенно. На основании интерпретации структурно-текстурных особенностей пород и данных гранулометрических анализов удалось выделить (Зинчук и др., 1997; Зинчук и др., 2004; Афанасьев и др., 2009; Зинчук, 2023) следующие типично морские фации: спокойной воды, «мутных» морских течений, местами глубокой части моря, поднятых частей шельфа и частично «направленных течений». Образование тоарских отложений происходило преимущественно в условиях неглубокой части моря, при некотором влиянии слабых направленных течений. Указанные специфические условия обусловлены распространением тоарского моря из ВМС на юго-запад в виде относительно обособленного неглубокого залива, занимавшего всю площадь северо-восточной части АВМНП. Размыв окружающей тоарское море территории был незначительным, о чём свидетельствует отсутствие грубообломочного материала в разрезах характеризуемых отложений. Условия формирования россыпей алмазов в тоарское время были неблагоприятными, что подтверждается отрицательными результатами опробования. В данное время все источники алмазов были уже перекрыты более молодыми породами и происходило их дальнейшее захоронение.

Литература

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 1998. Т. 361. № 3. С. 366–369.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логвинова А. Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки РМО. 2009. Т. 138. № 2. С. 1–13.

3. Зинчук Н. Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1 (29). С. 5–28.
4. Зинчук Н. Н., Борис Е. И., Яныгин Ю. Б. Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
5. Зинчук Н. Н.,Зуев В. М.,Коптиль В. И.,Черный С. Д. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
6. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
7. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли.-Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.
8. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // ДАН. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.
9. Grachanov S. A., Zinchuk N. N.,Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform // Doklady Eart Sciences. 2015. V. 465. No 2. P. 1297–1301.
10. Kotelnikov D. D.,Zinchuk N. N.Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis // Russian Geology and Geophysics. 2008. No 10. P. 121–144.
11. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform // Petrology. 2001. V. 9. No 6. P. 576–588.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.029

Особенности кимберлитовых алмазов в россыпях

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Алмаз – минерал с широким комплексом физико-химических и кристалломорфологических особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Grachanov et al., 2015). Зная свойства алмазов, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел Сибирской платформы (СП), с применением минералогической классификации, предложенной Ю. Л. Орловым (Орлов, 1984) по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов, нами накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям минерала из кимберлитовых диатрем и разновозрастных вторичных коллекторов. Изучение типоморфных особенностей алмазов из россыпей и проявлений СП позволило определить (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Kotelnikov et al., 2008; Grachanov et al., 2015), что формирование этих продуктивных толщ происходило за счет размыва четырех типов первоисточников: а) 1-й тип, характерен для богатых кимберлитовых тел, в которых преобладали ламинарные алмазы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов, а также индивиды с оболочкой 1У, серые кубы Ш и поликристаллические агрегаты УШ-1Х разновидностей; б) – П тип – также алмазы кимберлитового генезиса, характерные для тел с низкой алмазоносностью и жил с превалированием додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» облика, типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа и бесцветных кубоидов 1 разновидности; в) – Ш тип – алмазы невыясненного генезиса, характерные для россыпей северо-востока СП, где их коренные источники до настоящего времени не установлены и представлены графитизированными ромбододекаэдрами У, сложными двойниками и сростками додекаэдроидов УП с легким ($\delta^{13}C$ = -23.60 ‰) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами П разновидности с изотопным составом углерода промежуточного состава, образующими ассоциацию эбеляхского (нижнеленского) типа; г) – тип взрывных кольцевых структур импактного генезиса, алмазы которого сложены поликристаллами типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода-лонсдейлита (якутит). Алмазы 1 типа первоисточника преобладают в кимберлитовых диатремах и россыпях Центрально-Сибирской алмазоносной субпровинции (ЦСАСП) пермского и юрского возрастов. В пределах Анабаро-Оленекской алмазоносной области алмазы 1 типа первоисточника превалируют в нижне- и верхнекарбоновых, нижнепермских и пространственно связанных с ними современных отложениях Кютюнгдинского и Молодо-Далдынского полей россыпной алмазоносности. Преобладают алмазы 1 типа первоисточника в нижнекарбоновых отложениях тычанского коллектора Красноярского края на западе Тунгусской синеклизы (Байкитская область), свидетельствующие (Зинчук и др., 1987) о присутствии в данном регионе среднепалеозойских продуктивных кимберлитовых тел. Типоморфные особенности алмазов из кимберлитовых тел Верхнемунского (трубки Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная и Поисковая), Куранахского (Малокуонапская, Университетская), Омонос-Укукитского (Русловая, Ленинград, Лорик и Светлана), Куойского (Дьянга), Верхнемоторчунского (Аэрогеологическая), Лучаканского (Лыхчан, Отрицательная, Двойная и Дама) и Чомурдахского (Ан. 21/73) полей свидетельствуют

об их отличии от кристаллов большинства россыпей северо-востока СП с невыявленными коренными источниками. Проведено *региональное минералогическое районирование* территорий, при котором на СП выделено четыре алмазоносные субпровинции: Центрально-Сибирская (ЦСАСП), Лено-Анабарская (ЛААСП), Тунгусская (ТАСП) и Алданская (ААП). *ЦСАСП* охватывает центральную часть СП, располагающуюся южнее Маакской излучины р. Оленек, и характеризуется проявлением продуктивной россыпной алмазоносности и высокоалмазоносного кимберлитового магматизма среднепалеозойского возраста. Алмазы 1 типа первоисточника преобладают в россыпях ЦСАСП (Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский, Верхнемунский, Моркокинский и Среднемархинский алмазоносные районы) древнего возраста. Широкие масштабы россыпной алмазоносности установлены в Малоботуобинском (МБАР) и Среднемархинском (СМАР) районах. В пределах *Мирнинского кимберлитового поля* (МКП), входящего в МБАР, выявлено семь кимберлитовых трубок и одна не связанная с трубками дайка А-21. Размеры тел от десятков до первых сотен метров. Известные в МКП кимберлитовые трубки и дайки приурочены к трем разломам. В зоне Западного разлома локализованы трубки Таежная, Амакинская, имени XXIII сьезда КПСС, дайка А-21, а также серии даек, сочленяющихся с этими трубками. Диатрема Интернациональная с системой даек расположена в 3-х км от осевой линии Западного разлома и связана с Кюэляхским разломов (Serov et al., 2001; Kotelnikov et al., 2008; Grachanov et al., 2015). В зоне Параллельного разлома размещаются трубки Мир, Спутник и Дачная, а также дайки, сопровождающие эти диатремы. Кимберлитовые трубки Мир, Спутник и Амакинская отпрепарированы эрозией и выходят на дневную поверхность. Кимберлитовые диатремы имени XXIII сьезда КПСС, Интернациональная и Дачная полностью перекрыты кластическими отложениями нижней юры мощностью от первых метров до 12–19 м. В МКП выделяются три группы кимберлитовых тел, различающихся по типоморфным особенностям алмазов, связанные (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Grachanov et al., 2015) с тремя разделенными во времени фазами кимберлитового магматизма (1 – жила А-21, П – трубки Таежная и Амакинская и Ш – трубки Мир, Интернациональная, имени XXIII сьезда КПСС, Дачная и Спутник). Для первой (наиболее ранней) группы характерно низкое содержание октаэдров с преобладанием индивидов ромбододекаэдрического габитуса, представленных окрашенными в дымчато-коричневые цвета додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа и преобладание алмазов с сине-голубым и зеленым свечением в ультрафиолетовых лучах. Во второй группе отмечается равное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов при низком содержании округлых алмазов и превалировании алмазов с сине-голубой фотолюминесценцией. Третья, наиболее высокопродуктивная группа кимберлитовых тел, характеризуется преобладанием груболаминарных кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при низком (менее 10 %) содержании индивидов ромбододекаэдрического облика, отсутствии округлых алмазов, низком количестве двойников и сростков, преобладании кристаллов с розово-сиреневой фотолюминесценцией и без признаков видимого свечения при низком содержании кристаллов с сине-голубым свечением. *Моркокинский алмазоносный район* (МАР) охватывает левобережье среднего течения р. Вилюй и бассейна р. Моркока в пределах Сюгджерской седловины. Здесь развиты продуктивные на алмазы терригенные отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Россыпей и кимберлитовых тел промышленного значения здесь пока не установлено, за исключением слабо алмазоносной трубки Моркока. Для этой территории охарактеризованы (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Grachanov et al., 2015) алмазы пяти пространственно разобщенных ореолов: Дьюкунахский, Хаты-

рыкский, Ыгыаттинский, Чагдалинский и Нижнеморкокинский, каждый из которых обладает (Зинчук и др., 1987) комплексом типоморфных особенностей алмазов, характерных для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста СП. В *Далдыно-Алакитском алмазоносном районе* (ДААР) обнаружены как многочисленные кимберлитовые диатремы, так и россыпные проявления алмазов ближнего сноса. Территориально ДААР находится в бассейнах верхнего течения рек Марха и Алакит, а в структурном плане – на юго-западном склоне Анабарской антеклизы, на который наложилось северо-восточное крыло Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС). *Алакит-Мархинское кимберлитовое поле* (АМКП) выделено в юго-западной части ДААР,где открыто более 70 кимберлитовых тел. Многие кимберлитовые диатремы сопровождаются дайками, сочленяющимися с трубками. Из большинства открытых в АМКП диатрем повышенным содержанием алмазов характеризуются трубки Айхал, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и Краснопресненская. Здесь обычно повышенное количество окрашенных кристаллов П, Ш и 1У разновидностей (Зинчук и др., 1987) с нормальным тангенциальным и волокнистым механизмом роста, преобладанием ламинарных ромбододекаэдров, а также комбинационных многогранников 1У разновидности, высокое содержание двойников и сростков. Нередко (трубки Айхал, Сытыканская, Юбилейная и др.) отмечается различие в соотношениях кристалломорфологических форм алмаза от фаз внедрения кимберлитов. *Далдынское кимберлитовое поле* (ДКП) расположено в северо-восточной части ДААР и включает около 60 трубчатых тел и 7 даек. Локализуются кимберлитовые трубки в ДКП кучно в пределах Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоны. Лидерами в ДКП является эксплуатируемая трубка Удачная и Зарница, существенно отличающиеся по типоморфным свойствам алмазов. Для кимберлитов трубки Удачная характерно повышенное содержание кубов П и Ш разновидности, близких по своим особенностям к алмазам из глубинных включений эклогитов. В диатреме Зарница преобладают кристаллы ромбододекаэдрического габитуса 1 разновидности при максимальном для ДААР содержании типичных округлых алмазов. ДААР характеризуется незначительными масштабами россыпной алмазоносности и только трубки Удачная и Айхал образуют промышленные россыпи ближнего сноса (ручьи Пироповый и Мелкоильменитовый). В *Среднемархинском алмазоносном районе* (СМАР) эксплуатируются трубки Ботуобинская и Нюрбинская, являющиеся вместе с телом Майским, продуктивными образованиями *Накынского кимберлитового поля (НКП).* Типоморфными особенностями алмазов кимберлитов СМАР являются (Зинчук и др., 1987): преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов 1 разновидности при сравнительно высоком содержании бесформенных осколков и практическом отсутствии типичных округлых алмазов. Содержание кристаллов октаэдрического габитуса увеличивается в направлении крупности минерала и в таком же порядке повышается роль плоскогранных остроребернных кристаллов мирнинского типа. Для кристаллов из диатрем района характерно существенное значение окрашенных алмазов с оболочкой 1У разновидности. В СМАР установлены россыпи алмазов в юрских, современных и палеоген-неогеновых отложениях, часть из которых связана с трубками НКП – Нюрбинская и Ботуобинская. Алмазы из россыпей СМАР характеризуются комплексом типоморфных особенностей, позволяющих отличать их от индивидов других регионов. *Верхнемунское кимберлитовое поле* (ВМКП) выделено в пределах Муно-Тюнгского алмазоносного района, где открыто 16 трубок и 4 дайки, сгруппированные в две цепочки северо-западного простирания. Выделяется несколько морфологических групп кимберлитовых тел: а) изометрические почти округлые (Зимняя, Легкая, 325 лет Якутии, Верхняя, Малая); б) удлиннные (Комсомольская-Магнитная, Поисковая);

в) тела сложной конфигурации (Новинка, Заполярная). По кристалломорфологическим особенностям среди алмазов ВМКП преобладают бесцветные и окрашенные в дымчато-коричневые цвета различной интенсивности кристаллы 1 разновидности различной морфологии при заметном (до 6 %) содержании поликристаллических сростков УШ и низком количестве алмазов с окрашенной оболочкой 1У и серых кубов Ш разновидностей. В ВМАР находится россыпь р.Улаах-Муна, тяготеющая к ореолам эрозионного выноса алмазов из известных здесь девяти кимберлитовых трубок (Зинчук и др., 1987). Алмазам из юрских галечников характерно различное соотношение октаэдрических и ромбододекаэдрических кристаллов при низкой роли округлых видов и кубоидов.

Лено-Анабарская алмазоносная субпровинция (ЛААСП) охватывает северо-восточную часть СП и совпадает с полем развития докембрийских и нижнепалеозойских пород Анабарской антеклизы (АА) и Оленекского поднятия, обрамленных выходами пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. Здесь находятся современные россыпи алмазов Анабарского района, характеризующиеся преобладанием индивидов Ш типа первоисточника невыясненного генезиса (ассоциация эбеляхского типа) с превалированием кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов, полуокруглых октаэдроидов, а также округлых алмазов во всех возрастных и генетических типах отложений. Масштабы проявления россыпной алмазоносности значительны по сравнению с другими районами провинции. ЛААСП разделена на две алмазоносные области – Кютюнгдинскую и Анабаро-Оленекскую, различающиеся по истории геологического развития и по типоморфным особенностям алмазов. Своеобразие последних из нижнекаменноугольных отложений *Кютюнгдинской области* заключается в преобладании (до 90 %) кристаллов кимберлитового генезиса (тип 1) и присутствии (около 10 %) округлых алмазов, при отсутствии характерных для россыпей северо-востока СП кристаллов Ш типа. Выделена ассоциация алмазов кютюнгдинского типа, доминирующими для которой являются кристаллы октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов (более 50 %) при заметном содержании полуокруглых ромбододекаэдров с блоковой скульптурой, а также алмазов с оболочкой. *Анабаро-Оленекская область* состоит из трех алмазоносных районов: Анабарский, Средне- и Нижнеоленекский. Здесь установлены тысячи пунктов с находками алмазов, группирующихся в ряд россыпных полей: Нижнеэбеляхское, Майат-Уджинское, Верхнеуджинское, Анабаро-Попигайское, Куонапское (Анабарское), Беенчимэ-Куойское и др. Общим для них является низкое (10–15 %) суммарное содержание кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при переменных значениях округлых алмазов, серых ромбододекаэдров и близких к ним сложных двойников додекаэдроидов, а также желто-оранжевых кубоидов и поликристаллов типа карбонадо (якутит). Алмазы из россыпей Анабаро-Оленекской области однообразны и близки к кристаллам из окаймляющих с востока и севера АА вторичных коллекторов среднетриасового и ранневолжского возраста. Для них характерно низкое (10–15 %) содержание алмазов 1 типа первоисточника, повышенный механический износ, увеличивающийся от краевых частей АА в сторону Анабарского кристаллического массива.

В пределах *Тунгусской алмазоносной субпровинции* (ТАСП) по типоморфным особенностям алмазов выделяют две заметно различающиеся области (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Grachanov et al., 2015): Байкитскую (северная часть Енисейского края и Байкитская антеклиза) и Саяно-Тунгусскую. В пределах *Байкитской области* установлено преобладание октаэдров (Большепитский, Северо-Енисейский и Нижневельминский алмазоносные районы). Для каменноугольных отложений *Тычанской площади* характерным является преобладание индивидов из кимберлитового первоисточника мирнинского

типа (более 50 %), представленных кристаллами октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов. Присутствуют также ромбододекаэдры далдыно-алакитского типа с занозистой штриховской, додекаэдроиды уральского типа (близкие к ингашинским) и встречены своеобразные равномерно окрашенные октаэдроиды, аналогичные этой группе алмазов Дьюкунахского участка ЦСАСП. По комплексу типоморфных признаков и спектру кристаллов отдельных морфологических групп (разновидности, габитус и морфологические типы) алмазы каменноугольного коллектора Тычанской площади и Байкитской области не имеют аналогов среди известных кимберлитовых тел и россыпей СП, что позволяет предполагать наличие собственных продуктивных коренных источников среднепалеозойского возраста. Алмазы *Саяно-Тунгусской области* характеризуются сравнительно небольшой крупностью (5–10 мг, в среднем 9.4 мг). По количеству преобладают кристаллы класса -2+1 мм при сравнительно небольших классов -4+2 и -1+0.5 мм (по 5–10 %) и единичных находках более крупных индивидов класса -8+4 мм. Превалируют округлые алмазы уральского типа (более 50 %) при заметном содержании поликристаллических образований типа баллас (до 10 %). На долю кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов приходится около 25 %. Анализ типоморфных особенностей алмазов Байкитской и Саяно-Тунгусской областей ТАСП подтверждает различную роль коренных источников отдельных эпох кимберлитового магматизма в формировании алмазоносных отложений. В этом плане более благоприятной для поисков богатых коренных источников алмазов среднего палеозоя является территория Байкитской области. Наибольшее влияние на формирование россыпей алмазов Саяно-Тунгусской области имеют кимберлиты докембрия в Присаянье, откуда эти кристаллы сносились в Иркутский амфитеатр. В пределах *Анабарской алмазоносной субпровинции* (ААСП) известны единичные находки алмазов.

Исходя из этого, на этапе ранних стадий региональных поисковых тематических и научно-исследовательских работ сначала необходимо исследовать типоморфные особенности всех обнаруженных алмазов на изученной территории, выделить их крупную ассоциацию и проанализировать совместно с материалами структурно-формационного строения изученной территории. При *среднемасштабном районировании* используются структурно-тектонические и минералогические критерии (выделение ассоциаций алмазов). В основу этого районирования положены минералогические признаки, свидетельствующие о своеобразии термодинамических и геохимических условий образования алмазов. Результаты комплексного исследования типоморфных особенностей алмазов из россыпей позволяют выделять (Зинчук и др., 1987; Савко и др., 1999; Grachanov et al., 2015) алмазоносные субпровинции, области, районы и поля, для которых можно прогнозировать тип первоисточников, уровень их потенциальной алмазоносности и качество алмазного сырья. По результатам сравнительного исследования типоморфных особенностей алмазов оконтурен (Зинчук и др., 1987) локальный *район Кютюнгдинского грабена* и прилегающих к нему с юго-запада территорий Молодо-Далдыно-Толуопского междуречья общей площадью 350 км^2, перспективный на открытие богатых кимберлитовых тел с алмазами кютюнгдинского типа, имеющими в качестве индикаторных мин6ералов кимберлитов (ИМК) классические пиропы алмазной ассоциации с высоким содержанием кнорингитового компонента. В *МБАР* на этапе среднемасштабного районирования все россыпные проявления и россыпи алмазов сгруппированы (Kotelnikov et al., 2008) в три россыпных поля: Ирелях-Маччобинское (с разделением на Центральный и Юго-Западный ореол), Чуоналыр-Курунг-Юряхское (с разделением на Северо-Западный и Лапчанский ореол) и Бахчинское. Комплекс особенностей алмазов по мор-

фологии, окраске, твердым включениям, внутреннему строению, фотолюминесцентным особенностям, а также примесному составу свидетельствует о множественности первоисточников алмазов из россыпей и наличии в пределах района новых, еще не открытых кимберлитовых тел. Результаты сравнительного изучения алмазов междуречья рек Моркока и Вилюй свидетельствуют о перспективности этой территории на поиски высокоалмазоносных кимберлитовых тел фанерозойского возраста. Анализ типоморфных особенностей алмазов *Среднемархинского района* свидетельствует о полигенности их россыпных ореолов, коренным источником которых являются высокоалмазоносные (по морфологическому критерию алмазоносности) кимберлитовые тела среднепалеозойского возраста. Можно предположить, что в СМАР, по аналогии с МБАР, существует не менее двух групп или кустов трубок, различающихся по типоморфным особенностям алмазов.

В *основу локального районирования* нами положен анализ соотношения отдельных морфологических групп алмазов в разных фациях пород, что позволяет по их типоморфным особенностям выделять отдельные участки россыпей и рудные столбы кимберлитовых тел или сами тела с резко специфическими характеристиками. На этой основе прогнозируются новые коренные источники в различных частях исследованной территории. По индивидуальным типоморфным особенностям алмазов выделяются отдельные трубки или их рудные столбы. Анализ многолетнего опыта комплексного изучения алмазов подтверждает следующее: а) – детальные минералогические исследования алмазов комплексом современных методов с геологической привязкой находок в трех направлениях необходимы и очень актуальны. Во-первых, это фундаментальные комплексные исследования минералогии, кристаллографии и физических свойств алмазов, а также твердых включений в них для выяснения условий генезиса. Во-вторых – это использование информации, полученной разными методами при комплексном исследовании алмазов, для решения прикладных вопросов, непосредственно связанных с практикой геологоразведочных работ. К ним относятся установленные связи вещественного-индикационных параметров кимберлитового магматизма различной алмазоносности и геолого-структурного положения кимберлитовых тел. Отдельным направлением комплекса минералогических исследований алмазов, развивающихся на стыке минералогии и технологии минерального сырья, является разработка рекомендаций, направленных на создание наиболее рациональных схем переработки руды и обеспечивающих кристаллосберегающие технологии, а также уточнение областей применения алмазов с учетом их реальной структуры и физических особенностей и выявление объектов с повышенным качеством алмазного сырья; б) – использование типоморфных особенностей алмазов имеет важное значение для геологоразведочных работ, в частности, для прогнозирования типов первоисточников, уровня их потенциальной алмазоносности и качества минерального сырья, а также для восстановления экзогенной истории алмазов на пути от коренных источников до мест современного нахождения, для палеогеографических реконструкций распространения древних алмазоносных отложений и направлений сноса материала; в) – выполнение комплекса минералогических исследований алмаза и минерагеническое районирование территорий по алмазам необходимо как для рационального определения направления геологоразведочных работ, так и для повышения их качества и эффективности.

Литература

1. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
2. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ, 1999. 102 с.

3. Grachanov S. A., Zinchuk N. N.,Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform // Doklady Eart Sciences. 2015. T. 465. № 2. P. 1297–1301.
4. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis // Geology and Geophysics. 2008. No 10. P. 121–144.
5. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform // Petrology. 2001. V. 9. No 6. P. 576–588.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.030

Минералы Ti из Кейвских щелочногранитных пегматитов как индикаторы перехода от агпаитовой к миаскитовой минеральным ассоциациям и фракционирования Zr/Hf и Nb/Ta

Д. Р. Зозуля

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: d.zozulya@ksc.ru

Породы, называемые агпаитовыми, содержат комплексные силикаты, содержащие Na-K-Ca-Fe и обогащенные Zr, Ti, Nb и REE (например, эвдиалит, энигматит, астро-филлит, катаплеит, эльпидит, гиттинсит, далиит, ринкит-(Ce), лопарит-(Ce)). Напротив, в миаскитовых щелочных породах HFSE и REE концентрируются, в основном, в цирконе, бадделеите, титаните, алланите, перовските и Fe-Ti оксидах (ильменит или Ti-содержащий магнетит). Пегматит Белой Тундры содержит оба типа ассоциаций (астрофиллит и титанит + алланит), что позволяет нам обсудить возможный механизм перехода агпаитовой минеральной ассоциации к миаскитовой.

В пределах Кейвской щелочной провинции известны десятки редкометалльных месторождений и рудопроявлений и сформированных различными петрогенетическими (поздне- и постмагматическими) процессами. Наиболее значимые из них Сахарйокское Zr-REE (приуроченное к минерализованным сиенитам), Рова Zr-Y-REE-Nb (минерализованный гранит, пегматит-кварцолит), Ельозеро Nb-Zr-REE-Th (апобазитовый метасоматит) и Плоскогорское HREE-Y-Nb-Ta (амазонитовый пегматит). Они представляются перспективными источниками REE (особенно более ценных HREE и Y) на Кольском полуострове (Zozulya et al., 2012; Kalashnikov et al., 2016; Zozulya et al., 2019).

Исследованный пегматит из массива Белая Тундра представляет собой тело вытянутой формы (2×5 м) и имеет богатое кварцем ядро, окруженное крупнозернистой кварц-арфведсонитовой (рибекитовой) (+/- полевой шпат, биотит) породой с обильным (местами до 30–40 об. %) Zr-Y-REE-Nb-Th-Ti минерализацией. Вмещающими породами пегматита являются пегматоидные биотит-арфведсонитовые граниты. Лялина и др. (2014) разделили тело на пять зон, отражающих его минералогическое разнообразие: пегматитовые граниты; пегматит, обогащенный астрофиллитом; пегматит, обогащенный цирконом, галенитом и астрофиллитом; зона вторичной Y-редкоземельной минерализации (карбонаты и силикокарбонаты REE); кварцевая зона. Силикаты титана характерны для зон «астрофиллитовой» и «вторичной иттрий-редкоземельной минерализации». Исследуемые здесь образцы отобраны из зоны вторичной иттрий-редкоземельной минерализации. Примечательной особенностью пегматита является наличие кварц-цирконовых агрегатов, образующих сферулы и вытянутые линейные срастания (Voloshin et al., 2005). Парагенезис минералов и характерная форма агрегатов указывают на псевдоморфную природу. Эвдиалит был предложен в качестве минерала-прекурсора и эльпидит-гиттинсит (армстронгит) в качестве вторичных (переходных) минералов, окончательно замещенных цирконом и кварцем.

Во всех образцах основными породообразующими минералами являются циркон, кайнозит и кварц, в меньшей степени распространены астрофиллит, титанит и алланит (рис. 1, 2). Все они включены в ксеноморфные зерна кайнозита размером 1–2 см. Астрофиллит в пегматите ассоциирует с цирконом, титанитом и кайнозитом в кварцевой матрице. Минерал образует иглы и удлиненные пластинки до 700 мкм. Пластинки часто расщеплены на удлиненные волокна и могут быть изрезаны тонкими (1–2 мкм) трещинами, заполненными карбонатом REE. Зерна астрофиллита не имеют минеральных включений и текстурной зональности. Титанит изучен из той же минеральной ассоциации,

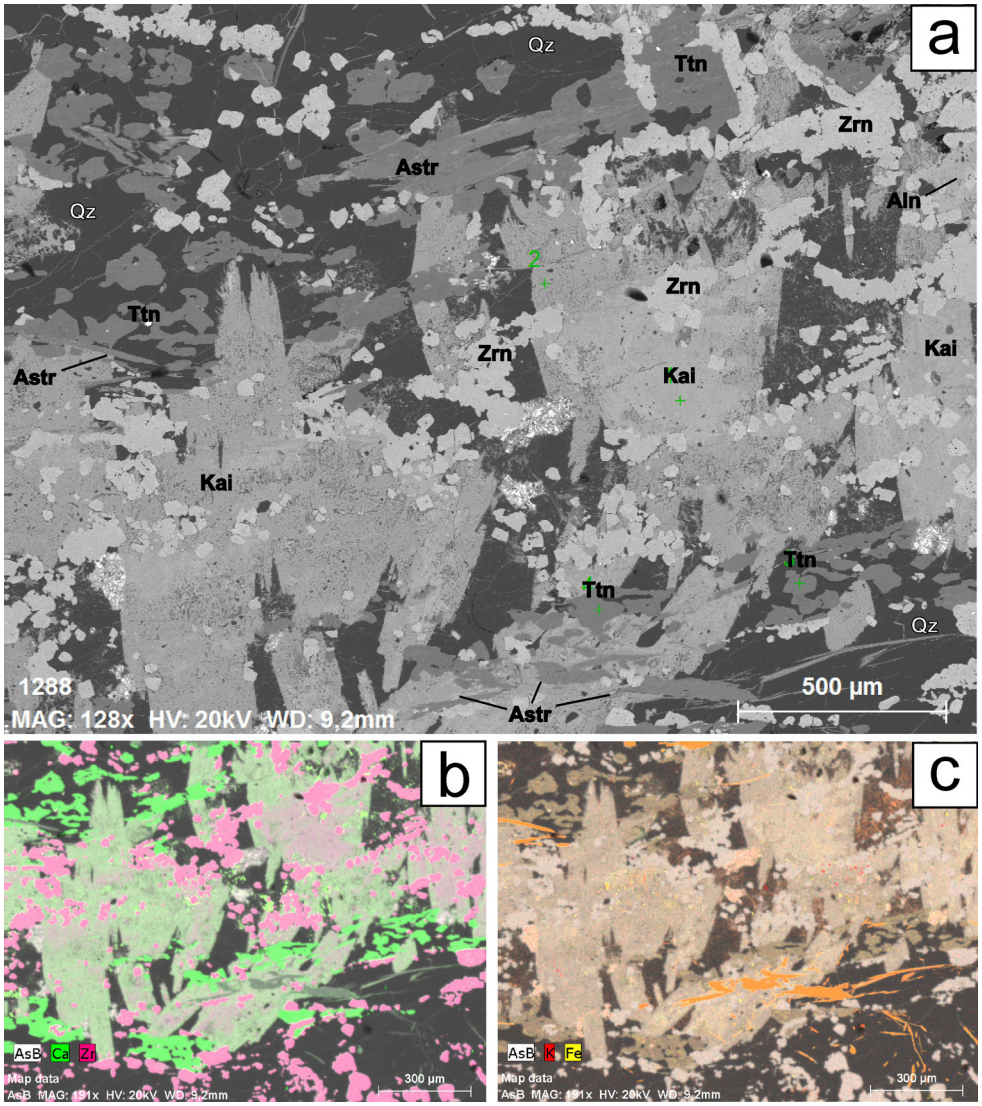


Рис. 1. а – BSE изображение, показывающее типичные текстурные взаимоотношения между минералами в образцах пегматита Белой Тундры. Astr, астрофиллит; Kai, кайнозит; Zrn, циркон; Qz, кварц; Aln, алланит; б – карты элементов для Ca и Zr; с – карты элементов для K и Fe

что и астрофиллит, где он встречается в виде ксеноморфных пластинчатых зерен (длиной до 300 мкм) с крайне неровными границами. Часто он заключен в кварц и содержит включения кварца. Примечательной особенностью титанита является пятнистая зональность с мало-, средне- и высокоинтенсивными в BSE участками неправильной формы. Пространственного распределения различных зон в каймах или ядрах не наблюдается. Поскольку магматические и высокотемпературные титаниты обычно демонстрируют осцилляторную или секторальную зональность, титанит Белой тундры, по-видимому, рос при низких температурах и в изменяющейся химической среде (Xiao et al., 2020). Алланит образует изоморфные ксеноморфные зерна размером до 200 мкм и содержит многочисленные включения кварца.

Гранит, содержащий эгирин, является агпаитовым (мол. (Na+K) > Al), в то время как гранит, содержащий биотит, имеет метаглиноземистый (мол. (Na+K) <Al < (Na+K+Ca)) до перглиноземистого (мол. Al > (Na+K+Ca)) составы. Агпаитовый гранит имеет более высокие значения HFSE и REE, чем метаглиноземистый тип. Содержание Zr колеблется от 500 до 1800 ppm (в среднем 1280 ppm) в агпаитовых разновидностях и от 500 до 850 ppm

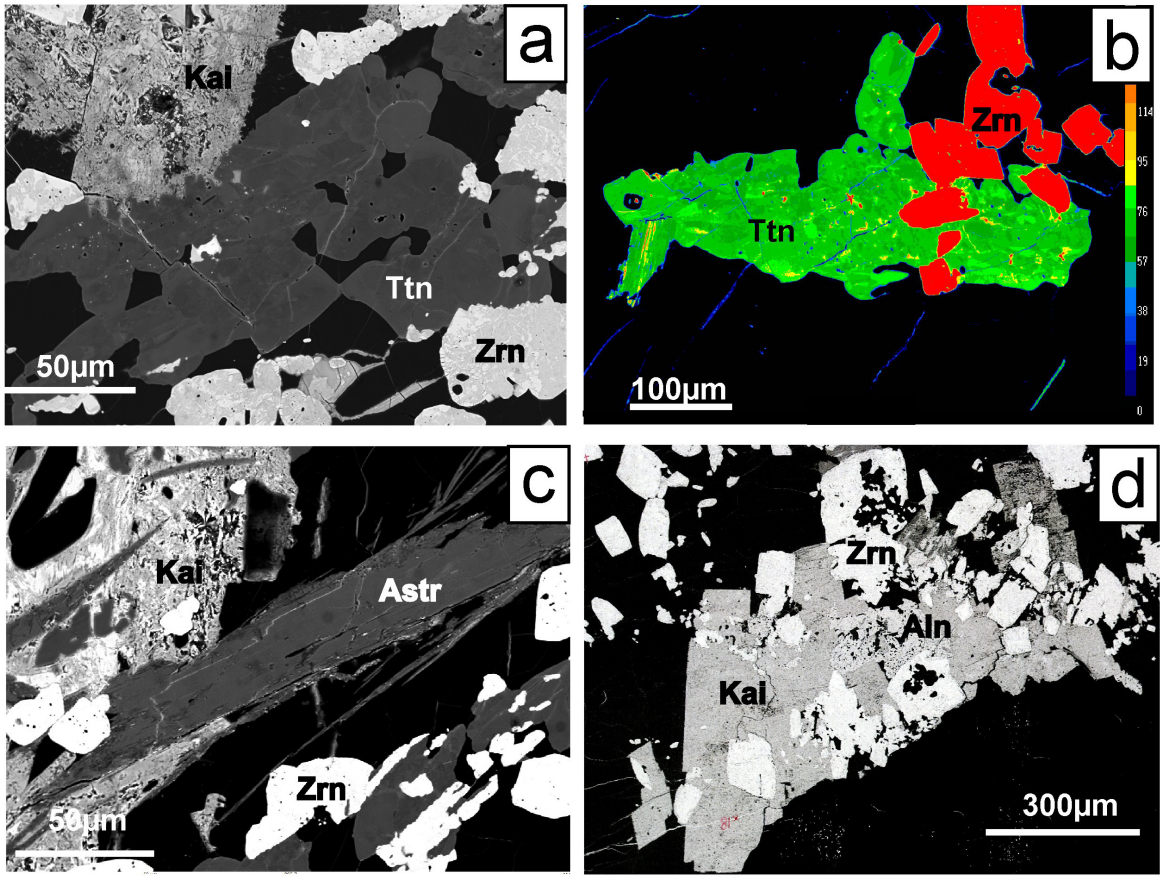


Рис. 2. Минеральные ассоциации, морфология и внутренняя текстура титанита (a, b), астрофилита (c) и ферриалланита-(Ce) (d) из пегматита Белой Тундры. BSE-изображение титанита в ложных цветах (б): диапазон от темно-зеленого через зеленый до светло-зеленого соответствует к увеличению РЗЭ+Y; красный цвет соответствует циркону

(в среднем 670 ppm) в мета- и перглиноземистых гранитах. То же самое касается REE+Y (в среднем 510 и 380 ppm для щелочных и мета- и перглиноземистых гранитов соответственно) и Nb (в среднем 58 и 40 ppm, соответственно). Обогащение HFSE и REE объясняется образованием первичных магм из обогащенных мантийных источников и длительной фракционной кристаллизацией (Zozulya et al., 2012).

Астрофиллит. По химическому составу (Ti/(Ti+Nb) (0.977–0.987, среднее значение 0.99), Fe/(Fe+Mn) (0.949–0.960, среднее значение 0.96) и Ti/(Ti+Zr) (0.986–0.96)) минерал является практически чистым астрофиллитом с весьма незначительной примесью компонентов ниобофиллита, куплетскита и циркофиллита. Примечательными особенностями составов являются низкое содержание Na_2O; обычно в астрофиллите его содержание превышает 2 мас. % (Piilonen et al., 2003). Кроме того, неизвестен ни один другой член группы, где Ta ≈ Nb (среднее Nb/Ta = 1.0); содержания SnO_2 (0.94–1.19 мас. %) и V_2O_3 (0.29–0.35 мас. %) являются самыми высокими из когда-либо определенных в минерале.

Титанит. По составу светлые участки в титаните имеют высокое содержание REE+Y (0.050–0.061 apfu), а темные зоны соответствуют первозданному титаниту с низким содержанием REE+Y (0.008–0.020 apfu) и Fe (0.025–0.041 apfu). Содержание ниобия, еще одного важного компонента, колеблется от 0.001–0.002 apfu в темных участках до 0.004–0.006 apfu в светлых участках и 0.011–0.034 apfu в серых участках. Титанит также имеет самое низкое соотношение ZrO_2/HfO_2 (<< 1). ZrO_2 ниже уровня обнаружения

(~ 0.07 мас. %), тогда как содержание HfO_2 колеблется в пределах 0.21–0.30 мас. %). Интерес представляют также высокие содержания WO_3 – (0.05–0.49, в среднем 0.19 мас. %), V_2O_3 – (0.96–1.17, в среднем 1.06 мас. %) и SnO_2 – (0.6–2.1, в среднем 1.03 мас. %).

Ti-содержащий ферриалланит-(*Ce*). Исследованный алланит-(Ce) имеет весьма высокие содержания TiO_2 – (2.77–4.49 мас. %, в среднем 3.59 мас. %). Обычно алланит содержит от 1 до 2 мас. % TiO 2 , и только измененный минерал имеет повышенные значения до 4.67 мас. % (Giere, Sørenson, 2004). Составы в соответствии с классификационной диаграммой (REE+Y+Sr+Th+Mn) – Al по Petrik et al. (1995) близки составу ферриаланита-(Ce) с небольшим изменением вдоль линии $REE^{3+} + Fe^{2+} = Ca^{2+} + Al^{3+}$. Тем не менее, большая часть анализов выходит за рамки стехиометрических составов для алланитов с содержанием алюминия от 0.7 до 1.0 apfu. Хорошая отрицательная корреляция между Fe + Ti и Al указывает на то, что включение большого количества Ti в ферриалланит-(Ce) происходит путем замещения $Ti^{4+} + Fe^{2+} = 2Al^{3+}$.

Гранит-пегматитовая система. Поскольку массив Белых тундр сложен дифференцированной серией пород, а пегматиты имеют многостадийное (от позднемагматического до гидротермального) происхождение, можно ожидать вариации Nb/Ta. Действительно, отношения в щелочном граните колеблются от 14 до 21 (в среднем 17). Вариация положительно коррелирует с агпаитовым индексом, в соответствии с известными наблюдениями более высоких значений Nb/Ta в агпаитовых породах по сравнению с миаскитовыми (Ballourad et al., 2020). Более низкие отношения Nb/Ta в биотит-содержащих гранитах могут быть объяснены ассимиляцией пород верхней земной коры, что подтверждается наличием ксенолитов и изотопными данными по Nd. Пегматит расположен в биотит-содержащем граните, и можно сделать вывод, что остаточный пегматитовый расплав имел отношение Nb/Ta ≤ 15. Ранее закристаллизовавшийся фергусонит с гораздо более высокими отношениями Nb/Ta (70–440, в среднем 190; Зозуля и др., 2020) потреблял из пегматитового расплава больше Nb, чем Ta, и, возможно, вызывал снижение отношения Nb/Ta в остаточном расплаве/растворе с возможной кристаллизацией более поздних минералов с необычно низкими отношениями Nb/Ta, таких как астрофиллит (в среднем 1.0) и титанит (в среднем 1.2).

Основными факторами, которые могут фракционировать Zr и Hf, являются фракционная кристаллизация гранитной магмы и понижение температуры (Wang et al., 2010), когда кристаллическая структура основного минерала-хозяина (циркона) сжимается, увеличивая способность меньшего иона Hf входить в структуру. Экспериментальные исследования растворимости Zr и Hf в силикатных расплавах различного состава показали, что растворимость Zr и Hf зависит от индекса насыщения глиноземом (ASI) расплава. При высоком молярном отношении Al/(Ca+Na+K) величина Zr/Hf уменьшается в цирконе и, следовательно, во вмещающих породах (Linnen, Keppler, 2002). В гранитах Белой Тундры наблюдается отчетливое уменьшение Zr/Hf в неагпаитовых фациях.

Лялина и др. (2012) продемонстрировали, что отношение Zr/Hf в магматическом цирконе из Кейвского агпаитового гранита колеблется в пределах 41–58 (в среднем 48) и почти такое же, как и во вмещающей его породе. Поскольку циркон является хорошим индикатором соотношения Zr/Hf во вмещающей породе, можно было бы ожидать, что в минералах пегматита это отношение будет ниже – ≤ 30, как и предсказывалось ранее. Однако пегматитовый циркон имеет гораздо более низкое Zr/Hf (от 14 до 23), уменьшаясь от раннего к позднему циркону (в среднем 20 и 15 соответственно). Таким образом, пегматитовая система с самого начала кристаллизации обогащалась Hf, что способствовало появлению (Zr, Hf)-содержащих минералов с аномально низкими отношениями Zr/Hf на поздних стадиях кристаллизации пегматита. Изменение могло произойти

и в ходе эволюции самого пегматита. Ранее было показано, что минералы Zr указывают на переход от агпаитового к миаскитовому составу, свидетельствующий о кристаллизации цирконосиликатов и циркона на разных стадиях. Астрофиллит и титанит также входят в состав агпаитовой и миаскитовой ассоциаций, соответственно. Таким образом, пегматит демонстрирует переход между этими ассоциациями с уменьшением Nb/Ta и Zr/Hf в его валовом составе. Считается, что переход пегматита от агпаитового к миаскитовому был результатом контаминации материалом верхней коры с повышенным содержанием Ta и Hf.

Астрофиллит и титанит из пегматита демонстрируют четкое фракционирование пары Zr-Hf. У первого минерала Zr/Hf >> 1, тогда как у второго Zr/Hf < 1. Несмотря на то, что циркон из пегматита имеет более низкий Zr/Hf, чем исходный гранит (но все же > 1) и отражает общий состав пегматита, его кристаллизация на многочисленных стадиях не могла сама по себе вызвать изменение Zr/Hf от астрофилита к титаниту. Возможно, гидротермальные процессы также были ответственны за соотношение Zr/Hf < 1 в титаните.

Роль гидротермальных процессов. Аномальные составы минералов Ti в пегматитах Белой тундры с Nb < Ta и Zr < Hf и высоким содержанием Y + HREE могут быть образованы при гидротермальных процессах. В литературе имеются минералогические свидетельства гидротермального обогащения танталом и гафнием Nb-Ta-оксидов и Zr-Hf-силикатов, соответственно (Zhu et al., 2015). Экспериментальные исследования растворимости Nb и Ta в водном растворе показывают, что Ta менее растворим, чем Nb (Zaraisky et al., 2010). Поэтому предполагается, что при гидротермальных изменениях Ta будет преимущественно образовывать наросты вокруг минералов, содержащих Nb-Ta, а Nb будет уноситься флюидами. Опять же, большую роль может иметь содержание фтора, так как при высокой активности F в гидротермальном растворе растворимость Nb значительно возрастает, а Ta становится более подвижным, чем Nb (Aseri et al., 2015).

Обогащение Hf в гидротермальных условиях хорошо задокументировано в цирконах из пегматитов LCT-семейства (Neves et al., 1974; Kydryashov et al., 2020). Такое фракционирование Hf и Zr на поздних гидротермальных стадиях связано с меньшей подвижностью Hf (Wang et al., 2010) и подтверждается экспериментальными данными по растворимости Zr и Hf в высокотемпературных расплавах/флюидах при изменении степени насыщения глиноземом (ASI), а так же активности ряда флюсов и летучих, включая фтор (Keppler, 1993). Таким образом, наблюдаемые отношения Zr/Hf (< 1) в титаните из пегматита Белой тундры можно интерпретировать как кристаллизацию в низкотемпературной, насыщенной алюминием среде с высоким содержанием F.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053 и гранта Российского научного фонда № 22-17-20002, https://rscf.ru/project/22-17-20002/.

Литература

1. Aseri A. A., Linnen R. L., Che X. D., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geol. 2015. V. 64. P. 736–746.
2. Ballouard C., Massuyeau M., Elburg M. A., Tappe S., Viljoen F., Brandenburg J.-T. The magmatic and magmatic-hydrothermal evolution of felsic igneous rocks as seen through Nb-Ta geochemical fractionation, with implications for the origins of rare-metal mineralizations // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 203. P. 103115. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103115.
3. Gieré R., Sorensen S. S. Allanite and other REE-rich epidote group minerals // Rev. Mineral. Geochem. 2004. V. 56. P. 431–493.

4. Kalashnikov A. O., Konopleva N. G., Pakhomovsky Y. A., Ivanyuk G. Y. Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia // A Review. Econ. Geol. 2016. V. 111. P. 1529–1559.
5. Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high-field strength trace-elements in granitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 479–488.
6. Kudryashov N. M., Skublov S. G., Galankina O. L., Udoratina O. V., Voloshin A. V. Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula) // Geochemistry. 2020. V. 80. P. 125489.
7. Linnen R. L., Keppler H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes // Geochim. Cosmochim. 2002. V. 66. P. 3293–3301.
8. Lyalina L. M., Selivanova E. A., Savchenko Y. E., Zozulya D. R., Kadyrova G. I. Minerals of the gadolinite-(Y)-hingganite-(Y) series in the alkali granite pegmatites of the Kola Peninsula // Geol. Ore Deposits. 2014. V. 56. P. 675–684.
9. Lyalina L. M., Zozulya D. R., Bayanova T. B., Selivanova E. A., Savchenko Ye. E. Genetic peculiarities of zircon from pegmatites of Neoarchean alkali granites of the Kola region // Zapiski RMO. 2012. V. 5. P. 35–51.
10. Neves J. C., Nunes J. L., Sahama T. G. High hafnium members of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 48. P. 73–80.
11. Petrik L., Broska I., Lipka J., Siman P. Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distribution (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia) // Geologica Carpathica. 1995. V. 46. P. 79–94.
12. Piilonen P. C., Lalonde A. E., McDonald A. M., Gault R. A., Larsen A. O. Insights into astrophyllite-group minerals. 1. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula // Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 1–26.
13. Voloshin A. V., Lyalina L. M., Savchenko E. E, Selivanova E. A. Intragranite raremetal pegmatites in alkaline-granite formation of Kola Peninsula. Quartz-zircon pseudomorphs // Zapiski RMO. 2005. No 4. P. 98–108 (in Russian with English abstract).
14. Wang X., Griffin W. L., Chen J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons // Geoch. J. 2010. V. 44. P. 65–72.
15. Xiao X., Zhou T., White N. C., Zhang L., Fan Y., Chen X. Multiple generations of titanites and their geochemical characteristics record the magmatic-hydrothermal processes and timing of the Dongguashan porphyry-skarn Cu-Au system, Tongling district, Eastern China // Miner. Deposita. 2020. V. 56. P. 363–380.
16. Zaraisky G. P., Korzhinskaya V. and Kotova N. Experimental studies of Ta_2O_5 and columbite–tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550 ° C and 50 to 100 Mpa. // Mineral. Petrol. 2010. V. 99. P. 287–300.
17. Zhu Z.-Y., Wang R.-C., Che X.-D., Zhu J.-C., Wei X.-L., Huang X.E. Magmatic–hydrothermal rare-element mineralization in the Songshugang granite (northeastern Jiangxi, China): Insights from an electron-microprobe study of Nb–Ta–Zr minerals // Ore Geol. Rev. 2015. V. 65. P. 749–760.
18. Zozulya D., Lyalina L., Macdonald R., Bagiński B., Savchenko Y., Jokubauskas P. Britholite group minerals from REE-rich lithologies of Keivy alkali granite—nepheline syenite complex, Kola Peninsula, NW Russia // Minerals. 2019. V. 9. P. 732.
19. Zozulya D., Macdonald R., Bagiński B. REE fractionation during crystallization and alteration of fergusonite-(Y) from Zr-REE-Nb–rich late- to post-magmatic products of the Keivy alkali granite complex, NW Russia // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125. P. 103693.
20. Zozulya D. R., Lyalina L. M., Eby N., Savchenko Y. E. Ore geochemistry, zircon mineralogy, and genesis of the Sakharjok Y-Zr deposit, Kola Peninsula, Russia // Geol. Ore Deposits. 2012. V. 54. P. 81–98.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.031

Минералогия и петрография кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная

Е. А. Зубакова [1], В. Г. Мальковец [1, 2], А. А. Гибшер [1, 2]
[1]Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева РАН, Новосибирск, e-mail: zybakovaea@igm.nsc.ru
[2] ВГРЭ АК «Алроса», e-mail: vladimir.malkovets@igm.nsc.ru; anastasia.gibsher@igm.nsc.ru

Введение

Северная часть Сибирской платформы является достаточно интересной и важной с точки зрения геологии. Одной из главных причин, привлекающей внимание ученых и горнодобывающих мероприятий, является наличие большого числа кимберлитовых трубок. Выделяется несколько кимберлитовых полей, среди которых одним из самых перспективных является Мирнинское рудное поле. В него входят такие кимберлитовые трубки как Мир, Интернациональная, им. XXII съезда КПСС, Таежная, Амакинская, Спутник. Все они являются алмазоносными. В данной работе рассматриваются некоторые особенности минерального и петрографического составов кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная.

Геология

Кимберлитовая трубка Дачная расположена в пределах Мирнинского кимберлитового поля; время внедрения кимберлитов трубки соответствует позднему девону (≈360 млн лет) (Агашев и др., 2004). Диатрема располагается в зоне Параллельного разлома и перекрыта осадочными отложениями ранней юры, мощность которых достигает 15–21 м. В плане трубка имеет овальную форму северо-западного простирания. Верхняя часть тела сильно изменена (Зинчук, 2018).

Минералогия и петрография

Кимберлитовые карбонатиты трубки Дачная имеют тонкозернистую структуру с порфировыми вкрапленниками оливина (?), нацело замещенными кальцитом, минералами группы шпинели (ульвошпинель, шпинель), ильменита и граната (рис. 1).

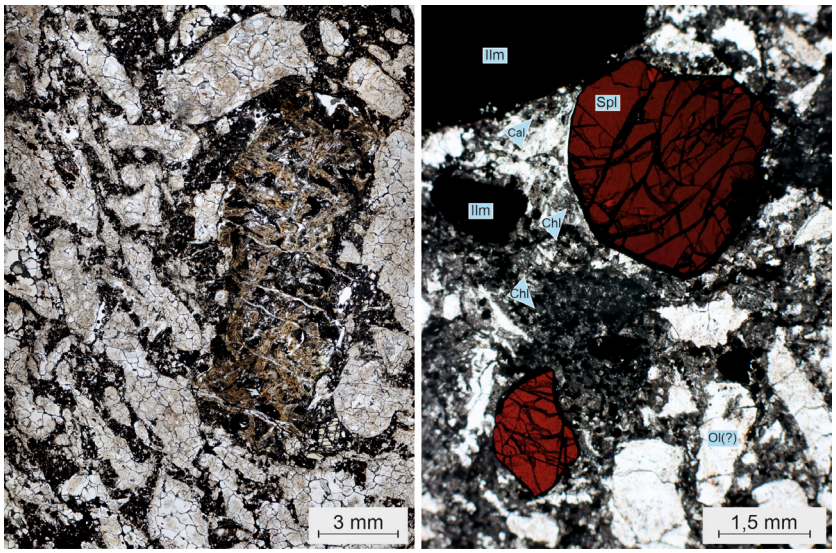


Рис. 1. Микрофотографии шлифа кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная

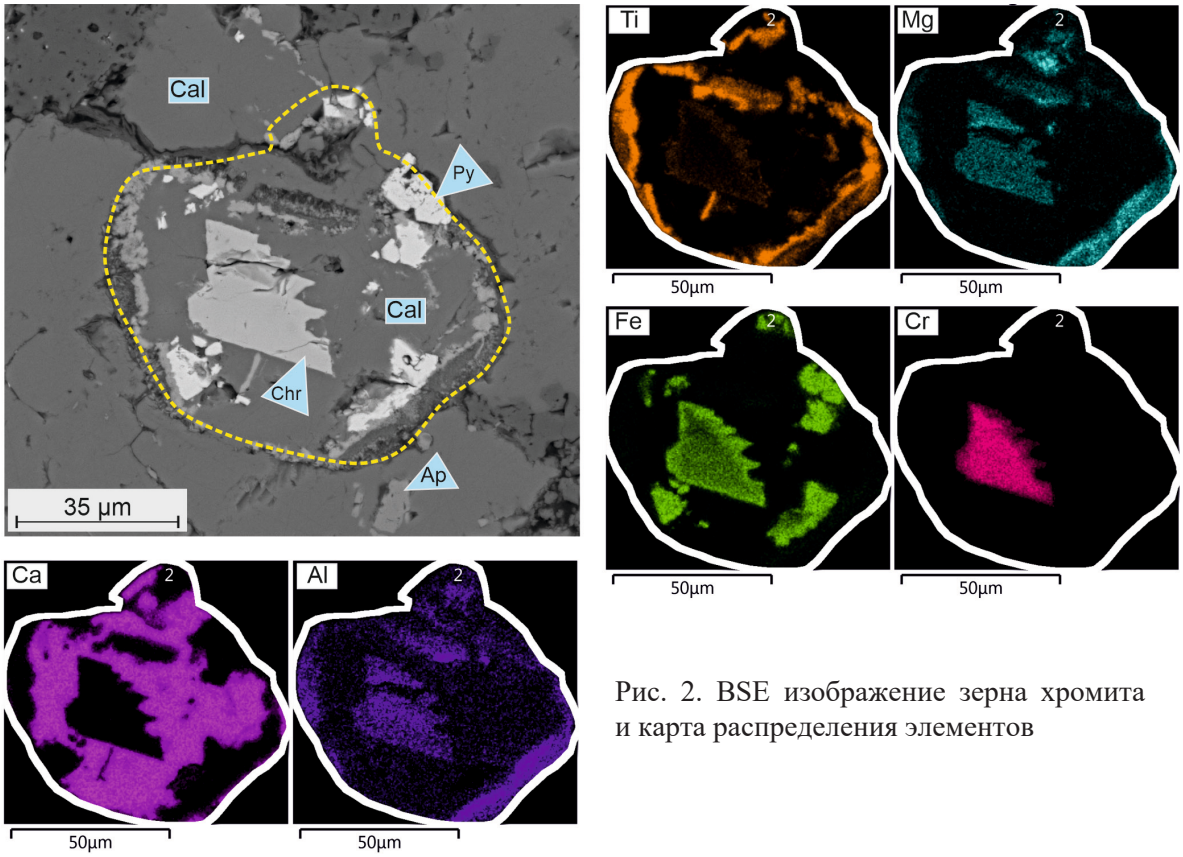


Рис. 2. BSE изображение зерна хромита и карта распределения элементов

Основная масса пород сложена кальцитом неправильной формы в срастании с доломитом, фторапатитом. Также в основной массе встречаются чешуйки флогопита, хромит с атолловой структурой, изометричные кристаллы пирита. Крайне редко в виде включений в кальците встречается ксеноморфный барит и баритоцелестин размером не более 50 мкм. Кальцит из основной массы имеет неправильную форму зерен размером не более 1 мм. Концентрации MgO варьируются от 0.2 до 0.7 мас. %, содержание FeO от 0.2 до 2.4 мас. %. Содержания MnO редко достигают 0.2 мас. %., а концентрации оксида стронция не превышают 0.1 мас. %.

Доломит образует зерна неправильной формы в основной массе, анкеритовый минал составляет от 1.9 до 3.5 мол. %. Концентрации MnO варьируются от 0.2 до 0.4 мас. %, концентрации SrO ниже 0.1 мас. %. Фторапатит также распространен в основной массе в виде идиоморфных кристаллов, размер которых не превышает 80 мкм. Содержание SrO и La_2O_3 достигает 1.0 и 0.4 мас. %, соответственно. В кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная флогопит встречается редко и представлен чешуйками размером не более 200 мкм, иногда частично или полностью замещенных хлоритом. Содержания Cr_2O_3 и TiO_2 в некоторых случаях достигают 1.0 мас. % и 4.3 мас. %, соответственно.

В основной массе также встречается хромит с атолловой структурой (рис. 2), размер зерен не превышает 80 мкм. Центральная часть сложена хромитом, окруженная «оторочкой» из рутила, пирита и титаномагнетита.

Кальцит, замещающий оливин (?) в макрокристах обогащен включениями минералов группы хлорита, редко кварца. По сравнению с минералом основной массы данный кальцит характеризуется в среднем меньшими концентрациями MgO от 0.2 до 0.4 мас.%, FeO до 0.3 мас. %, а также крайне низкими концентрациями MnO и SrO ниже 0.1 мас. %.

Среди вкрапленников также наблюдаются две разновидности минералов группы шпинели: шпинель и ульвошпинель. Шпинель представлена крупными зернами до 2 мм.

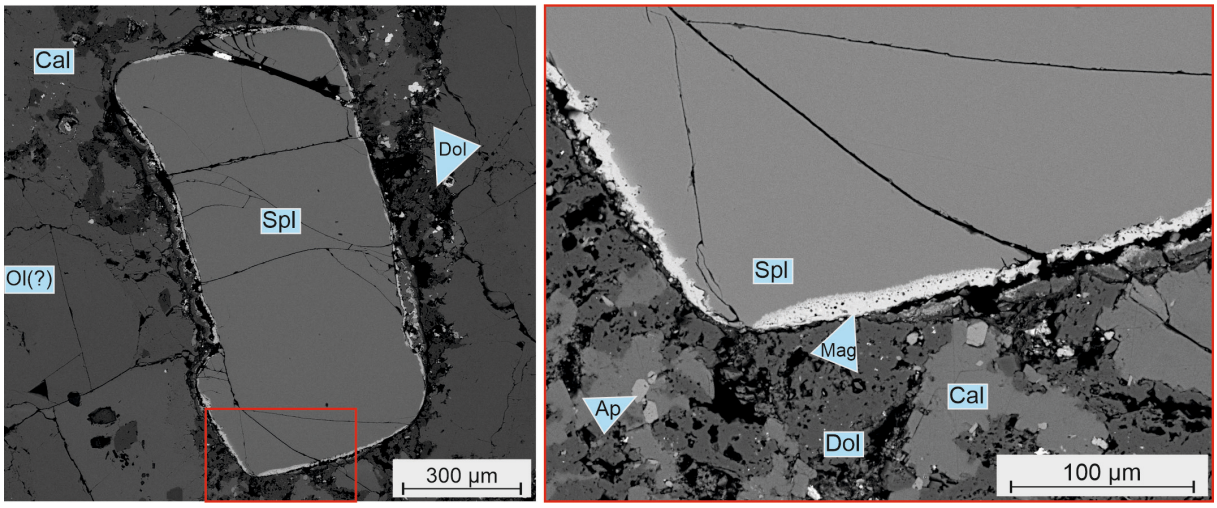


Рис. 3. BSE изображения зерен шпинели

иногда с неровными оторочками магнетита (рис. 3). Концентрация Cr_2O_3 уменьшается от центра к краю от 43 до 34 мас. %. Аналогичное поведение наблюдается для MgO от 17 до 12 мас. % и Al_2O_3 от 29 до 25 мас. %. В то время как общее содержание окислов железа имеет обратную тенденцию и может изменяться от 13 до 23 мас. %. Ульвошпинель имеет зерна округлой или неправильной формы до 1 мм с хорошо выраженной резорбированной оторочкой, представленной ильменитом с включениями магнетита и доломита (рис. 4). Концентрации Cr_2O_3, Al_2O_3 в данной разновидности минералов группы шпинели не превышают 5.0 и 0.8 мас. %, соответственно.

Макрокристы граната в породах трубки Дачная имеют преимущественно пироп-альмандиновый состав с отсутствием ярко выраженной химической зональности. В минерале наблюдаются повешенные концентрации Cr_2O_3 (до 10 мас. %).

В породах также присутствуют ксенолиты вытянутой формы, которые сложены удлиненными кристаллами калиевого полевого шпата, частично замещающего его хлоритоида. Часто вокруг ксенолитов присутствует оторочка из смеси ксеноморфного хлорита, кальцита, апатита и калиевого полевого шпата (рис. 1).

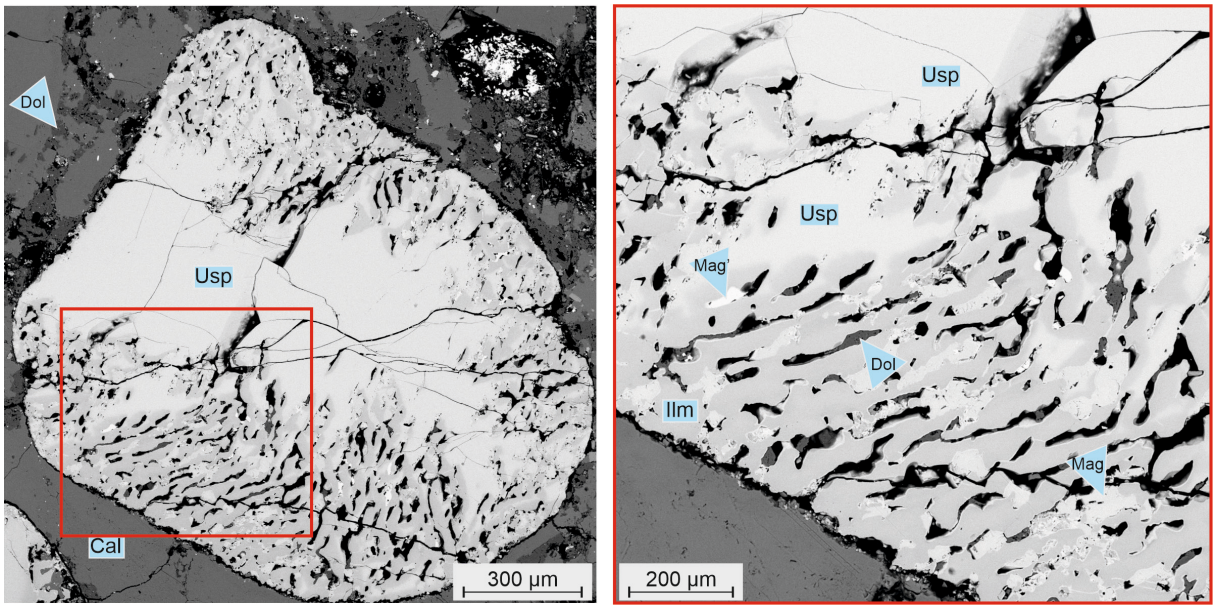


Рис. 4. BSE изображение зерна ульвошпинели с включениями

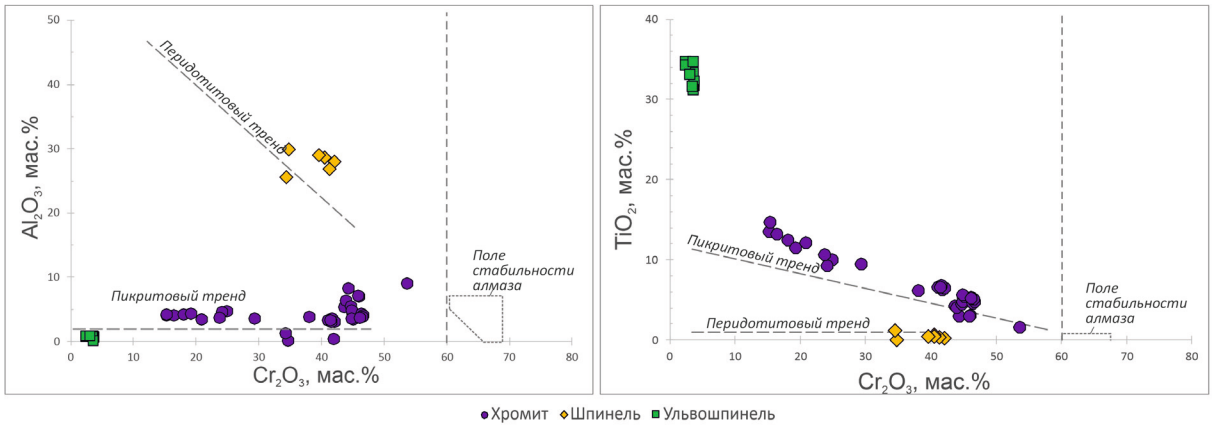


Рис. 5. Диаграмма Cr_2O_3–Al_2O_3 и Cr_2O_3–TiO_2 для минералов группы шпинели из кимберлитов (Соболев и др., 1975)

Ильменит в образцах представлен несколькими генерациями: крупные изометричные зерна до 5 мм, содержащие включения рутила, иногда подрастворенные на краях или полуразрушенные; отдельные мелкие кристаллы до 200 мкм в оторочках вокруг фрагментов пород, сложенных частично замещенным калиевым полевым шпатом; третья генерация представляет собой часть распада краевых частей зерен ульвошпинели (рис. 4). Крупные зерна ильменита отличаются некоторой неоднородностью состава, особенно явно это прослеживается на примере Cr_2O_3, содержания которого варьируются от ниже предела обнаружения, так и достигают 4.1 мас. %. В большинстве разновидностей ильменита концентрации MgO варьируют от 8 до 13 мас. %, что позволяет отнести их к пикроильмениту. Что касается мелких кристаллов, то для них характерны пониженные концентрации MgO до 0.7 мас. %.

Особенности составов минералов группы шпинели

На диаграммы Cr_2O_3–Al_2O_3 и Cr_2O_3–TiO_2 (рис. 5) вынесены полученные данные по минералам группы шпинели. В обоих случаях точки составов хромита ложатся на пикритовый тренд, указывая на изоморфизм Al-Cr. Данные по зернам шпинели располагаются вдоль перидотитового тренда. Ульвошпинель сильно обособлена от двух других минеральных фаз и образует отдельный кластер с крайне низкими содержаниями Cr_2O_3 и Al_2O_3.

Полученные анализы химического состава минералов группы шпинели из кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная и данные из литературных источников по некоторым кимберлитам и карбонатитам были вынесены на диаграмму $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ – $Ti/(Ti+Cr+Al)$ (рис. 6). По соотношению элементов в данных минеральных фазах из пород трубки Дачная, а также из ультраосновных лампрофиров Чадобецкого (Nugumanova et al., 2021) и Арбарастахского (Kruk et al., 2021) комплексов образуют титаномагнетитовый тренд (по Mitchel, 1995), который характерен для оранжеритов и лампроитов. Схожее поведение наблюдается и для минералов группы шпинели из трубки «Мир» (Соболев, 1974). Титаномагнетитовый тренд связывают с ранним появлением флогопита, при кристаллизации которого в расплаве снижаются концентрации алюминия и магния (Mitchell, 1995).

Составы хромитов основной массы попадают в поле хромита, в то время как часть данных по ксенокристам шпинели находится в поле ксеногенной шпинели из перидотитов на треугольной диаграмме Al-Fe^{3+}-Cr (рис. 7). Некоторые анализы ульвошпинели также попадают в область хромитов. На данной диаграмме можно наблюдать тренд

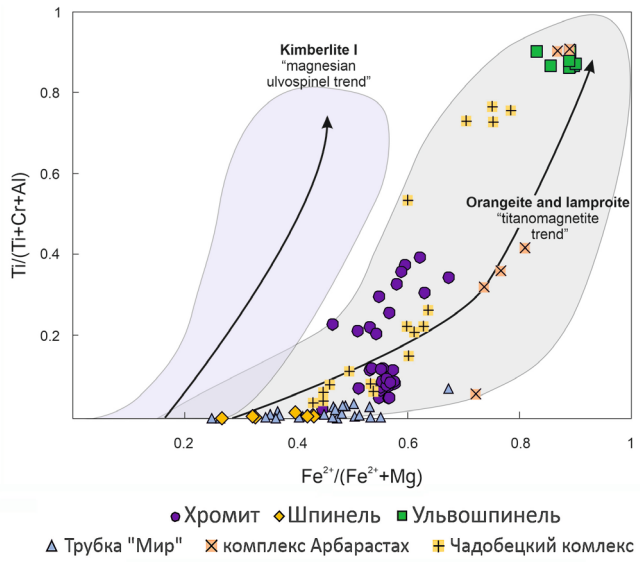


Рис. 6. Диаграмма $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ – $Ti/(Ti+Cr+Al)$ для минералов группы шпинели из некоторых кимберлитов и карбонатитов (Mitchell, 1995)

с почти неизменным содержанием Al и увеличением компонента Fe^{3+} для минералов группы шпинели, представленных хромитом с атолловой структурой и крупными зернами ульвошпинели.

Заключение

Изученные кимберлитовые карбонатиты трубки Дачная имеют тонкозернистую текстуру. Основная масса состоит преимущественно из кальцита и доломита. Реже в ней встречаются апатит, флогопит, хромит, ильменит, барит и баритоцелестин. Макрокристы представлены оливином (?), замещенным кальцитом, пироп-альмандиновым гранатом, ильменитом, ульвошпинелью и шпинелью, а также фрагментами алюмосиликатных пород, сложенных в основном калиевым полевым шпатом, сильно замещенного хлоритоидом. Вокруг близки по составу к карбонатитам преимущественно кальциевого состава.

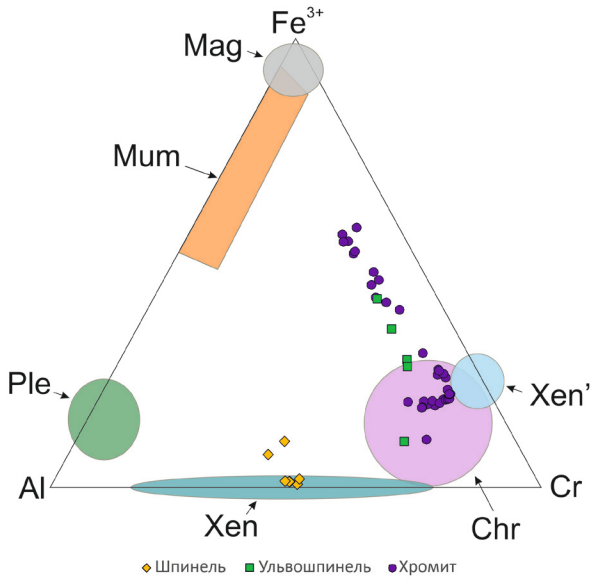


Рис. 7. Диаграмма $Al–Fe^{3+}–Cr$ для минералов группы шпинели из пород трубки Дачная. Mug – магнетит, Mum – магнезио-ульвошпинель-магнетит, Ple – шпинель, Xen – ксеногенная шпинель из перидотитов, Xen' – метасоматизированная ксеногенная шпинель из перидотитов, Chr – хромит

Кальцит из основной массы отличается от минерала, развивающегося по оливину (?), повышенными концентрациями FeO и MgO. Для ильменитов из макрокристов характерны повышенные концентрации оксида магния по сравнению с ильменитом в оторочках вокруг фрагментов алюмосиликатных пород.

Изучение минералов группы шпинели позволило выявить три основные минеральные фазы: шпинель, хромит и ульвошпинель. Состав хромита

основной массы ложится на пикритовый тренд от высокохромистых к высоко железистым разновидностям, в то время как точки составов шпинели находится обособленно и указывает на изоморфизм Al-Cr (перидотитовый тренд). Ульвошпинель также схожа по поведению элементов с хромитом, однако в случае соотношений окислов Cr_2O_3, Al_2O_3 и TiO_2 образует отдельный кластер.

Расположение точек составов минералов группы шпинели вдоль титаномагнетитового тренда указывают на то, что данные минералы кристаллизовались во время или после кристаллизации слюд. Также стоит отметить схожесть химического состава минералов кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная с таковыми из ультраосновных лампрофиров Чадобецкого и Арбарастахского щелочных ультраосновных карбонатитовых комплексов.

Благодарности

Петрографические исследования выполнены в рамках задания НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5), изучение состава минералов группы шпинели при поддержке проекта РНФ № 23-17-00098.

Литература

1. Агашев А. М., Похиленко Н. П., Толстов А. В., Поляничко В. В., Мальковец В. Г., Соболев Н. В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН. 2004. Т. 399 (1). С. 95–99.
2. Зинчук Н. Н. Геолого-технологические особенности поисков и разработки кимберлитов // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 2018. Т. 10. С. 6–15.
3. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
4. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Е. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 113–116.
5. Kruk M. N., Doroshkevich A. G., Prokopyev I. R, Izbrodin I. A. Mineralogy of phoscorites of the Arbarastakh complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia) // Minerals. 2021. V.11. Iss. 6.
6. Mitchell R. H. Kimberlites, Orangeites and Related Rocks; Plenum Press: New York, NY, USA, 1995. 410 p.
7. Nugumanova Ya., Doroshkevich A., Prokopyev I., Starikova A. Compositional Variations of Spinels from Ultramafic Lamprophyres of the Chadobets Complex (Siberian Craton, Russia) // Minerals. 2021. V. 11 (5). P. 456.
8. Roeder P. L., Schulze D. J. Crystallization of groundmass spinel in kimberlite. J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1473–1495.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.032

Минералого-петрографическая характеристика образца «свежего» кимберлита из трубки Ломоносовская (Архангельская алмазоносная провинция)

Л. В. Зырянова [1, 2], А. И. Гудимова [1, 2], Е. В. Агашева [2]

[1] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, e-mail: l.zyryanova@g.nsu.ru

[2] Институт геологии и Минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: zyryanovalv@igm.nsc.ru

Введение

На территории Архангельской алмазоносной провинции (ААП), которая расположена на севере Восточно-Европейской платформы, к настоящему времени известно ~ 70 проявлений кимберлитового магматизма, в том числе и два крупных месторождения алмазов: им. М. В. Ломоносова, включающее шесть кимберлитовых трубок (Архангельская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, Поморская и Ломоносовская), и кимберлитовая трубка им. В. Гриба. По составу кимберлиты ААП представлены тремя группами (Богатиков и др., 2007): умеренно-высокотитанистые (TiO_2 от ~ 2 до > 3 мас. %) кимберлиты Кепинской площади; низкотитанистые (TiO_2 < 1 мас. %) кимберлиты Золотицкого поля (в пределах которого расположено месторождение им. М. В. Ломоносова); и умеренно-титанистые (TiO_2 от ~ 0.8 до 2 мас. %) кимберлиты трубки им. В. Гриба. По изотопному составу кимберлиты Кепинской площади и трубки им. В. Гриба близки к кимберлитам I группы, а кимберлиты Золотицкого поля – к кимберлитам II группы. Кимберлиты ААП сильно подвержены вторичным изменениям с развитием серпентина, сапонита и хлорита, которые полностью замещают макро- и микрокристы оливина и минералы основной массы. К настоящему времени в литературе (Архангельская…, 1999; Сазонова и др., 2015) описаны составы сохранившихся первичных оливинов кимберлитов только для нескольких образцов из трубок Пионерская, Ломоносовская и им. В. Гриба.

В настоящей работе представлены результаты минералого-петрографического изучения уникального образца кимберлита (417–379.1) из трубки Ломоносовская, отобранного из керна заверочной скважины с глубины 379 м, в котором помимо неизмененных зерен макро- и микрокристов оливина обнаружены неизмененные минералы основной массы.

Методы исследования

Петрографическое изучение образца было проведено с использованием методов оптической (ZEISS Axiolab 5) и сканирующей (TESCAN MIRA 3 LMU) микроскопии. Концентрации главных элементов в минералах были определены на микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оснащенном системами микроанализа (X-ray microanalysis systems) INCA Energy 450+ X-Max 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Измерения проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА, живом времени накопления спектров 40 с.

Петрографическое описание образца кимберлита

Петрографическое описание образца составлено согласно рекомендациям (Smith et al., 2018).

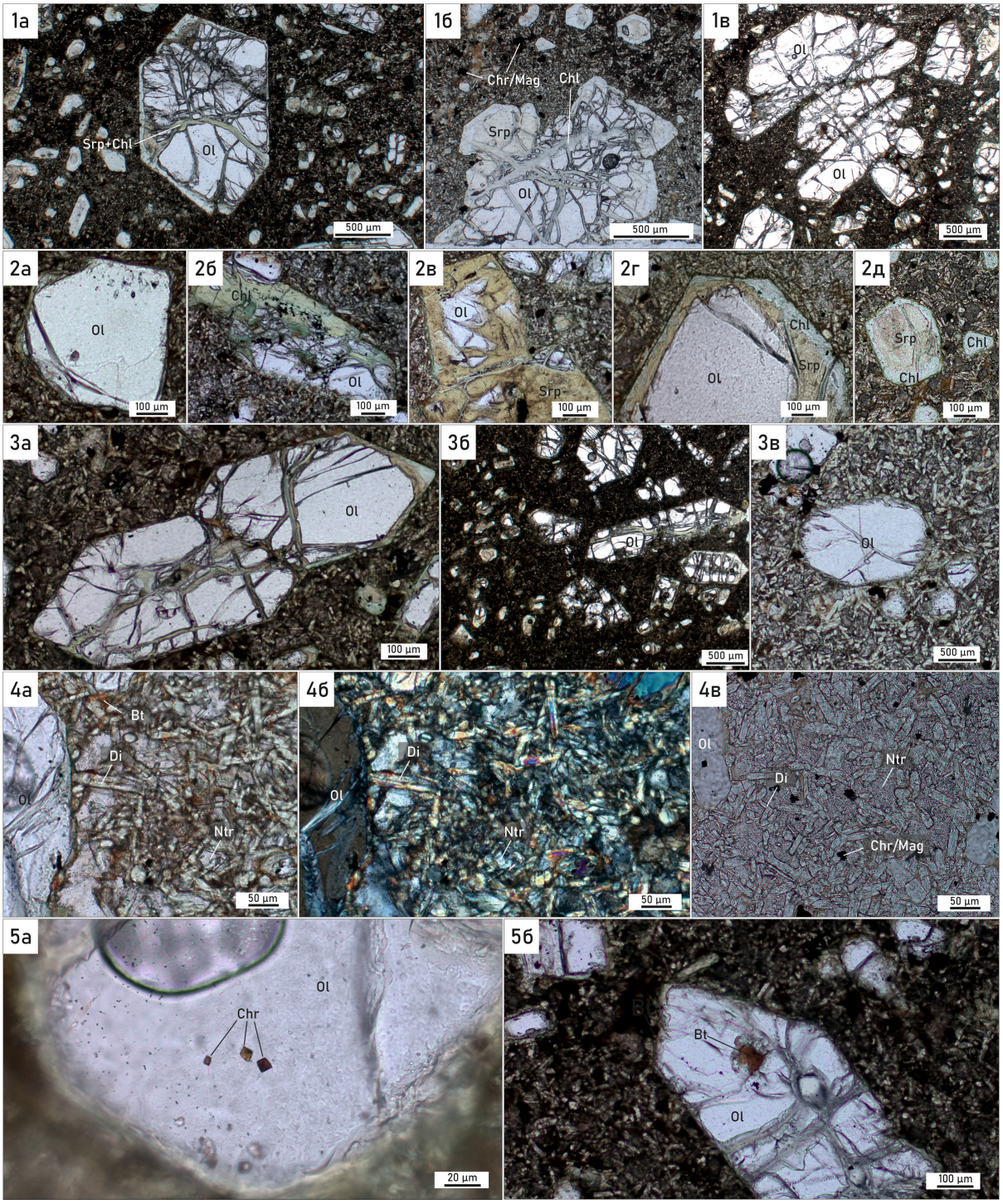


Рис. 1. Микрофотографии, полученные в плоскополяризованном проходящем свете (1а–4а, 4в–5б) и при скрещенных николях (4б) порфирового кимберлита из кимберлитовой трубки Ломоносовская. Ol – оливин, Srp – серпентин, Chl – хлорит, Mag – магнетит, Chr – хромит, Di – диопсид, Ntr – натролит, Bt – биотит

Образец кимберлита 417–379.1 насыщенного черного цвета с порфировой структурой и массивной текстурой. Порфировые вкрапленники представлены оливином, размер которых варьирует от 3–1 мм (макрокристы; vol. = 2–3 об. %) до 0.04–1 мм (микрокристы; vol. = 15–22 об. %), погруженными в полнокристаллическую основную массу, представленную микрокристами диопсида и натролита (рис. 1–4а). По количеству ма-

кро- и микрокрист оливина порода относится к «olivin-rich» типу, а по размерности зерен оливина порода относится к диапазону от ultra fine (uf) до fine (f) (Smith et al., 2018). На макроуровне (макрокристы оливина) степень замещения очень слабая – практически во всех зернах оливинов вторичные минералы развиваются исключительно по трещинам в оливине, иногда дополнительно обрамляют зерна (рис. 1–1 а), единичные зерна на 30–50 об. % замещены вторичными минералами (рис. 1–1 б); не обнаружено ни одного зерна оливина, полностью замещенного вторичными минералами (т. е. псевдоморфозы). На микроуровне (микрокристы оливина) степень замещения от очень слабой до сильной, преобладает слабая степень замещения, а небольшие участки с сильной степенью замещения неравномерно распределены по образцу. В преобладающем количестве зерен оливина вторичные минералы также развиваются только по трещинам и могут дополнительно обрамлять зерна; обнаружены как зерна оливина абсолютно без признаков вторичных изменений (рис. 1–2 а), так и зерна, практически полностью замещенные вторичными минералами (рис. 1–2 д). В основной массе идентифицированы повсеместно диопсид и натролит, и редко биотит (рис. 1–4 а), который развивается по краям зерен диопсида. Нефелин вместе с диопсидом были обнаружены в виде включений в нескольких зернах оливина, поэтому можно предположить, что натролит основной массы является вторичным продуктом изменения нефелина (Бетехтин, 2008). В качестве вторичных минералов в породе обнаружены только хлорит и серпентин, совместно присутствующие (рис. 1–2 г) или обнаруживающиеся отдельно друг от друга (рис. 1–2 б, 2 в); в некоторых зернах оливина хорошо прослеживается последовательный характер замещения минералов: оливин – серпентин – хлорит (рис. 1–2 г).

Макрокристы имеют изометричный и несколько удлиненный облик, редко встречаются их сростки (рис. 1–1 в, 3 б). Микрокристы оливина представлены как в виде отдельных зерен, так и их сростков, большинство которых имеют призматический габитус (рис. 1–3 а), реже встречаются микрокристы оливина округлой формы размерности «ultra fine» (uf) (рис. 1–3 в). Наличие идиоморфизма в макро- и микрокристах оливина, микрокристах диопсида указывает на то, что эти зерна являются фенокристами (Smith et al., 2018). В макро- и микрокристах оливина зачастую встречаются включения хромшпинелидов, размером от ≤ 0.01 до 0.1 мм, которые наблюдаются в самих зернах оливина, а также вместе с вторичными минералами (серпентином и/или хлоритом) в трещинах или обрамлениях вокруг зерен оливина (рис. 1–5 а, 2 б). В нескольких зернах макро- и микрокристов оливина обнаружены включения биотита (рис. 1–5 б). В нескольких зернах микрокристов оливина, в их центральной части идентифицируются скопления зерен диопсида, нефелина, апатита, биотита, иногда вместе с магнетитом. Можно предполагать, что эти скопления представляют собой образования, идентичные минералам основной массы.

Основная масса сложена удлиненно-призматическими и короткостолбчатыми кристаллами диопсида (размер кристаллов вдоль удлинения около 60 мк), между которыми наблюдается скрытокристаллический натролит и редко апатит (рис. 1–4 а, 4 б).

В качестве акцессорных минералов, в основной массе обнаружены магнетит и хромит (рис. 1–4 в).

В породе было обнаружено несколько обособлений от округлой (размером около 3 мм) до вытянутой формы, вокруг которых наблюдается кайма с более интенсивно замещенными вкрапленниками оливина (рис. 2). В некоторых обособлениях присутствуют идиоморфные удлиненно-призматические и короткостолбчатые кристаллы диопсида размером до 0.4 мм и их сростки, скопления слабоидиоморфных кристаллов натролита, реже присутствует биотит (рис. 2 а). Акцессории в этом образовании представле-

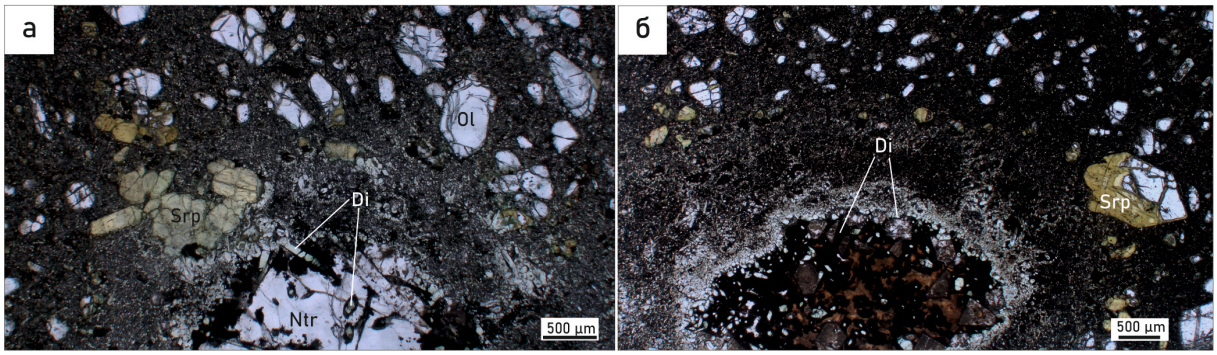


Рис. 2. Микрофотографии, полученные в плоскополяризованном проходящем свете округлых обособлений в порфировом кимберлите из кимберлитовой трубки Ломоносовская. Ol – оливин, Srp – серпентин, Di – диопсид, Ntr – натролит

ны халькопиритом, магнетитом и придеритом (K, Ba)(Ti, Fe)$_8$O$_{16}$. На основании петрографических характеристик исследованного образца кимберлита и согласно (Smith et al., 2018) изученный образец является «uniform olivine macro – and microcrystic kimberlite HK (hypabyssal kimberlite) diatreme-fill» (массивный гипабиссальный кимберлит с макро- и микрокристами оливина из диатремовой зоны трубки).

Химический состав оливина

Большинство макрокристов оливина характеризуются однородным химическим составом в пределах зерна: значения магнезиальности (mg# = (Mg/(Mg+Fe)×100, ат. кол-ва) варьируют в диапазоне 93.4–95.0 при содержаниях NiO от 0.4 до 0.6 мас. % (рис. 3). В образце обнаружено два макрокриста оливина, в пределах зерен которых наблюдается химическая зональность: центральные части характеризуются более низкими значениями mg# (92.0 и 89.1 соответственно) по сравнению с краевыми частями (94.6 и 92.3 соответственно) при слабо меняющихся концентрациях NiO (рис. 3). Преобладающее большинство микрокристов оливина незональные, но по сравнению с макрокристами

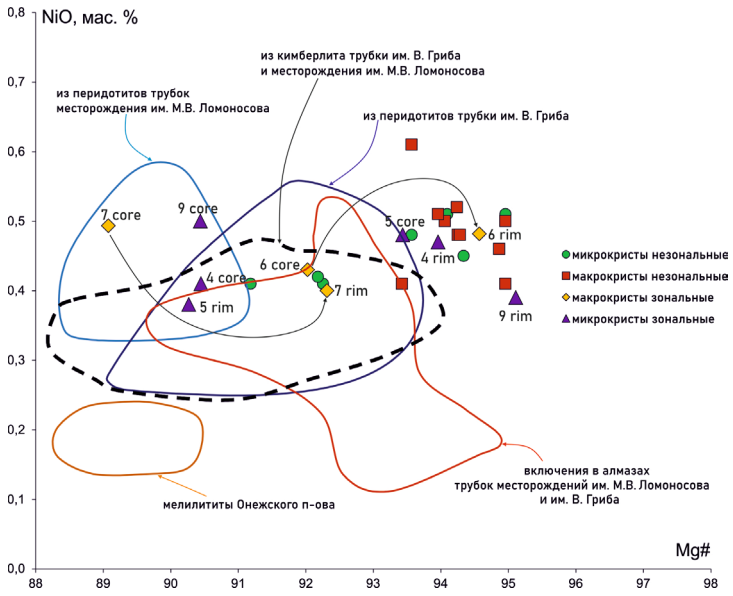


Рис. 3. Диаграмма NiO – mg# для макро- и микрокристов оливина из образца кимберлита 417–379.1 трубки Ломоносовская. Области составов оливинов из кимберлитов и перидотитов месторождений им. В. Гриба и им. М. В. Ломоносова по данным (Архангельская…, 1999; Сазонова и др., 2015; Shchukina and Shchukin, 2018)

имеют чуть более широкий диапазон значений mg# (91.2–95.0). В трех микрокристах обнаружена зональность: центральные части двух зерен характеризуются более низкими значениями mg# (90.4) по сравнению с краевыми частями (94.0 и 95.1 соответственно), но в одном зерне наблюдается обратная зональность, выраженная в более высоких значениях mg# в центре (93.4) по сравнению с краевой частью (90.3). В краевых частях некоторых микрокристов оливина, а также в зернах оливина с включениями основной массы и биотита (рис. 1–5 б) наблюдаются обогащенные FeO (13.3–24.3 мас. %; mg# 73.7–86.5) участки.

Обсуждение результатов

Можно констатировать тот факт, что к настоящему времени изученный в данной работе образец кимберлита № 417–379.1 из трубки Ломоносовская является наиболее «свежим» образцом кимберлита ААП, в котором обнаружены макро- и микрокристы неизмененного оливина и идентифицируемые неизмененные минералы основной массы (вероятнее всего за исключением натролита). Преобладающее большинство изученных зерен оливинов (как макро-, так и микрокристов) имеют составы, отличные от ранее проанализированных макро- и микрокристов оливинов из образцов кимберлитов трубок Ломоносовская, Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская…, 1999; Сазонова и др., 2015, Shchukina and Shchukin, 2018): для оливинов из образца кимберлита 417–379.1 на данный момент установлены самые высокие значения mg#, сопоставимые с таковыми для оливинов из «свежих» образцов кимберлита трубки Удачная (Kamenetsky et al., 2008). Также необходимо отметить, что по составу центральные части одного макрокриста и двух микрокристов оливина близки к оливинам из перидотитов (рис. 3), что может указывать на их ксенокристовую природу. Преобладающее же большинство макро- и микрокристов оливина характеризуется близким химическим составов, что вместе с наличием идиоморфизма этих зерен может указывать на их единый генезис, связанный непосредственно с кристаллизацией из кимберлитового расплава. Обнаружение Na-K силикатных фаз как в основной массе, так и во включениях в оливине в исследуемом образце кимберлита может иметь новое и важное значение при выявлении состава первичного кимберлитового расплава.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-77-10018.

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / ред. О. А. Богатикова. М.: МГУ. 1999. Т. 524.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Изд. 2. 2008.
3. Богатиков О. А. и др. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия // Петрология. 2007. Т. 15. №. 4. С. 339–360.
4. Сазонова Л. В., Носова А. А., Каргин А. В., Борисовский С. Е., Третяченко В. В., Абазова З. М., Грибань Ю. Г. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–251. https://doi.org/10.7868/S086959031503005X.
5. Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Golovin A. V. et al. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins // Journal of Petrology. 2008. V. 49. No 4. P. 823–839. https://doi.org/10.1093/petrology/egm033.
6. Shchukina E. V., Shchukin V. S. Diamond exploration potential of the northern east European platform // Minerals. 2018. V. 8. No 5. P. 189. https://doi.org/10.3390/min8050189.
7. Smith B. S. et al. A glossary of kimberlite and related terms // Petrology Incorporated. 2018.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.033

Высокоториевый циркон из рудной зоны № 2 массива Бурпала, северное Прибайкалье

И. А. Избродин [1, 2], А. Г. Дорошкевич [1, 2], Т. Н. Мороз [2], А. Е. Старикова [1, 2], А. В. Малютина [1, 2]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск

[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: izbrodin@igm.nsc.ru

Введение

Циркон – минерал подгруппы островных силикатов – $ZrSiO_4$, всегда содержит примеси редкоземельных (REE) и радиоактивных (U, Th) элементов. Он является одним из устойчивых к изменениям акцессорным минералом, обнаруженным в большинстве типов горных пород. Для различных по генезису пород, содержания ThO_2 в нем, обычно не превышает 0.5–1.0 мас.% (Foster, 2006). Зафиксированное существенное обогащения торием (до 10 мас. % ThO_2) в цирконах из щелочных гранитов (Ум-Ара (Египет) и Яньшаня (Китай) (Xie et al., 2005; Abd El-Naby, 2009) значительно превышает предел растворения Th в структуре циркона ($ThO_2 = 5.5 \pm 0.5$ мас. %), определенный экспериментально (Mumpton, Roy, 1961). Изучение популяций циркона предоставляет возможность восстановить хронологию формирования магматических и постмагматических процессов, включая временные рамки образования рудных отложений. В то же время, изучение циркона, образующегося при гидротермальных и метасоматических процессах в щелочных комплексах, является нетривиальной задачей. Его образование контролируется такими факторами как температура и давление, состав флюидов и наличием минеральных фаз, концентрирующих REE, U, Th и Hf (Hoskin, Schaltegger, 2003). Кроме того, циркон может быть растворен и повторно осажден в специфических геологических обстановках, особенно во флюидонасыщенной среде. В настоящей работе дана характеристика высокоториевого циркона из рудной зоны № 2 щелочного массива Бурпала и обсуждается возможный сценарий его образования. Образцы, использованные для исследований, были отобраны коллективом авторов в ходе полевых работ на массиве в 2022 г.

Геологическое строение массива

Массив Бурпала имеет ярко выраженную зональность: внешняя часть состоит из кварцевых и кварцсодержащих сиенитов, центральная часть – из щелочных трахитоидных и нефелиновых сиенитов. В центральной части наблюдаются линзообразные тела фойяитов (площадью 4×0.5 км^2), и различные жильные тела гранитов, аплитов и пегматитов. Метасоматиты отмечаются в эндоконтактовой зоне, в виде маломощных (от первых см – до 20 и более метров) жилоподобных зон, которые группируясь прослеживаются на значительные расстояния. Они представлены фенитами, альбититами, эгиринитами, эгирин-микроклиновыми образованиями и их разновидностями. В пределах массива редкометальная и редкоземельная минерализация связана с этапом формирования нефелиновых сиенитов, пегматоидных образований в них, с процессами фенитизации (в зонах экзоконтакта) и формирования эгирин-альбитовых метасоматитов. В пределах рудных зон, расположенных как в краевых частях, так и центральных наблюдается как собственно циркониевая минерализация (до 1–5 мас. %), так и присутствует большая группа титаносиликатов (катаплеит, астрофиллит, бурпалит, ловенит, и др. минералов), в некоторых случаях установлены уран-торий содержащие минералы. Вмещающими породами массива являются слабометаморфизованные осадочно-терригенные отложе-

ния венда(?). Проведенные геологосъемочные работы указывают на двух-, трехфазное формирование массива. Имеющиеся на сегодня значения возраста кристаллизации щелочных сиенитов и рудоносных пегматитов Бурпалы (U-Pb методом по циркону (Котов и др., 2013) равны 294 ± 1 и 283 ± 8 млн лет (верхнее пересечение 843 ± 240 млн лет), соответственно. Полученные нами геохронологические данные по другим главным фазам массива (Избродин и др., в печати): кварцевым сиенитам, гранитам, нефелиновым сиенитам рудной зоны № 5, ложатся в интервал значений 300–289 млн лет. В связи с сильными изменениями в цирконах из рудных зон №1 и 2 достоверный возраст получить пока не удалось. В одних случаях это связано со сложным нерегулярным внутренним строением, в другим наличием высоких содержаний тория.

Высокоториевый циркон был обнаружен при изучении образцов крупнозернистых (до пегматоидных) эгирин-альбитовых пород (метасоматитов) из канавы №8. Она расположена вблизи контакта интрузии с слабометаморизованными песчаниками на водоразделе руч. Трехозерный и Обрывистого (притоки р. Кудушкит, северный фланг рудной зоны № 1).

Основная масса щелочных метасоматитов сложена шестоватыми, сноповидными с длиной индивидов до 2 см агрегатами эгирина (до 90 %) и более поздними по отношению к эгирину альбитом. При этом отмечаются участки, где альбит занимает до 40–60 об. %, а породы переходят в альбит-эгириновые. Главным редкоземельным минералом в породах является бастнезит, в тесном срастании с ним отмечается Th-REE-Ti, Pb-Mn-REE, $PbCeCO_3$ недиагностированные фазы, фторапатит и монацит. Бастнезит вероятно является продуктом полного метамиктного распада титанониобатов: лопарита(?), приохлора(?), в результате чего форма кристаллов заполнена агрегатом бастнезита и рутила. Собственно, циркон в породе представлен двумя генерациями. Ранняя генерация образует тонкую (до 20 микрон) вкрапленность в эгирине (рис. 3). Им свойственно отсутствие кристаллографической огранки, характерна округлая или комковатая форма. Химический состав циркона близок к теоретическому (рис. 4). Из элементов примесей для него характерно присутствие до 2 мас. % FeO и HfO_2. Второй тип циркона является высокоториевым. Он образует крупные (до 200 микрон) «интерстициальные» выделения,

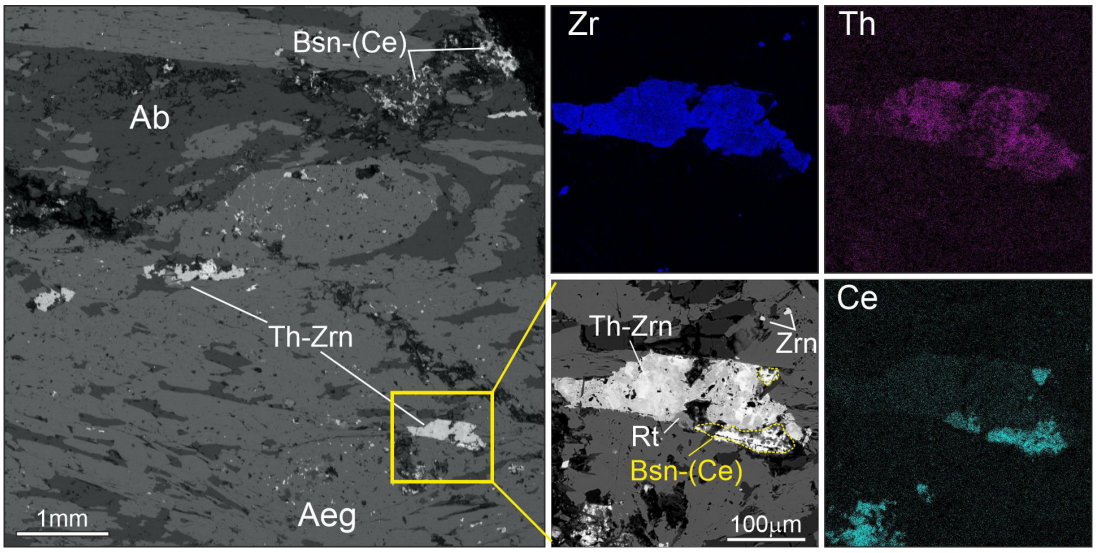


Рис. 1. BSE-изображения и элементные карты для высокоториевого (Th-Zrn) циркона из альбит-эгириновых пород рудной зоны № 2. Общий вид Th– Zrn и обычного циркона (Zrn) в эгирин–альбитовой матрице. По периферии зерен развивается бастнезит, рутил и фаза $PbCeCO_3$. Образец к8-1

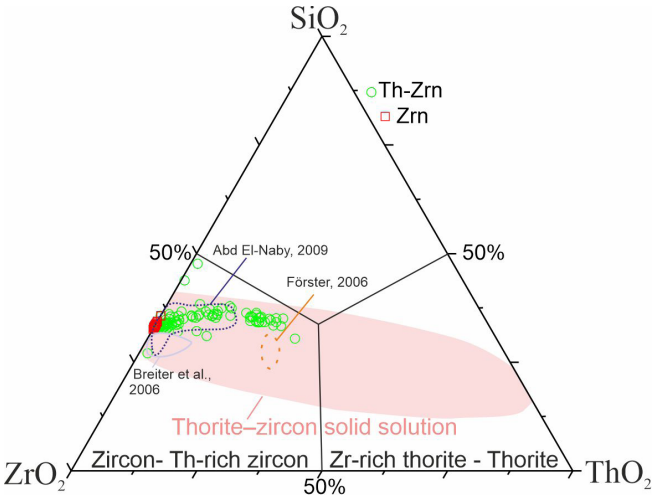


Рис. 2. Состав циркона на тройной диаграмме в координатах SiO_2–ThO_2–ZrO_2. Заштрихованное поле охватывает состав торит-цирконового твердого раствора (Abd El-Naby, 2009). Зеленый круг – высокоториевый циркон; красный квадрат – циркон ранней генерации. Полями вынесены составы цирконов из щелочных гранитов Подлеси (Breiter et al., 2006); Эрцгебирг (Förster, 2006); Ум Ара (Abd El-Naby, 2009)

ориентированные согласно с направлением полосчатости пород (рис. 1). Химический состав такого циркона сильно неоднороден даже в масштабе одного зерна (рис. 1, 2).

В высокоториевых цирконах наблюдается резкое увеличение содержание Th (от 1.89 до 17.69 – ThO_2 мас. %), и повышенное содержание неформульных для циркона элементов (Ti, Fe, Mn, Ca, Ce, и Nb). Содержание гафния колеблется от порога обнаружения до 1.56 мас. % HfO_2. В наиболее богатых торием (11.09–17.69 ThO_2 мас. %) цирконах отмечается уменьшение количества циркония (от 31.81 до 27.18 ZrO_2 мас. %) и кремния (22.96–24.41 SiO_2 мас. %), что коррелирует с гидратацией (?) минерала (нехватка суммы до 22 %). Расчетная формула (на 4 кислорода) высокоториевого циркона

$$^{A}(Zr_{0,61}Hf_{0,01}Th_{0,17}Ca_{0,05}Fe_{0,06}Ti_{0.03}Mn_{0.03}Y_{0.04}Ce_{0.02}Nd_{0.01})^{T}{}_{\Sigma 1.03}(Si_{1.01})_{\Sigma 1,07}O_4.$$

Большая часть анализов высокоториевого циркона попадают в поле твердого раствора между торитом и цирконом (рис. 2), некоторые из полученных значений ложатся в поле цирконов характерных для щелочных гранитов Ум Ара (Abd El-Naby, 2009). Обогащение Th и U в цирконе преимущественно связано с двойным замещением $Ca^{2+}+(Th, U)^{4+}\leftrightarrow 2Zr^{4+}+2Si^{4+}$, подразумевая, что значительные количества U и Th могут входить в позицию Zr и Si. При этом отмечается возможность одновременного растворения торита и циркона при высокотемпературных изменениях и вынос Zr и Th из этих минералов с образованием промежуточных фаз (Abd El-Naby, 2009). Однако подобное возможно в определенных физико-химических условиях, при которых выщелачивание и растворение ранее существовавших акцессорных фаз происходит при взаимодействии с F^-, CO_2 и OH^- содержащими флюидами, обогащенными Th, Y(HREE), Zr и/или U, при этом они, как правило, термодинамически неустойчивы (Forster, 2006). Это возможно при воздействии на циркон остаточных флюидонасыщенных магматических расплавов, богатых фтором. Некоторые исследователи (Hoskin, 2005; Hoshino et al., 2012) считают, что высокое содержание воды (до 5 мас. %) и фтора (до 1 мас. %) в цирконах имеет положительную корреляцию с содержанием легких редкоземельных и других несовместимых элементов, что может указывать на воздействие флюида и/или флюидонасыщенного расплава. Экспериментальные исследования (Caruba et al., 1985) показали, что в цирконе кристаллизовавшегося за счет флюида, обогащенного фтором, вода может занимать более половины структурной позиции кремния. Высокое содержание воды (до 5 мас. %) в каймах цирконов из щелочных сиенитов Ястребецкого массива (Скублов, Ли, 2016) объясняется тем, что на заключительном этапе в процессе эволюции расплава появились флюиды, содержащие Y, REE, Nb и обогащенные изотопно тяжелым кис-

лородом, что отразилось в изотопно-геохимических характеристиках каймы и зонах изменения циркона.

Другим возможным объяснением появления циркона, обогащенного различными элементами, является то, что способность к такого рода изменению состава возрастает у циркона с нарушенной структурой. Это может быть вызвано частичной или полной метамиктностью циркона, которая происходит из-за повреждений кристаллической решетки альфа-частицами, испускаемыми при радиоактивном распаде изотопов U Th, присутствующих в цирконе с момента его кристаллизации. Таким образом, метамиктность циркона является причиной появления различных элементов-примесей в его составе, хотя также возможно, что процесс метамиктизации структуры циркона усиливается по мере изменения его химического состава.

Рамановские спектры циркона

Для исследования степени искажения кристаллической решетки был использован метод спектроскопии комбинационного рассеяния (КР). Изучались различные области циркона, характеризующие светлые и темные зоны в BSE изображении. Светлые, как правило, характеризуются аномальным количеством тория (до 17 мас. % ThO_2, например: спектр 109 на рисунке 3) и нехваткой суммы до 22 %, а более темные в BSE области с относительно низким количеством тория (2–3 мас. % ThO_2) и нехваткой суммы до 10 мас. %. Для обычного циркона с ненарушенной кристаллической структурой характерны следующие КР-полосы: 1008, 439 и 355 $см^{-1}$ (Hoskin, 1996). Спектр (125, 120 на рисунке 5, кривые 2, 3, вставка) ториевого циркона (2–3 мас. % ThO_2) характеризуется уширением и смещением пиков до 987 $см^{-1}$ и 984 $см^{-1}$, ширина этих полос (FWHM – порядка 27 и 30 $см^{-1}$, соответственно, со стороны меньших волновых чисел наблюдается плечо около 952 и 955 $см^{-1}$ (рис. 3, вставка), что характерно для разупорядоченных цирконов и указывает на частичную аморфизацию структуры циркона (Zhang et al., 2000; Nasdala, 1995; Zamyatin, 2022). В участках высокоториевого циркона (спектр 109), пик моды ν3 (SiO_4) на КР спектрах смещен до 993 $см^{-1}$ (FWHM – 24 $см^{-1}$), полосы симметричных деформационных колебаний уширены и более интенсивны, а в области решеточных мод полосы отсутствуют. Это, скорее всего, обусловлено наличием участков

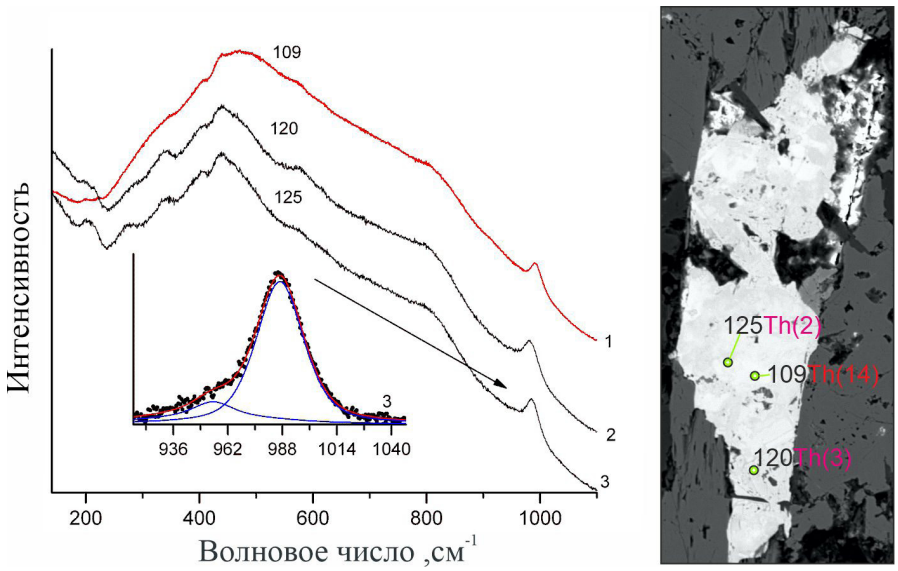


Рис. 3. КР спектры циркона рудной зоны № 2 (обр. к-8-1) в точках, соответствующих анализу на электронном микроскопе (в скобках дано содержание ThO_2 в мас. %)

с высокой степенью радиационных повреждений и высокими содержаниями Th и REE, что привело к метамиктности минерала

Выводы

Исследование циркона из эгирин-альбитовых пород рудной зоны № 2 массива Бурпала показало наличие ранней и поздней генераций циркона. Ранняя генерация характеризуется составом близким к теоретическому значению. Вторая генерация отличается гетерогенным внутренним строением, и характеризуется высокими и аномальными концентрациями тория и других несовместимых элементов. Столь высокие значения тория ранее были выявлены только в цирконах из щелочных гранитов ряда областей (Breiter et al., 2006; Förster, 2006; Abd El-Naby, 2009) для которых отмечались наложенные высоко и низкотемпературные гидротермальные изменения с участием растворов обогащенных фтором и углекислотой. Изучение пород рудной зоны № 2 свидетельствует о об обогащении остаточного флюида фтором и углекислотой (фторапатит, бастнезит, местами флюорит), что привело к некоторой ремобилизации HFSE и значительному их локальному обогащению. Процесс альбитизации в пределах рудной зоны имеет явно более поздний локальный характер и по-видимому контролирует образование высокоториевого циркона. Однако в пределах рудной зоны отмечаются участки интенсивной альбитизации не несущих сколько-либо значимого обогащения редкометальными элементами. Рамановские спектры высокотористового циркона свидетельствует о его метамиктности.

Благодарности

Геология района изучена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (22041400241-5). Минералогические исследования рудной зоны № 2 проводились за счет средств гранта РНФ 22-17-00078.

Литература

1. Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Малютина А. В., Семенова Д. В., Радомская Т. А., Крук М. Н., Прокопьев И. Р., Старикова А. Е., Рампилов М. О. Геохронология пород щелочного комплекса Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. В печати.
2. Котов А. Б., Владыкин Н. В., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Сотникова И. А., Яковлева С. З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 295–299. https://doi.org/10.7868/S0869565213330165.
3. Скублов С. Г., Ли С.-Х. Аномальная геохимия циркона из Ястребецкого редкометалльного месторождения (SIMS- и TOF-исследование) // Записки Горного института. 2016. 222. С. 798–802. DOI 10.18454/PMI.2016.6.798.
4. Breiter K., Förster H.-J., Škoda R. Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: the peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic // Lithos. 2006. V. 88. P. 15–34. Doi:10.1016/j.lithos.2005.08.011.
5. Caruba R., Baumer A., Ganteaume M., Iacconi P. An experimental study of hydroxyl groups and water in synthetic and natural zircons: a model of metamict state // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 1224–1231.
6. El-Naby A. High and low temperature alteration of uranium and thorium minerals Um Ara granites, south Eastern Desert, Egypt. Ore Geology Reviews. 2009. V. 35. P. 436–446. doi:10.1016/j.oregeorev.2009.02.006.
7. Forster H. J. Composition and origin of intermediate solid solutions in the system Thorite-Xenotime-Zircon-Coffinite // Lithos. 2006. V. 88. P. 35–55.
8. Hoshino M., Watanabe Y., Murakami H., Kon Y., Tsunematsu M. Formation process of zircon associated with REE-fluorocarbonate and niobium minerals in the Nechalacho REE Deposit, Thor Lake, Canada // Resource Geology. 2012. V. 63. No 1. P. 1–26. doi: 10.1111/j.1751-3928.2012.00207.x.
9. Hoskin P. O., Schaltegger Urs. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 25–104. https://doi.org/10.1515/9781501509322-005.

10. Hoskin P.W.O. Trace-element compositions of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hill // Australia Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006.
11. Mumpton F. A., Roy R. Hydrothermal stability studies of the zircon-thorite group // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1961. V. 21. P. 217–238.
12. Nasdala L., Irmer G., Wolf D. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study // Eur. J. Mineral. 1995. V. 7. P. 471–478.
13. Xie L., Wang R., Chen X., Wang D. Th-rich zircon from peralka line A-type granite: Mineralogical features and petrological implications // Chin. Sci. Bull. 2005. V. 50. P. 809–817. https://doi.org/10.1007/BF03183683.
14. Zamyatin D. A. Application of Raman Spectroscopy for Studying Shocked Zircon from Terrestrial and Lunar Impactites: A Systematic Review // Minerals. 2022. V. 12. 969 p. https://doi.org/10.3390/min12080969.
15. Zhang M., Salje E. K. H., Farnan I., Graeme-Barber A., Daniel Ph., Ewing R. C., Clark A. M., Leroux H. Metamictization of zircon: Raman spectroscopic study // Journal of Physics: Condensed Matter. 2000. V. 12(8). P. 1915–1925. DOI 10.1088/0953-8984/12/8/333.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.034

Мантийные процессы, контролирующие происхождение и эволюцию умеренно-щелочной магм верхнеплиоцен-четвертичного коллизионного вулканизма Малого Кавказа

Н. А. Имамвердиев
Бакинский государственный университет, Азербайджанская Республика, Баку, e-mail: inazim17@yahoo.com

Введение

В пределах Малого Кавказа в результате конвергенции Африкано-Аравийской и Евроазиатской литосферных плит проявлен позднекайнозойский коллизионный вулканизм. На основе ранее проведенных петрогеохимических исследований азербайджанской части Малого Кавказа нами установлено, что позднекайнозойские вулканиты Малого Кавказа образовались при различной степени плавления субдукционно-обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Отпечатки субдукции уменьшились при эволюции этих вулканических образований с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента от верхнего миоцена до четвертичного времени (Dilek Y., Imamverdiyev N., 2010, Imamverdiyev et al., 2017, 2018).

Полученный в последние годы новый высокоточный петрогеохимический, особенно изотопный анализ, будучи одним из основных индикаторов образования магмы, позволяет по-новому взглянуть на проблему петрогенеза позднекайнозойских магматических пород региона и природу расплавов. Новые петрогеохимические, изотопные данные дают надежду на решение этих проблем. В статье впервые приводится данные по изотопному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, что является индикатором для определения природы мантийного источника, который является ответственным за генерацию магм в пределах исследованного региона.

Позднекайнозойский вулканизм Азербайджана

Альпийско-Гималайский складчатый пояс в конце мела – начале палеогена после закрытия океана Тетис развивается в условиях коллизии континентальных плит. В это же время южная окраина Евразии становится активной и в дальнейшем наследует характер глубинных процессов. В результате здесь проявился мощный позднекайнозойский вулканизм, охватывающий всю Анатолию, Кавказ, северо-запад Ирана. Он связан с основными тектоническими фазами хрупкой коллизии.

В пределах Азербайджана продукты позднекайнозойского вулканизма распространены в юго-западной части Малого Кавказа, охватывают верховья рек Тертер и Акера и характеризуется излиянием лав и пирокластов разнообразного состава. В азербайджанской части Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм проявился в двух этапах: позднемиоцен-нижний плиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном. На первом этапе формировалась дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, во втором – бимодальная риолитовая и слабо дифференцированная трахибазальт-базальтовая трахиандезит-трахиандезитовая ассоциации (Imamverdiyev et al., 2017).

Петрогеохимические особенности верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа

Для верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов типичны породы ряда трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит. Наряду с этими породами отмечаются оливиновые базальты повышенной щелочности, трахидолериты, латиты, кварцевые латиты,

трахидациты, трахиты. Характерным и общим петрохимическим признаком пород рассматриваемой формации является их K-Na серии повышенной щелочности. Поведение петрогенных элементов указывает на их образование в результате фракционирования оливина, моноклинного пироксена, роговой обманки, основного плагиоклаза, апатита, магнетита. В породах более основного состава (оливиновые базальты повышенной щелочности) встречаются разновидности, у которых относительно высокое содержание магния (MgO=6.7–7.0 %), высокое значение коэффициента магнезиальности (M=66.7–71.03), поэтому, наряду с другими факторами, эти породы можно идентифицировать как слабо дифференцированные первичные выплавки. Значение коэффициента «M» понижается в более кислых породах.

Наблюдается уменьшение суммы РЗЭ от основных к средним породам. Можно прийти к заключению, что первоначальная магма пород образовалась из более мафической магмы фракционированием не только породообразующих минералов, но и акцессорных минералов, коэффициент распределения редкоземельных элементов которых больше единицы (апатит, сфен, циркон). Из этих минералов в основных породах содержится апатит с большой концентрацией РЗЭ. Распределение РЗЭ в породах формации указывает на то, что источником магмы исследуемых вулканитов является метасоматически измененный гранатсодержащий субстрат мантии. Можно считать, что для изученных пород первоначальным субстратом явился материал астеносферы.

Для изученных пород в целом характерно высокое содержание элементов с большими ионными радиусами (Sr, Ba, La, Ce). На спайдер- диаграмме, нормализованной относительно примитивной мантии, для пород формации отмечается слабый минимум Nb, Ta, Hf, Zr (рис.1)

Обогащение некогерентными элементами можно объяснить тем, что источником первичного расплава является магма, образованная из обогащенной калием и другими несовместимыми элементами метасоматизированной литосферной мантии. Однако, породы формации в отличие от базальтов островных дуг богаты LILE. В проанализированных образцах высокое содержание La и Ce можно объяснить и загрязнением их коровым

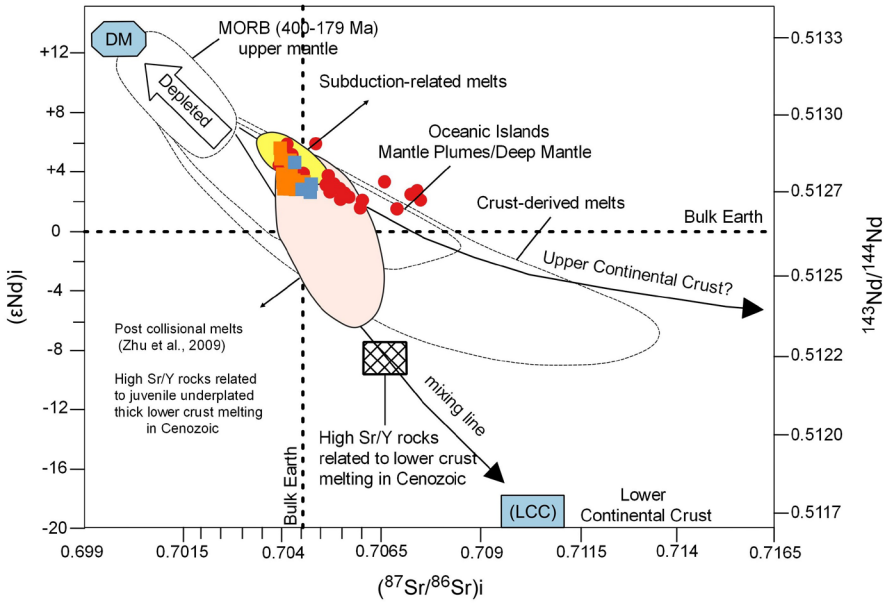


Рис. 1. Спайдер-граммы, нормализованные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для верхнеплиоцен-четвертичных вулканических ассоциаций Малого Кавказа

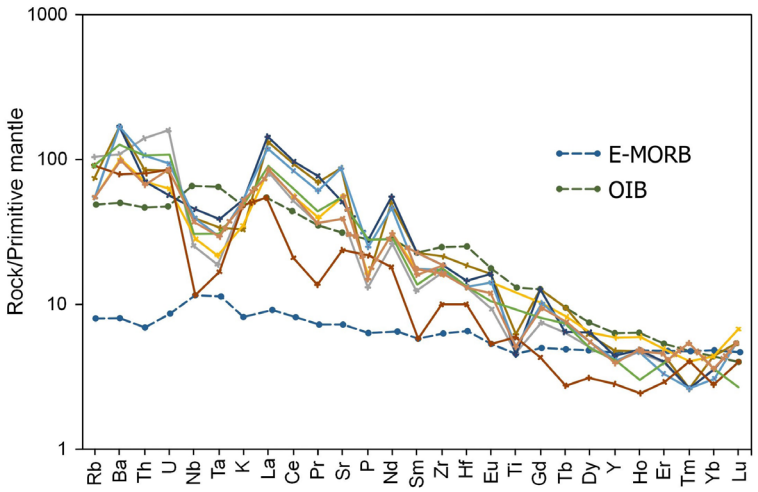


Рис. 2. Диаграммы $^{87}Sr/^{86}Sr$ – εNd для верхнеплиоцен-четвертичных вулканических ассоциаций Малого Кавказа

материалом. Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко K- и низко- HFSE водные флюиды.

Для вулканитов данного района характерен узкий диапазон начального изотопного состава стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.704263–0.704659) и неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512760–0.512855), εNd=2.41–4.26. Прямой зависимости между отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержаниями SiO_2 не наблюдается, также не установлена корреляция между величиной εNd и MgO. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$ – εNd фигуративные точки анализированных образцов лежат выше линии мантийной последовательности и обогащены относительно N-MORB, но обеднены относительно пород Земной коры (рис. 2).

Обсуждение результатов

Анализ изученных материалов показывает, что для изученных пород исходным расплавом являлся слабодифференцированный оливиновый базальт повышенной щелочности, образующийся путем фракционирования из оливин-шпинелового расплава, а сами породы образовались в результате кристаллизационной дифференциации (FC). Не исключается участие в этом процессе ассимиляция коровых магм (AFC) и смешение двух расплавов (De Paolo, 1981). В петрогенезисе этих пород, особенно для средних, по-видимому, определенную роль играл процесс смешения. Преобладание кристаллизационной дифференциации подтверждается и поведением главных породообразующих окислов и когерентных элементов, контролируемых фракционированием оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, амфибола, апатита, магнетита. Об этом свидетельствует отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и TiO_2, FeO^*, MgO, CaO, P_2O_5, а также некоторыми когерентными элементами (Ni, V, Cr) (особенно она четко проявляется между Rb и этими элементами.

Для оценки влияние коровых компонентов при образовании верхнеплиоцен-четвертичных пород Малого Кавказа, используя уравнение Д. ДеПаоло (DePaolo, 1981), мы рассчитали модель AFC на диаграмме Rb/Zr-Zr по программе М. Кескина (Keskin, 2002). В качестве ассимилянта использованы состав верхней коры (Taylor & McLennan,

1985), а в качестве исходной магмы состав наиболее магнезиального оливинового базальта повышенной щелочности (Imamverdiyev, 2002). Коэффициенты распределения Rb и Zr взяты из работы Rollinson (1993). На эту диаграмму также нанесены серия кривых AFC (ассимиляция+ кристаллизационная дифференциация), рассчитанных с помощью вышеуказанной модели, при различных значениях r (количественное соотношение ассимиляции и фракционирования). Положение фигуративных точек изученных вулканических пород на диаграмме указывает, что при образовании их наряду с кристаллизационной дифференциацией определенную роль играла ассимиляция корового материала.

Таким образом, в позднеколлизионное время в результате действия глубинного плюма происходит частичное плавление мантийной литосферы, обладающей надсубдукционными геохимическими характеристиками. Полученный расплав подвергается фракционированию, и первичный состав соответствует умеренно щелочной оливин базальтовой магме. Этот расплав в условиях земной коры подвергался очередному фракционированию и контаминировался (или смешивался) с материалом верхней коры.

Литература

1. DePaolo D. J. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization // Earth and Planetary Science Letters. 1981. V. 53(2). P. 189–202.
2. Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altun-kaynak Şafak. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint // International Geology Review. 2010. V. 52. No 4–6. P. 536–578.
3. Imamverdiyev N. A., Babazadeh V. M., Romanko A. E. et al. Formation of the late cenozoic volcanic complexes of the Lesser Caucasus // Geotectonics. 2017. V. 51. No 5. P. 489–498. https://doi.org/10.1134/S0016852117050041.
4. Imamverdiyev N. A., Gasankuliyeva M. Y., Babayeva G. C. et al. Petrogenesis of the Late Cenozoic volcanism of the central part of the Lesser Caucasus (Azerbaijan) // Russian Geology and Geophisics, Elsevier. 2018. No. 1. P. 42–55. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.01.003.
5. Keskin M. A. FC-Modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems // Computers and Geoscienses. 2002. V. 28(8). P. 919–928.
6. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1994. London. 352 p.
7. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds. A. D. Sannders, M. I. Norry // Magmatism in the ocean basin. 1989. V. 42. P. 313–345.
8. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 241–265.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.035

Фазовый состав первичных кристаллофлюидных включений из апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива

А. Т. Исакова [1, 2], А. Е. Старикова [1, 2], И. А. Избродин [1, 2], А. Г. Дорошкевич [1, 2]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск

[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: atnikolaeva@igm.nsc.ru

Бурпалинский щелочной массив располагается в 100 км к северо-востоку от северной оконечности оз. Байкала на юге центральной части Северо-Байкальского нагорья и входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции (Жидков, 1961). Массив представляет собой интрузию центрального типа с концентрически зональным строением площадью 200 км^2. Эндоконтактовая часть его сложена кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами, центральная – трахитоидными щелочными и нефелиновыми сиенитами. Жильная фация представлена микроклинитами, гранитами, гранит-аплитами, сиенит-аплитами, гранитными пегматитами. Возраст кристаллизации щелочных сиенитов и рудоносных пегматитов Бурпалы составляет 294 ± 1 и 283 ± 8 млн лет соответственно (U-Pb по циркону, (Владыкин и др., 2014)). Среди пород жильной фации в центральной части массива обнаружены тела эвдиалит-содалитовых сиенитов, апатит-флюоритовых пород, а также карбонатная жила, отнесенная предыдущими исследователями к карбонатитам (Сотникова и др., 2022). Вмещающими породами являются докембрийские-нижнекембрийские песчаники и алевролиты.

Объектами наших исследований явились крупно- и среднезернистые апатит-флюоритовые породы, которые слагают дайкоподобное тело мощностью 4–5 м и протяженностью до 150 м. Эти породы пересекают щелочные сиениты и, в свою очередь, секутся жилой аляскита. Контакты дайки с окружающими породами являются резкими (Владыкин и др., 2014). Порода, главным образом, состоит из флюорита, апатита и магнетита. Также встречаются биотит, эгирин-авгит, амфибол (феррифторнибёит), титанит, из рудных: Mn-ильменит и сульфиды (халькопирит, галенит, сфалерит и борнит). Согласно И. А. Сотниковой с соавторами (2022) апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива по ряду признаков схожи с фоскоритами щелочно-карбонатитовых комплексов.

Во флюорите апатит-флюоритовых пород было обнаружено 2 типа флюидных включений: первичные многофазные кристаллофлюидные включения и вторичные газово-жидкие включения. Первичные включения располагаются азонально и чаще всего образуют группы из 3–10 включений, реже встречаются одиночные. Размеры первичных включений варьируют от 5 мкм до 50 мкм, большинство включений имеет размер 10–20 мкм. Наряду с жидкостью и газовым пузырем включения содержат 4–5 разных дочерних кристаллических фаз, причем соотношение между фазами визуально одинаково во всех включениях. Вторичные включения образуют цепочки и сетки и приурочены к залеченным трещинам. Они содержат жидкость, газовый пузырь, иногда призматическую кристаллическую фазу.

Ранее первичные флюидные включения были изучены Сотниковой с соавторами (2011). Ими в первую очередь были проведены термометрические исследования первичных включений, а также приведен валовый состав захваченного в зернах флюорита раствора, который содержится и в первичных, и во вторичных включениях, определенный комплексом методов газовой и ионной хроматографии, а также ICP-MS по методике Кряжева с соавторами (2006). Они установили, что в составе флюидов преобладают

сульфат-ионы, натрий, кальций и стронций. В данной работе нами будут представлены более детальные данные о минеральном составе первичных включений и в целом о минералообразующей среде, из которой кристаллизовались флюориты.

Первичные флюидные включения были исследованы методом КР-спектроскопии на спектрометре LabRAM HR800 оснащенный оптическим микроскопом Olympus BX41 (ИГМ СО РАН), в качестве источника возбуждения использовался твердотельный лазер с диодной накачкой и длиной волны 532 нм (Torus, Laser Quantum). Для определения спектров кристаллических фаз были использованы литературные данные (Kozlov et al., 2021)

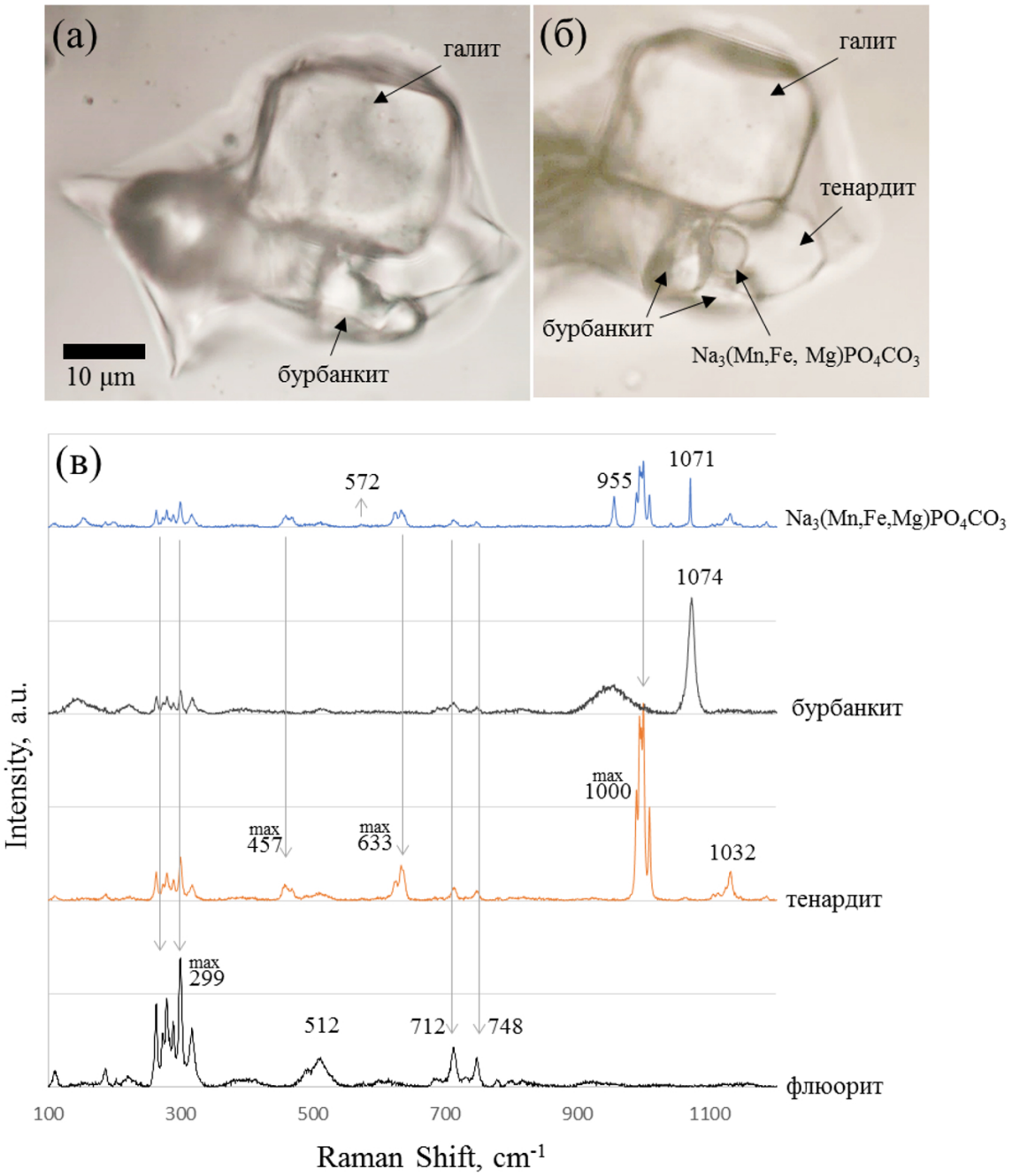


Рис. 1. Микрофотографии (а – вид сверху б – вид снизу) в проходящем свете первичного кристаллофлюидного включения во флюорите из апатит-флюоритовых пород Бурпалинского месторождения и (в) КР-спектры основных дочерних фаз включения и минерала-хозяина (флюорита)

и база данных RRUFF (http://rruff.info). Диагностика кристаллических фаз вскрытых включений была проведена с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6510, оборудованного системой микроанализа AztecEnergy XMax-80 (Oxford Instruments). Условия съемки: энергия электронного пучка 20 кэВ, ток электронного зонда 1.5 нА. Для количественной оптимизации применялся металлический Co.

С помощью КР-спектроскопии в первичных включениях были диагностированы следующие дочерние фазы: нахколит – $NaHCO_3$, бурбанкит – $(Na,Ca)_3(Sr,Ba,Ce)_3(CO_3)_5$, фасфато-карбонат (сидоренкит – Mn, бонштедтит – Fe) – $Na_3(Fe,Mn,Mg)PO_4CO_3$, тенардит – Na_2SO_4 (рис. 1). Кроме того, во включениях присутствует крупная дочерняя фаза, образующая кристаллы кубического габитуса желтовато-серого цвета, которая не имеет явно выраженного КР-спектра и является галитом (NaCl) – минералом с ионной связью. Также в газовом пузыре обнаружен водный пар – H_2O. Бурбанкит образует зеленоватую мелкую фазу округлой или неправильной формы с оптически высоким рельефом. Тенардит представляет собой пластинчатый кристалл бесцветного цвета с низким рельефом. Фаза фосфато-карбонатного состава имеет зеленый цвет и пластинчатую форму с круглым сечением.

Подобный фазовый состав включений был так же подтверждён результатами исследований на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) MIRA 3 LMU (Tescan Ltd). Кроме того, были обнаружены дополнительные дочерние фазы, такие как виллиомит – NaF, сильвин – KCl, а также фосфат Na и Mn (рис. 2). Нам удалось определить состав остаточного раствора первичного флюидного включения, вытекшего непосредственно во время исследований на СЭМ. Согласно картам распределения элементов, в нем были зафиксированы калий, натрий и хлор (рис. 3), причем калий и хлор из остаточного раствора образуют сильвин при вскрытии включений.

Таким образом, состав исходной минералообразующей среды для флюорита является щелочной сульфатно-хлоридно-фторидный солевой расплав-рассол, обогащенный H_2O, CO_3^{-2}, PO_4^{-3}, Ca, Sr и Mn. При этом кальций полностью расходуется на образование флюорита, чем объясняется полное отсутствие кальциевых фаз среди дочерних.

Результаты экспериментов по прогреву и гомогенизации первичных включений показали более высокие температуры – 595–620 °C по сравнению с ранее полученными данными 520–560 °C (Сотникова и др., 2011). Температура растворения газового пузырька в растворе происходит 180–200 °C. Температура плавления тенардита составля-

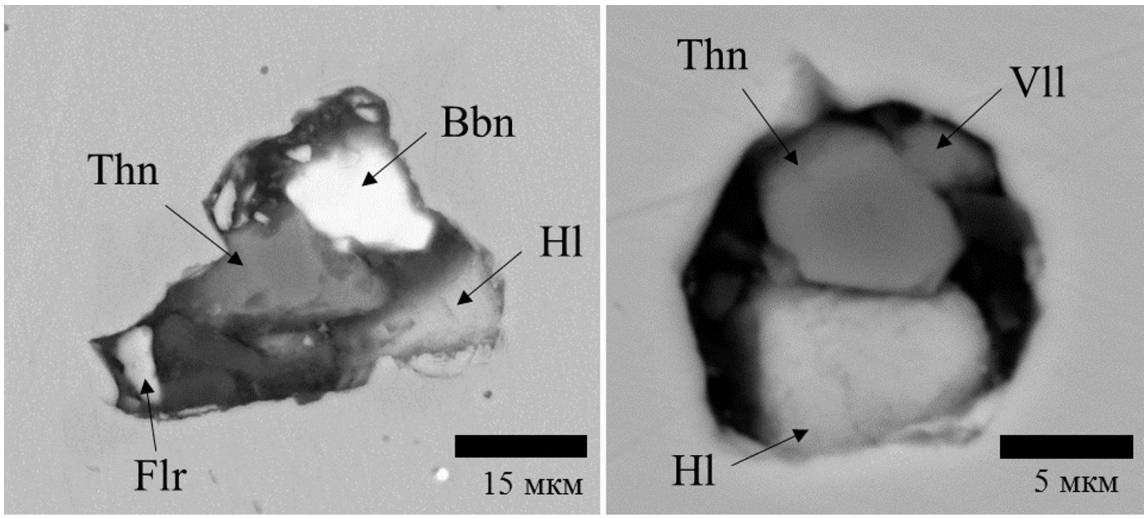


Рис. 2. BSE-изображения первичных кристаллофлюидных включений во флюорите

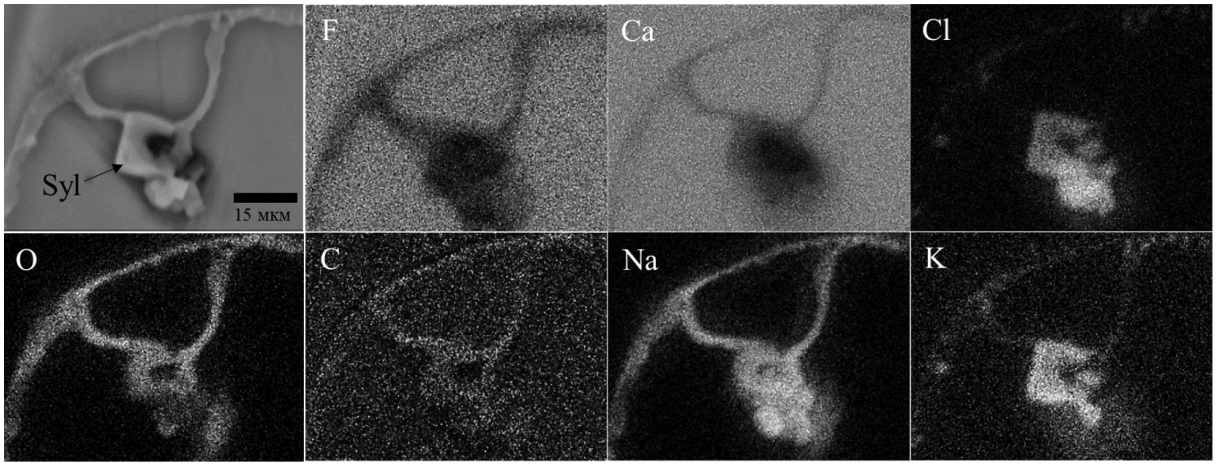


Рис. 3. BSE-изображение и карты распределения элементов остаточного раствора, вытекшего из первичного кристаллофлюидного включения во флюорите

ет около 430 °C, галита – 440–470 °C, а последняя кристаллическая фаза бурбанкит (?) плавится при температурах полной гомогенизации – 595–620 °C. Высокие температуры кристаллизации флюорита – около 600 °C – свидетельствуют о магматической природе апатит-флюоритовых пород.

Подводя итог, можно сказать, что апатит-флюоритовые породы образовались при температурах около 600 °C из щелочного сульфатно-хлоридно-фторидного солевого расплава-рассола, имеющие также высокие концентрации H_2O, CO_3^{-2} и PO_4^{-3}. Обогащение солевого расплава Sr и REE позволяет считать эти породы продуктом дифференциации щелочных расплавов, ответственных за образование Бурпалинского массива. Однако механизмы образования этих пород и их генетическое взаимоотношение с карбонатитами массива требует дальнейших исследований.

Благодарности

Исследование включений выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00078, https://rscf.ru/project/22-17-00078/.

Литература

1. Владыкин Н. В., Сотникова И. А., Котов А. Б., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 272–290. https://doi.org/10.7868/S0016777014040066.
2. Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 181–184.
3. Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
4. Сотникова И. А., Прокофьев В. Ю., Владыкин Н. В. Генезис апатит-флюоритовых пород массива Бурпала // ДАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 682–684.
5. Сотникова И. А., Алымова Н. В., Щербаков Ю. Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0657.
6. Kozlov E. N., Fomina E. N., Bocharov V. N., Sidorov M. Yu., Vlasenko N. S., Shilovskikh V. V. Raman spectroscopic study of the natural carbonophosphates $Na_3MCO_3PO_4$ (*M* is Mn, Fe, and Mg) // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33, P. 283–297. https://doi.org/10.5194/ejm-33-283-2021.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.036

Геохимические особенности пироксенитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок и вопросы генезиса пород основного состава в литосферной мантии Сибирского кратона

Т. В. Калашникова [1, 2], С. И. Костровицкий [1]

[1] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: Kalashnikova@igc.irk.ru

[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Введение

Пироксенитовые ксенолиты из кимберлитовых трубок представляют собой породы основного состава, вынесенные кимберлитовыми расплавами из литосферной мантии. Они отличаются высоким содержанием пироксена и граната, шпинель-содержащие разновидности среди данного типа пород встречаются редко. По минералого-петрографическим признакам данные ксенолиты можно разделить на эклогиты и клинопироксениты. Исследователями обсуждались вопросы их генезиса и взаимосвязи с ультраосновными породами литосферной мантии (перидотитами) (Aulbach et al., 2016; Gonzaga et al., 2010 и др.). Эклогиты отличаются высоким содержанием жадеитового минала в пироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ – 30–70 %. Существуют две основные точки зрения на происхождение пород основного состава литосферной мантии: участие субдуцированного вещества древней океанической литосферы и кумулатное происхождение при частичном плавления при высоких P-T параметрах (Condie, 1993; Jacob et al., 1994; Aulbach et al., 2016). Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о влиянии корового источника в эклогитах. Определение содержания редких элементов в данных породах и отдельных минералах позволяет определить предположительную геодинамическую обстановку их формирования, провести численное моделирование и геохимическое сравнение с близкими типами пород.

Материалы и методы

Авторами была изучена представительная коллекция (более 50 образцов) пироксенитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок севера Сибирского кратона (Куойкское поле – трубка Обнаженная), центра Сибирского кратона (Далдынское поле – трубка Удачная, Мирнинское поле – трубка Мир).

Для определения геохимических характеристик пород и их классификации, определения геодинамических обстановок их формирования в породах были определены содержания главных и несовместимых элементов. Для определения концентраций петрогенных элементов в породах (а также Zr, Nb, Rb, Ba) использовался метод РФА (XRF) с использованием сканирующего рентгенофлуоресцентный спектрометра S4 Pioneer. Для определения концентраций редких элементов в породах был применен метод ICP-MS (Масс-спектрометр высокого разрешения ICP/HRMS Element 2). Исследование химического состава минералов из эклогитов и клинопироксенитов проводилось на рентгеновском микроанализаторе Jeol Superprobe JXA-8200 (метод ЕРМА) в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (аналитик Л.Ф. Суворова).

Также был изучен состав редких элементов в минералах. Концентрации редких элементов в отдельных минералах были получены методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на микроанализаторе Cameca IMS 4f Ion probe в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Диагностика микро- и наноструктур»

(ЦКП ДМНС, Ярославский филиал Физико-технического института РАН, г. Ярославль; аналитик Симакин С.Г.).

Результаты

Гранаты из эклогитов отличаются от гранатов из клинопироксенитов более высоким содержанием CaO и FeO ($Prp_{55-40}Alm_{14-28}Grs_{26-30}$ – эклогиты, $Prp_{60-65}Alm_{20-27}Grs_{8-15}$ – пироксениты). Клинопироксены из эклогитов отличаются пониженной магнезиальностью (91–84), а также пониженным содержанием CaO (16–18 мас. %). Высокое содержание жадеитовой компоненты в клинопироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ – 25–32 %) позволило отнести данную группу пород к эклогитам. Большинство гранатов демонстрируют содержания редкоземельных элементов, близкие к т.н. «нормальным», соответствующим коэффициентам элемент – базальтовый расплав (Burgess and Harte, 2003), отсутствует «синусоидальное» распределение. Все гранаты характеризуются максимумом по Ta, минимумом La-Ce, минимумом по Ti.

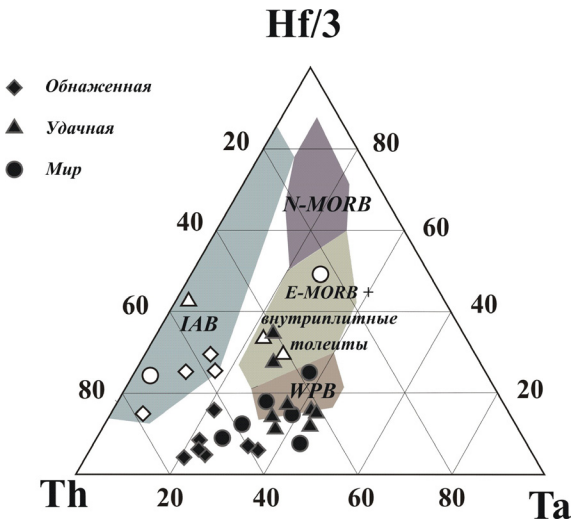


Рис. 1. Диаграмма содержаний Hf/3 – Ta – Th в валовых пробах. Поля содержаний в базальтах по (Wood, 1980). Залитые значки – пироксениты, незалитые – эклогиты.

На рисунке 1 приведена диаграмма Hf/3 – Ta – Th. Геохимические характеристики пироксенитов соответствуют внутриплитным базальтам и E-MORB. На основании этого предполагается первичное кумулатное происхождение пироксенитов, которые затем могли подвергнуться перекристаллизации. Для эклогитов отмечены преимущественно мозаичные структуры. Данные породы характеризуются значительными вариациями состава минералов, деплетированием элементов группы LREE. Геохимические характеристики эклогитов преимущественно соответствуют IAB, что предполагает их происхождение из субдуцированной океанической коры и наличие субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона.

Для отдельных образцов был сделан подсчет процентного содержания элементов в шлифах. Затем на основании процентного содержания граната и клинопироксена и определенных концентраций редких элементов было проведено моделирование содержания редких элементов в породе. Полученные данные характеризуются максимумом по танталу и минимумом по Nb, Ti. Рассчитанные данные соответствуют дайкам базальтов северо-востока Сибирского кратона (Киселев, 2012; Киселев, 2015), что подтверждает их внутриплитный генезис.

Выводы

Рассчитанные данные для пироксенитов соответствуют содержаниям редких элементов в базальтовых дайках северо-востока Сибирского кратона, что подтверждает их внутриплитный генезис. Эклогиты и пироксениты алмазоносной трубки Мир, в отличие от ксенолитов трубки Удачная, не подверглись значительным мантийным метасоматическим процессам и деформации. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о влиянии корового источника в эклогитах. Однако наличие гранатовых клинопирок-

сенитов с узкими вариациями состава минералов позволяет предположить широкое развитие процессов плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов. Геохимические характеристики эклогитов преимущественно соответствуют IAB, что предполагает их происхождение из субдуцированной океанической коры и наличие субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта РНФ (проект № 22-77-10073). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература

1. Киселев А. И., Ярмолюк В. В., Колодезников И. И., Стручков К. К., Егоров К. Н. Северо-восточная граница Сибирского кратона и особенности ее формирования (на примере проявлений нижнекембрийского и девонского внутриплитного магматизма) // ДАН. 2012. Т. 447. № 2. С. 1–7. https://doi.org/10.1134/S1028334X12110098.
2. Киселев А. И., Кочнев Б. Б., Ярмолюк В. В., Егоров К. Н. Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие) // ДАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 700–705. https://doi.org/10.7868/S0869565215360165.
3. Aulbach S., Jacob D. E. Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths // Lithos. 2016. V. 262. P. 586–605. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.026.
4. Burgess S. R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 609–634. https://doi.org/10.1093/petrology/egg095.
5. Condie K. C. Chemical composition of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E.
6. Gonzaga R. G., Lowry D., Jacob D. E, LeRoex A., Schulze D., Menzies M. A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // Journal of volcanology and geothermal research. 2020. V. 190 (1–2 SI). P. 235–247. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.022.
7. Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Mattey D., Kudrjavtseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // Geochim. et Cosmochim Acta. 1994. V. 58. P. 5191–5207.
8. Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classifiacation and to establishing the nature of crustal contamination of basalt lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth. Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.037

Кольцевой бериллосиликат одинцовит из щелочных пород Мурунского массива: новые данные и кристаллохимические особенности

Е. В. Канева, Т. А. Радомская, А. И. Богданов, Р. Ю. Шендрик
Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: kev604@mail.ru

Введение

Породы Мурунского щелочного комплекса состоят из большого числа минералов, значительная часть которых является силикатами, в остальном они представлены карбонатами, сульфатами, оксидами, сульфидами, золотом и медью. Разнообразие и уникальность минеральных ассоциаций в Мурунском массиве обусловлены малоглубинными условиями формирования комплекса, химическим составом магматического расплава и вмещающих пород, с которыми он взаимодействовал. Основные черты минерального состава обусловлены высокой щелочностью, с преобладанием калия и дефицитом алюминия, что характеризует агпаитный и ультраагпаитный характер магмы. Продолжительная дифференциация исходного расплава приводила к концентрации крупноионных литофильных элементов, а также к накоплению множества редких и обычно рассеянных элементов. Разнообразие химического состава расплавов и растворов, а также широкий диапазон температур кристаллизации способствовали образованию новых и редких минералов. На Мурунском массиве особый интерес вызывает группа щелочных Ca–(K)–(Na)-силикатов, среди которых встречаются много новых и редких видов. Помимо этого, Мурунский массив представляет также интерес и в отношении бериллиевой минерализации.

Один из бериллиевых Ca–(K)–(Na)-силикатов, одинцовит $K_2Na_4Ca_3Ti_2Be_4Si_{12}O_{38}$, был впервые обнаружен в отвалах старой урановой штольни и найден в трех прожилках с различающейся парагенетической минерализацией (Конев и др., 1996).

Исследуемый в данной работе образец был обнаружен в прожилке сиенитового пегматита, пересекающего крупный блок фенитизированного магнезиального скарна, расположенного среди щелочных и кальсилитовых сиенитов. Одинцовит находится в парагенезисе с эгирином, баритолампрофиллитом, стронцианитом и титанитом. Он формирует как отдельные кристаллы, так и агрегаты зерен, составляющие мономинеральные прожилки. Размеры отдельных кристаллов колеблются от 0.1 до 7 мм, но чаще они имеют размеры 0.5–1 мм. Зерна обычно имеют изометричную аллотриоморфную форму, но изредка наблюдаются фрагменты граней, иногда со штриховкой. Характерный цвет минерала – коричневый с розовым оттенком, иногда светло-коричневый и даже бесцветный. Минерал прозрачный или полупрозрачный, хрупкий, его твердость по шкале Мооса составляет 5–5.5, блеск стеклянный.

Методы исследования

Для определения химического состава исследуемого образца использовался электронно-зондовый микроанализатор JXA-8200 Jeol (Япония), определение кристаллической структуры одинцовита проводилось с использованием автоматического дифрактометра Bruker AXS D8 VENTURE (Bruker AXS, Берлин, Германия). Инфракрасный спектр был измерен с помощью ИК-спектрометра FT-801 (Симекс, Новосибирск, Россия). Для описания ИК-спектров было использовано DFT-моделирование. Оптический спектр поглощения измерялся с использованием спектрофотометра Lambda-950 (Perkin-Elmer, США). Спектры люминесценции регистрировались с помощью спектрофлуориметра LS-55 (Perkin-Elmer, США).

Результаты и обсуждение

Минерал отличается уникальным сочетанием элементов, являясь одним из немногих известных минеральных видов, в составе которых встречаются бериллий и титан. Из-за редкости минерала, в литературе имеется ограниченное количество кристаллографических исследований. Впервые структура одинцовита была определена Расцветаевой с соавторами в 1995 г. (Растветаева и др., 1995). Других исследований, касающихся структурных или спектроскопических особенностей одинцовита из Мурунского месторождения по сей день опубликовано не было. Аналогичный минерал был найден в месторождении Наккаалаак (комплекс Илимауссак, Куяллек, Гренландия) (Petersen et al., 2001). Однако значительные различия в содержании лития отличают его от российского минерала. Ранее он был известен как «обогащенный литием одинцовит», пока в 2020 г. не был официально зарегистрирован в IMA–CNMNC под названием «наккаалаакит». Тем не менее, на данный момент в литературе отсутствуют описание и кристаллохимическая информация о данном минеральном виде. В 2013 г. И. В. Пеков и А. П. Николаев (Pekov and Nikolaev, 2013) упомянули одинцовит, найденный среди минералов пегматитов и гидротермальных ассоциаций на месторождении Коашва (Хибины, Кольский полуостров, Россия). Л. М. Лялина с соавторами (Lyalina et al., 2018) опубликовали результаты химического анализа этого минерала и отметили сине-белое флуоресцентное свечение, проявляемое одинцовитом при коротковолновом УФ освещении. Однако остальные сведения о свойствах этого минерала пока еще не были опубликованы. В то же время, минералы с содержанием бериллия представляют особый интерес для исследователей. Цель настоящей работы – предоставить новые сведения о кристаллохимии и спектроскопических свойствах одинцовита из Муруна.

Усредненная кристаллохимическая формула изучаемого одинцовита:

$$K_{1.99}Na_{3.67}Ca_{2.96}Sr_{0.27}Li_{0.09}Ti_{1.72}Fe_{0.27}V_{0.02}Be_4Si_{11.99}Al_{0.01}O_{37.95}(OH)_{0.05}.$$

Определение структурной формулы одинцовита является сложной задачей из-за наличия в структуре атомов, занимающих разные структурные позиции, с разным валентным состоянием. Распределение катионов, представленное в таблице 1, было осуществлено путем комбинирования электронно-зондового микроанализа с результатами уточнения кристаллической структуры.

Таблица 1. Распределение катионов по полиэдрическим позициям в кристаллической структуре одинцовита ($A_2(M1,M2)_4(M3)_3(M4)_2(T1,T2,T3)_{12}T_4O_{38}$), координационное число (КЧ) и среднее атомное число (e^-) катионных позиций, среднее межатомное расстояние в полиэдре (Å), определенное при уточнении кристаллической структуры (X-ray) и электронно-зондовым микроанализом (EPMA)

Поз.	Заполнение	КЧ	$e^-_{X\text{-ray}}$	e^-_{EPMA}	< катион –анион > $_{X\text{-ray}}$	< катион –анион > $_{EPMA}$
A	$K^+_{1.00}$	8	19.321	19.00	3.002	2.89
*M*1	$Na_{0.76}{}^{+}Ca_{0.17}{}^{2+}Sr^{2+}_{0.06}$	8	14.655	14.04	2.586	2.53
*M*2	$Na_{0.95}{}^{+}Li^{+}_{0.05}$	8	9.988	10.60	2.605	2.55
*M*3	$Ca^{2+}_{0.86}Na^{+}_{0.09}Sr^{2+}_{0.05}$	8	20.062	20.09	2.547	2.51
*M*4	$Ti^{4+}_{0.86}Fe^{3+}_{0.13}V^{2+}_{0.01}$	6	23.330	22.53	1.993	1.99
*T*1	Si^{4+}	4	14	14	1.633	1.64
*T*2	Si^{4+}	4	14	14	1.636	1.64
*T*3	Si^{4+}	4	14	14	1.627	1.64
*T*4	Be^{2+}	4	4	4	1.642	1.65

В спектрах комбинационного рассеяния и ИК поглощения одинцовита обнаруживается слабая полоса в области 3300 $см^{-1}$, связанная с валентными колебаниями O–H. При нагревании выше 550 °C ИК спектр поглощения одинцовита немного изменяется. Появляются дополнительные колебательные моды в области деформационных колебаний Si–Be–O, тогда как интенсивность полосы в области 3300 $см^{-1}$ уменьшается. В спектре ЭПР прогретого образца наблюдается сигнал, связанный с Fe^{3+}. При возбуждении в области 535 нм наблюдается люминесценция Eu^{3+} в одинцовите. Анализ расщепления полос люминесценции, связанных с 4f-4f переходами $^5D_0$-^7F_J(J = 0, 1, 2, 3, 4), показывает, что Eu^{3+} имеет D_2 точечную группу. Также при возбуждении в области 370 нм наблюдалась люминесценция с максимумом в области 410 нм, связанная с 5d-4f переходами в Ce^{3+}. В области 650 нм наблюдается ряд полос люминесценции, которые нельзя отнести к переходам в Eu^{3+}. Вместе с тем наблюдается интенсивный сигнал ЭПР с g-фактором 3.8 и 1.99. Таким образом, наличие ЭПР сигнала и люминесценции в области 650 нм может свидетельствовать о наличии V^{2+}, замещающем титан в октаэдрическом окружении в одинцовите (позиция *M*4).

Заключение

Минералы бериллия представляют особый интерес для исследователей. В 2002 г. был представлен обзор о текущем состоянии исследований по бериллию и его применении в научных областях Земли, планетарных и космических науках (Grew, 2002). Таким образом, изучение таких редких минеральных видов, содержащих одновременно бериллий и титан, имеет большое значение для различных научных и промышленных отраслей, так как эти элементы являются важными компонентами многих материалов, применяемых в современных технологиях.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–00183, https://rscf.ru/project/22-27-00183/.

Литература

1. Конев А. А., Воробьев Е. И., Лазебник К. А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с.
2. Расцветаева Р. К., Евсюнин В. Г., Кашаев А. А. Кристаллическая структура нового представителя кольцевых силикатов // ДАН. 1995. Т. 340. № 5. С. 646–648.
3. Расцветаева Р. К., Евсюнин В. Г., Кашаев А. А. Кристаллическая структура нового природного K,Na,Ca-титанобериллосиликата // Кристаллография. 1995. Т. 40. № 2. С. 253–257.
4. Grew E. S. Mineralogy, petrology and geochemistry of berrilium: an introduction and list of beryllium minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 50. No 1. P. 1–76.
5. Lyalina L. M., Selivanova E. A., Zozulya D. R., Ivanyuk G. Yu. Beryllium mineralogy of the Kola peninsula, Russia – a review. Minerals. 2019. V. 9. P. 12.
6. Pekov I. V., Nikolaev A. P. Minerals of the pegmatites and hydrothermal assemblages of the Koashva deposit (Khibiny, Kola peninsula, Russia) // Mineralogical Almanac. 2013. V. 18. No 2. P. 6–65.
7. Petersen O. V., Gault R. A., Balić-Žunić T. Odintsovite from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // Contribution to the mineralogy of Ilímaussaq, no. 105. Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. 2001. V. 5. P. 235–240.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.038

Результаты изучения расплавных включений в оливине и минералах основной массы магмакластов дамтьернитов трубки Виктория, Анабарский район, Якутия: особенности эволюции щелочно-ультрамафических расплавов

А. В. Каргин [1, 2], И. Р. Прокопьев [1], А. Е. Старикова [1], В. С. Каменецкий [3], Ю. Ю. Голубева [4]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: prokop@igm.nsc.ru

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: kargin@igem.ru

[3] Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, e-mail: dima.kamenetsky@hotmail.com

[4] Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, e-mail: jugolubeva@gmail.com

Введение

Расплавные включения в минералах щелочно-ультрамафических пород могут быть использованы для получения информации о составе материнских мантийных расплавов и их эволюции, что широко применяется при изучении петрологии кимберлитов (обзор в Головин и Каменецкий, 2023). Было установлено, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали преимущественно в пределах Na_2O-K_2O-CaO-MgO-CO_2-Cl системы, т.е. представляли собой обогащенные щелочами карбонатитовые/карбонат-хлоридные жидкости. Изучение расплавных включений в родственных кимберлитам щелочно-ультрамафических породах, таких как айликиты и ассоциирующие с ними карбонатиты (Prokopyev et al., 2020; Nugumanova et al., 2021; Starikova et al., 2021, 2022; Doroshkevich et al., 2022), показало, что составы дочерних фаз силикатно-карбонатных расплавных включений в оливине нередко лежат в начале трендов эволюции породообразующих минералов, указывая на ювенильность состава захваченного расплава и его тождественность составу основной массы. Последующая эволюция расплавов ультрамафических лампрофиров показывает наличие отделившейся фракции преимущественно щелочно-карбонатного состава, что в последствии приводит к формированию флюидизированных рассол-расплавов и флюидных растворов сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатного составов, что сближает их с кимберлитами.Помимо айликитов, среди щелочно-ультрамафических лампрофиров выделяются дамтьерниты, обогащенные калинатровой компонентой лампрофиры (Tappe et al., 2005), формирование которых можно рассматривать в виде продуктов эволюции щелочно-ультрамафических расплавов. А сами породы по составу можно рассматривать как переходные от ультрамафических щелочных лампрофиров к щелочным лампрофирам и к расплавам, формирующих нефелин-содержащие ультраосновные породы щелочных комплексов. Изучению расплавных включений в минералах трубок взрыва дамтьернитов, ранее практически не уделялось внимание. Однако их исследование может иметь значительный фундаментальный вклад в вопросы петрологии щелочно-ультрамафических пород, в частности в вопросах, связанных с накоплением калинатровой щелочной компоненты в расплавах, приводящее к началу кристаллизации нефелина.

С целью расшифровки эволюции щелочно-ультрамафического расплава дамтьернитов и их взаимосвязи с кимберлитовыми и айликитовыми расплавами, были изучены полифазные расплавные включения в макрокристах оливина, магнезиальной

Cr-шпинели и монтичеллита из образца монтичеллитового дамтьернита трубки Виктория, Анабарский алмазоносный район.

Методы исследования

Изучение полифазных расплавных включений в минералах дамтьернитов трубки Виктория выполнено на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН) и Университета Тасмании (Австралия). КР спектры для кристаллических фаз невскрытых включений были получены с использованием спектрометра LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon (ИГМ, Новосибирск), оснащенного оптическим микроскопом Olympus BX 41. Состав вскрытых включений был определен на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV с приставкой Energy-Prex X-Max производства Oxford Instruments (ИГМ, Новосибирск), а также сканирующего электронного микроскопа Hitachi SU-70 с использованием Oxford INCA EnergyXMax 80 анализатора в Central Science Laboratory (Австралия).

Объекты исследования и их петрографическая характеристика

Трубка Виктория расположена в Староречeнском поле Анабарского алмазоносного района, в котором преобладают трубки взрыва и дайковые тела щелочно-ультрамафических пород триасового (231–215 млн лет) возраста (Sun et al., 2014). Породы Староречeнского поля показывают широкую вариацию состава по содержанию силикатных (оливин, флогопит, монтичеллит, клинопироксен, нефелин и др.) и карбонатных фаз. Изучение состава оливина, флогопита, а также присутствие нефелина позволило диагностировать ранее породы поля как щелочно-ультрамафические лампрофиры ряда айликиты-дамтьерниты (Каргин и др., 2017).

Породы трубки Виктория представлены обогащенными макрокристами оливина пирокластическими разновидностями, различающимися по соотношению силикатных и карбонатных фаз, а также степени постмагматического преобразования: (1) умерено карбонатизированный, с низким содержанием ксеногенного материала (< 5 %), богатый макрокристами оливина и ювенильными магмакластами (до 55 об. %) пирокластический айликит и (2) слабо серпентинизированный, с низким содержанием ксеногенного материала (< 1 об. %), с высоким содержанием макрокристов оливина и ювенильных магмакластов (до 75 об. %), пирокластический монтичеллитовый дамтьернит (рис. 1 а).

Во втором случае порода характеризуется высокой степенью сохранности макрокристов оливина и минералов основной массы магмакластов, что позволило классифи-

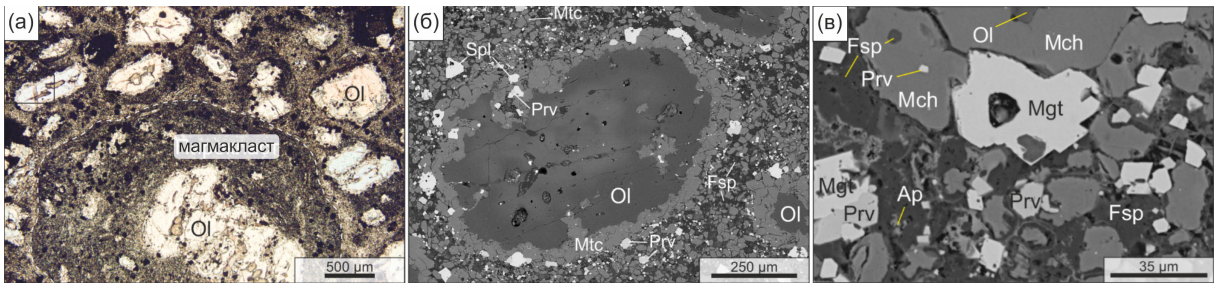


Рис. 1. Пирокластический монтичеллит-нефелиновый дамтьернит, образец ВК-2147:
а – микрофотография в проходящем свете, николи параллельны: макрокристы оливина (Ol) в центре магмакласта; б–в – изображения в обратно рассеянных электронах (BSE): б – макрокристы оливина (Ol), обрастающие каймой монтичеллита (Mtc), погруженные в основную массу магмакласта, состоящую из зерен монтичеллита (Mtc), перовскита (Prv), шпинели (Spl) (магнезиальная хром-шпинель), скрытокристаллического агрегата фельдшпатоидов (Fsp) (в основном нефелин) и апатита; в – увеличенный фрагмент основной массы магмакласта

цировать породы как дамтьерниты и провести исследование расплавных включений в породообразующих минералах. Стоит отметить, что впервые зафиксировано наличие породообразующего монтичеллита в дамтьернитах, что делает породы трубки Виктория уникальными.

Магмакласты (рис. 1 а, 1 б) как правило, имеют округлую форму и размеры от первых десятых долей мм до 4–5 мм. Большая часть магмакластов имеет ядерное строение, реже встречаются безъядерные разновидности, фрагменты магмакластов неправильной формы, а также отмечаются признаки объединения нескольких магмакластов в более крупные аккреционные («спекшиеся») магмакласты. Ядра магмакластов представлены макрокристами оливина, которые интенсивно замещаются монтичеллитом.

Структура небольших магмакластов – скрытокристаллическая, афировая, а более крупных – мелкозернистая, порфировая, текстура – массивная. Микрофенокристы магмакластов как правило представлены гипидиоморфными зернами оливина. В неизмененных разновидностях дамтьернита основная масса магмакластов представлена агрегатом зерен монтичеллита, шпинелидов, перовскита, реже апатита, погруженных в скрытокристаллический агрегат нефелина и апатита (рис. 1 в).

Матрикс дамтьернитов имеет аналогичный магмакластам состав, однако происходит уменьшение доли рудных минералов и увеличивается содержание фельдшпатоидов (в основном нефелина) и апатита.

Магнезиальность (Mg#) оливина изменяется от 0.84 до почти 0.90. Макрокристы обладают более широким разбросом значений Mg# при преобладании двух генераций: с Mg# около 0.89 и 0.85–0.86 (рис. 4). Среди фенокристов также отмечается широкая вариация Mg#, но значения выше 0.89 не встречаются. Макрокристы и фенокристы оливина перекрываются по составу между собой и показывают снижение концентраций Cr, Ni и увеличение Ca и Mn при снижения Mg# (рис. 5). Подобные вариационные тренды характерны для оливина из айликитов и дамтьернитов различных проявлений (например, Чадобецкого и Ильбокичского проявлений), которые сформировались в ходе фракционной кристаллизации на фоне процессов дегазации (Nosova et al., 2018).

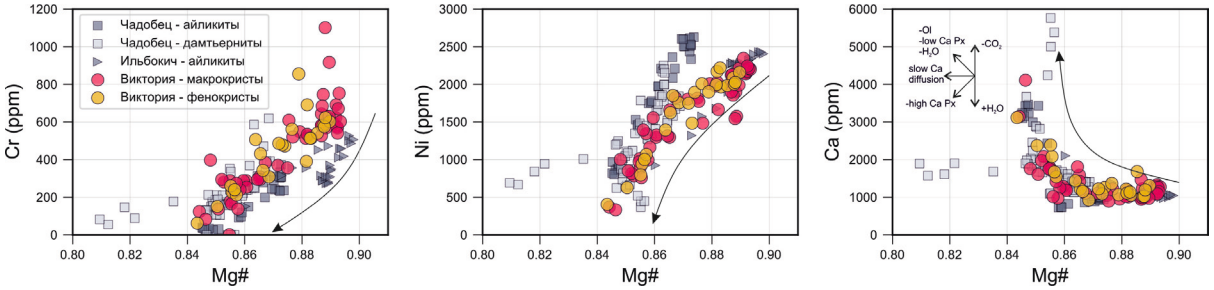


Рис. 2. Вариация концентраций Cr, Ni и Ca в зависимости от Mg# для оливинов из дамтьернитов трубки Виктория, в сравнении с составами оливина из айликитов и дамтьернитов Чадобецкого и Ильбокичского проявлений, после (Nosova et al., 2018)

Результаты

Расплавные включения. В макрокристах оливина обнаружены расплавные включения, размером 10–15 мкм (рис. 3). В большинстве случаев это единичные включения или группы включений, расположенные в пределах зерна оливина без видимой закономерности, т. е. являющиеся первичными (рис. 3 а, б). Методом КР-спектроскопии в расплавных включениях этого типа установлены нефелин, флогопит, кальсилит, монтичел-

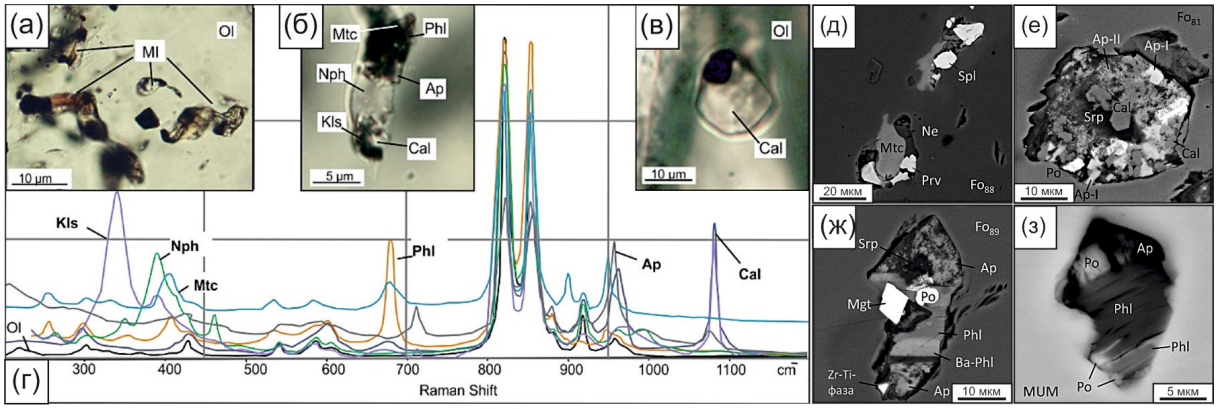


Рис. 3. Результаты диагностики дочерних кристаллических фаз расплавных включений (MI) в макрокристах оливина трубки Виктория. Фотографии силикатно-карбонатных (а, б) и существенно карбонатных (в) включений в проходящем свете; КР-спектры кристаллических фаз (г): кальсилита (Kls), монтичеллита (Mtc), нефелина (Nph), фторапатита (Ap), флогопита (Phl) и кальцита (Cal). (д-з) диагностики кристаллических фаз во вскрытых расплавных, минеральных и поликристаллических включений в оливине (Fo), фото BSE (д-ж), шпинели (з). Ap – фторапатит (Sr-Ap – Sr апатит); Bdl – бадделеит; carb – карбонаты; phosph – фосфаты; chlorides – хлориды; Spl – магнезиальная ульвошпинель-магнетит; Ne – нефелин; Phl – флогопит; Prv – перовскит

лит, фторапатит и кальцит, являющиеся дочерними фазами (рис. 3 а, б, г). Также в оливине отмечаются цепочки вторичных включений, имеющих преимущественно карбонатный состав. Они содержат магнетит и кальцит (рис. 3 в).

Методами сканирующей электронной микроскопии во вскрытых расплавных включениях в оливине диагностированы монтичеллит, нефелин, флогопит (с вариациями BaO – первые мас. %), фторапатит, а также перовскит, шпинелиды, пирротин и Zr-Ti фаза, вероятно, кальциртит (рис. 3 д–з). Во многих вскрытых включениях в оливине наблюдается замещение первичных фаз вторичными: на (рис. 3 е) апатит 2-х генераций, а на (рис. 3 ж) – поздний апатит. Ко вторичным минералам можно отнести и серпентин, нередко образующий с апатитом второй генерации мелкозернистые агрегаты. Гидротермальное изменение, вероятно, происходило в следствие разгерметизации включений.

Полифазные расплавные и поликристаллические включения в шпинелидах и монтичеллите основной массы пирокластов варьируют по форме от округлых, вытянутых, «амебообразных» до угловатых и имеющих отрицательную форму кристалла, размер которых, как правило, не превышает 10 мкм. Вскрытые включения имеют сильные вариации по составу слагающих их кристаллических фаз. Были диагностированы фельдшпадоиты, кальсилит, флогопит, апатит (включая F- и Sr-разновидности), перовскит, пирротин, в единичном количестве бадделеит и труднодиагностируемые Na-Ca фосфаты, щелочные карбонаты (K-Na-Ca), K-Na соли – сульфаты и хлориды, реже сульфаты Ba и Sr.

Обсуждение результатов и выводы

Изучение расплавных включений в макрокристах оливина и минералах основной массы пирокластов позволило проследить эволюцию состава щелочно-ультрамафического расплава, сформировавшего дамтьерниты трубки Виктория, а также обсудить процессы формирования монтичеллита, который является нетипичным породообразующим минералом дамтьернитов (Tappe et al., 2005).

1. Исходные расплавы дамтьернитов имели калинатровый карбонатно-силикатный состав, при этом в первичных включениях в оливине K и Na входят в состав исключительно силикатных дочерних фаз, таких как флогопит, кальсилит и нефелин, что отли-

чает их по составу от аналогичных включений в оливинах из айликитов и кимберлитов и подчеркивает более щелочной характер материнских расплавов.

2. На последующих стадиях эволюции расплава на стадии формирования трубки и образования магмакластов, K и Na в изученных включениях в входят не только в силикатные дочерние фазы, но также и в щелочные фосфаты, карбонаты, сульфаты и галогениды, что приводит к образованию щелочно карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных жидкостей, что сближает эволюцию расплавов дамтьернитов с расплавами айликитов и карбонатитов, и может служить единым механизмом эволюции щелочно-ультрамафических расплавов.

3. В ходе последующей эволюции дериваты щелочно карбонатных и солевых сульфатно-фосфатно-хлоридно-карбонатных жидкостей, взаимодействие оливина с которыми могло послужить причиной реакции с образованием монтичеллита и дегазацией флюидной фазы (Abersteiner et al., 2018). В таком случае природа монтичеллита является реакционной. Пример дамтьернитов трубки Виктория позволяет рассматривать монтичеллит не только как характерный минерал для кимберлитов и альнеитов, но и для ультрамафических лампрофиров.

Полученные результаты исследований расплавных включений в дамтьернитах трубки Виктория согласуются с данными по включениям в айликитах и кимберлитах, при этом, определяют специфику и уникальность состава родоначальных расплавов и его эволюции для полевошпатовых щелочно-ультраосновных лампрофиров Сибирского кратона и аналогичных щелочных комплексов мира.

Благодарности

Исследования вещественного состава пород и состава расплавных включений выполнены по проекту РНФ 19-77-10004-П. Геология района изучена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (122041400241-5).

Литература

1. Головин А. В., Каменецкий В. С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов. Петрология. 2023. № 31. С. 115–152.
2. Каргин А. В., Голубева Ю. Ю., Демонтерова Е. И., Ковальчук Е. В. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология. 2017. № 25. С. 547–580.
3. Abersteiner A., Kamenetsky V. S., Graham Pearson D., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Rodemann T. Monticellite in group-I kimberlites: Implications for evolution of parental melts and post-emplacement CO2 degassing // Chem. Geol. 2018. V. 478. P. 76–88.
4. Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Y. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite // Link. J. Petrol. 2022. V. 63.
5. Nugumanova Y., Doroshkevich A., Prokopyev I., Starikova A. Compositional variations of spinels from ultramafic lamprophyres of the chadobets complex (Siberian craton, Russia) // Minerals. 2021. V. 11.
6. Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A., Nugumanova Y., Potapov V., 2020. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // Minerals. V. 10. P. 419.
7. Starikova A., Prokopyev I., Doroshkevich A., Ragozin A., Chervyakovsky V. Polygenic Nature of Olivines from the Ultramafic Lamprophyres of the Terina Complex (Chadobets Upland, Siberian Platform) Based on Trace Element Composition, Crystalline, and Melt Inclusion Data // Minerals. 2021. V. 11. P. 408.

8. Starikova A. E., Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Kargin A. V., Nosova A. A., Kovalev S. A. Melt inclusions in olivine as a source of information on the composition and evolution of deep melts of aillikites (ultramafic lamprophyres) of the Ilbokichi uplift, the SW Siberian platform // Geodyn. Tectonophys. 2022. V. 13.
9. Sun J., Liu C. Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu F. Y., Yakovlev D., Yang Y. H., Yang J. H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 283–295.
10. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Kjarsgaard B. A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1893–1900.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.039

Клинопироксены из раннедокембрийских кимберлитов Кимозера, Карелия: особенности мантийного метасоматоза кимберлитовых источников

А. В. Каргин, А. А. Носова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nosova@igem.ru

Введение

Клинопироксены из мантийных ксенолитов и ксенокристов в кимберлитах служат основным источником петрологической информации о фертильных и обогащенных лерцолитовых и верлитовых доменах в мантии Земли. Во многих случаях формирование клинопироксена, выносимого в составе мантийного материала кимберлитами, связано с фракционированием самого кимберлитового расплава и его метасоматическим взаимодействием с вмещающим мантийным субстратом, поэтому клинопироксен может быть использовать для расшифровки эволюции кимберлитовых расплавов (Nimis et al., 2009; Ziberna et al., 2013; Kargin et al., 2017; Bussweiler et al., 2018; Fitzpayne et al., 2018).

Изучение клинопироксена из раннедокембрийских кимберлитов может пролить свет как на проблему состава древней литосферной мантии, так и на изменения во времени протокимберлитового расплава и его источника. Например, в настоящее время остается дискуссионным вопрос о том, эволюционировал ли в ходе геодинамического развития Земли источник первичных кимберлитовых расплавов, или их состав остается постоянным (Tappe et al., 2018; Woodhead et al., 2019).

Кимберлитовая трубка Кимозеро в Карелии с возрастом 1.86 млрд лет (Самсонов и др., 2009) является редким представителем раннедокембрийских кимберлитов (Ушков, 2001; Устинов et al., 2009; Priyatkina et al., 2014; Каргин et al., 2020). С целью изучения особенностей мантийного источника древних кимберлитов нами были исследованы ксенокристы клинопироксенов из кимберлитов этой трубки.

Проведенные исследования показали, что ксенокристы клинопироксена формировались при метасоматическом взаимодействии расплава оранжеитового типа с деплетированным литосферным мантийным субстратом, а также то, что метасоматиты MARID состава существовали в раннепалеопротерозойской мантии Карельского кратона.

Методы

Минералогический анализ проб кимберлитов выполнен в отделе алмазов ЦНИГРИ. Составы клинопироксена в отношении главных компонентов изучены методом ЕРМА (ИГЕМ РАН), в отношении элементов-примесей методом SIMS (ЯФ ФТИАН).

Результаты

Изученные ксенокристы клинопироксена представлены Cr-диопсидом и обладают широкой вариацией состава: Di – 0.63–0.72, Ko – 0.07–0.12, Jd – 0.02–0.07, Aeg < 0.01, Ti_Aeg < 0.01, Hed – 0.06–0.11, En – 0.05–0.10, Fs < 0.01, где: Di – диопсид, Ko – космохлор, Jd – жадеит, Aeg – эгирин, Ti_Aeg – Ti-содержащий эгирин, Hed – геденбергит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Величина Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) изменяется от 0.85 до 0.92 и в среднем составляет 0.88; концентрации Cr_2O_3 и Na_2O возрастают с увеличением значений величин Mg# (1.32–4.03 и 1.67–2.81 мас. % соответственно); концентрации TiO_2 и Al_2O_3 варьируют в небольшом интервале значений и не показывают строгой зависимости от значений Mg# (0.09–0.33 и 0.50–1.83 мас. %) (рис. 1).

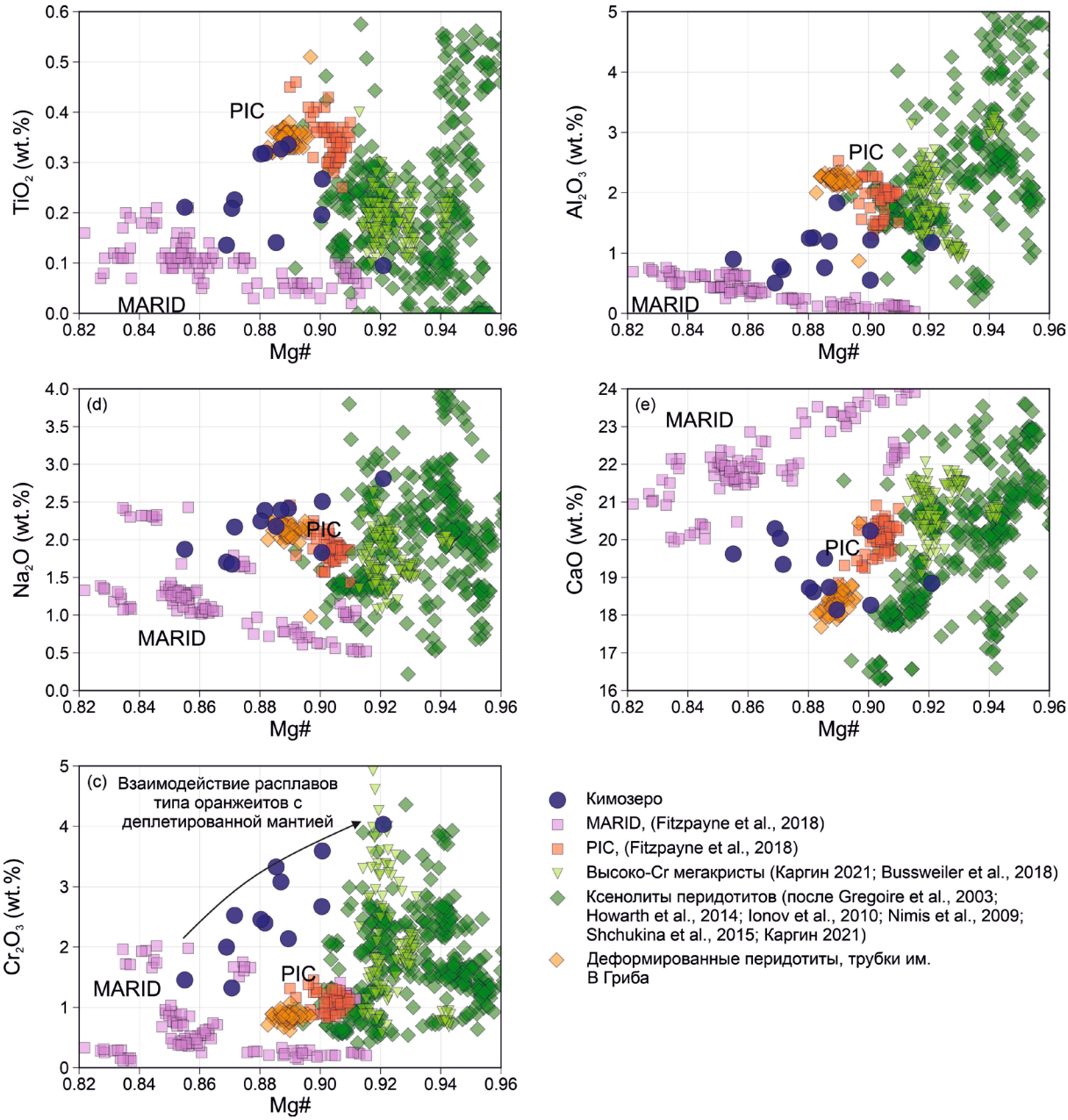


Рис. 1. Вариация состава клинопироксенов из кимберлитов Кимозера в сравнении с составами клинопироксена из ксенолитов гранатовых перидотитов, деформированных лерцолитов, высоко-Cr мегакристов, клинопироксена из ксенолитов PIC и MARID (из кимберлитов кратона Каапвааль). Ссылки на источники указаны на рисунке

Все клинопироксены обладают широкой вариацией концентраций редких элементов, но в целом характеризуются обогащением легкими REE по сравнению с тяжелыми, что соответствует умеренно фракционированному характеру спектров REE, нормированных к составу хондрита (рис. 2 а). Обогащение Ce-Nd относительно La-Sm придает спектрам куполовидный вид в области легких REE, что является типичным для клинопироксена высокохромистых мегакристов, а также для клинопироксена из ксенолитов типа PIC, MARID и клинопироксен-флогопитового состава (рис. 2 а).

Нормализованные к составу примитивной мантии спектры распределения редких элементов показывают обогащение в области Zr-Hf и отрицательной аномалией Ti REE (рис. 2 б). Отрицательная аномалия по Ti характерна для клинопироксена из большин-

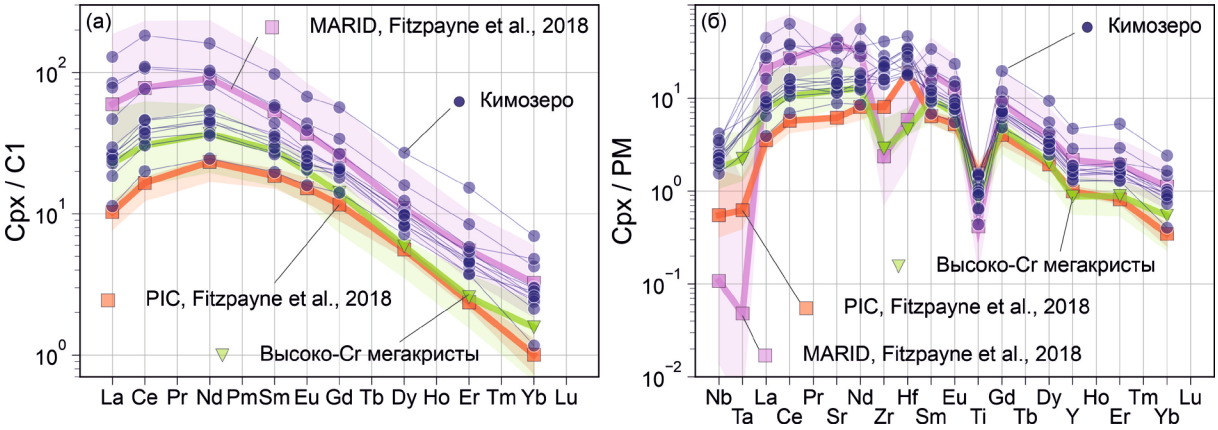


Рис. 2. Спектры распределения REE в изученных клинопироксенах Кимозера, нормированные к составу хондрита C1 (а) и спектры распределения редких элементов, нормированные к составу примитивной мантии (б) по (McDonough and Sun, 1995). Для сравнения нанесены спектры распределения REE в клинопироксенах из высоко-Cr мегакристов клинопироксена (трубка им. В. Гриба, после (Каргин, 2021), клинопироксена из ксенолитов PIC и MARID (из кимберлитов кратона Каапвааль, после (Fitzpayne et al., 2018)). Линии показывают медианное значение, область – значения, входящие в интервал между 2.5 и 97.5 перцентилей

ства мантийных ксенолитов, за исключением деформированных перидотитов, а обогащение Zr-Hf ($[Zr/Hf]_{PM} > 1$) характерно только для клинопироксена типа PIC, при этом по абсолютным концентрациям Zr клинопироксены Кимозера обогащены относительно клинопироксенов из других типов ксенолитов.

Обсуждение

Формирование клинопироксена в мантийных породах может трассировать или ранние стадии лерцолитизации деплетированных гранатовых перидотитов, или более продвинутые этапы метасоматического преобразования с формированием клинопироксен-флогопитовых пород и аналогичных по составу высокохромистых мегакристов клинопироксена (Каргин 2021). В первом случае формирование клинопироксена, как правило, происходит в равновесии с гранатом (Ziberna et al., 2013). Расчёты коэффициентов распределения элементов-примесей между изученными клинопироксенами и различными типами граната из кимберлитов Кимозера (Носова и др., настоящий сборник) и их сравнение с равновесными для силикатных и карбонатных расплавов показали, что клинопироксен не был уравновешен с гранатом. В таком случае формирование клинопироксена генетически было связано с кимберлитовым расплавом, как это предполагается для высокохромистых мегакристов граната (Bussweiler et al., 2018).

При этом прямое сравнение состава клинопироксена из кимберлитов Кимозера с составами клинопироксена из различных типов мантийных ксенолитов и мегакристов, выносимых кимберлитами, показывает (рис. 1), что их нельзя однозначно сопоставить ни с одним из типов мантийных пород. При сравнении с клинопироксенами из ксенолитов гранатовых перидотитов и высокохромистых мегакристов, клинопироксены Кимозера обладают меньшими значениями Mg# при сопоставимых вариациях концентраций Cr_2O_3, TiO_2 и Na_2O. Подобные, более железистые составы клинопироксена характеры для мантийных ксенолитов типа PIC, MARID (Fitzpayne et al., 2018) и клинопироксена из ксенолитов деформированных перидотитов (на примере ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба). При этом наиболее магнезиальные составы клинопироксенов Кимозера по содержанию TiO_2 и Na_2O перекрываются с полями состава клинопироксена из ксенолитов деформированных перидотитов и ксенолитов типа PIC, тогда как наименее

магнезиальные – с полем клинопироксена из ксенолитов типа MARID (рис. 1). Остальные клинопироксены занимают промежуточное положение между этим разновидностями, но в целом характеризуются более высокими концентрациями Cr_2O_3, что сближает их с клинопироксенами высокохромистых мегакристов, которые могли образоваться в ходе преобразования литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов (Bussweiler et al., 2018).

Таким образом, распределение главных компонентов в клинопироксенах Кимозера указывает на их происхождение за счет варьирующего вклада двух источников: одного с высокими Mg# и содержаниями Cr_2O_3, который по уровню концентраций Cr_2O_3 может быть сопоставлен с мантийными перидотитами (литосферной мантией), а второй характеризуется более низкими значениями указанных параметров и может быть сопоставлен с расплавами типа MARID (рис. 1).

Промежуточное положение составов изученных клинопироксенов между составами клинопироксена из ксенолитов типа MARID и высокохромистых мегакристов также демонстрируется при изучении спектров распределения REE: в области легких REE большая часть клинопироксенов тяготеет к составам высокохромистых мегакристов, тогда как в области тяжелых REE изученные клинопироксены Кимозера отличаются от высокохромистых мегакристов менее фракционированными спектрами, и близки только к клинопироксенам из ксенолитов MARID типа (рис. 2 а).

По распределению Nb, Sr клинопироксены Кимозера обогащены ими значительно выше, чем это характерно для клинопироксенов из ксенолитов PIC типа и приближаются к уровню клинопироксена из ксенолитов MARID типа. Они также обеднены Ti, как и клинопироксены MARID, однако распределение в них Zr и Hf, образующих положительную аномалию на мультиэлементных диаграммах (рис. 2 б), более соответствует клинопироксенам из PIC ксенолитов, чем клинопироксенам из MARID ксенолитов. По значения отношения Ti/Eu, изученные клинопироксены сопоставимы с клинопироксенами из ксенолитов клинопироксен-флогопитовых пород и высокохромистых мегакристов и занимают промежуточное положение межу составами клинопироксена из ксенолитов типа MARID и PIC.

Таким образом, распределение микроэлементов также сближает изученные клинопироксены Кимозера с клинопироксенами из ксенолитов MARID типа, а смещение составов в сторону высокохромистых мегакристов может предполагать, что клинопироксены из кимберлитов Кимозера формировались в метасоматическом процессе взаимодействия расплавов, продуцирующих ксенолиты типа MARID, с деплетированной литосферной мантией.

Расплавы типа MARID могут иметь составы, близкие к оранжеитам (кимберлитам II) (Gregoire et al., 2003), а их источник должен был находится в литосферной мантии и содержать древний рециклированный коровый компонент (Fitzpayne et al., 2019), возможно в виде жил MARID состава (Giuliani et al., 2015).

Ксенолиты и ксенокристы клинопироксена MARID типа обнаруживаются в кимберлитах преимущественно фанерозойского возраста, но также известны в лампроитах Индии с возрастом 1100 млн лет (Patel et al., 2012). Изучение клинопироксена из кимберлитов Кимозера показывает, что метасоматиты MARID состава существовали в раннепалеопротерозойской мантии.

Выводы

Изучение состава ксенокристов высоко-Cr клинопироксенов из кимберлитов Кимозера позволило показать, что их состав близок к клинопироксенам из ксенолитов MARID типа, а смещение составов в сторону высокохромистых мегакристов указывать на их формирование в метасоматическом процессе взаимодействия расплавов оранжеитового типа с деплетированной литосферной мантией. Таким образом, метасоматиты MARID состава, формирующиеся при участии рециклированного корового вещества, могли существовать в раннепалеопротерозойской (до 1.86 млрд лет) литосферной мантии Карельского кратона.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН.

Литература

1. Каргин А. В. Полистадийность мантийного метасоматоза при формировании кимберлитовых магм: на примере кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2021. № 29. С. 227–255.
2. Каргин А. В., Носова А. А., Бабарина И. И., Докучаев А. Я., Кондрашов И. А. Палеопротерозойские кимберлиты Кимозеро: палеофациальная реконструкция кимберлитовой трубки, испытавшей тектоническую и метаморфическую переработку // ДАН. Науки о Земле. 2020. № 493. С. 49–53.
3. Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Сальникова Е. Б., Носова А. А., Ипатьева И. С., Пименова Ю. Г., Яковлева С. З., Плотникова Ю. В. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Изотопные системы и время геологических процессов. Санкт-Петербург. 2009. С. 158–161.
4. Устинов В. Н., Загайный А. К., Смит К. Б., Ушков В. В., Лазько Е. Е., Лукьянова Л. И., Лобкова Л. П. Раннепротерозойские алмазоносные кимебрлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. № 50. С. 963–977.
5. Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94–98.
6. Bussweiler Y., Pearson D. G., Stachel T., Kjarsgaard B. A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // Mineral. Petrol. 2018. V. 112. P. 583–596.
7. Fitzpayne A., Giuliani A., Phillips D., Hergt J., Woodhead J. D., Farquhar J., Fiorentini M. L., Drysdale R. N., Wu N. Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // Mineral. Petrol. 2018. P. 1–14.
8. Gregoire M., Bell D. R., Le Roex A. P. Garnet Lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): Trace Element Evidence for a Metasomatic History // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 629–657.
9. Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F., Baziotis I. P., Pokhilenko N. P., Pokhilenko L. N., Bodnar R. J., Taylor L. A., Agashev A. M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 209–224.
10. Ionov D. A., Doucet L. S., Ashchepkov I. V. Composition of the lithospheric mantle in the siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 2177–2210.
11. Kargin A. V., Sazonova L. V., Nosova A. A., Lebedeva N. M., Tretyachenko V. V., Abersteiner A., Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 34–48.
12. McDonough W. F., Sun, S. S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

13. Nimis P., Zanetti A., Dencker I., Sobolev N. V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // Lithos. 2009. V. 112. P. 397–412.
14. Priyatkina N., Khudoley A. K., Ustinov V. N., Kullerud K. 1.92Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence. Precambrian Res. 2014. V. 249. P. 162–179.
15. Shchukina E. V., Agashev A. M., Kostrovitskii S. I., Pokhilenko N. P. Metasomatic processes in the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, Russia) // Geol. Geophys. 2015. V. 56. P. 1663–1678.
16. Tappe S., Smart K., Torsvik T., Massuyeau M., de Wit M. Geodynamics of kimberlites on a cooling Earth: Clues to plate tectonic evolution and deep volatile cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 484. P. 1–14.
17. Woodhead J., Hergt J., Giuliani A., Maas R., Phillips D., Pearson D.G., Nowell G. Kimberlites reveal 2.5-billion-year evolution of a deep, isolated mantle reservoir // Nature. 2019.
18. Ziberna L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N. V. Metasomatic Processes in the Central Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite // J. Petrol. 2013. V. 54. P. 2379–2409.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.040

Особенности состава клинопироксена различных петрографических позиций в меланефелинит-щелочнопикритовой магматической брекчии трубки взрыва г. Намуайв (Хибинский массив)

А. В. Каргин [1], Л. В. Сазонова [2], А. А. Носова [1], Н. М. Лебедева [1]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: kargin@igem.ru

[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Введение

Широко распространенным типом глубинных ксенолитов в кимберлитах являются клинопироксен-флогопитовые породы (Kargin et al., 2017), Как правило, их происхождение связывают с воздействием щелочных расплавов на преимущественно оливиновый субстрат на глубинах от 5 до 3.5 ГПа (Kargin et al., 2017), что вероятнее всего отражает преобразование мантийных пород вдоль каналов подъема кимберлитовых расплавов (Bussweiler et al., 2018). Помимо кимберлитов, глубинные нодули клинопироксен-флогопитового состава могут выноситься на поверхность щелочно-ультрамафическими расплавами – айлликитами (Tappe et al., 2006), происхождение которых связывается с преобразованием мантийного каналала под воздействием щелочных расплаваов, на глубинах соответствующих давлению около 1 ГПа. В ультрамафических лампрофирах, в отличие от кимберлитов, клинопироксен может быть представлен не только в ксенолитах и ксенокристах, но и в виде фенокристов, антекристов и микролитов, т. е. иметь разнообразную петрографическую позицию.

Породы трубки Намуайв в Хибинском массиве Кольской щелочной провинции отличаются тем, что сформированы частично смешавшимися щелочно-ультраосновными расплавами двух типов (меланефелинитовым и щелочно-пикритовым), каждый из которых выносил свой набор клинопироксенов как захваченных в ходе подъема по транспортным каналам, так и кристаллизовавшихся из гибридного расплава.

Мы провели детальное изучение клинопироксена этих пород, уделив особое внимание ксенолитам клинопироксен-флогопитовых пород. Нам удалось показать, что флогопит-клинопироксеновый (верлитовый) метасоматоз перидотитовонго субстрата является универсальным процессом, проявленным на всем протяжении мантийного (и возможно нижнекорового) транспортного канала.

Методы

Определение химического состава клинопироксена производилось с использованием методов ЕРМА в МГУ им. М. В. Ломоносова и SIMS в ЯФ ФТИАН.

Объект исследования и его петрографическая характеристика

Трубка взрыва Намуайв прорывает породы Хибинского массива в северо-восточной его части (Арзамасцев и др., 2005). Порода, слагающая трубку, имеет пирокластическую природу и является магматической брекчией, состоящей из обломков пород и минералов, магмакластов меланефелинита и щелочного пикрита, и связывающего матрикса. В породах трубки наблюдается интенсивное смешение фрагментов расплавов меланефелинита и щелочного пикрита, а связывающий матрикс представляет собой результат кристаллизации гибридного расплава разной степени смешения. Матрикс с преобладанием щелочнопикритовой составляющей не содержит нефелина, либо содержит его в небольшом количестве, и ниже мы будем называть его «пикритовым». Матрикс с преобла-

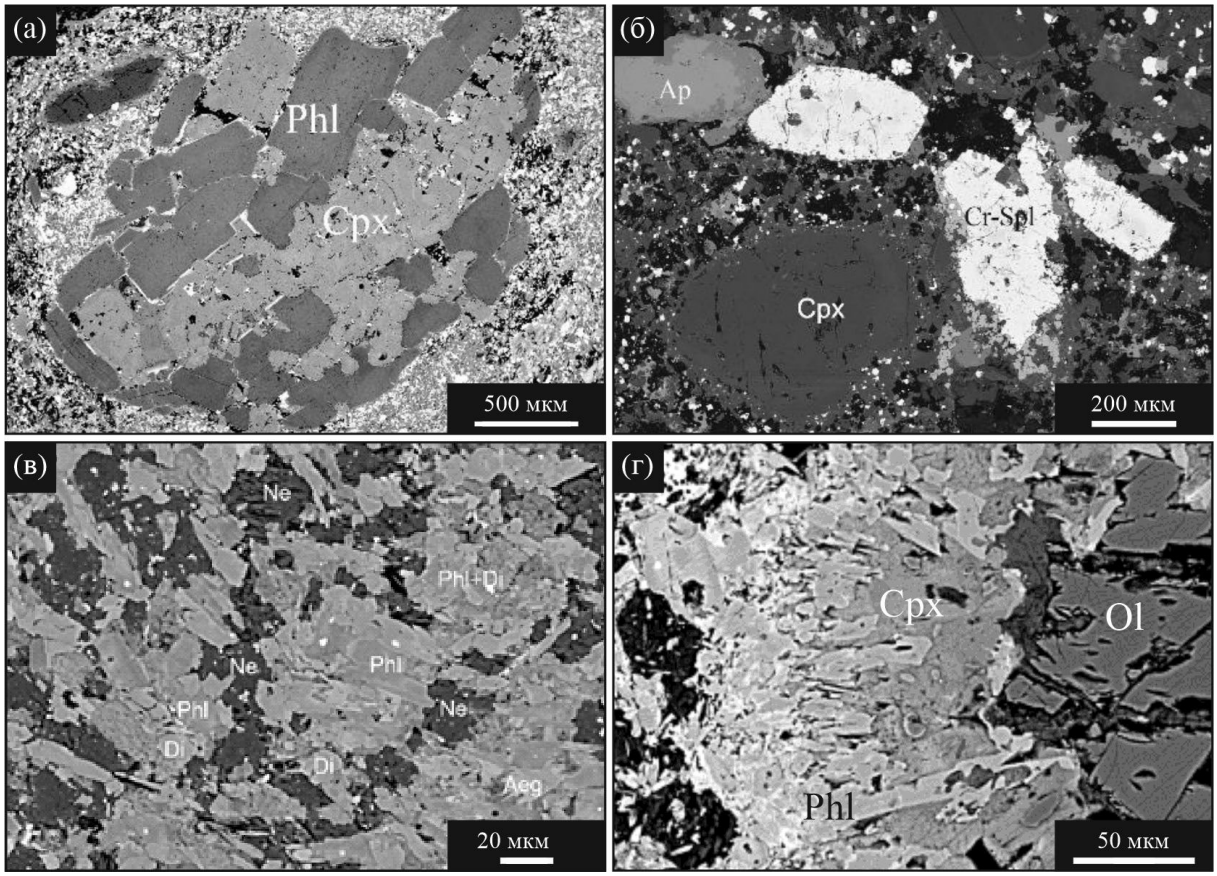


Рис. 1. Фотографии в BSE клинопироксена различной петрографической позиции в породах трубки взрыва Намуайв: а – обломок клинопироксен-флогопитового фрагмента; б – скопление округленных (оплавленных) обломков апатита, хромистой шпинели и клинопироксена; в – фрагмент нефелинсодержащей матрицы с микролитами диопсида и эгирина; г – реакционное замещение крупных кристаллов оливина мелкозернистым агрегатом флогопита и клинопироксена

данием меланефелинитовой составляющей содержит микролиты нефелина и условно назван нами «меланефелинитовым». Детальное петрографическое описание трубки представлено в (Шайхутдинова и др., данный сборник).

Среди основных петрографических позиций клинопироксена в изученной магматической брекчии можно выделить (рис. 1):

– клинопироксен-флогопитовые ксенолиты и их фрагменты;
– обломки ийолитов и мельтейгитов;
– крупные кристаллы (макрокристы);
– фенокристы из меланефелинитового матрикса;
– микролиты из меланефелинитового и пикритового матрикса;
– мелкозернистые сростки с флогопитом, замещающие крупные кристаллы оливина.

Ксенолиты клинопироксен-флогопитовых пород имеют округлую форму и размеры до 5 мм (рис. 1а). Структура ксенолитов гранобластовая, средне-крупнозернистая; они состоят из клинопироксена (50–65 об. %) и флогопита (35–50 об. %). В РЭМ клинопироксен может иметь пятнистый облик: более темные домены характерны для центральных частей зерен, тогда как по периферии и на границе с трещинами распространены более светлые зоны. Часто обломки клинопироксен-флогопитовых пород имеют частично оплавленные контуры, и на флогопит и клинопироксен на контакте с вмещающей массой нарастают краевые, более железистые зоны.

Помимо фрагментов крупнозернистых клинопироксен-флогопитовых пород, клинопироксен и флогопит могут образовывать реакционные каймы вокруг зерен оливина, замещая его (рис. 1 г). В этом случае клинопироксен и флогопит представлены мелкозернистым агрегатом.

Макрокристы – зерна четко обломочных очертаний размером до 3–4 мм. Эти зерна однородны, незональны в ядрах, обрастают тонкими краевыми каймами более светлого в СЭМ клинопироксена. Такие обломки встречаются в разных типах матрикса.

В меланефеленитовом матриксе встречаются изометричные или слегка удлинённые фенокристы клинопироксена размером до 0.5 мм. Зерна зональные, имеют гомогенные ядра и более светлые (в РЭМ) тонкие железистые каймы.

Микролиты клинопироксена меланефелинитового (рис. 1 в) и щелочнопикритового матрикса имеют размеры в сотые и десятые доли мм. Их трудно разделить из-за того, что нет четкого разграничения между двумя типами матрикса.

Результаты

По составу клинопироксены из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов можно разделить на диопсиды (95 %) и эгирины (5 %).

Эгирин, как правило, характерен для наиболее поздних краевых зон в крупных зернах клинопироксена (Cpx3). Также эгирин встречается среди основной массы гибридного матрикса и в ксенолитах мельтейгитов. Поскольку эгирин трассирует наиболее поздние этапы эволюции расплавов, далее основной акцент сделан на составе кристаллов клинопироксена, представленных главным образом диопсидом.

Диопсиды показывают широкую вариацию состава по значению величины Mg# (Mg/Mg+Fe) и содержанию Al_2O_3, Na_2O, CaO и TiO_2 (рис. 2). Наиболее контрастно пироксены различаются по содержанию Al_2O_3 (рис. 2 а):

1. Клинопироксены (Cpx1) с высокими концентрациями Al_2O_3 (высоко-Al группа) представляют клинопироксены из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов, крупных кристаллов клинопироксена (макрокристов) в матриксе породы и фенокристы из меланефелинитовой матрицы.

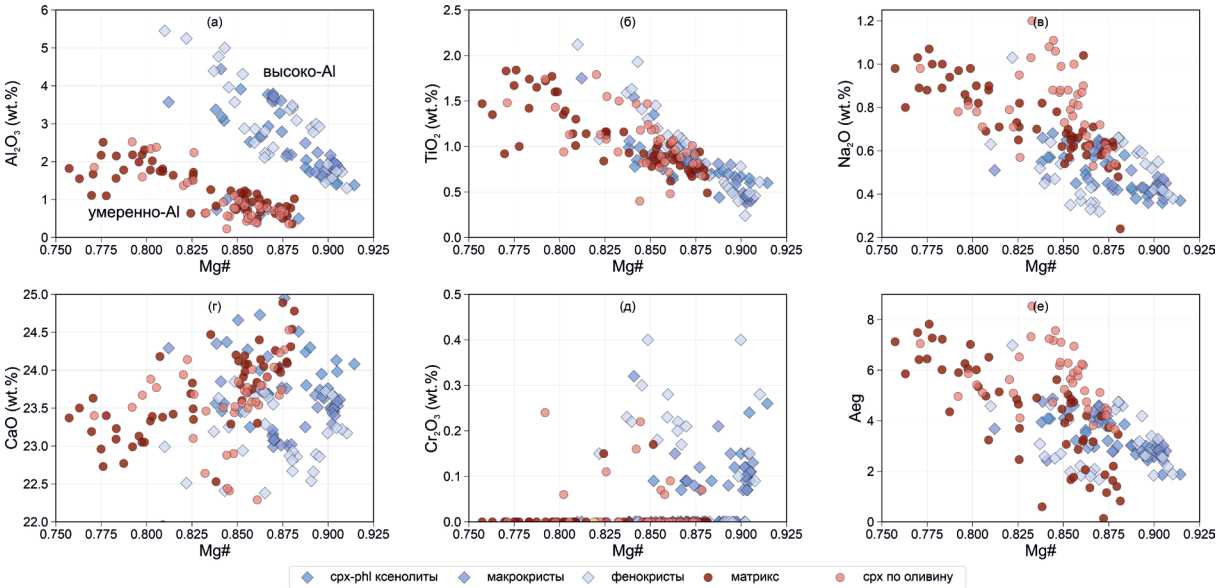


Рис. 2. Вариационные диаграммы Al_2O_3, Na_2O, CaO, TiO_2, Cr_2O_3 и мольной доли эгиринового минала по отношению к величине Mg#

2. Клинопироксены (Cpx2) с умеренными концентрациями Al_2O_3 (умеренно-Al группа). Эта группа представлена клинопироксенами из матрикса как меланефелинитового, так и пикритового состава, внешними зонами крупных кристаллов (Cpx1), имеющих пятнистый облик, а также мелкими зернами из флогопит-клинопироксеновых реакционных кайм, которые образуются вокруг высоко магнезиальных ксенокристов оливина.

Клинопироксены двух групп перекрываются по концентрациям TiO_2, однако в умеренно-Al Cpx2 преобладают разности с повышенными концентрациями TiO_2 (рис. 2б). Также умеренно-Al Cpx2 обогащены Na_2O (рис. 2в) и CaO (рис. 2г), по сравнению с высоко-Al Cpx1. Большая часть изученных клинопироксенов характеризуется содержанием Cr_2O_3 ниже предела обнаружения. Однако, в обеих группах встречаются зерна, в которых количество Cr_2O_3 повышается до 0.5 мас. %, наиболее характерно это для Cpx1 из клинопироксен-флогопитовых пород (табл. 1). В умеренно-Al клинопироксенах Cpx2 происходит увеличение мольной доли эгиринового минала.

Клинопироксены показывают широкие вариации концентраций редких элементов при умеренно фракционированных спектрах РЗЭ (La/Yb_{PM} = 9.2–21.9) на фоне преобладания Nd над La . Для них характерны отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Y, в меньше степени Ti и Hf относительно REE. При этом, высоко-Al Cpx1 по сравнению с умеренно-Al Cpx2, показывают менее обогащенные спектры распределения редких элементов, при слабой отрицательной аномалии Ti и отсутствии аномалии Sr.

Таблица 1. Вариации концентраций Al_2O_3, Na_2O, CaO, TiO_2, Cr_2O_3, и значений величины Mg# для клинопироксена (диопсида) различных петрографических позиций из магматической брекчии трубки взрыва Намуайв

Элемент	Интервал	Медиана	Std	Кол-во	Интервал	Медиана	Std	Кол-во
	Высоко-Al Cpx1				Умеренно-Al Cpx1			
Al_2O_3	0.42–5.92	2.43	1.23	124	0.23–3.13	0.97	0.78	108
Na_2O	0.32–0.87	0.50	0.11	124	0.26–1.27	0.78	0.24	108
CaO	22.38–24.78	23.49	0.54	124	21.96–24.89	23.62	0.65	108
TiO_2	0.24–1.62	0.81	0.44	124	0.40–2.13	1.01	0.37	108
Cr_2O_3	0.00–0.30	0.00	0.09	124	0.00–0.00	0.00	0.07	108
Mg#	0.79–0.93	0.87	0.03	124	0.72–0.88	0.85	0.04	108

Примечание. * Std – стандартное отклонение; интервал рассчитан как (Q1–1.5*IQR) – (Q3 + 1.5*IQR), где IQR = Q3 – Q1.

Обсуждение и выводы

По составу выделено три основных разновидности клинопироксенов:

1. Высоко-Al клинопироксены (диопсиды), для которых характерно увеличение доли чермакитового минала (включая титанистые разновидности) – в основном это клинопироксен из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов и крупные кристаллы (макрокристы) из матрицы породы;
2. Умеренно-Al клинопироксены (диопсиды), для которых характерно увеличение доли геденбергитового и эгиринового миналов – мелкие зерна клинопироксена из матрикса, внешние зоны высоко-Al клинопироксенов, которые несут следы метасоматического преобразования, а также клинопироксены, замещающие оливин совместно с флогопитом.
3. Эгирины, как правило формирующие самые поздние краевые зоны.

Высоко-Al клинопироксены из ксенолитов клинопироксен-флогопитового состава и крупные макрокристы неравновесны с исходными расплавами (в магмакластах) и возникающим гибридным расплавом. Неравновесное состояние высоко-Al клинопироксенов хорошо согласуется с оплавленными краями ксенолитов, пятнистым обликом некоторых крупных зерен, что может быть результатом метасоматического преобразования при уравновешивании с выносящими их расплавами трубки взрыва Намуайв.

Умеренно-Al клинопироксены несут петрографические характеристики клинопироксенов, которые могли находиться в равновесии с гибридными. По предварительным расчетам умеренно-Al фенокристы клинопироксена в меланефелитах находились в равновесии с расплавом при давлении 13–16 кбар и температуре 1308–1438 °C (Putirka, 2008).

Наличие в породах трубки Намуайв клинопироксен-флогопитовых ксенолитов может указывать на процессы верлитизации мантийных перидотитов и возможно нижнекоровых пород, в которых формировался магматический канал, по которому поднимались исходные щелочные карбонат-содержащие расплавы. Присутсвие в породе флогопит-клинопироксеновых реакционных кайм на ксенокристах оливина, клинопироксен из которых по составу сопоставим с клинопироксеном меланефелинитовой матрицы показывает, что процесс реакционного взаимодействия оливина с щелочным расплавом является универсальным процессом формирования клинопироксен-флогопитовых метасоматических ассоциаций и может проходить не только на стадии формирования магматического канала, но и на заключительных стадиях внедрения расплава, сформировавшего трубку взрыва.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 23-77-01052.

Литература

4. Арзамасцев А. А., Беляцкий Б. В., Травин А. В., Арзамасцева Л. В., Царев С. Е. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология. 2005. Т. 42. № 3. С. 1–23.
5. Шайхутдинова Д. Р., Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Арзамасцев А. А. Петрографические признаки смешения магматических расплавов в трубке взрыва Намуайв (Хибинский массив, Кольская щелочная провинция). 2023. Данный сборник.
6. Bussweiler Y., Pearson D. G., Stachel T., Kjarsgaard B. A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // Mineral. Petrol. 2018. V. 112. P. 583–596. https://doi.org/10.1007/s00710-018-0599-2.
7. Kargin A. V., Sazonova L. V., Nosova A. A., Lebedeva N. M., Tretyachenko V. V., Abersteiner A., Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 34–48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018.
8. Putirka K. D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Rev. Mineral. Geochemistry. 2008. V. 69. No 1. P. 61–120.
9. Tappe S., Foley S. F., Jenner G. A., Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Romer R. L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic // Craton. J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1261–1315. https://doi.org/10.1093/petrology/egl008.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.041

Геологическое строение и полезные ископаемые месторождения Калюмное (Сыннырский массив, Бурятия)

А. Е. Каюков [1], С. А. Смыслов [1], А. Н. Соколова [1], О. В. Иващенкова [2]

[1] ООО «Байкал Недра Гео», Санкт-Петербург, e-mail: info@bngeo.com

[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: o.ivashchenkova@ksc.ru

Ультракалиевые кальсилитовые сиениты (сынныриты) были обнаружены в Северном Прибайкалье в 60-х годах прошлого столетия (Жидков, 1961). Эти породы благодаря высоким содержаниям калия (18–22 % K_2O) и алюминия (22–24 % Al_2O_3) фактически сразу после их открытия стали рассматриваться как возможный источник сырья для производства минеральных удобрений и глинозема. В настоящее время в мире известно пять сынныритоносных интрузий, четыре из которых находятся на территории России: Сыннырский и Якшинский массивы в Бурятии, Южно-Сакунский в Забайкальском крае, Маломурунский в Якутии (Панина, 2022). Пятый – ультракалиевый массив Авсард находится в Марокко (Bea et. al., 2014). Кальсилитовые сиениты Сыннырского массива выделяются как масштабами их проявления, так и составом с наиболее высокими содержаниями полезных компонентов.

Сыннырский массив расположен на границе Бурятии и Иркутской области между рек Левая Мама и Большая Чуя в 100 км к северу от БАМ. Массив входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции, являясь в ней крупнейшим интрузивным телом, площадью около 600 км^2. Сама провинция включает в себя более 10 разноразмерных массивов щелочных и фельшпатоидных сиенитов, протягиваясь узкой полосой более чем на 250 км вдоль байкальских тектонических структур.

Впервые участки максимального распространения сынныритов в Бурятии были определены на основании работ 1963–1965 гг. по оценке перспектив апатитоносности Сыннырского массива и опоисковании на редкометальное оруденение (Иванова, 1965). Однако в связи с удаленность региона от возможных потребителей и отсутствием транспортной инфраструктуры интерес к этим объектам был отложен. Его возобновление произошло лишь после начала строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, именно тогда и были поставлены поисково-оценочные работы на трех участках максимального распространения ультракалиевых пород. В результате была определена ресурсная база объекта в объеме 1.85 млрд т сынныритовой руды, а в качестве наиболее перспективного выделен участок Калюмный (Ушаков, 1986).

В 2017 г. к разведке Калюмного приступило ООО «Байкал Недра Гео», а в 2021 г. на баланс были поставлены запасы сынныритов по категориям С1 + С2 в количестве 2034 млн т. В этот период впервые на Сыннырском массиве было проведено бурение (более 21 пог. км) и пройдено 18.7 км. широкополосных канав, выполнено более 400 км картировочных маршрутов, что позволило существенным образом изменить представление как о строении самого месторождения, так и всей ультракалиевой интрузии.

Массив представляет собой кольцевую интрузию, внедрение которой происходило минимум в два этапа – в первый внедрился лополит возрастом 291 ± 9 млн лет (Саватенков и др., 2019), представляющий собой переслаивание фельдшпатоидных сиенитов и щелочныхи габброидов, во второй – шток пуласкитового состава (рис. 1). Также предполагается наличие еще одной фазы магматизма с внедрением пород фойяит-луявритового состава на юго-востоке массива (Смыслов и др., 2022). Завершающим этапом магматизма стало внедрение даек щелочных лампрофиров, секущих все структуры массива.

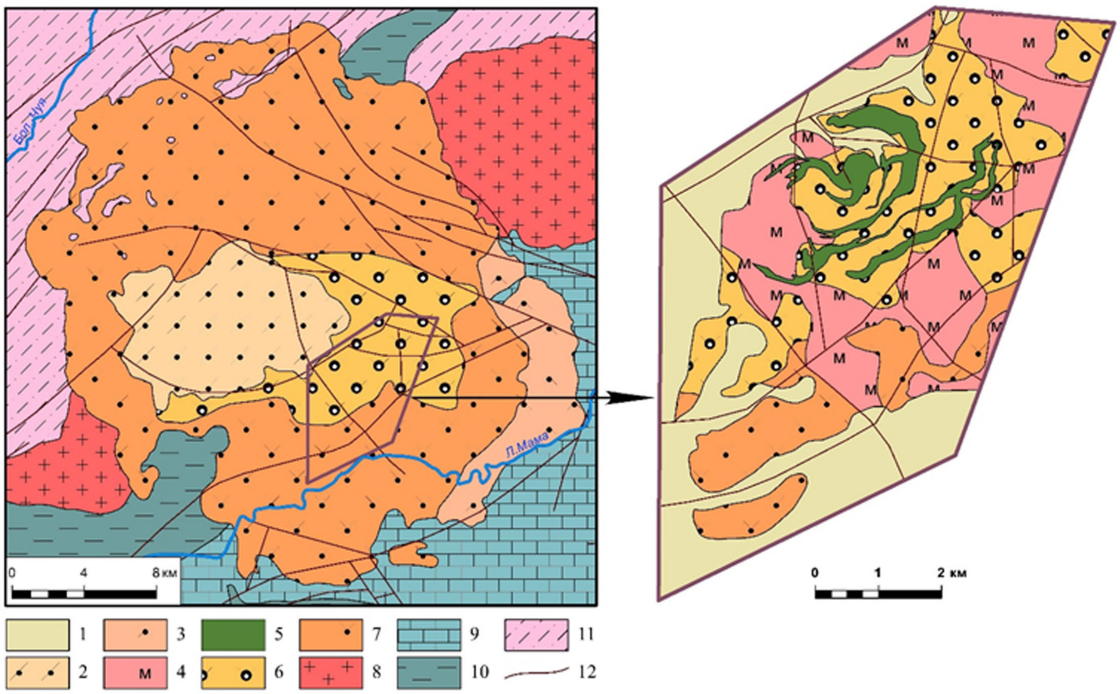


Рис. 1. 1 – четвертичные образования, 2 – пуласкиты, 3 – фойяиты, 4 – метасоматиты, 5 – щелочные габброиды, 6 – сыннириты, 7 – миаскиты, 8 – граниты, 9 – кембрийские известняки, 10 – кембрийские метаэффузивы, 11 – протерозойские осадочные породы, 12 – разрывные нарушения

Анализ геологических данных о размещении многочисленных эрозионных окон и провисов кровли, сконцентрированных главным образом в северных и западных частях массива, вместе с полученными результатами геофизических исследований, говорит о значительной неравномерности вертикального разреза магматического тела с очень тонкими северными, северо-западными и западными краями и более массивными восточными и северо-восточными флангами. На большей части первой интрузивной фазы наблюдается достаточно пологое, иногда субгоризонтальное залегание щелочной расслоенной серии, и лишь вблизи с контуром внедрения позднего центрального штока отмечается переход к более крутым углам до 60 градусов.

В восточной части массива из общей картины расслоенной серии отчетливо выделяется фойяитовый блок. Эти породы резко контрастируют с соседствующими магматическими образованиями по целому ряду геолого-геохимических признаков (Смыслов и др., 2022), а по геофизическим данным здесь отмечается существенная положительная аномалия по урану и торию, одновременно с пониженными относительно расслоенной серии значениями калия. Кроме того, среди поля распространения этого вида фельдшпатоидных сиенитов не отмечены площадные полевошпат-мусковитовые сиениты, которые распространены по всей остальной территории массива, за исключением центрального штокообразного тела пуласкитов. Все вышесказанное позволяет предположить, что фойяиты, скорее всего, формируют самостоятельную интрузивную фазу, более позднюю по отношению к расслоенной интрузии фельдшпатоидных сиенитов.

Разломная тектоника представлена несколькими сериями разнонаправленных структур, из которых наиболее развиты две диагональные (северо-восточного и северо-западного простирания), совпадающие с региональными долгоживущими швами. В меньшей степени развиты субмеридиональная и субширотная.

Месторождение представляет собой фрагмент расслоенной интрузивной серии, главными составляющими которой являются сыннырит и нефелиновые сиениты (лейкократовая часть), шонкиниты и связанные с ними щелочные сиениты (меланократовая часть). Меланократовые породы переслаиваются с лейкократовми, ритмично чередуясь друг с другом, при этом фельдшпатоидные сиениты и возникшие по ним метасоматиты составляют около 75–90 % процентов расслоенной серии. Залегание образований расслоенной серии в пределах месторождения Калюмное оценивается как пологое, с углами падения от 30 до 0 градусов в основном северо-западных румбов. Вдоль зон многочисленных тектонических нарушений чаще всего наблюдаются процессы дезинтеграции и метасоматического преобразования, максимально проявленные в узлах пересечения. Возникающие при этом вторичные метасоматиты содержат значительно более низкие концентрации калия (содержание K_2O до 14 %), при этом значительная его часть вместе с алюминием входит в состав трудно растворимых светлых слюд, что выводит эти образования из разряда потенциальных руд.

Породы лейкократовой части на 60–75 объемных % сложены микроклином, около 30 % – фельдшпатоидами (суммарно кальсилит с нефелином), темноцветные минералы – 0–7 % (биотит и клинопироксен). В метасоматически измененных породах место фельдшпатоидов занимает светлая слюда, цеолиты и содалит, последний замещает только нефелин. Большая часть фельдшпатоидных сиенитов скрытокристаллические с симплектитовыми структурами срастания калиевого полевого шпата и фельдшпатоидов, реже отмечаются зернистые разности, роль которых с глубиной существенно возрастает. Так же с глубиной незначительно увеличивается количество темноцветных минералов, апатита и титаномагнетита.

Меланократовая составляющая расслоенной серии представлена широким спектром пород от редких биотитизированных пироксенитов до мезократовых щелочных сиенитов. Внутри тел, как правило, наблюдается зональность, когда наиболее меланократовые породы слагают центральные части, а относительно лейкократовые – краевые.

В пределах месторождения выделяется несколько рудных тел, каждое из которых имеет мощность в несколько десятков метров и протяженностью в сотни метров. Границами служат переходы к зонам существенного распространения меланократовых пород или метасоматической измененных образований. Внутри рудные тела характеризуются высокой однородностью, обычно «сынныритовая компонента» составляет до 95 % объема пород. По разрезу рудные тела прослеживаются от дневной поверхности до максимальных глубин, вскрытых скважинами (-300 – -540 м). В принципе, нижняя граница распространения ультракалиевых пород на месторождении к настоящему моменту не выявлена. При этом установлено, что определенное предшествующими работами восточное окончание распространения ультракалиевых пород должно быть существенно смещено на восток, так как горизонтально залегающие тела сынныритов прослеживаются на северо-востоке и востоке значительно дальше ранее оконтуренных, выходя за пределы лицензионной площади.

Проблемой поиска приемлемой со всех точек зрения схемы технологического передела сынныритов начиная с конца 1970-х гг. прошлого века занимался ряд организаций. Не вдаваясь в подробности, укажем, что рассматривались как варианты полной переработки сырья с получением в конечном счете минеральных удобрений и алюминия, так и прямого внесения тонко молотых сынныритов в почвы, в этом случае легкорастворимые фельдшпатоидные фазы, отдавая частично калий, способствовали повышению урожайности ряда культур.

В настоящий момент в качестве приоритетной разработана технология переработки сынныритов позволяющая обеспечить наиболее высокие показатели извлечения целевых металлов в раствор (для K_2O – 86 %, и Al_2O_3 – 83 %), основанная на спекании руды с известняком. Подобная технологическая схема успешно реализована на Ачинском глиноземном комбинате и Пикалевском глиноземном заводе и ориентирована на переработку нефелинового сырья. Опытное тестирование технологии позволило получить образцы товарной продукции, соответствующие требованиям ГОСТ, в частности, получен глинозем (ГОСТ 30558-2017), карбонат калия (ГОСТ 10690-73) и сульфат калия (ГОСТ 4145-74).

Обобщая выше изложенное, можно сделать следующие выводы:

1) породы главной интрузивной фазы сформировали сложное пластинообразное тело переменчивой мощности, при этом основная масса интрузивного материала сосредоточилась в северо-восточной и восточной частях массива;

2) основная масса сынныритов расположена в центральной части массива со смещением на восток, где поле распространения ультракалиевых образований значительно шире, чем считалось ранее;

3) главным осложняющим фактором на месторождении и на Сыннырском массиве в целом являются многочисленные тектонические нарушения, вдоль зон которых метасоматические процессы приводят к заметному разубоживанию руд;

4) после вовлечения в разработку Калюмное месторождение может стать для страны крупнейшим источником калийно-глиноземного сырья с весьма значительными запасами, при этом его разработка будет выполнятся открытыми карьерами, тогда как основная масса калийных руд добывается в настоящее время шахтным способом на достаточно больших глубинах.

Благодарности

Работа выполнена за счет собственных средств недропользователя.

Литература

1. Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 181–184.
2. Иванова Т. И. и др. Промежуточный отчет «Геологическое строение и апатитоность Сыннырского массива», 1965.
3. Панина Л. И., Рокосова Е. Ю., Рябуха М. А., Особенности образования ультракалиевых алюмосиликатных расплавов на примере сынныритов Сыннырского массива // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 2. С. 183–196.
4. Саватенков В. М., Рыцк Е. Ю., Великославинский С. Д., Лебедева Ю. М. Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалиевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 497–501.
5. Смыслов С. А., Каюков А. Е., Быстрицкий А. О., Соколова А. Н., Сотникова И. А., Рыцк А. Ю. Новые данные о геологическом строении Сыннырского ультракалиевого интрузивного массива // Геодинамика и тектонофизика. 2022. № 13 (4).
6. Ушаков А. А. и др. Результаты поисково-оценочных работ на комплексные калийно-глиноземные руды в пределах Сыннырского щелочного массива. 1986.
7. Bea F., Montero P., Haissen F., Rjimati E., Molina J. F., Scarrow J. H. Kalsilite-bearing plutonic rocks: The deap-seated Archean Awsard massif of the Reguibat Rise, South Morocco, West African Craton // Earth-Science Reviews. 2014. V. 138. P. 1–24.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.042

Особенности минерального состава пород ультракалиевого Сыннырского комплекса

А. Е. Каюков [1], С. А. Смыслов [1], А. Н. Соколова [1], О. В. Иващенкова [2]
[1] ООО «Байкал Недра Гео», Санкт-Петербург, e-mail: info@bngeo.com
[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: o.ivashchenkova@ksc.ru

Сыннырский массив расположен на границе Бурятии и Иркутской области между рек Левая Мама и Большая Чуя в 100 км к северу от БАМ. Массив входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции, являясь в ней крупнейшим интрузивным телом, площадью около 600 км^2. Сама провинция включает в себя более 10 разноразмерных массивов щелочных и фельшпатоидных сиенитов, протягиваясь узкой полосой более чем на 250 км вдоль байкальских тектонических структур.

Массив представляет собой кольцевую интрузию, внедрение которой происходило минимум в два этапа – в первый внедрился лополит возрастом 291±9 млн лет (Саватенков и др., 2019), представляющий собой переслаивание фельдшпатоидных сиенитов и щелочныхи габброидов, во второй – шток пуласкитового состава (рис. 1). Также предполагается наличие еще одной фазы магматизма с внедрением пород фойяит-луявритового состава на юго-востоке массива, которая по ряду признаков заметно контрастируют с другими фельдшпатоидными сиенитами и ее местоположение в процессе формирования интрузии пока остается дискуссионным (Смыслов и др., 2022). Завершающим этапом магматизма стало внедрение даек щелочных лампрофиров, секущих все структуры массива.

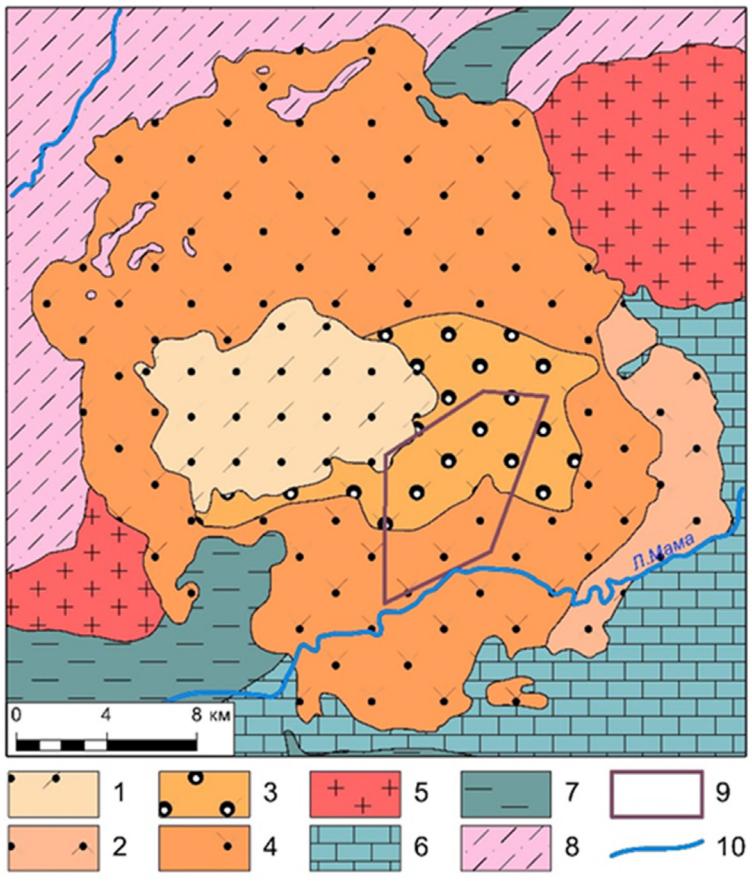


Рис. 1. 1 – пуласкиты, 2 – фойяиты, 3 – сыныриты, 4 – миаскиты, 5 – граниты, 6 – кембрийские известняки, 7 – кембрийские метаэффузивы, 8 – протерозойские осадочные породы, 9 – контур участка «Калюмный», 10 – основные реки

Сыннырский комплекс представляет собой фрагмент расслоенной интрузивной серии, главными составляющими которого являются сыныриты и нефелиновые сиениты (лейкократовая часть), шонкиниты и связанные с ними щелочные сиениты (меланократовая часть). Лейкократовая составляющая главной интрузивной фазы находится в постоянном своеобразном переслаивании с биотит-пироксеновыми шонкинитами и связанными с ними меланократовыми сиенитами. При этом в центральных частях массива соотношение между лейкократовыми и меланократовыми породами составляет 1:4, 1:5 в пользу первых, по мере продвижения

к краевым зонам роль вторых резко сокращается. Среди фельшпатоидных сиенитов наблюдается устойчивая тенденция смены ультракалиевых разностей на более натровые от центра к периферии массива.

Наиболее распространенные на массиве фельдшпатоидные сиениты характеризуются очень низким индексом меланократовости, суммарное содержание темноцветных минералов редко превышает 3–4 объемных %, при этом темная слюда преобладает над клинопироксеном. Лейкократовая часть характеризуется устойчивыми концентрациями калиевого полевого шпата (около 65–70 объемных %) и переменными нефелина и кальсилита. В сыннырите преобладает калиевая разновидность фельдшпатоида в максимуме достигая 33 объемных %, в чисто нефелиновых кали-натриевая, при существовании промежуточных разновидностей. Большая масса фельшпатоидных сиенитов характеризуется симплектитовыми (от тонких дактилотипных до микрографических) срастаниями калиевого полевого шпата с нефелином и кальсилитом, хотя встречаются и зернистые (от тонких до крупно кристаллических) разности.

Большое развитие на Сыннырском массиве получили апофельдшпатоидные метасоматиты. Выделяются цеолит-микроклиновые, мусковит-микроклиновые, содалит-микроклиновые разности, при этом наиболее часто встречаются породы, сложенные светлой слюдой и калиевым полевым шпатом. Метасоматически измененные породы обычно наследуют текстурно-структурные особенности родоначальных образований. При этом ни среди щелочных пород второй фазы, ни среди фойяитов они не отмечены.

Так называемые шонкиниты и меланократовые сиениты содержат в своей основе переменные количества темной слюды, клинопироксена и калиевого полевого шпата. Крайне редко отмечаются биотитизированные пироксениты, которые довольно плавно по мере продвижения к краям условно «габброидных» тел сменяются более лейкократовыми разностями, иногда с суммарными содержаниями темноцветных минералов в объемах не более 5–10 % породы. На отдельных участках в шонкинитах отмечаются значимые количества апатита и магнетита, достигая суммарно 3–5 объемных %.

Элипсовидное тело щелочных и нефелин содержащих сиенитов (так называемая вторая интрузивная фаза) сложено породами, состоящими из микроклина, темной слюды, клинопироксена, иногда может присутствовать нефелин (до 10 объемных %), на отдельных участках появляется кварц, иногда отмечаются амфибол и гранат.

Так называемый фойяитовый сегмент сложен разно зернистыми (от средних до пегматоидных) породами переменной меланократовости (иногда суммарное содержание темноцветных минералов достигает 20–25 объемных %). В минеральном составе ведущую роль играют калиевый полевой шпат, нефелин, темная слюда и клинопироксен, изредка присутствуют амфибол, титанит, магнетит, апатит.

Таким образом, главными составляющими основных типов пород Сыннырского массива являются калиевый полевой шпат, фельдшпатоид (нефелин, кальсилит), темная слюда и клинопироксен.

Благодарности

Работа выполнена за счет собственных средств недропользователя.

Литература

1. Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 181–184.
2. Иванова Т. И. и др. Промежуточный отчет по теме: «Геологическое строение и апатитоность Сыннырского массива», 1965.

3. Саватенков В. М., Рыцк Е. Ю., Великославинский С. Д., Лебедева Ю. М. Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалиевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 497–501.
4. Смыслов С. А., Каюков А. Е., Быстрицкий А. О., Соколова А. Н., Сотникова И. А., Рыцк А. Ю. Новые данные о геологическом строении Сыннырского ультракалиевого интрузивного массива // Геодинамика и тектонофизика. 2022. № 13 (4).

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.043

Щелочной магматизм в истории Земли и его рудоносность

Л. Н. Когарко

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: Kogarko@geokhi.ru

Созданная нами база данных по развитию щелочно-карбонатитового и кимберлитового магматизма в истории Земли показала, что щелочной магматизм и карбонатиты появились в истории Земли в архее 3 млрд лет и их интенсивность росла в течение геологического времени. На этом же рубеже (3 млрд лет) согласно многим геохимикам изменился геодинамический режим нашей планеты – началось активное взаимодействие коры и мантии – возникла тектоника плит (Condie, 2008).

Кимберлиты появились позже – около 2 млрд лет и их активность также возрастала, в то время как алмазоносность уменьшалась в связи с ростом окисления мантии в результате погружения в мантию больших объемов окисленной океанической и континентальной коры. Развитие мантийного магматизма связано с подъемом с огромных глубин (2600 км нижняя мантия, 670 км – промежуточная зона) большого количества горячего материала мантийных плюмов, которые в основном были в твердом состоянии или незначительно расплавлены. Главными минералами нижней мантии являются бриджманит, рингвудит, вадслеит, NAL, карбонаты Na и K (Kaminsky, 2017). Экспериментальные данные показали, что при термодинамических условиях близких к нижней мантии бриджманит может содержать около 4 % Na_2O, а коэффициент распределения калия близок к нулю. При подъеме мантийного протолита минералы нижней мантии становятся нестабильными, происходят фазовые переходы и эти минеральные фазы замещаются рингвудитом и вадслеитом (промежуточная зона) при этом натрий в основном из бриджманита (магний-кремниевого перовскита) выделяется в виде надкритических расплав-флюидов и метасоматизирует вмещающую мантию. Возникают резервуары, обогащенные натрием, летучими компонентами и редкими металлами источник щелочных рудоносных магм. При пересечении границы с маджоритом, который активно захватывает в решетку натрий, калий при разложении карбонатов и NAL переходит в хлоридный флюид-расплав, образуя метасоматические резервуары в мантии, обогащенные калием. По всей вероятности, эти метасоматические зоны в мантии являются источником калиевых мантийных магм и кимберлитов. Многие исследователи связывают формирование калиевых глубинных магм и кимберлитов с процессами калиевого метасоматоза (Foley, 1992, Dasgupta and Hirschmann, 2010). Таким образом под действием метасоматических потоков расплав-флюидов формируются обогащенные щелочами и редкими элементами мантийные резервуары, частичное плавление которых вызывает формирование щелочных магм. Глубокая дифференциация крупных рудоносных щелочных магматических систем приводит к формированию редкометальных суперкрупных месторождений.

Из всех формаций горных пород мира наиболее высокий рудный потенциал редкоземельных металлов отмечается в щелочных породах и карбонатитах, которые контролируют весь мировой рынок этих элементов. Россия занимает первое место в мире по распространенности щелочно-карбонатитового магматизма. Это отражается и в мировых запасах. По запасам редких земель и ниобия Россия находится на первом и втором местах после Китая. Однако по переработке редких металлов Россия значительно отстает и занимает например по редким землям 2 % от мирового производства.

Обзор геодинамических позиций месторождений стратегических или высокотехнологичных элементов показал их связь с плюмовым магматизмом. Это проявления

ультраосновных щелочно-карбонатитовых формаций и редкометальных месторождений, например в восточной части Фенноскандии и Маймеча-Котуйской провинции.

В восточной части Фенноскандии располагается крупнейший расслоенный комплекс, с которым связаны суперкрупные месторождения лопаритовых и эвдиалитовых руд источник REE, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. Лопаритовые руды связаны в основном с Дифференцированным комплексом Ловозерского месторождения.

В вертикальном разрезе меняются формы выделения главного минерала – концентратора ниобия, тантала и редких земель – лопарита. В наиболее глубинной зоне массива лопарит образует ксеноморфные выделения, приуроченные к интерстициям, в то время как с глубин 1320–1350 м лопарит становится хорошо оформленным, идиоморфным. Смена форм выделения лопарита определяется временем кристаллизации этого минерала. Интерстициальный характер лопарита в самой нижней зоне Ловозерской интрузии свидетельствует о том, что исходная магма Дифференцированного комплекса Ловозерского массива не была насыщена в отношении лопарита. В этой части интрузии лопарит выделялся на более поздних стадиях, насыщение расплава в отношении лопарита достигалось после формирования каркаса из породообразующих минералов в небольших объемах интерстициальной жидкости. После формирования около трети Дифференцированного комплекса состав расплава становился насыщенным в отношении лопарита, так как редкие земли, ниобий и титан накапливались в процессе эволюции щелочной магмы, и кристаллизация лопарита начиналась на ранних стадиях, определяя идиоморфизм этого минерала. Ранняя кристаллизация лопарита явилась причиной его переноса в большом объеме расплава и сегрегации в отдельных горизонтах в результате процессов гравитационно-конвективной дифференциации. Интересно отметить, что смена форм выделения лопарита совпадает с появлением рудных лопаритовых горизонтов – самый нижний рудный горизонт располагается на глубине 1350 м от верхнего контакта Дифференцированного комплекса. На основании приведенных фактов можно заключить, что смена форм выделения лопарита (и времени его кристаллизации) представляет собой геохимический критерий рудоносности щелочных магм на редкоэлементное сырье (ниобий, тантал, редкие земли). Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат идиоморфный (кумулятивный) лопарит. Самая нижняя зона Ловозерской интрузии (около 870 м) не перспективна на редкометальное лопаритовое сырье.

Таким образом, необходимым условием появления магматических редкометальных месторождений кумулятивного типа является ранняя котектическая насыщенность расплава в отношении рудного минерала. В этом случае отмечается идиоморфизм редких минералов. Если концентрация рудного компонента значительно ниже котектической, то кристаллизация рудного минерала будет осуществляться на поздних стадиях формирования пород в малом объеме интерстициального расплава, когда явления конвективно-гравитационной дифференциации и сегрегации минеральных фаз затруднены, что приведет к рассеиванию рудных компонентов в виде ксеноморфных выделений минералов. Принцип ранней котектической насыщенности магмы в отношении рудного минерала может быть распространен на формации ультраосновных и основных пород.

Крупнейший в мире Ловозерский массив агпаитовых нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров) содержит суперкрупное месторождение эвдиалитовых руд – источник циркония, гафния и редких земель. Кроме того, эвдиалитовое месторождение, являясь комплексными рудами, содержит также марганец, ниобий, скандий, радиоактивные металлы.

Эвдиалитовый комплекс Ловозерского массива (третья интрузивная фаза) составляет около 18 % от общего объема массива. Комплекс сложен слаборасслоенными

толщами эвдиалитовых луявритов, секущими и пластовыми полевошпатовыми, ловозеритовыми и мурманит-лампрофиллитовыми порфировидными луявритами (около 2 %). Мономинеральные эвдиалитовые руды расположены в апикальной части эвдиалитового комплекса в виде пластовых и линзовидных тел небольшого размера (несколько метров протяженностью). Это мономинеральные породы, главный породообразующий минерал – эвдиалит. Суммарное количество редких земель в различных эвдиалитах варьирует в широких пределах 0.5–10.2 % REE_2O_3. Среднее содержание суммы редких земель в эвдиалитах рудного эвдиалитоносного комплекса по нашим данным – 18800 г/т что близко к средней сумме редких земель в эвдиалитах Илимауссакского комплекса нефелиновых сиенитов (16900 г/т) и значительно выше средней суммы РЗМ в апатитах пяти месторождений Хибинского массива (Kogarko, Nielsen, 2020). В ряде щелочных массивов эвдиалиты содержат значительно более высокие концентрации редких земель, например – эвдиалит массива Монт-Сан Элле содержит 3.3 % суммы редких земель. Это связано, по всей вероятности, с широким полем кристаллизации лопарита – главного минерала-концентратора РЗМ Ловозерской интрузии. Лопарит содержит до 30 % суммы редких земель. По нашим данным коэффициент распре деления редких земель в равновесии лопарит–щелочной расплав составляет около 100–157 (Kogarko et. al.,2002).

Спектр редкоземельных металлов эвдиалитов рудного комплекса (Ce/Yb – 10) резко отличается от особенностей распределения REE в – лопарите (Ce/Yb – 75000) и апатите (La/Yb – 600).В эвдиалите нет значительного преобладания содержаний легких РЗМ над тяжелыми) – это определяет высокую ценность эвдиалитовых руд так как группа Y-редких земель заметно дороже. Учитывая многие миллионы тон нефелиновых сиенитов эвдиалитоносного комплекса и практически линейный тренд редкоземельных спектров для эвдиалита, можно сделать вывод о чрезвычайной ценности эвдиалитового месторождения Ловозерского массива. Спектры РЗМ лопаритов и эвдиалитов не имеют европиевой аномалии, что говорит о нефелинитовом характере первичной магмы Ловозерского месторождения, в процессе дифференциации которой, кристаллизация и фракционирование плагиоклаза отсутствует. Спектры РЗМ эвдиалитов Илимауссакского месторождения также характеризуются линейным характером, однако имеют отрицательную европиевую аномалию, так как, по мнению (Kogarko, Nielsen, 2021), первичная магма этой интрузии имеет щелочнобазальтовый состав, в ходе эволюции которой отмечается широкое поле кристаллизации плагиоклаза, имеющего высокий коэффициент распределения Eu^{+2} в равновесии плагиоклаз – расплав. В Ловозеро во всем интервале глубин Дифференцированного комплекса, эвдиалит кристаллизуется на позднемагматическом этапе; он образует ксеноморфные выделения, приуроченные к интерстициям породообразующих минералов — нефелина, калиевого полевого шпата, эгирина и амфибола. В верх по разрезу (на глубинах порядка 400 м) — в самых нижних зонах третьей интрузивной фазы, эвдиалит становится ранним минералом, образует хорошо оформленные, идиоморфные кристаллы. Формы выделения эвдиалита по идиоморфизму не отличаются от нефелина, полевого шпата, амфибола и эгирина, что указывает на их одновременную кристаллизацию на раннемагматической стадии. Таким образом, петрографические исследования показали, что смена форм выделения главного минерала концентратора циркония — эвдиалита, определяется временем кристаллизации этого минерала. Интерстициальный характер эвдиалита во всем разрезе Дифференцированного комплекса Ловозерской интрузии свидетельствует о том, что исходная магма не была насыщена в отношении эвдиалита, и этот минерал рассеивался, не образуя скоплений. Только после кристаллизации около 85 % всей интрузии состав остаточного расплава становился насыщенным в отношении эвдиалита и этот минерал становится ликвидус-

ной минеральной фазой. Как ликвидусный минерал эвдиалит выделялся на ранних этапах одновременно с главными породообразующими минералами. Наши экспериментальные данные фазовых равновесий в системе эвдиалит-нефелин показали, что концентрация ZrO_2 в расплаве, насыщенном в отношении эвдиалита, составляет 1.5 %. Близкая величина –1.43 % ZrO_2 была получена при анализе сгомогенизированного включения из рудного эвдиалита (Когарко, Романчев, 1986).

Среднее содержание ZrO_2 в породах Дифференцированного комплекса составляет 0.29 %. Учитывая эту величину и концентрацию насыщения щелочного расплава в отношении эвдиалита – 1.5 % ZrO_2, получаем очень близкую величину массы закристаллизовавшегося магматического осадка – 81 %, выделившегося перед насыщением расплава эвдиалитом. На основании приведенных фактов можно заключить, что смена форм выделения эвдиалита (и времени его кристаллизации) представляет собой геохимический критерий рудоносности щелочных магм на редкоэлементное сырье (цирконий, гафний, тяжелые редкие земли).

Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат идиоморфный (кумулятивный) эвдиалит. Дифференцированный комплекс Ловозерской интрузии (около 2300 м) не перспективен на этот тип редкометалльного сырья.

Проведенные нами детальные исследования состава эвдиалитовых зерен мономинеральных руд показали, что многие кристаллы представляют собой слипшиеся мелкие выделения эвдиалита, иногда со следами поломки. Это связано, по всей вероятности, с всплыванием более мелких кристаллов в верхние части магматической камеры в результате конвективного перемешивания. В кристаллических скоплениях происходит поломка отдельных кристаллов. Исследование порфировидных эвдиалитовых луявритов, которые являются результатом быстрой закалки, показало, что они содержат много мелких эвдиалитов по размерам близким к наиболее ранним кристаллам. Размер подобных кристаллов составляет сотые миллиметры, даже слабое конвективное перемешивание будет вызывать всплывание очень мелких и нано-размерных частиц в верхние зоны магматический камеры. Дальнейшая перекристаллизация будет приводить к росту кристаллов эвдиалитовой руды.

Крупнейшим апатитовым месторождением мира, связанным с щелочными породами, являются Хибинские апатито-нефелиновые руды Кольского полуострова. Месторождение образует ийолит-уртитовую дугу, в основании которой залегает крупное тело массивных уртитов, на 85–90 % состоящее из нефелина. Выше по разрезу увеличивается количество апатита и пироксена, возникают сетчатые, линзовидные руды. Еще выше по разрезу количество апатита возрастает, образуются полосчатые и сахаровидные руды богатые апатитом. Наши данные показали, что возраст пород и руд Хибинского массива аналогичен Ловозерской интрузии, а также лопаритовым и эвдиалитовым рудам – 370 Ма.

Хибинский апатит содержит исключительно высокие содержания SrO (в среднем 4.5 масс. %), которые заметно варьируют в пределах 0.16–9.8 масс. % в разных месторождениях. Апатит обладает высоким потенциалом редких земель – в среднем 8800ppm с резким преобладанием легких редких земель. Мы исследовали состав апатита в вертикальном разрезе месторождения Расвумчорр (глубина до 600 м). Несмотря на значительные различия в концентрации Sr в апатитах на одном уровне, наблюдается заметное увеличение содержания Sr в апатите в вертикальном разрезе месторождения Расвумчорр.

Одной из проблем, которая активно обсуждалась в литературе – какой главный процесс был ответственным за формирование апатитовых руд. Выдвигались идеи магматического, гидротермального и метасоматического генезиса апатитовых руд Хибин.

Мы провели исследования микровключений около 500 зерен апатитов различных руд. Микровключения обычно различных размеров и содержат кристаллы пироксена, нефелина, калиевого полевого шпата. Гомогенизация микровключений в апатите происходит в расплав при температурах 900–1050°С. Микрозондовый анализ закаленных гомогенизированных включений показал, что алюмосиликатный расплав содержал около 2 масс. % P_2O_5. Эта величина близка к средней для всего апатито-нефелинового месторождения (Зак и др., 1972). Фазовые равновесия апатитсодержащих иолит-уртитовых пород Хибин можно рассмотреть в рамках системы $NaAlSiO_4$–$CaMgSi_2O_6$–$Ca_5(PO_4)_3F$ (Когарко, Khapaev, 1987). Средний состав апатитовой интрузии проектируется в поле нефелина. Из расплава такого состава нефелин кристаллизуется первым. Апатит и нефелин будут выделяться при дальнейшем падении температуры. Апатит, нефелин и пироксен завершают кристаллизацию среднего состава апатитовой интрузии, которая, по-видимому, имела исходный состав апатито-нефелиновой рудной фазы Хибинского массива. Последовательность кристаллизации минералов в экспериментальных исследованиях находится в согласии с петрографическими наблюдениями порядка кристаллизации пород. Около 10–15 % нефелина кристаллизуется до достижения нефелиновой апатит-пироксеновой котектики, формируя подстилающий массивный уртит. Следует отметить, что поле существования двух жидкостей — фосфатной и алюмосиликатной отделено от среднего состава апатитовой интрузии температурным барьером. Это свидетельствует о том, что модель формирования апатитовых руд в результате несмесимости фосфатной и алюмосиликатной жидкости (Marakushev, Suk 1993) не является реалистичной. Кроме того, температура плавления мономинеральной апатитовой руды очень высокая и составляет около 1500°С. Как было показано рядом авторов (Cawthorn, 1996), конвективный режим должен существовать при мощности магматической камеры не менее 10 м. Выведенные уравнения конвективного перемешивания в магматическом очаге показывают, что наибольшее влияние на распределение минеральных частиц оказывает их размер, а не плотность (Bartlet, 1969). Минеральные частицы крупнее апатита размером 3–5 мм оседают на дно магматической камеры, образуя нижний мощный слой скоплений нефелина (массивный уртит), в то время как более мелкие частицы апатита (размером несколько десятых мм) не оседают, а вместе с жидкостью поднимаются в верхние зоны апатитовой интрузии, формируя богатые сахаровидные апатитовые руды. Очень важным является наличие сортировки минералов (Когарко, Khapaev, 1987) в рудах и массивных уртитах, что свидетельствует о том, что механизм накопления минералов и образование апатитовых руд явилось результатом гравитационной дифференциации в условиях конвективного движения. При образовании массивных уртитов очень небольшие кристаллы апатита были захвачены интерстициальным расплавом. Из шлифов массивных уртитов видна значительная разница в размерах этих минералов на ранних стадиях кристаллизации. Таким образом, активная конвекция в магматической камере неизбежно приведет к разделению минералов, обладающих максимальной разницей размеров.Апатит будет всплывать, образуя руду, а нефелин погружаться на дно магматической камеры, формируя массивный уртит. Композиционная эволюция Хибинского апатита в вертикальном разрезе интрузии отражает первичные процессы фракционирования в щелочной магме, которая эволюционирует на месте от нижней зоны к вершине магматической камеры в результате магматической конвекции, в сочетании с осаждением минералов с различной скоростью оседания.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В., Арманд А. Л., Михеичев А. С., Петерсилье И. А. Щелочной Хибинский массив. Л.: Недра. 1972. 176 с.
2. Когарко Л. Н., Романчев Б. П. Геохимический критерий рудоносности щелочных магм // Геохимия. 1986. № 10. С. 1423–1430.
3. Bartlett R. W. Magma convection, temperature distribution and differentiation // Am. J. Sci. 1969. V. 267. P. 1067–1082. https://doi.org/10.2475/AJS.267.9.1067.
4. Cawthorn R. G. Layering Intrusions. Developments in Petrology; Elsevier Science B. V.: Amsterdam, The Netherlands; ALausanne, Switzerland; New York, NY, USA; Oxford, UK; Tokyo, Japan, 1996.
5. Condie K. C. and Pease V. (eds.) When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geological Society of America Special. 2008. P. 440. Boulder, Colorado, USA.
6. Dasgupta R., Hirschmann M. M. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // Earth Planet Sc Lett. 2010. V. 298. P. 1–13. https://doi.org/ 10.1016/j.epsl.2010.06.039.
7. Foley S. F. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // Lithos. 1992. V. 28. P. 187–204. https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K.
8. Kaminsky F. V. The Earth’s Lower Mantle. Composition and Structure. Springer Geology, Springer International Publishing AG KM Diamond Exploration Ltd. West Vancouver, BC Canada. 2017. 331 p.
9. Kogarko L. N. and Khapaev V. V. The modelling of formation of apatite deposits of the Khibiny massif (Kola peninsula). Parsons (ed.), Origins of Igneous Layering, by D. Reidel Publishing Company. 1987. P. 589–611. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2509-5_20.
10. Kogarko L., Nielsen T. E. D. Compositional Variation of Eudialyte-Group Minerals from the Lovozero and Ilímaussaq Complexes and on the Origin of Peralkaline Systems // Minerals. 2021. V. 11. P. 548. https://doi.org/10.3390/MIN11060548.
11. Kogarko L., Nielsen T. F. D. Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Eudialyte-Group Mineral in the Peralkaline Lovozero Complex, Kola Peninsula, Russia // Minerals. 2020. https://doi.org/10.3390/min10111036.
12. Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1–24. https://doi.org/10.1007/S710-002-8213-2.
13. Marakushev A. A., Suk N. I. Experimental modeling of the Khibiny layered nepheline-syenite massif to clarify the genesis of apatite deposits // Russ. J. Earth Sci. 1993. V. 330. P. 241–244.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.044

О возможной связи палеозойского магматизма Кольского региона с его докембрийской историей

Н. Е. Козлов [1], Н. О. Сорохтин [1, 2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

[2] Институт океанологии РАН им П. П. Ширшова, Москва, e-mail: nsorokhtin@mail.ru

Ранее нами было показано (Козлов и др., 2006), что тенденции изменения вещественного состава пород при переходе от неоархейских протоостроводужных комплексов Кольского региона к палеопротерозойским проторифтогенным образованиям сходны с отличиями состава фанерозойских островодужных толеитовых и бонинитовых ассоциаций. Это представляется важным, поскольку генетическая связь бонинитовых магм с платинаметальной минерализацией известна для многих объектов, к примеру, для Бушвельдского массива (Sharpe, Hulbert, 1985). Аналогично этому на Балтийском щите фиксируется связь платиноносных интрузивов с «бонинитоподобными» комплексами. На основании этого нами тогда было сделано предположение, что предпосылки формирования Кольской платинометальной провинции создавались еще в неоархее.

В настоящей работе была предпринята попытка аналогично этому рассмотреть вопрос о причинах формирования уникальной щелочной провинции палеозоя, изучив ранние этапы развития Кольского коллизиона, где, возможно, могли зарождаться черты такой уникальности. Эти материалы частично были опубликованы ранее (Kozlov et al., 2019).

Напомним, что Кольская щелочная провинция расположена в северо-восточной части Балтийского щита и сложена крупными плутонами агпаитовых сиенитов, а также многочисленными интрузиями щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (рис. 1). По мнению детально исследовавших ее специалистов, по масштабам проявления щелочного магматизма она является уникальной и, как минимум, одной из крупнейших в мире (Арзамасцев, 1998; Bulakh, 2004; Kogarko, 1995). Вопросы генезиса щелочных пород этого района рассматривались достаточно детально. В качестве наиболее подробных обзоров по этой проблеме могут быть названы работы А. А. Арзамасцева (Арзамасцев, 1998; Арзамасцев и др., 2001). Заметим, что в этих и иных публикациях, посвященных данной теме, вопросы генезиса щелочных комплексов рассматриваются, как правило, в рамках палеопротерозойского этапа магматической активизации региона, вне связи с его предшествовавшей историей.

В настоящей работе этап палеозойского магматизма будет рассмотрен нами в связи с предшествующим мантийным магматизмом, который на территории Кольского региона, начиная с подвижных поясов конвергентных зон неоархейского времени, наиболее активно проявился в ходе двух этапов (Козлов и др., 2006, 2014):

в неоархее (по некоторым данным в неоархее – палеопротерозое) при формировании Лапландского гнранулитового пояса (далее ЛГП) и зоны Колмозеро-Воронья;

в палеопротерозое, при образовании основных-ультраосновных массивов палеопротерозоя – Монче- и Федорово-Панских тундр (и др.), а также проторифтогенных структур Имандра-Варзуги, Печенги и Пана-Куолаярви (рис. 1).

В методическом плане авторы придерживались выбранного ранее подхода – сравнение однотипных по петрогеохимической номенклатуре породных ансамблей по специально разработанной методике (Козлов и др., 2006; Sorokhtin et al., 2020). В качестве объектов исследования были выбраны породы ультраосновного-основного состава, метаморфизованные аналоги которых распознаются по протоприроде наиболее надеж-

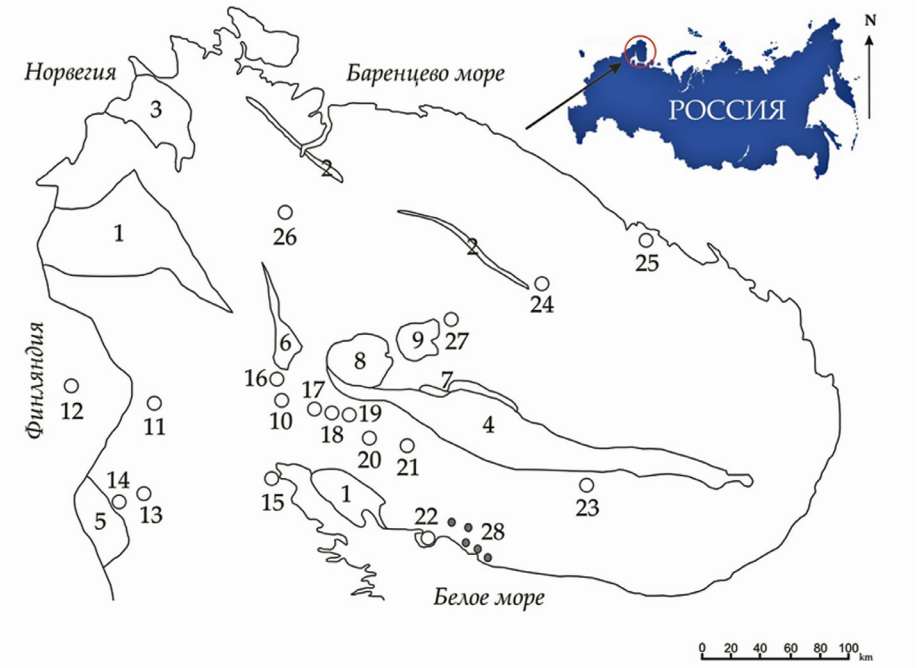


Рис. 1. Схема расположения объектов Кольского региона, в пределах которых проявлен мантийный магматизм (по Kozlov et al., 2019): пояса архея – 1 – ЛГП; 2 – зона Колмозеро-Воронья; палеопротерозойские комплексы: 3 – Печенга, 4 – Имандра-Варзуга, 5 – Пана-Куолаярви, 6 – Массив Мончетундр, массив Панских-Федоровых тукдр; палеозойские интрузии: 7 – массив Федорово-Панских тундр. Палеозойские интрузии: 8 – Хибины, 9 – Ловозеро, 10 – Нива, 11 – Ковдор, 12 – Сокли, 13 – Вуорийарви, 14 – Саланлатва, 15 – Кандагубский, 16 – Мавргубский, 17 – Африканда, 18 – Озерная Варака, 19 – Лесная Варака, 20 – Салмагорский, 21 – Ингозерский, 22 – Турий мыс, 23 – Песочный, 24 – Контозеро, 25 – Ивановка, 26 – Себлъявр, 27 – Курга; 28 – дайки и трубки взрыва Терского берега

но. Кроме того, информация о составе данных пород, связанных в своем формировании с мантией, несет в себе сведения о некоторых ее геохимических характеристиках. Важно также то, что комплексы, формирующиеся в различных геодинамических условиях, отличны по химическому составу, причем эти различия фиксируются уже для архейских образований, в то время как продукты сходных геодинамических обстановок имеют сходные петрогеохимичсеские характеристики (Козлов, 1995; Козлов и др., 1999).

С учетом изложенного выше, а также исходя из общих представлений о геологическом строении и развитии Кольского региона (Козлов и др., 2006), можно предполагать, что, начиная, как минимум, с неоархея, земная кора здесь существенно не перемещалась относительно глубинных частей Земли. Таким образом, при постановке задачи была предпринята попытка выявить преемственность петрогеохимических черт вещественно-структурных комплексов, являющихся мантийными продуктами палеозойской мантии, с мантией более древних этапов геологической истории региона.

В основу исследования были положены литературные данные о химическом составе ультраосновных-основных пород высокобарных гранулитовых поясов Евразии, развитых на Балтийском (северо-восточная часть), Анабарском, Алданском (южная и юго-западная часть), Украинском (Побужье) щитах, в Северо-Восточной Азии, Южной и Юго-Восточной Индии и Северном Китае, всего порядка 850 полных химических силикатных анализов, выбранных из литературных источников. Расположение исследованных объектов показано на схеме (рис. 2).

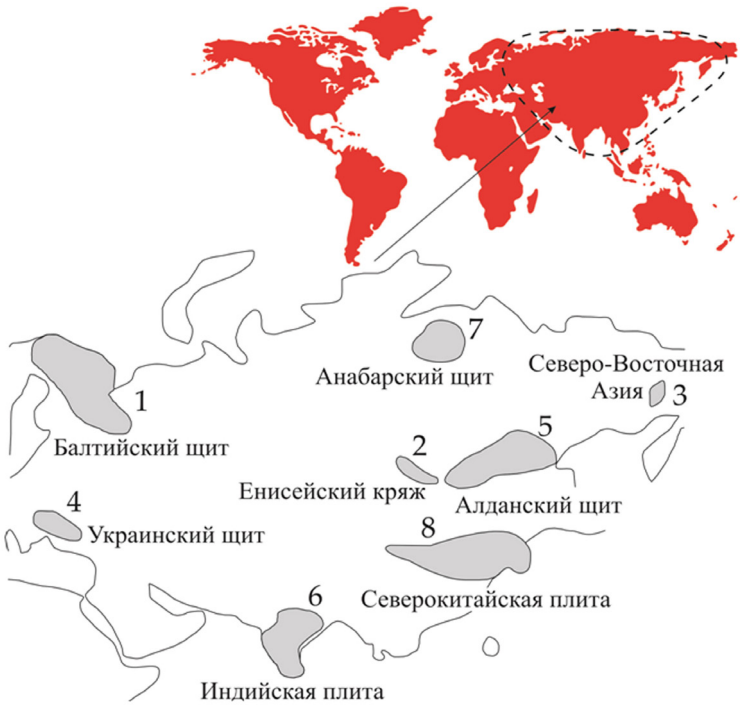


Рис. 2. Схема расположения докембрийских структур Евразии, в пределах которых исследовались древнейшие коллизионные пояса (по Kozlov et al., 2019)

Данные объекты реконструируются нами как протоостроводужные образования (Козлов, 1995). С учетом изложенного выше можно предполагать, что продукты мантийного магматизма данных структур, при всем своеобразии каждого региона, должны иметь сходные петрогеохимические черты. И каких-либо их отличия можно ожидать лишь в случае существования специфики состава мантии в любом из названных регионов, что должно было найти отражение и в составе сформированных в их пределах мантийных продуктов. По этой причине в проведенном сравнении ЛГП с другими гранулитовыми поясами не были использованы данные о составе гранулитов Прибайкалья (ольхонская и шарыжалгайская серии), поскольку в этом регионе также достаточно широко представлены щелочные комплексы неопротерзоя – палеозоя, обнаженные, в том числе, непосредственно среди пород гранулитового комплекса, например, Жидойский (задойский) массив (Андреева и др., 1984).

Была сформулирована задача поиска линейного тренда относительно химических составов горных пород, удовлетворяющего следующему условию: первично магматические породы ультраосновного-основного состава ЛГП должны статистически значимо отличатся от аналогичных образований других поясов Евразии. Такой линейный тренд был найден. Он представлен линейной функцией параметров химического состава пород $F_{(x)}$ (рис. 3), где породы ЛГП отличаются от породных ансамблей других исследованных структур повышенными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 при снижении содержания щелочей. Обратим внимание на то, что данная тенденция противоположна поведению этих элементов в палеозойских щелочных породах региона.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что уже в неоархее соответствующие мантийные продукты в пределах Кольского региона в сравнении со структурами регионов, для которых щелочная специализация проявлялась в меньшей степени, были специфичны по химическому составу. Этому могут быть даны следующие объяснения:

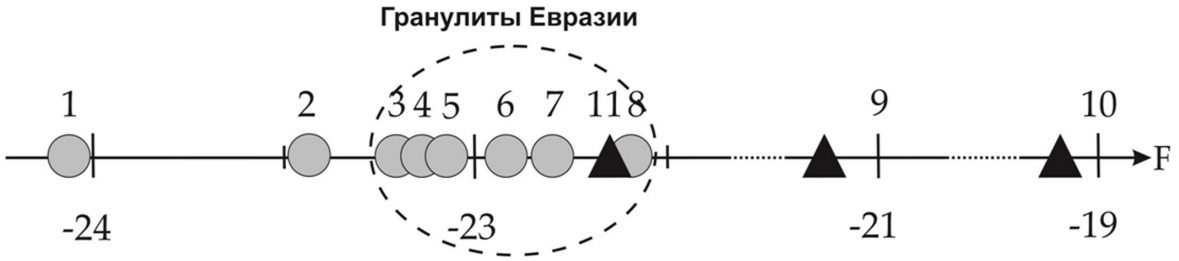


Рис. 3. Положение точек, соответствующих составам пород Кольского региона и гранулитовых поясов Евразии, на оси, описываемой линейной функцией:
$F= -0.39*SiO_2 - 0.37*TiO_2 - 0.38*Al_2O_3 + 0.12*\Sigma Fe + 0.05*MgO - 0.13*CaO + 0.44*Na_2O + 0.57*K_2O$
(Kozlov et al., 2019). 1–7 ультраосновные-основные гранулиты: 1 –ЛГП, 2 – Прибайкалья, ольхонская и шарыжалгайская серии, 3 – Северо-Восточной Азии, 4 – Украинского щита (Побужье), 5 – южной и юго-западной части Алданского щита, 6 – Южной и Юго-Восточной Индии, 7 – Анабарского щита, 8 – Северного Китая. 9–11 – ультраосновные-основные магматические породы палеопротерозоя (9) и палеозоя (10) Кольского региона, а также усредненный состав ультраосновных-основных пород, формировавших неоархейские протоостроводужные пояса и более поздние структуры Кольского региона вплоть до палеозоя (11).

Первое – это существование родоначальной для ультраосновных-основных пород ЛГП специфической по составу мантии, изначально обедненной щелочными элементами и обогащенной SiO_2 и Al_2O_3. Данное предположение представляется маловероятным, поскольку подобная мантия не могла быть на более поздних этапах источником продуктов магматической деятельности, характеризующихся диаметрально противоположным поведением всех перечисленных элементов.

Другим объяснением может быть выплавление из «нормальной» для подобных зон Земли мантии продуктов, на первых этапах обедненных щелочами и обогащенных SiO_2 и Al_2O_3. В этом случае можно ожидать обогащение первыми и обеднение последними остаточных мантийных продуктов, что подтверждается петрогеохимическими характеристиками пород как палеозойских, так и более ранних, палеопротерозойскмх комплексов региона (рис. 3). В качестве одного из механизмов возникновения подобной специфики может быть предложена, к примеру, экстракция из исходного вещества примитивной мантии расплавов, обедненных щелочными элементами, по схеме, предложенной Л. Н. Когарко (1987).

Это объяснение нам представляется наиболее логичным. Если оно верно, с учетом приведенных выше положений можно предположить, что в случае отсутствия такой магматической дифференциации, то есть при одноактном магматизме, петрогеохимические характеристики гипотетических пород мантийного генезиса в пределах Кольского региона должны были бы быть сходными с аналогичными образованиями других исследованных структур Евразии. И действительно, точка состава этих гипотетических пород (точка 11 на рис. 3), вычисленная по пропорции, 65 %, 21 % и 14 % ультраосновных–основных пород неоархея, палеопротерозоя и палеозоя, соответственно (по нашим оценкам с учетом данных А. А. Арзамасцева (Арзамасцев и др., 2001), на оси, представленной линейной функцией F(x) находится в поле, характерном для всех остальных исследованных гранулитовых поясов Евразии.

Исходя из изложенного, специфика магматизма раннего докембрия Северо-Востока Балтийского щита могла быть одной из причин, обусловивших своеобразие и уникальность состава продуктов его последующих этапов. Хотелось бы подчеркнуть, что в настоящей работе не предлагается новой модели формирования расплавов Кольской щелоч-

ной провинции. Мы лишь предполагаем участие в этих процессах, кроме прочих, также и дифференциации подкорового субстрата.

Таким образом, можно предполагать раннедокембрийскую предысторию не только для платинометальной, но и для щелочной специализации региона, то есть о тесной связи, как минимум, в пределах Кольского региона, поздних геологических событий с более ранними. Возможно, этот вывод является более универсальным, поскольку гранулиты Прибайкалья, региона, также характеризующегося широким распространением неопротерозойских и палеозойских щелочных комплексов, на факторе F (рис. 3) сдвигаются в направлении ЛГП, значимо отличаясь от других аналогичных структур Евразии.

Благодарности

Работа выполнена в рамках тем государственного задания № 0226-2019-0052 и № 0128-2021-0004.

Литература

1. Андреева Е. Д., Кононова Е. В., Свешникова Е. В., Яшина Р. М. Магматические горные породы. Т. 2, М.: Наука, 1984. 415 с.
2. Арзамасцев А. А. Эволюция палеозойского щелочного магматизма Северо-Восточной части Балтийского щита: автореф. дис. ... д.г.-м.н., Санкт-Петербург. 1998. 30 с.
3. Арзамасцев А. А., Беа Ф., Глазнев В. Н., Арзамасцева Л. В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 1–35.
4. Когарко Л. Н. Магматизм островов Мирового океана и неоднородность верхней мантии Земли // Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 113–121.
5. Козлов Н. Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов): автореф. дис. ... д.г.-м.н., Санкт-Петербург: ИГГД, 1995. 36 с.
6. Козлов Н. Е., Мартынов Е. В., Сорохтин Н. О., Марчук Т. С. Эволюция вещественного состава метабазитов раннего докембрия Кольского региона // Вестник МГТУ, 2014. Т. 17. № 2. С. 304–313.
7. Козлов Н. Е. Сорохтин Н. О., Глазнев В. Н., Козлова Н. Е., Иванов А. А., Кудряшов Н. М., Мартынов Е. В., Тюремнов В. А., Матюшкин А. В., Осипенко Л. Г. Геология Архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 354 с.
8. Bulakh A. G. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province / A. G. Bulakh, V. V. Ivanikov, M. P. Orlova // Mineralogical Society Series. V. 10. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the key example of the Kola alkaline province / ed. by F. Wall, A.N. Zaitsev. – London: The Geological Society of Great Britain & Ireland, 2004. P. 1–44.
9. Kogarko L. N. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part Two: Former USSR / L. N. Kogarko, V. A. Konova, M. P. Orlova, A. R. Woolley. London: Chapman & Hall, 1995. 226 p.
10. Kozlov N. E., Sorokhtin N.O., Martynov E. V. Using Petrogeoche-mical Modeling to Understand the Relationship between Paleozoic Magmatism in the Kola Region and Its Precambrian History Geosciences. 2020. V. 10 (1), P. 11.
11. Sharpe M. R, Hulbert I. J. Ultramafic sills beneath the eastern Bushveld Complex: mobilized suspension of early lower zone cumulates in a parental magma with boninitic affinites // Economic Geology, 1985. V. 80. P. 849–871.
12. Sorokhtin N. O., Kozlov N. E., Glaznev V. N., Martynov E. V. A study in earth's geological evolution (The Baltic shield). Beverly Hills: Hardcover Wiley & Sons Ltd. 2020. 608 p.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.045

Влияние наложенных процессов на редкоземельный потенциал массива Вуориярви: анализ результатов *in situ* U-Pb датирования бастнезита

Е. Н. Козлов, Е. Н. Фомина

[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: kozlov_e.n@mail.ru; fomina_e.n@mail.ru*

Введение

Редкоземельные элементы (РЗЭ) — группа элементов, включающая в себя все лантаноиды (от La до Lu) и иттрий. В настоящий момент РЗЭ очень востребованы, так как они широко задействованы в современном высоко технологическом производстве (Chakhmouradian and Wall, 2012). Основной объем редкоземельных элементов добывают в месторождениях, связанных с карбонатитами (Weng et al., 2015), а главным рудным минералом является фторкарбонат бастнезит (Jordens et al., 2013). Высокая практическая значимость вызвала закономерный научный интерес и к бастнезиту, и к бастнезитсодержащим карбонатитам. Бастнезит фигурирует во множестве исследований, посвященных геохимии, петрологии, минералогии и рудной специализации карбонатитовых комплексов. Предполагается, что в карбонатитах бастнезит может образовываться и в ходе магматизма, и при гидротермальной переработке пород, и при их гипергенном изменении. Однако несмотря на накопленный опыт геологических исследований, механизм формирования минерала в конкретном объекте зачастую является предметом дискуссии. В то же время значимость данного вопроса с практической точки зрения сложно переоценить. В зависимости от места минерала в общей последовательности минералообразования различным будет структурный контроль оруденения и, как следствие, строение месторождения. Эта информация является основой для создания эффективной стратегии поиска и разведки, учитывающей геологическую специфику отдельно взятого месторождения и позволяющей максимально раскрыть его рудный потенциал. К сожалению, ответить однозначно на вопрос о природе бастнезита классическими методами геохимии и минералогии зачастую не удается. Одним из путей решения данной проблемы является сопоставление оценок абсолютного возраста редкоземельной минерализации и датировок прочих пород исследуемого объекта. Мощным инструментом оценки возраста редкоземельной минерализации является метод U/Pb датирования бастнезита (Sal'nikova et al., 2010). Несмотря на то, что данный метод является относительно новым, его использование позволило установить возраст бастнезита множества карбонатитовых месторождений редких земель (например, (Yang et al., 2019; Zhang et al., 2019; Weng et al., 2022 и многие другие). В настоящей работе приведены результаты датирования in situ U/Pb методом бастнезита-(Ce) из двух разновидностей карбонатитов («бастнезитовых» и «стронцианитовых») девонского щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви, Кольская щелочная провинция, СЗ России. Ранее на основании анализа широкого набора геологических данных была выдвинута гипотеза о том, что и бастнезитовые, и стронцианитовые карбонатиты Вуориярви сформировались существенно позднее девонского магматического события (Fomina and Kozlov, 2021), однако вопросы о возрасте этих пород и о том, какова их природа (гипергенная или гидротермальная), оставались открытыми. Цель нашего исследования состояла в восполнении этих пробелов.

Геология карбонатитов массива Вуориярви, материалы и методы их исследования

Щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс Вуориярви входит в состав Кольской щелочной провинции, включающей более 20 комплексов (Downes et al., 2005).

Все эти комплексы образовались в девоне, примерно 380–360 млн лет назад (Kramm et al., 1993). Комплекс Вуориярви представляет собой многофазную интрузию, сложенную (в последовательности формирования) оливинитами, пироксенитами, фоидолитами, нефелиновыми сиенитами, фоскоритами и карбонатитами. Последние встречаются в виде крупных (сотни метров в длину) тел различной морфологии (преимущественно даек и штокверков) в пределах карбонатитовых полей с разной рудной специализацией. Это поля (месторождения) Тухта-Вара (Fe, P, Zr), Неске-Вара (Nb) и Петяйян-Вара (РЗЭ, Ba, Sr) (Афанасьев, 2011), а также обособленное поле Нама-Вара, расположенное в 6 км от границ комплекса среди архейских беломорских гнейсов и вмещающее ассоциированное с карбонатитами месторождение кварца. В карбонатитах всех перечисленных полей присутствует редкоземельная минерализация, однако наибольшего масштаба она достигает в поле Петяйян-Вара. В пределах этого поля присутствует две разновидности пород (руд), резко обогащенных РЗЭ, именуемые нами по главным минералам-концентраторам РЗЭ «анкилитовыми» и «бастнезитовыми» карбонатитами (Kozlov et al., 2020). Обе разновидности в большинстве случаев представляют собой брекчии более ранних доломитовых магнезиокарбонатитов с цементом, обогащенным РЗЭ. В анкилитовых карбонатитах цемент сложен ассоциацией анкилита-(Ce) $CeSr(CO_3)_2(OH)\cdot H_2O$, барита, стронцианита первой генерации и кальцита (± кварц), а в бастнезитовых карбонатитах – бастнезитом-(Ce) $Ce(CO_3)F$ и гидроксилбастнезитом-(Ce) $Ce(CO_3)(OH)$ (для упрощения оба минерала далее именуются бастнезитом) в ассоциации с кварцем. Результаты предшествующих исследований указывают на то, что бастнезитовые карбонатиты образовались при флюидной переработке анкилитовых карбонатитов, а в качестве побочного продукта этого процесса сформировались стронцианитовые карбонатиты — брекчии, сцементированные стронцианитом второй генерации и также содержащие бастнезит (Kozlov et al., 2020; Fomina and Kozlov, 2021).

В рамках настоящего исследования были изучены два образца, отобранные из разведочных канав: бастнезитовый (15K10-02.5a) и стронцианитовый (15K05A-15.0) карбонатиты. Расстояние между точками отбора образцов составило около 130 м. *In situ* U-Pb изотопный анализ был выполнен методом SIMS в точках, предварительно исследованных с помощью ЕРМА в РЦ СПбГУ «Геомодель». SIMS-исследования проводились в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук (IGGCAS), Пекин, Китай, на приборе CAMECA IMS 1280HR (Франция).

Результаты исследования и их обсуждение

Во всех проанализированных кристаллах бастнезита доля захваченного свинца $f_{206} = {}^{206}Pb_{common}/{}^{206}Pb_{total}$ оказалась очень высокой (> 83 %), по причине чего корректировка изотопных характеристик свинца с использованием модели (Stacey and Kramers, 1975) оказалась неприменима (Li et al., 2012). В подобных случаях используют подход (Chew et al., 2011), включающий построение регрессии по нескорректированным изотопным отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ на т. н. диаграмму конкордии Тера–Вассербурга (Tera and Wasserburg, 1972) и определение изотопного состава захваченного компонента свинца по пересечению данной регрессии с осью $^{207}Pb/^{206}Pb$. При этом нижнее пересечение линии регрессии с конкордией позволяет рассчитать $^{238}U/^{206}Pb$- возраст. На диаграмме Тера–Вассербурга фигуративные точки бастнезита обоих образцов сгруппировались у верхних пересечений линий регрессии с графиками конкордий (рис. 1 А, Б). Такая группировка ожидаема для анализов со столь высокими значениями f_{206} (Li et al., 2012). К счастью, это не помешало произвести оценку возраста с достаточной точностью.

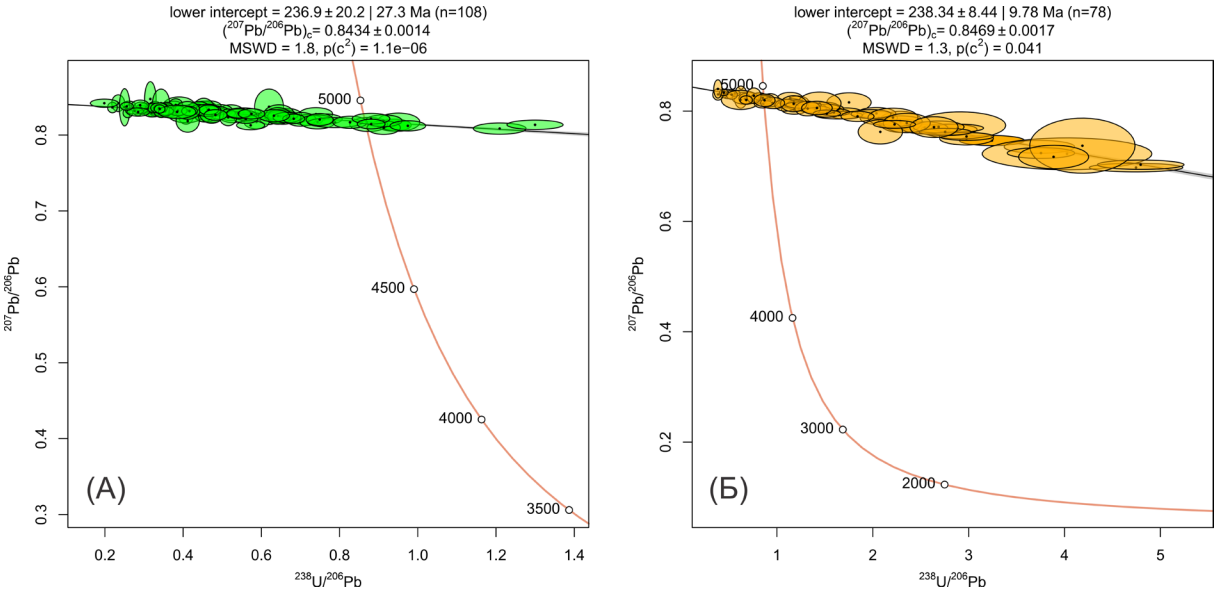


Рис. 1. Диаграммы Тера–Вассербурга для бастнезита из (А) бастнезитового карбонатита 15К10-02.5а и (Б) стронцианитового карбонатита 15К05А-15.0

Для бастнезита из бастнезитового карбонатита этот возраст составил 236.6±20.2 млн лет при изотопном составе захваченного свинца $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ = 0.8434±0.0014 (n=108); для бастнезита из стронцианитового карбонатита – 238.4±8.4 млн лет при $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ = 0.8469±0.0017 (n = 78).

Как было отмечено, изученные образцы были отобраны на значительном удалении друг от друга. Исследование показало, что бастнезит из бастнезитового и стронцианитового карбонатитов различается и по набору ассоциирующих минералов, и по химическому составу. Несмотря на это полученные датировки бастнезита из обеих разновидностей пород оказались практически идентичными, что является весомым аргументом в пользу предположения о том, что бастнезитовые и стронцианитовые карбонатиты возникли в ходе единого процесса. Этот процесс протекал около 235 млн лет назад, т. е. через 130 млн лет после интрузии карбонатитов и последующих постмагматических флюидных событий, сформировавших анкилитовые руды (Fomina and Kozlov, 2021), но за долго до вывода пород на земную поверхность и начала гипергенного воздействия. Таким образом, полученные датировки подтвердили гипотезу о гидротермальной природе бастнезита карбонатитов комплекса Вуориярви и опровергли «гипергенную» гипотезу. По-видимому, формирование бастнезитовой минерализации не было непосредственно связано с щелочным магматизмом и является продуктом ремобилизации РЗЭ в ходе сторонних геологических процессов.

При кристаллизации бастнезита в обеих изученных разновидностях пород был захвачен свинец со следующими изотопными характеристиками: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.1±0.1, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.3±0.1, $^{207}Pb/^{206}Pb$ = 0.84±0.01. Примечательно, что подобные изотопные метки свинца типичны для большинства девонских фоскоритов и карбонатитов из щелочно-ультраосновных комплексов Кольской щелочной провинции. Сходный изотопный состав имеют валовые пробы пород (Lee et al., 2006) и апатит (Amelin and Zaitsev, 2002; Li et al., 2012) Ковдора, а также галенит Ковдора, Вуориярви, и Себлъявра (Bell et al., 2015). Изотопные метки Pb в сочетании с данными по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным системам дали почву для петрогенетических моделей, предполагающих вовлечение двух мантийных источников (DMM и EM-I), а также FOZO-подобного плюмового компонента

(Lee et al., 2006; Bell et al., 2015). Отметим, что определенные для захваченного бастнезитом свинца изотопные метки занимают промежуточное положение между изотопными характеристиками деплетированной мантии и нижней коры (Zartman and Haines, 1988). На эти же два источника указывают и Nd-Sr изотопные параметры (Fomina and Kozlov, 2021). Гипотеза о ведущей роли двух источников (деплетированной мантии и нижней коры) согласуется с выводами, сделанными по итогам анализа общей картины имеющихся изотопных данных по породам Ловозерского агпаитового нефелинсиенитового комплекса, также входящего в девонскую Кольскую щелочную провинцию (Zartman and Kogarko, 2017). При этом вещество верхней коры, по всей видимости, было минимально вовлечено в формирование бастнезит-содержащих пород Вуориярви. Даженебольшойвкладданногоисточникапривелбыксущественномуувеличениюзначений отношений и $^{207}Pb/^{204}Pb$, и $^{206}Pb/^{204}Pb$ в силу контрастности изотопных характеристик и различий в содержании свинца. Вероятнее всего, в ходе триасовой активизации произошла интенсивная ремобилизация свинца как из карбонатитов, так и из вмещающих их щелочных алюмосиликатных пород, что и сформировало установленный изотопный состав этого элемента. Таким образом, близость изотопных характеристик Pb у триасового бастнезита и девонских пород и минералов различных комплексов Кольской щелочной провинции является результатом наследования изотопных меток вмещающих пород, вовлеченных в процесс триасовой флюидной переработки.

Следует отметить, что изученные бастнезитсодержащие породы Вуориярви являются важным свидетельством триасовой тектонической активизации. Для сформировавшего их процесса исторической декорацией в глобальном масштабе послужило начало распада Пангеи, а на региональном уровне — закрытие Палеоуральского океана. Несмотря на столь драматичный внешний фон, в геологической летописи Кольского региона практически отсутствуют страницы, связанные с перечисленными событиями. В пределах региона до сих пор не было обнаружено пород с подобными датировками, и их появление вызывает интерес.

Заключение

U/Pb исследование бастнезита из пород девонского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Вуориярви показало, что кристаллизация бастезитовой минерализации произошла около 235 млн лет назад (в триасе), т. е. через 130 млн лет после магматизма, но задолго до вывода пород на дневную поверхность и начала гипергенного воздействия. Формирование бастнезитовой минерализации не было непосредственно связано с щелочным магматизмом и является продуктом гидротермальной ремобилизации РЗЭ из более ранних (девонских) анкилитовых руд в ходе сторонних геологических процессов. Сходство датировок, полученных для бастнезита из бастнезитовых и стронцианитовых карбонатитов, указывает на то, что эти две разновидности пород возникли в ходе единого процесса. Под воздействием данного процесса при разложении анкилита большая часть высвободившихся РЗЭ осела *in situ* в бастнезите, а Sr был перенесен и захвачен при кристаллизации стронцианита. Сходство изотопных характеристик свинца у триасового бастнезита и девонских пород и минералов различных комплексов Кольской щелочной провинции является результатом наследования изотопных меток девонских вмещающих пород, вовлеченных в процесс триасовой флюидной переработки. Сами метки указывают на то, что в формировании щелочного комплекса Вуориярви ведущую роль играли деплетированная мантия и нижняя кора. Полученные результаты говорят о том, что бастнезитовая минерализация Вуориярви не привязана

к приповерхностной области (т. к. не является гипергенной) и может быть рассредоточена во всем объеме комплекса, что повышают оценку рудного потенциала комплекса Вуориярви в отношении редкоземельных элементов.

Благодарности

Авторы выражают глубочайшую признательность коллегам из IGGCAS (Пекин, Китай) Qiuli Li и Jiao Li за проведенные изотопные анализы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках проекта № 19-77-10039-П.

Литература

1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёлочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Роза ветров, 2011. 224 с.
2. Amelin Y., Zaitsev A. N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 2399–2419. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00831-1.
3. Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J., Fröjdö S., Rukhlov A.S. Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia – implications for melt and mantle evolution // Mineral. Mag. 2015. V. 79. P. 219–241. https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.2.01.
4. Chakhmouradian A.R., Wall F. Rare Earth Elements: Minerals, Mines, Magnets (and More) // Elements. 2012. V. 8. P. 333–340. https://doi.org/10.2113/gselements.8.5.333.
5. Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chem. Geol. 2011. V. 280. P. 200–216. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.010.
6. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // Lithos. 2005. V. 85. P. 48–75. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020.
7. Fomina E.N., Kozlov E.N. Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopic evidence for REE-carbonatite formation processes in Petyayan-Vara (Vuoriyarvi massif, NW Russia) // Lithos. 2021. V. 398–399. P. 106282. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106282.
8. Jordens A., Cheng Y.P., Waters K.E. A review of the beneficiation of rare earth element bearing minerals // Miner. Eng. 2013. V. 41. P. 97–114. https://doi.org/10.1016/j.mineng.2012.10.017.
9. Kozlov E., Fomina E., Sidorov M., Shilovskikh V., Bocharov V., Chernyavsky A., Huber M. The Petyayan-Vara Carbonatite-Hosted Rare Earth Deposit (Vuoriyarvi, NW Russia): Mineralogy and Geochemistry // Minerals. 2020. V. 10. P. 73. https://doi.org/10.3390/min10010073.
10. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33–44. https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90004-V.
11. Lee M., Lee J., Hur S., Kim Y., Moutte J., Balaganskaya E. Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. 2006. V. 91. P. 250–261. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.020.
12. Li Q.-L., Li X.-H., Wu F.-Y., Yin Q.-Z., Ye H.-M., Liu Y., Tang G.-Q., Zhang C.-L. In-situ SIMS U–Pb dating of phanerozoic apatite with low U and high common Pb // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 745–756. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.008.
13. Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Yarmolyuk V.V., Anisimova I.V., Sugorakova A.M., Plotkina Y.V. Bastnaesite: a promising U-Pb geochronological tool // Dokl. Earth Sci. 2010. V. 430 (1). P. 134–136. https://doi.org/10.1134/S1028334X10010290.
14. 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. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6.
15. Tera F., Wasserburg G.J. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. V. 14. P. 281–304. https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8.

16. Weng Q., Yang W.-B., Niu H.-C., Li N.-B., Mitchell R.H., Zurevinski S., Wu D. Formation of the Maoniuping giant REE deposit: Constraints from mineralogy and in situ bastnäsite U-Pb geochronology // Am. Mineral. 2022. V. 107. P. 282–293. https://doi.org/10.2138/am-2021-7778.
17. Weng Z., Jowitt S.M., Mudd G.M., Haque N. A Detailed Assessment of Global Rare Earth Element Resources: Opportunities and Challenges // Econ. Geol. 2015. V. 110. P. 1925–1952. https://doi.org/10.2113/econgeo.110.8.1925.
18. Yang Y., Wu F., Li Q., Rojas-Agramonte Y., Yang J., Li Y., Ma Q., Xie L., Huang C., Fan H., Zhao Z., Xu C. In Situ U-Th-Pb Dating and Sr-Nd Isotope Analysis of Bastnäsite by LA-(MC)-ICP-MS // Geostand. Geoanalytical Res. 2019. V. 43. P. 543–565. https://doi.org/10.1111/ggr.12297.
19. Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs — A case for bi-directional transport // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. 52. P. 1327–1339. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90204-9
20. Zartman R.E., Kogarko L.N. Lead isotopic evidence for interaction between plume and lower crust during emplacement of peralkaline Lovozero rocks and related rare-metal deposits, East Fennoscandia, Kola Peninsula, Russia // Contrib. to Mineral. Petrol. 2017. V. 172. P. 32. https://doi.org/10.1007/s00410-017-1348-y.
21. Zhang W., Chen W.T., Gao J.-F., Chen H.-K., Li J.-H. Two episodes of REE mineralization in the Qinling Orogenic Belt, Central China: in-situ U-Th-Pb dating of bastnäsite and monazite // Miner.
22. Depos. 2019. V. 54. P. 1265–1280. https://doi.org/10.1007/s00126-019-00875-7.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.046

Первичный состав кимберлитового расплава

С. И. Костровицкий [1, 2]
[1] *Институт геохимии СО РАН, Иркутск, e-mail: serkost@igc.irk.ru*
[2] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Существует ряд нерешенных вопросов в отношении происхождения кимберлитов, а именно: источники и состав первичного кимберлитового расплава (СПКР); процессы, сопутствующие восхождению кимберлитового расплава от источника до поверхности, в которой формируются кимберлитовые тела (трубки, дайки, силлы); роль тектоники и плюма в инициировании кимберлитового вулканизма. Все эти вопросы, несмотря на множество публикаций, посвященных их рассмотрению, остаются дискуссионными. Общепринято считать, что кимберлиты являются гибридной породой, захватившими и частично ассимилировавшими при своем восхождении обломочный материал литосферной мантии (ОМЛМ). Именно поэтому исследователи, как правило, устанавливая СПКР, пытаются или избавиться от него, удаляя ксенокристы и мантийные ксенолиты, или беря за основу первичного состава афанитовые разновидности кимберлитов. При этом оценка СПКР происходила, как правило, на основании изучения кимберлитов из одной трубки. В настоящем сообщении при оценке СПКР предлагается принципиально другой подход, в основу которого положены три положения, принятые большинством исследователей: 1) источником кимберлитов служил астеносферный расплав; 2) низко-Cr высоко-Ti мегакристная ассоциация минералов, имеющая одинаковый возраст с вмещающими кимберлитами, кристаллизовалась в астеносферном расплаве; 3) при оценке СПКР следует учитывать наличие таксонов кимберлитового вулканизма (провинций, полей, кустов), характеризующихся разным составом кимберлитов, не связанным со вторичными процессами, в том числе, дифференциацией расплава при его восхождении. Не обсуждая существующие взгляды, мы остановимся на изложении собственных.

В целях уточнения широты диапазона вариации состава кимберлитов ранее была разработана (Костровицкий и др., 2007) петрохимическая классификация кимберлитов, в которой были выделены три основных петрохимических типа: высоко-Mg, низко-Ti (в вес. %) ($TiO_2 < 1$), Mg-Fe ($1 < TiO_2 < 2$) и Fe-Ti ($2 < TiO_2 < 5$).

Якутская кимберлитовая провинция (ЯКП) представлена двумя субпровинциями – южной и северной, которые разительным образом отличаются друг от друга по химическому составу – южные поля сформированы только высоко-Mg, низко-Ti и Mg-Fe петрохимическими типами, а северные поля – преимущественно Fe-Ti типом. Геохимические (по некогерентным элементам) и Sr-Nd-Hf изотопные исследования кимберлитов обеих провинций показали (Костровицкий и др., 2007; Костровицкий, Яковлев, 2022) показали очень большое сходство соответствующих составов астеносферного источника кимберлитов, несмотря на значительный промежуток времени, разделяющий формирование самых молодых и самых древних кимберлитов.

Заметим, что породы ЛМ преимущественным образом являются высоко-Mg и низко-Ti и поэтому их ассимиляция первичным кимберлитовым расплавом неизбежно должна привести к возрастанию содержания в них MgO и снижению содержания TiO_2. Отсюда следует вывод, что содержание FeO и TiO_2 должно быть выше, чем состав наиболее высоко-Ti кимберлита, зафиксированного в пределах ЯКП. Убедительным подтверждением вывода о высоко-Ti и относительно высоко-Fe состава СПКР мы получили, изучая составы двух кимберлитовых тел Куойкского поля – трубку Обнаженная и дайку Великан. расположенные близко друг к другу (расстояние 1 км) и имеющие одинако-

вый верхнеюрский возраст. Кимберлиты двух тел контрастно различаются по составу. Трубка Обнаженная сложена пирокластическими кимберлитами высоко-Mg, низко-Ti состава, характеризующимися высокой насыщенностью обломочным материалом литосферной мантии (ОМЛМ). Пирокластический кимберлит содержит редкие включения связанного кимберлита из предыдущих фаз интрузии. Дайка Великан представлена когерентным кимберлитом относительно высоко-Fe, высоко-Ti состава, не содержащего ни мантийных ксенолитов, ни ксенокристаллов оливина. Сходство изотопно-геохимических характеристик кимберлитов обоих тел, их пространственная и временная близость позволяют предположить, что их формирование связано с наличием единого первичного магматического источника, расположенного в астеносфере. Предполагается, что астеносферный расплав дифференцируется на две части: 1) преимущественно существенно карбонатного состава и 2) карбонатно-силикатного состава, сформировавшие соответственно 1) высоко-Mg и 2) Mg-Fe и FeTi петрохимические типы кимберлитов. Обе части расплава обладали разной дезинтегрирующей способностью. Более высокой способностью к разрушению и последующему захвату ОМЛМ обладает расплав, сформировавший высоко-Mg тип кимберлита. Высказано предположение, что первичный кимберлитовый расплав астеносферного происхождения, имеющий высоко-Fe, высоко-Ti состав, близок по составу когерентному кимберлиту дайки Великан (в мас. %: SiO_2 – 21.8, TiO_2 – 3.5, Al_2O_3 – 4.0, FeO – 10.6, MnO – 0.19, MgO – 21.0, CaO – 17.2, Na_2O – 0.24, K_2O – 0.78, P_2O_5 – 0.99, CO_2 – 12.6).

Высоко-Ti состав астеносферного расплава подтверждается конечным результатом его метасоматического воздействия на самые глубинные породы литосферной мантии, заключающимся в образовании высоко-Ti деформированных лерцолитов (Burgess, Harte, 2004; Костровицкий и др., 2008). Примечательно, что минералы деформированных лерцолитов оказались практически идентичными и по составу, и по возрасту с низко-Cr высоко-Ti мегакристной ассоциацией минералов.

Предполагается, что высоко-Ti состав кимберлитов большинства северных полей ЯКП был обусловлен высоко-Ti составом астеносферного расплава. Утоненная мощность литосферной мантии (а стало быть, кимберлитовый расплав захватывал меньшее количество ОМЛМ) под северными полями (Griffin et al., 1999; Pokhilenko et al., 2002) до 150–180 км по сравнению с южными полями, под которыми она составляет 190–240 км, явилась основной причиной более высокой способности астеносферного расплава сохранять свой высоко-Ti состав во время его восхождения через литосферную мантию (ЛМ). Другой значимой причиной явилось отсутствие или очень ограниченное количество в литосферной мантии пород дунит-гарцбургитового парагенезиса, то есть, отсутствие минерала ортопироксена, наиболее подверженного ассимиляции.

Зарубежные исследователи (Pearson et al., 2019) полагают, что широкий диапазон состава кимберлитов обусловлен процессами ассимиляции пород ЛМ разного состава. Однако, этот вывод, основанный на наличии прямой корреляции отношения SiO_2/MgO в кимберлитах и мантийных ксенолитов, не объясняет высоко-Ti состава кимберлитов в северных полях ЯКП, под которыми породы ЛМ являются высоко-Mg и низко-Ti. Сделанный выше нами вывод о более существенном значении высоко-Ti состава астеносферного расплава для кимберлитов северных полей, чем для южных полей, является дополнительным объяснением широкого диапазона состава кимберлитов, включающего и высоко-Ti кимберлиты.

Благодарности

Исследования проведены при поддержке гранта РНФ № 22-77-10073.

Литература

1. Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В., Яковлев Д. А., Амиржанов А. А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350–371.
2. Костровицкий С. И., Соловьева Л. В., Горнова М. А., Алымова Н. В., Яковлев Д. А. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 225–230.
3. Костровицкий С. И., Яковлев Д. А. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции: состав, генезис. Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2022. 468 с.
4. Burgess S. R. and Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, II: REE Chemistry // Journal of Petrology. 2004. V. 45 (3). P. 609–634. DOI: 10.1093/petrology/egg095.
5. Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. 1999. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // Tectonophysics. V. 310. P. 1–35.
6. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Agashev A. M., Shimizu N. Permo-Triassic superplume and its influence to the Siberian lithospheric mantle // Superplume Workshop. Tokyo. 2002. P. 249–252.
7. Pearson D. G., Woodhead J. and Janney P.E., 2019. Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle. Elements. V. 15 (6). P. 387–392.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.047

Возможность использования слюд массива Томтор для определения возраста

Е. В. Лазарева, С. М. Жмодик, А. В. Травин, Н. С. Карманов, Н. Н. Добрецов, А. В. Толстов

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: lazareva@igm.nsc.ru

Введение

На севере Сибирской платформы, восточнее Анабарского щита, известно несколько выявленных массивов щелочных пород с карбонатитами (Томторский, Богдо, Промежуточный) и прогнозируемых по геофизическим данным (Буолкалах, Чюэмпэ, Уэле). Массивы образуют Уджинскую щёлочно-карбонатитовую провинцию, прорывают известняки, доломиты и терригенные метаморфизованные породы NP_1–NP_3-возраста и перекрываются пермскими континентальными, юрскими морскими и четвертичными рыхлыми отложениями (Эрлих, 1964; Зайцев и др., 1992; Толстов, 1999; Bagdasarov, 2009; Vladykin et al., 2014 и др). Массивы располагаются на пересечении крупных структур – меридиональной рифтогенной (Уджинский авлакоген), субширотной (маркируемой Молодо-попигайским вулкано-плутоническими комплексом) и крупной кольцевой. На теневых моделях рельефа и спектрозональных космических снимках положение Томторского и Богдинского массивов подчёркивается кольцевыми структурами, осложнёнными разломными зонами. В магнитном и гравитационном полях щелочные массивы выделяются положительными аномалиями.

Интерес к массивам Уджинской щелочной провинции обусловлен в современном мире, главным образом, Томторскими уникальными Nb-REE рудами. Внешнее кольцо Томторского массива сложено щелочными и нефелиновыми сиенитами и ультрамафитами – фоидолитами, ядро - породами карбонатитового комплекса. Между карбонатитами и щелочными породами располагается реакционная кайма микроклин-слюдисто-карбонатных (± апатит, пироксен) пород. Карбонатитовое ядро представлено породами двух групп, которые подразделяются на безрудные и рудные (до 1 % REE_2O_3). На всех породах массива развита кора выветривания с наиболее мощным профилем (до 300 м) по рудным фосфатно-редкоземельным-карбонатитам. На коре выветривания залегают богатые Nb-REE тонкослоистые руды в виде 3х пластовых залежей – участки Буранный, Северный и Южный. Процессы формирования руд вызвали бурную научную дискуссию, которая продолжается по сей день (Энтин и др., 1990; Жмур и др., 1994; Kravchenko and Pokrovsky, 1995; Коноплев и др., 1995; Bagdasarov, 2009; Lazareva et al., 2015; Lapin et al., 2021 и т. д.). Различия в точках зрения обусловлены сложностью процессов, накладывающихся друг на друга. Совокупность данных указывает на полихронность и полигенность формирования Томторского массива.

Первые оценки возраста выявили два основных временных интервала в истории массива Томтор, связанных с крупными событиями в истории развития Сибирской платформы – 700 и 400 млн лет (Эрлих и Загрузина, 1981). Масштабное определение возраста пород массива было проведено с применением K-Ar и Rb-Sr методов (Энтин и др., 1990). Анализировались в основном биотиты, калиевые полевые шпаты, совокупно лейкократовые и меланократовые части пород. По результатам авторы выделили более 10 этапов в интервале от 810 до 240 млн лет и полагали, что в первые два этапа (800–700 и 675–650 млн лет) произошло становление щелочного плутона, а затем

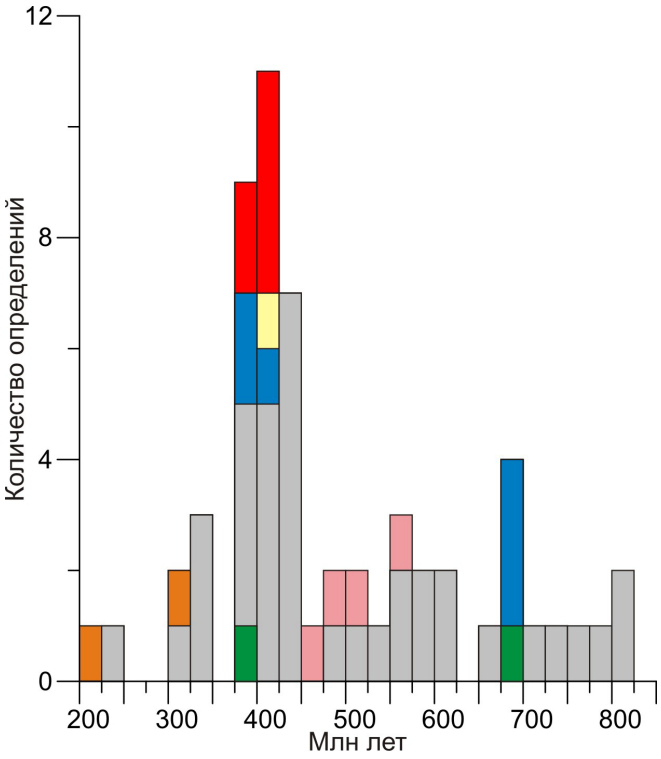


Рис. 1. Гистограмма распределения данных о возрасте пород Томторского комплекса, сделанные в различные годы: зелёный – K-Ar, Rb/Sr (Эрлих и Загрузина, 1981); серый – K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb (Энтин и др., 1990); синий – U-Pb, ^{40}Ar–^{39}Ar (Vladykin et al., 2014); желтый – U-Pb (SHRIMP-II) ((Skublov et al., 2020); оранжевый – $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Dobretsov et al., 2020); красный – $^{40}Ar/^{39}Ar$ (данное исследование – основное плато); розовый – $^{40}Ar/^{39}Ar$ (данное исследование – второе плато)

на протяжении длительного времени (670–240 млн лет) в пределах массива формировались субвулканические и вулканические структуры со множеством центров (Энтин и др., 1990). Позднее, уже с использование более современных методов, было проведено датирование цирконов (U-Pb) и биотитов (^{40}Ar–^{39}Ar) (Vladykin et al., 2014). Это исследование подтвердило первоначальные оценки главных событий – 700 и 400 млн лет (рис. 1). Датирование цирконов из камафоритов Томторского массива указывает на возраст 402±7 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II, Skublov et al., 2020). В $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрастном спектре калиевого полевого шпата из порфировых выделений ультракалиевой породы, наблюдается плато со значением возраста 323.5 ± 3.9 млн лет, а в низкотемпературной части спектра – псевдоплато, характеризующееся значением 220 млн лет (Dobretsov et al., 2020). Последняя дата согласуется с завершающей фазой тектоно-магматических событий, связанных с проявлением Сибирского плюма. Близкое значение уже было получено ранее (рис. 1). Исследование возраста проводились преимущественно для пород пространственно связанных с карбонатитовым ядром массива Томтор, что отражается на гистограмме распределения наибольшим количестве данных близких 400 млн лет (рис. 1). Данный возрастной интервал установлен также и для пород массива Богдо (Dobretsov et al., 2019). Количество анализов, подтверждающих возраст 700 млн лет представляет вторую по величине моду, сравнительно небольшую, имея в виду объем щелочных пород внешнего кольца массива, как считается, сформировавшихся в это время. Значительное количество дат попадают в интервалы 700–400 млн лет и 810–700 млн лет (рис. 1). Не взирая на высокие содержания циркона, апатита, пирохлора, монацита и других минералов, содержащих радиоактивные элементы в породах карбонатитового ядра массива Томтор, небольшая их часть годится для выявления возраста методом SHRIMP из-за малых размеров зёрен. Поэтому вопрос датировки возраста с использованием слюд остаётся весьма актуальным.

Методы исследования

В данной работе представлены результаты изучения 4-х образцов пород Томторского массива, вскрытых при бурении колонковых разведочных скважин 115 (образцы ТМ-416 и ТМ-453) и 117 (образцы ТМ-408, ТМ-409). Материал был опробован на керноскладе посёлка Амакинский в 2013 г. Химические составы образцов (табл. 1) определялись в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследованиях ИГМ СО РАН методами РФА (на спектрометре ARL-9900XP, ThermoFisher Scientific, аналитик Н. Г. Карманова) и ИСП-МС (на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat, Германия), аналитик И. В. Николаева). Состав и микроморфология минералов исследованы на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) с термополевой эмиссией, позволяющими изучать частицы наноразмерности.

Протолочку образца обрабатывали с помощью 10 % уксусной кислоты для удаления кальцита, после чего на листе бумаги обогащали слюду. Только из образца ТМ-435 (скв. 115) была выбрана монофракция слюды 0.25–0.5 мм, также после удаления кальцита. $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование минералов проводилось в ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом ступенчатого прогрева с использованием кварцевого реактора с малоинерционной печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометрах «Микромас 5400» и «Аргус».

Результаты

Исследованные образцы относятся к микроклин-слюдисто-карбонатным (± апатит, пироксен) породам, отделяющим с севера карбонатитовое ядро массива Томтор от нефелиновых сиенитов и фоидолитов. Породы в основном мелкозернистые, сложены преимущественно карбонатами (доломитом и кальцитом, редко с примесью сидерита), которые, по предварительной оценке, составляют около 40 % (табл. 1), флогопитом, пироксеном, апатитом, калиевым полевым шпатом (иногда альбитом) магнетитом, ильменитом. В качестве акцессорных в породе диагностированы Nb-содержащий рутил, циркон, сульфиды (сфалерит, пирит, халькопирит), карбонаты и F-карбонаты REE (бастнезит, паризит). Содержание REE составляет 700–940 г/т. Как и в большинстве пород массива, резко преобладают LREE (табл. 1). Состав слюд отвечает флогопиту, зерна содержат одну или две зоны, хорошо различающиеся по соотношению основных формульных элементов (рис. 2 а, б, в, г), а также Ba.

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов (%) и лантаноидов в образцах слюдисто-карбонатных пород: 1 – ТМ-409 (скв. 117) 2 – ТМ-435 (скв. 115)

	Al_2O_3	BaO	SrO	P_2O_5	SiO_2	Na_2O	K_2O	MgO	CaO	MnO	Fe_2O_3	TiO_2	ппп	Σ
1	6.25	0.15	0.4	0.95	21.9	0.77	4.1	10.2	25.9	0.26	8.58	1.9	18.4	99.9
2	4.95	0.21	0.65	1.36	19.7	0.65	4.4	10.2	25.4	0.37	8.33	1.8	20.5	100.12
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	171	281	31	126	20	4.5	13.1	1.44	7.9	1.30	2.8	0.42	2.7	0.32
2	234	375	39	148	26	6.1	15.9	2.2	10.3	1.80	4.1	0.60	3.3	0.47

Примечание: ппп – потери при прокал ивании.

При первых исследованиях возраста, породы данного блока диагностированы в скважине 117 как биотитовый фоидолит (Энтин и др., 1990), а в скважине 118 – как карбонатизированный биотитовый фоидолит. Датировки пород показывали значения

возраста 444, 450 и 516 млн лет. А порода, диагностированная как ийолит (скв. 218) – 742 млн лет (Энтин и др., 1990). В этих же скважинах работой Н. В. Владыкина с соавторами (2014) датированы магнезиальные биотиты из «карбонатитованной брекчии первого этапа» (проба 118/42) и «лампроита» (проба 117/18) – 681 и 412 млн лет соответственно.

В ходе представленного исследования получено два типа возрастных $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектров. Для первого в низкотемпературной части наблюдается промежуточное возрастное плато близкое 400 млн лет (рис. 2 д). Далее в спектре наблюдаются отдельные ступени, либо небольшие плато из 2–3 ступеней с существенно завышенными значениями возрас-

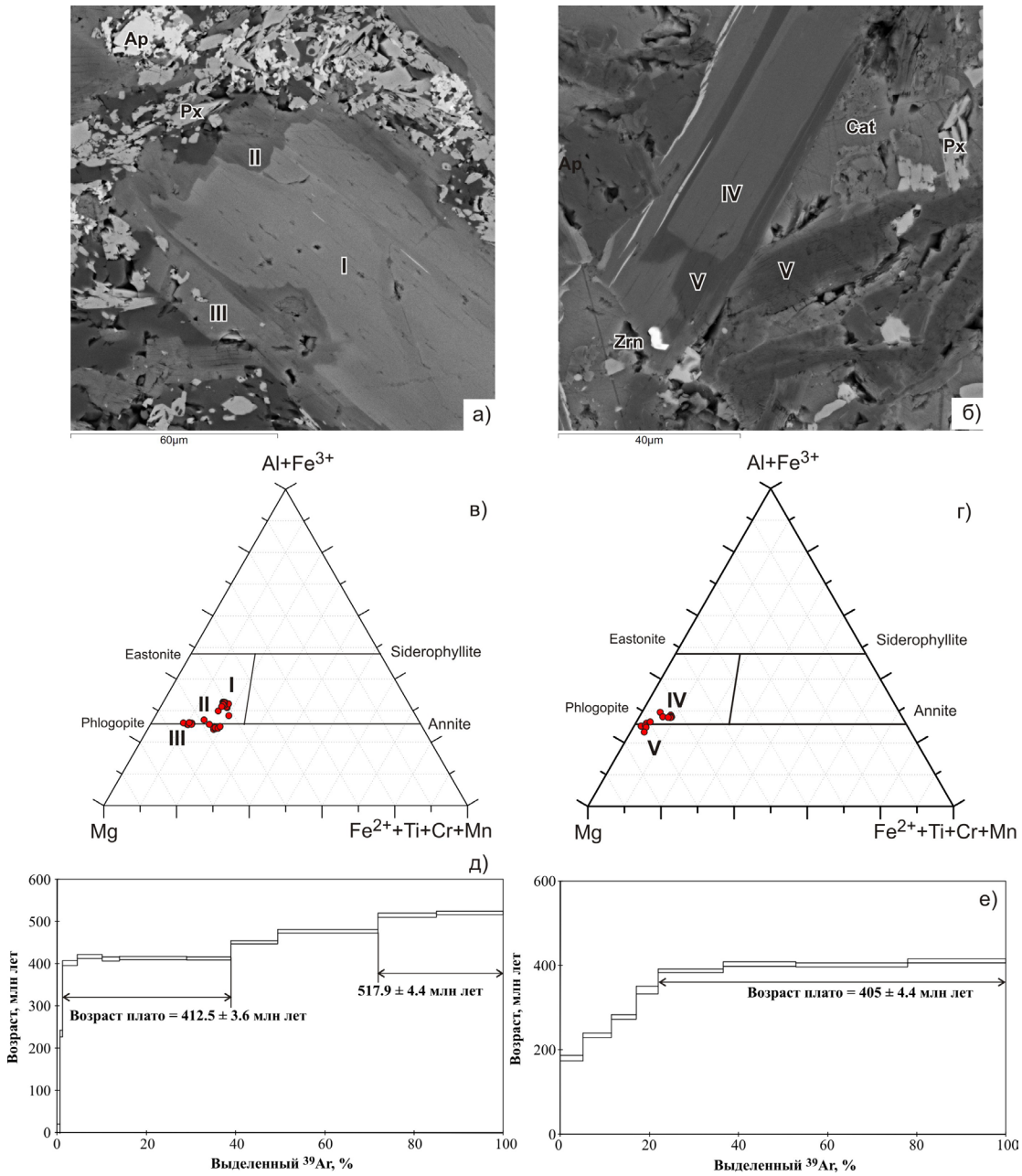


Рис. 2. Внешний вид (а, б) состав флогопитов (в, г), графики ступенчатого отжига и обратные изохроны (д, е) для флогопитов из образцов ТМ-408 (скв.117, данные в левой колонке) и ТМ-435 (скв. 115, данные в правой колонке, график ступенчатого отжига приведён для тонкозернистой фракции) исследованных пород массива Томтор

та, колеблющимися в широком интервале от 470 до 550 млн лет (рис. 1, 2 д). Учитывая неоднородное строение минеральных зерен флогопита, логично предположить присутствие сохранившегося избыточного аргона в реститовых ядрах.

Для обр. ТМ-435 изучены фракции различной крупности. В спектрах выделяются кондиционные плато, характеризующиеся значениями 405 ± 4 (фракция < 0.1 мм, рис. 2 е) и 425 ± 5 млн лет (фракция 0.25–0.5 мм). Несколько завышенное, тем не менее, согласующееся в пределах ошибки с возрастом девонского этапа значение, полученное для крупнозернистой фракции, может быть так же связано с присутствием остаточного избыточного ^{40}Ar в кристаллической решетке минерала.

Таким образом, полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки позволяют сделать вывод о том, что для девонского этапа с возрастом 394–412 млн лет, характерно не только формирование щелочно-ультраосновных пород альнеит-тингуаитовой серии, рудоносных карбонатитов (Vladykin et al., 2014), но и проявление интенсивных метасоматических процессов. Полученные ранее датировки в диапазоне 700–400 млн лет вероятнее всего отражают степень преобразования более древних пород (700 млн лет) в девонское время (400 млн лет). Однако, учитывая расположение массива нельзя полностью исключать воздействие на его породы других событий, которые могут быть установлены в регионе. Дополнительные исследования также могут выявить контаминацию пород массива в краевых частях более древними породами.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы РНФ № 23-63-10017.

Литература

1. Жмур С. И., Кравченко С. М., Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // ДАН. 1994. Т. 336. № 3. С. 372–375.
2. Зайцев А. И., Энтин А. Р., Ненашев Н. И., Лазебник К. А., Тян О. А. Геохронология и изотопная геология Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.
3. Коноплёв А. Д., Толстов А. В., Васильев А. Т. и др. Особенности локализации редкометального оруденения на месторождении Томтор // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах: сб. науч. тр. М: Наука, 1995. С. 223–241.
4. Толстов А. В., Тян О. А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 164 с.
5. Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990. Т. 12. С. 42–50.
6. Эрлих Э. Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // ЗВМИ. 1964. Ч. XCIII. Вып. 6. С. 682–693.
7. Эрлих Э. Н., Загрузина И. А. Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 5–13.
8. Bagdasarov Yu. A. Assignment of igneous rocks to lamproite: major- and trace-element criteria and implications for the history of the Tomtor pluton (Northwestern Yakutia) // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. No 10. P. 911–916. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.10.008.
9. Dobretsov N. L., Zhmodik S. M., Lazareva E. V., Tolstov A. V., Belyanin D. K., Surkov O. N., Dobretsov N. N., Rodionov N. V., Sergeev S. A. U–Pb Age of Sphene and the Petrochemical, Mineralogical, and Geochemical Features of Alkaline Rocks of the Bogdo Complex (Arctic Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 489. part 1. P. 1352–1357. https://doi.org/10.1134/S1028334X19110205.

10. Dobretsov N. L., Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Ponomarchuk V. A., Travin A. V., Myagkaya I. N., Tolstov A. V., Karmanov N. S. Ultrapotassic Rock from the Tomtor Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks and Carbonatites (Arctic Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 495. No 2. P. 884–887. https://doi.org/10.1134/S1028334X20120053.
11. Kravchenko S. M., Pokrovsky B. G. The Tomtor alkaline ultrabasic massif and related REE-Nb deposits, northern Siberia //Economic geology. 1995. V. 90. No 3. P. 676–689. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.676.
12. Lapin A. V., Kulikova I. M., Nabelkin O. A. Surface formations in the weathering crusts of carbonatites: implication for the genesis of unique rare metal ores in the Tomtor deposit, Russia // Lithology and Mineral Resources. 2021. V. 56. No 4. P. 356–374. https://doi.org/10.1134/S0024490221030044.
13. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. No 6. P. 844–873. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.05.003.
14. Skublov S. G. Tolstov, A. V., Baranov, L. N., Melnik, A. E., Levashova, E. V. First data on the geochemistry and U-Pb age of zircons from the kamaphorites of the Tomtor alkaline-ultrabasic massif, Arctic Yakutia // Geochemistry. 2020. V. 80. No 3. P. 125505. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.001.
15. Vladykin N. V., Kotov A. B., Borisenko A. S., Yarmolyuk V. V., Pokhilenko N. P., Sal'Nikova E. B., Travin A. V., Yakovleva S. Z. Age boundaries of formation of the Tomtor alkaline-ultramafic pluton: U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological studies // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 454. No 1. P. 7–11. https://doi.org/10.1134/S1028334X14010140.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.048

Щелочные эффузивы в Корякском нагорье

Б. Левин
Израиль, Иерусалим, e-mail: ber-levin@rambler.ru

Введение

В восточной части Корякского нагорья (или хребта) (рис. 1), в районе Ягельного меланжа (Пейве, 1984), выявляется антиклинальное поднятие, сложенное последовательностью вулканогенных толщ, обрамленное с севера-запада и юго-востока терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями. В основании этой структуры обнажаются обычные океанические массивные базальты и их вверх по разрезу с угловым и стратиграфическим несогласием наращивает последовательность вулканических толщ, имеющая признаки островодужного происхождения, в нижней части которой проявлен щелочной вулканизм (рис. 2).

Рис. 1. Местоположение района работ в Корякском хребте (показано квадратиком)

Общегеологическая часть

Ядро антиклинали слагает совинская толща[1] (условно девонско-триасового возраста), сложенная в основном базальтами и в меньшей степени тахилитами и яшмами. В поле ее развития отмечаются мелкие блоки докембрийского фундамента (амфиболиты, эклогитоподобные породы), интрузии диабазов, как подводящие каналы для вышележащих эффузивов, а так же породы, задокументированные в поле как кластолавы, которые могут быть жерловыми фациями более поздних вулканов.

Чирынайская серия, объемлющая ядро антиклинали со всех сторон, представлена четырьмя толщами, из которых нижняя и верхняя сложены по большей части эффузивами, а две средние – туфами, и щелочные базальты являются характерной деталью самой нижней из них – научиринайской толщи (волжский век).

[1] Наименования толщ и серий – из отчета о работе Чирынайского отряда ЦКТЭ СВПГО (начальник отряда Б. С. Левин), работавшего согласно договорам ЦКТЭ СВПГО с Анадырской экспедицией СВПГО – № 9 от января 1981 и № 27 от апреля 1982 г. Отчет сейчас должен находиться в Чукотском филиале ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу». По другим стандартным и более доступным хранилищам отчетов он не был разослан руководством АГРЭ. В связи с трудностями доступа до этого отчета наиболее существенные его части выставляются здесь https://berlev.info/?p=7161 с перспективой в дальнейшем его полной публикации на данном сайте.

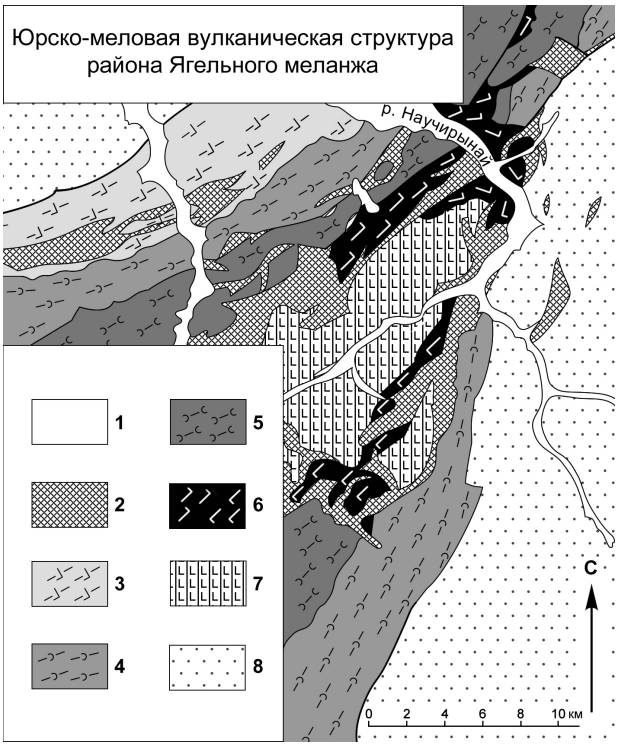


Рис. 2. Геологическая карта-схема.

1 – четвертичные отложения; 2 – серпентиниты Ягельного меланжа (нижний мел). Чирынайская серия (3–6): 3 – Межгорнинская толща – бониниты, кератофиры, тахилиты, ксеноигнимбриты, туфы, яшмы (условно – готерив), 4 – Конусская толща – туфы среднего состава, яшмы, базальты (берриас – валанжин), 5 – Алмазнинская толща – туфы кислого состава, базальты, яшмы (титон – берриас). 6 – Научирынайская толща – щелочные базальты, тефриты, трахиты, пелитовые туфы, яшмы (титон); 7 – Совинская толща – базальты, кластолавы, тахилиты, яшмы (условные пермь-триас); 8 – терригенные и вулкано-терригенные отложения фанерозоя.

Возраста пп. 4–6 – по радиоляриям (в пп. 3 и 7 радиолярии неопределимы – сильно перекристаллизованы)

Субмеридиональные простирания в совинской толще дисконформны к ее ограничениям на карте, а у чирынайской серии, наоборот – согласны, что ясно указывает на существующее несогласие в основании научирынайской толщи.

Научирынайским вулканитам соответствуют высокие положительные значения магнитного поля. На карте графиков *ΔTa* острые пики над выходами этой толщи окантуривают спокойное магнитное поле над совинской толщей.

В составе научиринайской толщи описано три пачки (снизу – вверх):

1. Светлые витрокластические массивные туфы. Мощность 0–100 м.
2. Серые, зеленовато-серые, реже красно-бурые подушечные и массивные лавы базальтов, трахибазальтов, тефритов. Мощность 200 м.
3. Красные базальты с прослоями или линзами радиоляриевых красных яшм. Мощность 10–70 м.

Вверх по разрезу чирынайской серии в согласном залегании идут: алмазнинская толща кислых и средних туфов, изредка с базальтами и яшмами (волжский век – берриас); конусская толща – туфы основного состава, реже туфоалевролиты, яшмы, базальты (поздний берриас – валанжин) и завершает разрез межгорнинская толща бонинитов с туфами, кератофирами, ксеноигнимбритами, тахилитами и яшмами (Гельман и др., 1988)

Научирынайские базальты делятся на два главных типа: титанавгитовый (щелочной) и оливин-авгитовый, с примерно равным распространением их обоих и с не частыми проявлениями промежуточных разностей. Кроме них отмечены трахиты. Оба главных типа имеют общие, массово распространенные признаки, отличающие базальты научиринайской толщи от прочих эффузивов этого района: подушечная отдельность (пиллоу-лавы), крупнопорфировое и миндалекаменное строение.[2] По их составу также есть одно общее, отличное от других, свойство – плагиоклаз

[2] Из этих трех широко развитых свойств базальтов научирынайской толщи лишь пиллоу-лавы отмечаются еще и в бонинитах межгорнинской толщи. Она пространственно отделена от описываемой толщи, резко отлична по составу и потому ее пиллоу-лавы не могут сойти за научирынайские.

в них представлен альбитом, и в основной массе, и во вкрапленниках, а во всех остальных толщах плагиоклаз эффузивов представлен разностями от олигоклаза и выше.

Состав пород щелочного комплекса

Титанавгитовые базальты имеют порфировую структуру, с вариациями до олигофировой и афировой. Текстура миндалекаменная, реже массивная. Структура основной массы среднезернистая, интерсертальная, иногда до офитовой. Порфировые вкрапленники – везде альбит, нередко бесцветный пироксен, иногда нефелин, санидин.

В основной массе пироксен (15–30 %) – ярко-бурый до чернильно-фиолетового титанавгит. Обычен в виде хорошо ограненных призм, но ксеноморфных по отношению к плагиоклазу. Иногда неоднородной окраски с переходами от бесцветного до светло-бурого, при этом может выявляться и зональность кристаллов. Тут же, рядом с таким пироксеном может сосуществовать и чернильно-бурый титанавгит в отдельных темных шлирах и в закалочных зонах вокруг миндалин. Плагиоклаз (20–40 %) в виде хорошо ограненных лейст альбита. Густая сетка пластинок ильменита составляет 5–20 % объема породы. Временами присутствуют кубики лейкоксена, заместившего титаномагнетит. Хлорит (10–30 %) очевидно развит по стеклу.

В породе с арфведсонитом таковой находится в основной массе при его содержании в доли %, и имеет турмалиновую схему абсорбции. Ось Np совпадает с удлинением игл: Ng (темнозеленый, бурозеленый) > Nm ≈ Np (Nm и Np – светлобурый, желтоватый до бесцветного). -2v = 50–60 ° (коноскопически). Δ ≈ 0.012.

В грубозернистом долерите (зерна 0.5–1 мм) аналогичного состава (альбит 30–35 %, титанавгит 20–25 %, рудный 10–15 %, хлоритизированное стекло – 30 %, сфен (?), карбонат, анальцим – каждого до 1 %) формула абсорбции пироксена – Np (коричневый, буро-фиолетовый) ≈ Nm (фиолетовый, чернильный) > Ng (светло-бурый, желтый).

Оливин-авгитовые базальты по макроструктурам аналогичны титанавгитовым, но отличны по составу (не считая сходства по альбиту) и микроструктурам – для них обычны мелкозернистые гиалиновые, мелкодендритовые, вариолитовые структуры основной массы, состоящей из бесцветного пироксена и нередко коробчатых лейст альбита (гранные формы). Во вкрапленниках кроме альбита присутствуют бесцветный пироксен и мелкие зерна замещенного оливина (не повсеместно). В пироксене иногда фиксируется структура двойникования, называемая «песочные часы».

Трахит имеет миндалекаменную текстуру и неравномернозернистую трахитовую структуру. Его основа – слегка буроватое стекло с мелкой сыпью неясного зеленоватого минерала с высоким преломлением, роями мелких лейст (0.1 мм) калишпата и лейстами альбита (длина 0.3–0.5 мм до 1 мм, толщина в среднем 0.05 до 0.15 мм).

Химические анализы однозначно выделяют титан-авгитовые базальты научиринайской толщи как самые щелочные – сумма щелочей в них составляет 5–7 весовых процентов. У всех остальных базальтов этого района она же укладывается в основном в интервал 2.5–4.5 весовых процентов и только в единичных случаях поднимается выше (рис. 3).

Структура пиллоу-лав

По морфологии обособлений пиллоу-лав в самом общем виде стоит различать отдельности: 1) общевыпуклую (шары, эллипсоиды); 2) грибообразную (плоско-выпуклую или вогнуто-выпуклую – как шляпки грибов); 3) каплевидную. Любая из них свидетельствует об излиянии базальтов в водную среду, а две последние разновидности несут еще и дополнительную информацию.

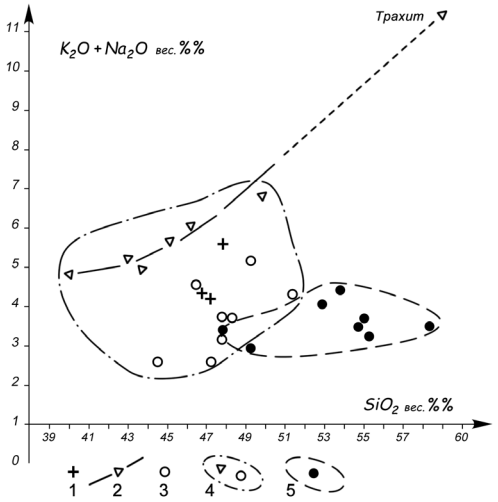


Рис. 3. Содержание суммы щелочей в разных базальтах вулканической структуры р-на Ягельного меланжа.

1. Базальты совинской толщи. Научирынайская серия (2–4): 2 – щелочные базальты (+ тахилит) научирынайской толщи и их тренд; 3 – оливин-авгитовые базальты научирынайской толщи; 4 – поле обоих типов научирынайских базальтов; 5 – бониниты межгорнинской толщи и поле их распространения

Грибообразная отдельность в научирынайских базальтах отмечается как в прямом, так и в опрокинутом залегании при средних и крутых углах падения плоской поверхности индивидов, что указывает на проявление изоклинальной складчатости. Причем направления падений ориентированы в основном периклинально ко всей структуре.

Каплевидная отдельность уже непосредственно определяет направление растекания базальтов (рис. 4). Она отмечена только в нескольких точках, и во всех этих местах восстановление исходной ориентировки «капли» толстым концом вниз указывает на растекание потоков в стороны от центральной части антиклинали. То есть центры извержений научирынайских базальтов находились в пределах поля развития совинской толщи, что находится в прямой связи с нахождением там же их корней в виде выходов диабазов такого же минерального и химического составов.

Интрузивные диабазы

Диабазы, прорывающие совинскую толщу, по их минеральному составу отличны от вмещающих базальтов и близки к базальтам научирынайским. Из шести взятых образцов таких диабазов половина оказалась с титанавгитом в интерстициях, что напрямую связывает их со щелочными базальтами научирынайской толщи.

Там же задокументирован горячий контакт тела габбро-диабаза, с базальтами и яшмами совинской толщи (рис. 5). В этой породе структура крупнозернистая, габбровая до габбро-офитовой. Плагиоклаз в ней (40–50 %) в виде таблиц до 1–1.5 мм длиной, серицитизирован, по краям кристаллов альбитизирован. Пироксен (30–40 %) – буро-фиолетовый титанавгит в идиоморфных кристаллах, размером 0.5 мм (до 1 мм), призматического габитуса. Кроме них есть еще рудный минерал и хлорит.

Все это ясно определяет титанавгитовые диабазы и габбро-диабазы как подводящие каналы излияний научирынайских базальтов. Такое прорывание научирынайскими диабазами и габбро-диабазами совинских базальтов лишний раз подчеркивает наличие разрыва во времени между образованием совинской толщи и становлением чирынайской серии, что выше уже было показано по двум другим параметрам – по срезанию структур и по характеру магнитных полей.

Заключение

Итак, общая антиклинальная конфигурация данной структуры доказывается:

1. Картируемой в поле последовательностью залегания толщ.
2. Периклинальной ориентировкой характерных форм пиллоу-отдельности.

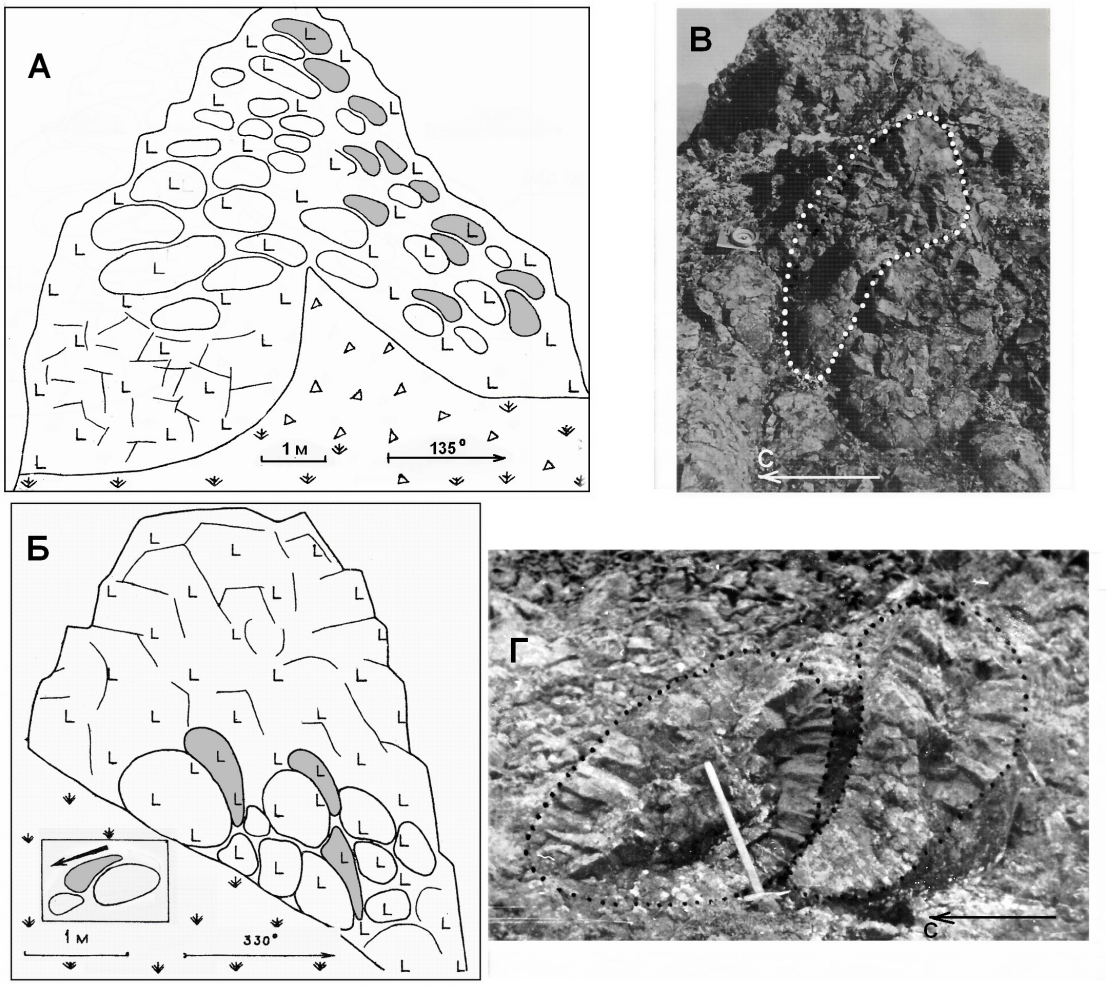


Рис. 4. Каплевидная отдельность в пиллоу-лавах научирынайской толщи.
А) Нормальное залегание подушек. Течение потока слева направо – на юго-восток.
Б) Залегание не перевернутое, но «вздернутое» – утолщенные концы капель направлены вверх. На врезке восстановленное исходное положение каплевидной отдельности с указанием направления течения потока. Падение отдельности в северных румбах, но лавовый поток тек в южном направлении (конкретней – на ЮЮВ).
В) Тоже «вздернутое» положение отдельности. Падение в северном направлении, поток – в обратную сторону.
Г) Перевернутое (запрокинутое) залегание отдельности. Падение в общем на север и течение потока (при восстановлении нормального залегания) – в ту же сторону

3. Характером магнитных аномалий ядра антиклинали и ее крыльев.
4. Определениями возрастов трех толщ (из пяти) по радиоляриям.

Островодужное происхождение чирынайской серии предполагается на основании следующих данных – от самого общего взгляда к более конкретным свидетельствам: Форма этой антиклинали в плане – вытянутый эллипс с несколько приостренными концами его замыканий [3] – похоже выглядят и многие острова нынешних вулканических дуг, вытянутые вдоль своей дуги.

[3] На рисунке 2 отображена северо-восточная половина этой эллипсовидной антиклинали, изученная указанным выше отрядом (см. сноску 1). Кратковременно посещался и исследовался также район с ее юго-западным периклинальным замыканием, находящийся вне рамок представленной схемы.

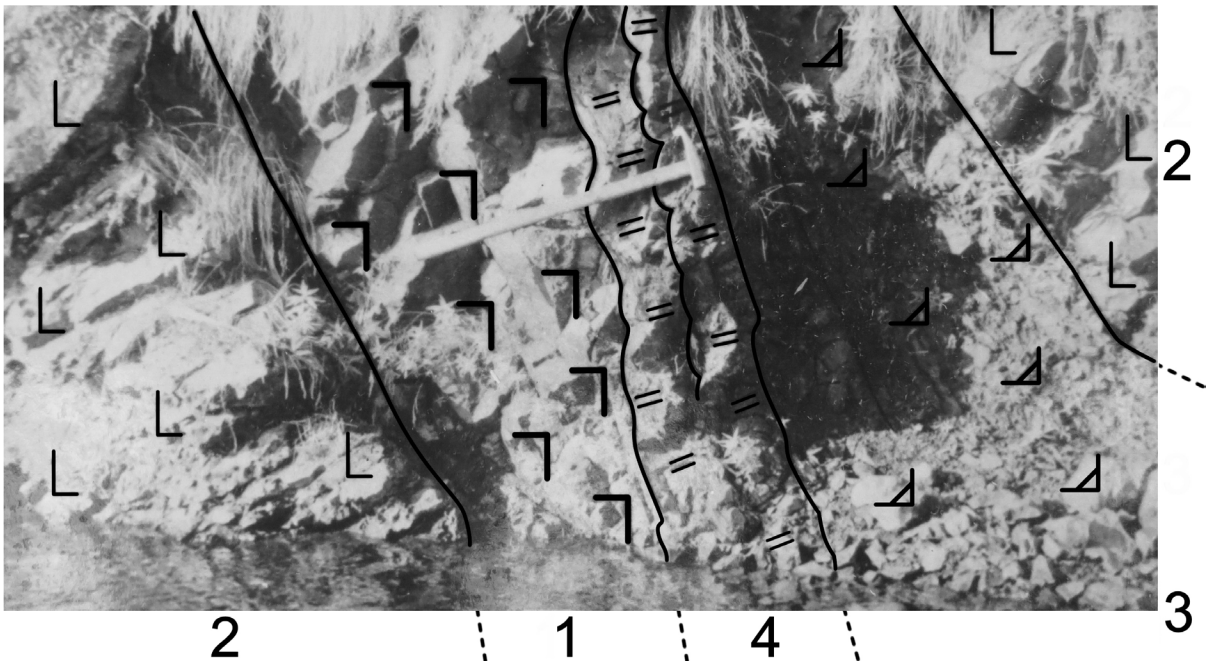


Рис. 5. Интрузивный диабаз (1), внедренный в базальты (2), тахилиты (3), и яшмы (4) совинской толщи. Красные яшмы по контакту с диабазом обожжены до темносерого цвета на глубину до 5 мм. Ручей Виртуоз, левый борт

5. Присутствие пиллоу-лав в обеих чирынайских базальтовых толщах, причем с определенным направлением их растекания – в стороны от центральной части.
6. Проявление бонинитов (главная составляющая часть межгорнинской толщи) – пород, характерных для современных островодужных комплексов.

И если справедливо представление о картографически задокументированном острове юрско-меловой островодужной системы, то можно констатировать, что процесс здесь начинался щелочными базальтовыми излияниями, а завершился бонинитовыми лавами, пройдя промежуточные стадии эксплозий с составами от кислого (дацитового) до основного.

Все сказанное существенно дополняет и корректирует бытовавшие ранее представления о том, что щелочной основной магматизм Востока Азии не древнее палеогена и связан лишь с постконсолидационной активизацией. И еще эти данные опровергают распространенное мнение о хаотичной структуре в районах меланжа (Пейве, 1984) и, соответственно, о безнадежности выявления их исходной структуры.

Литература

1. Гельман М. Л., Бычков Ю. М., Левин Б. С. Бониниты Корякского нагорья // Изв. АНСССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 35–47.
2. Пейве А. А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М: Наука, 1984. 101 с.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.049

Щелочные ультрабазиты в фундаменте Омолонского массива

Б. Левин
Израиль, Иерусалим, e-mail: ber-levin@rambler.ru

Введение

В Ауланджинском выступе Омолонского массива (рис. 1) ультраосновные породы известны издавна. Эти породы с составом гарцбургитов и лерцолитов, содержат минимум щелочей – обычно около или менее 1 %. К ним еще в 1970-х годах был добавлен кортландит – порода, состоящая из крупных зерен светлозеленого амфибола (паргасита), с пойкилитовыми включениями мелких зерен оливина (форстерита) и зеленой, железистой шпинели – герцинита. Но и у ней щелочность не выше.

Рис 1. Расположение Омолонского массива и восточных выступов его фундамента. 1. Ауланджинский выступ. 2. Закоронный выступ

А уже после, при создании легенды к съемке 1:50000 были выявлены ультрабазиты повышенной щелочности – в сумме до 4 % , причем в обоих восточных выступах фундамента массива – Ауланджинском и Закоронном, среди пород средней части их разрезов. Они отмечены лишь в пяти точках, но заслуживают внимания в силу их определенной близости к алмазоносным гипербазитам – кимберлитам и лампроитам.

Геологическая ситуация

И в Закоронном и в Ауланджинском выступах эти породы выявлены на одинаковом стратиграфическом уровне – в важенковской свите и в подстилающих ее толщах: кальцифировой и гранат-пириболитовой (табл. 1). И прежде, чем начать разбираться с их составами, надо осветить сходство и различие разрезов обоих выступов, потому что оно отражается и на составе разбираемых ультрабазитов.

Из таблицы видно, что различие проявляется в наличии кальцифиров в ряде подразделений Закоронного выступа (от незначительных количеств до вполне заметных), а в Ауланджинском выступе таковых нет ни в малейших проявлениях. Плюс к тому в нижнем подразделении разреза Закоронного выступа диопсид в весьма большой степени вытесняет из гнейсов и сланцев гиперстен, очень характерный компонент для ауланджинского выступа на этом же стратиграфическом уровне. И то и другое отличие (по кальцифирам и пироксенам) свидетельствует о повышенном кальциевом потенциале при формировании образований Закоронного выступа.

А на Ауланджинском выступе в ряде подразделений присутствуют, отсутствующие в Закоронном выступе, эклогитоподобные породы. Они представляют собой совместное проявление граната с диопсидом (+ плагиоклаз, ± роговая обманка, ± гиперстен), и по соотношению амфибола и диопсида подразделяются на эклогитовые амфиболиты и эклогитовые сланцы, которые при этом разносятся по разным стратиграфическим уровням, проявляясь совместно лишь в гранат-пириболитовой толще. (Левин, 2017). И в обеих этих разностях гранат обладает повышенной спессартиновой (кальциевой) составляющей по сравнению с пироп-альмандинами в гнейсах и высокоглиноземистых породах, из чего можно понять, что эти породы обладают несколько повышенным каль-

циевым потенциалом по сравнению, с остальными породами Ауланджинского выступа, хотя, конечно, никак не вытягивают по этому параметру на кальцифиры. Но именно этот факт, вкупе с некоторыми другими, позволяет стратиграфически параллелизовать гранат-пириболитвую и кальцифировую толщи как наиболее кальциевые – такова каждая для своего выступа.

Таблица 1. Сопоставление разрезов Ауланджинского и Закоронного выступов

	Ауланджинский выступ		Закоронный выступ	
	Свиты	Породный состав	Свиты	Породный состав
Приискательская серия	Евгеньевская	Плагио/гнейсы гранат-биотитовые и биотитовые. (Амфиболиты)	Евгеньевская	Плагио/гнейсы гранат-биотитовые и биотитовые. Кальцифиры
	Дождинская	Плагиогнейсы амфиболовые. Плагио/гнейсы гранат-биотитовые. (Амфиболиты).	Дождинская	Плагиогнейсы амфиболовые, диопсидовые. Гнейсы гранат-биотитовые. (Амфиболиты) (Плагиогнейсы двупироксеновые).
	Гошинская	Амфиболиты. Кварциты. Плагиогнейсы амфиболовые. Гранат-биотитовые гнейсы. (Эклогитовые амфиболиты)	нет	
Золотогоская серия	Важенковская	Плагио/гнейсы гранатовые.	Важенковская	Плагио/гнейсы гранатовые. (Гранатиты)
	Гранат-пириболитовая толща	Эклогитовые сланцы и эклогитовые амфиболиты. Гранатовые амфиболиты. Плагиогнейсы гиперстеновые. (Пироксеновые сланцы)	Кальцифировая толща	Кальцифиры. Плагио/гнейсы гранатовые. Плагио/гнейсы диопсидовые.
	Анюткинская	Гнейсы гиперстеновые и двупироксеновые. Двупироксеновые сланцы. (Гнейсы биотит-гранатовые и высокоглиноземистые) (Гарцбургиты. Лерцолиты) (Эклогитовые сланцы)	Диопсид-гнейсовая толща	Плагио/гнейсы диопсидовые, двупироксеноовые. Диопсидовые сланцы. (Диопсидиты) (Кальцифиры)

Серым тоном выделены уровни с проявлениями щелочных ультрабазитов. Подчеркнуты породы определяющие лицо подразделения. В скобках – характерные, но слабо представленные породы, с содержанием их в первые проценты или доли %. Термин «плагио/гнейсы» (с флешем) обозначает гнейсы и плагиогнейсы совместно.

Геологические карты-схемы обоих выступов приведены в (Левин, 2023), а более детально со всем материалом, включая обоснования сопоставления разрезов, можно познакомиться по ссылке http://berlev.info/?p=1378.

Минералогия щелочных ультрабазитов Омолонского массива

Указанные различия между двумя выступами отражаются и на составе щелочных гипербазитов в них же. Из таблицы 2 ясно видны два определяющих фактора, по их составу.

Первый – их общее свойство, заключающееся в наличии в них слюды (флогопита), как раз и ответственной за их повышенную щелочность. Собственно, флогопит может присутствовать и в обычных гипербазитах, но там он бывает в ничтожных количествах (доли %), а здесь он – одна из важных составляющих породы.

Второй фактор, наоборот, об их различиях – в Ауланджинском выступе эти породы на основе оливина, а в Закоронном – на основе диопсида (± амфибол и гиперстен). Это отличие находится в четкой связи вообще с повышенным потенциалом кальция в Закоронном выступе, что проявляется, как показано выше, в появлении кальцифиров и в вытеснении диопсидом безкальциевого гиперстена в гнейсах и сланцах (см. табл. 1). Вот и здесь, аналогично, безкальциевый оливин (в породах Ауланджинского выступа) в Закоронном выступе уступает ведущую роль тому же диопсиду.

Таблица 2. Выявленные щелочные ультрабазиты в фундаменте Омолонского массива

	Ауланджинский выступ		Закоронный выступ	
А	191-6	серпентин (по оливину) + флогопит + зеленая шпинель	21/1, 21/2	светло-зеленый амфибол + диопсид + флогопит + ортопироксен.
Б	216/10-б	оливин + флогопит	158/13, 158/14	диопсид + флогопит
Б			74/12	сходна с №№ 158, но пироксен замещен серпентином

А – Важенковская. свита (в обоих выступах); Б – толщи: гранат-пириболитовая и кальцифировая (соответственно выступам). Подчеркнуты образцы с хим. анализами

Химизм щелочных ультрабазитов Омолонского массива

Химический состав описываемых пород существенно варьирует, что, кстати говоря, характерно и для лампроитов и для кимберлитов (табл. 3.). При этом наибольший разброс фиксируется по содержаниям кремнекислоты (28–46 %), алюминия (2–26 %), магния (20–40 %), кальция (0.5–7 %). По всем трем проанализированным породам анализы продублированы (из разных образцов для каждой точки), и в каждой конкретной породе содержания перечисленных элементов вполне устойчивы. А вот содержание щелочей в дублях из каждой породы различается в 2–3 (и более) раз, что вызвано неравномерным распределением щелочных минералов. Да и непосредственно по образцам отчетливо видно неоднородное распределение флогопита.

Симптоматично, однако, что в целом, при сравнении разных пород (а не дублей одной породы) содержание и калия и натрия как раз устойчиво и заметно повышено по сравнению с обычными гипербазитами: в гарцбургитах и лерцолитах анюткинской свиты сумма щелочей как правило меньше 1 %, а в описываемых породах в среднем она больше 2 %, достигая 3–4 %.

Выводы

Описываемые породы нельзя напрямую отнести к лампроитам, уже потому, что они все – полнокристаллические глубинные образования, тогда как лампроиты обычно представлены экструзивными фазами, подчас со стеклом и лейцитом. Да и калия с титаном в лампроитах в среднем больше чем здесь. Впрочем, содержание этих элементов в описываемых породах не выходит за пределы минимальных их содержаний в лампроитах.

В целом, все же, по своему химическому составу эти породы несколько ближе к кимберлитам. В общем, можно полагать, что они являются глубинной, материнской

породой для лампроитов или кимберлитов, образующихся позднее, путем проникновения в верхние горизонты чехла.

Таблица 3. Химический состав (вес. %) слюдяных гипербазитов Омолонского массива в сравнении с лампроитами и кимберлитами (Fe_2O_3* – в форме FeO)

Источник	Левин Б. С. (из отчетов)						Богатиков О. А. (1991)	Милашев В. А. (1990)	
Объект анализа	образцы						Лампроиты	Лампроиты	Кимберлиты
	216/10-б		191-6		21/1	21/2			
SO_2	35.74	36.45	28.35	27.26	35.48	46.02	38.8–44.0	40.1–43.3	14.3–31.2
TiO_2	0.07	0.07	0.37	0.41	0.43	0.43	0.4–5.0	2.6–3.2	0.4–5.2
Al_2O_3	1.60	2.00	24.50	26.60	8.75	8.49	2.0–6.8	3.4–4.7	1.0–4.7
Fe_2O_3*	9.44	9.24	11.27	10.41					
Fe_2O_3					4.39	1.91	3.8–8.8	2.9–6.0	3.3–7.9
Fe O					7.58	9.67	2.4–6.0	1.5–5.0	1.1–6.6
Mn O	0.12	0.11	0.11	0.12	0.85	1.71	0.1–0.2	0.1	0.1–0.2
Mg O	38.04	39.80	20.91	21.41	19.26	18.64	19.0–29.2	20.4–25.9	18.8–25.0
Ca O	0.88	0.5	0.61	0.5	7.78	6.46	3.9–7.9	4.3–5.6	8.0–26.0
Na_2O	1.28	0.10	1.39	0.89	1.03	0.19	0.4–0.8	0.3–0.5	0.1–0.2
K_2O	2.12	0.65	2.74	2.20	0.80	2.13	1.6–5.1	3.5–4.6	0.1–3.1
P_2O_5	0.03	0.02	0.02	0.02	0.10	0.12	0.4–2.3	0.6–2.5	0.5–1.8

Итак, описываемые слюдяные гипербазиты Омолонского массива и по минералогии и по химизму должны быть отнесены к лампроит-кимберлитовой ассоциации, т. е. потенциально могут быть указателями на присутствие алмазов.

Литература

1. Богатиков О. А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
2. Левин Б. С. Два типа эклогитоподобных пород в фундаменте Омолонского массива // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2017. № 3. С. 3–14.
3. Левин Б. Два разных подхода к изучению и картированию фундамента Омолонского массива // Материалы XIII Всероссийской конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск. 2023. С. 313–317. https://cloud.mail.ru/stock/dVixDqrH6e2T6dxvJjA8va5p
4. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 166 с.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.050

Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) на примере Илейского флюорит-фенакитового рудопроявления

Д. А. Лыхин [1], А. А. Воронцов [2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

[2] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН

В пределах Алтае-Саянской складчатой области, охватывающей территорию Восточно-Тувинского нагорья и Восточного Саяна, сосредоточена одна из богатейших редкометальных провинций России (Добрецов и др., 1989, Гордиенко и др., 2016). Месторождения редких металлов, элементов и земель, сформировавшихся в её пределах, имеют разный возраст и возникли в разных геотектонических обстановках и в разные металлогенические эпохи. Так одной из наиболее перспективных выделяется Восточно-Саянская позднепалеозойская щелочногранитная металлогеническая зона, специализированная на Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE (Ярмолюк и др., 2011). Одним из богатейших месторождений этой зоны является Снежное фенакит-берилловое, но наряду с ним в регионе известны еще мало пока изученные и трудно доступные проявления бериллия Илейское флюорит-фенакитовое и Уткинское фенакит-бертрандитовое (рис. 1).

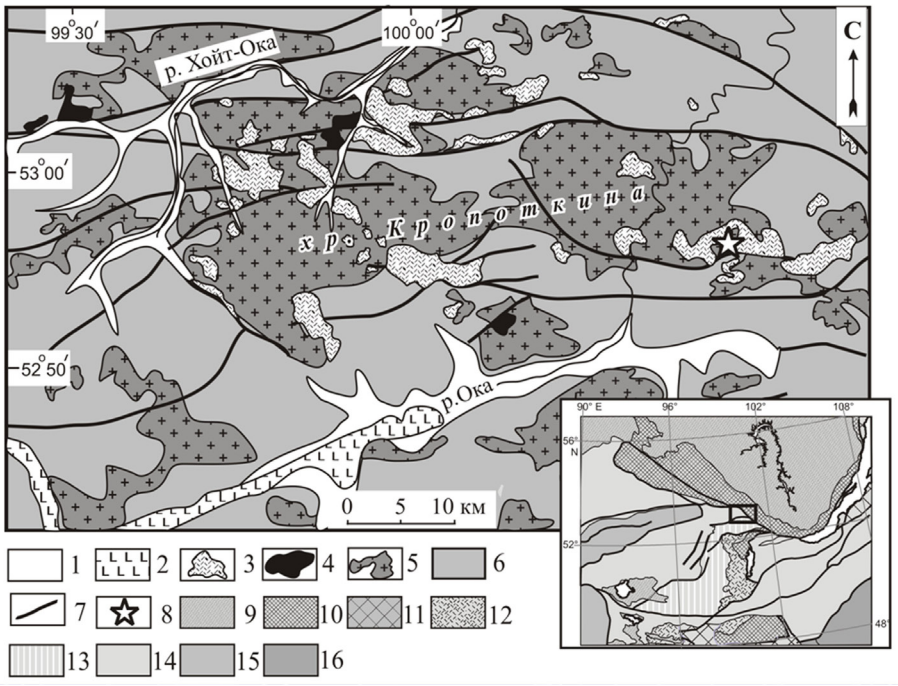


Рис. 1. Схема распространения раннедевонских вулканоплутонических ассоциаций в районе хр. Кропоткина (по Воронцову и др., 2010).

1 – рыхлые отложения; 2 – четвертичные базальты; 3–5 – раннедевонские магматические ассоциации: 3 – трахириолит-комендитовые, 4 – базальтовые и бимодальные базальт-трахириолиткомендитовые; 5 – субщелочные и щелочные граниты и сиениты; 6 – додевонские гнейсограниты, габброиды, гранодиориты и плагиограниты; 7 – разломы; 9–16 – условные к врезке: 9 – чехол Сибирского кратона; 10 – кратонные блоки; 11–13 – комплексы пород неопротерозойских террейнов: 11 – переработанные в позднем палеозое, 12 – вулканические, 13 – карбонатно-терригенные; 14–16 – складчатые структуры: 14 – раннепалеозойские, 15 – среднепалеозойские, 16 – поздне-палеозойские

Нами было изучено Илейское флюорит-фенакитовое рудопроявление, находится в западной части республики Бурятии вблизи её границы с Иркутской областью (рис. 2). Рудопроявление расположено в центре горной системы Восточного Саяна, хребте Кропоткина, на высоте 2050–2250 м над уровнем моря на левом борту ручья Илеэ впадающего в ручей Улзыта, который в свою очередь впадает в реку Ока. Рудопроявление относится к бертрандит-фенакит-флюоритовой формации, к которой принадлежит и уникальное Ермаковское месторождение (Гинзбург., 1975; Куприянова и др., 2011).

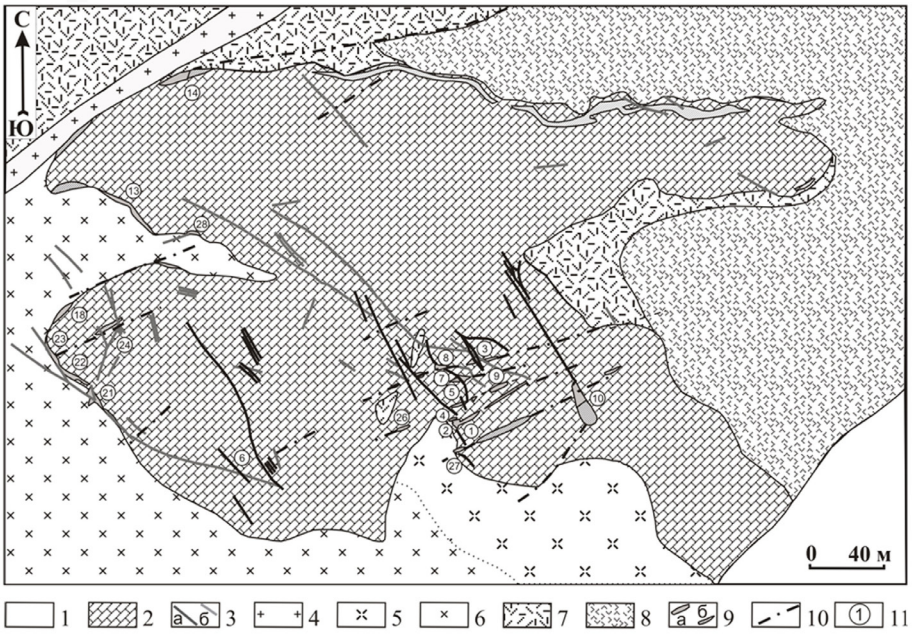


Рис. 2. Геологический план Илейского рудопроявления.
I – ледниковые отложения; 2 – известняки верхнепротерозойской Монгошинской свиты; 3–8 – девонский вулкано-плутонйческий комплекс: 3–6 – Огнитский комплекс: 3 – дайки: а – гранит-порфиры, кварцевые порфиры, б – изменённые порфириты, 4 – мелкозернистые лейкократовые граниты, 5 – средне- и крупнозернистые порфировидные лейкократовые граносиениты и кварцевые сиениты, 6 – лейкократовые сиенит-порфиры; 7–8 – Илейская толща: 7 – фельзиты, 8 – лавобрекчии; 9 – флюоритовые жилы: а – закартированные, б – предполагаемые; 10 – разломы; 11 – номера рудных тел

Илейское рудопроявление расположено в зоне развития крупных долгоживущих глубинных разломов – Главного Саянского и Жом-Болокского. Вмещающими породами для рудопроявления служат тонко-мелкокристаллические известняки монгошинской свиты слагающий ксенолит 400×200 м. Их прорывают сиенит-порфиры, биотитовые граниты, субщелочные и щелочные лейкограниты отнесенные к огнитскому комплексу, а своеобразным экраном являются перекрывающие известняки вулканические образования, илейской толщи. Илейская толща состоит из фельзитовых порфиров, фельзитов, дацитовых, андезитовых порфиров, ингнимбритов и туфов. Формирование Илейского рудопроявления связано с образованием огнитского комплекса.

Рудные тела представлены жилами и линзами с раздувами и пережимами, приуроченными к местам пересечения жил дайками. На рудопроявлении выделяется три участка: центральный, западный и северный. Мощность рудных жил колеблется от 0.5–0.8 м до 1–1.5 м, единичные до 5–10 м, длина рудных жил 80–120 м. Рудные жилы состоят

из флюорита, калиевого полевого шпата, кварца, кальцита, биотита и серицита, также встречаются апатит, сфен, пирит, сфалерит, гематит и актинолит, бериллиевые минералы представлены в основном фенакитом, отмечаются единичные находки бертрандита и мелинофана. В зависимости от состава и текстурно-структурных особенностей выделяются массивные и прожилково-вкрапленные типы руд.

Интрузивные породы представлены тремя разновидностями 1) – наиболее широко представлены средне-крупнозернистые, субщелочные и щелочные лейкограниты, обнажающимися в южной части рудопроявления; 2) – порфировидные кварцевые и щелочные сиениты, развитые в юго-западной и западной части рудопроявления; 3) – и развитые локально, только в северо-западной части рудопроявления, мелкозернистые биотитовые граниты. Так же на оруденение развиты разрозненные дайки маломощных от 10 до 50 см. фельзит-порфиров и гранит-порфиров.

Нами были проведены геохронологические Rb-Sr и Ar-Ar исследования по субщелочным лейкогранитам огнитского комплекса и вулканитам илейской толщи. Субщелочные лейкограниты это серые средне-крупнозернистые породы, массивные с пойкилитовой структурой состоящие на 70–75 % калишпат-пертита и на 25–30 % кварца, так же присутствует арфведсонит 5 %.

В петрохимическом отношении магматические породы Илейского рудопроявления относятся к субщелочному ряду. Содержание щелочей в лейкогранитах колеблется от 8.34 % до 9.22 %, в сиенитах – 13.66 %, в дайках гранит-порфиров 8.58–8.89 %, в фельзитах – 8.92–9.8 %. По нашим геохимическим данным субщелочные граниты на Илейском месторождении, характеризуются относительно примитивной мантии, глубокими минимумами концентраций Sr, Eu и повышенными содержаниями Rb, Nb с преобладанием лёгких редких земель над тяжёлыми $(La/Yb)_n = 9.52$ (рис. 3). Вулканиты илейской толщи по распределению РЗЭ схожи с лейкогранитами и обладают минимумом Sr, Eu с максимумами Rb, Pb, при преобладание лёгких редких земель над тяжёлыми $(La/Yb)_n$ = 8.6–9.7. На дискриминационных петрохимических диаграммах Nb-Y и Rb-Y+Nb (Pearce, 1984) все огнитские щелочные граниты и вулканиты с Илея попадают в поле внутриплитных образований (WRG). Руды Илейского месторождения так же имеют ровный спектр распределения РЗЭ с содержаниями Be до 1350 г/т. Содержание F в рудах стабильное ~ 30 %.

Из субщелочных гаранитов был выделен арфедсонит и проанализирован Ar-Ar изотопным методом (рис. 4). Полученное по нему плато по трем ступеням, характеризующееся

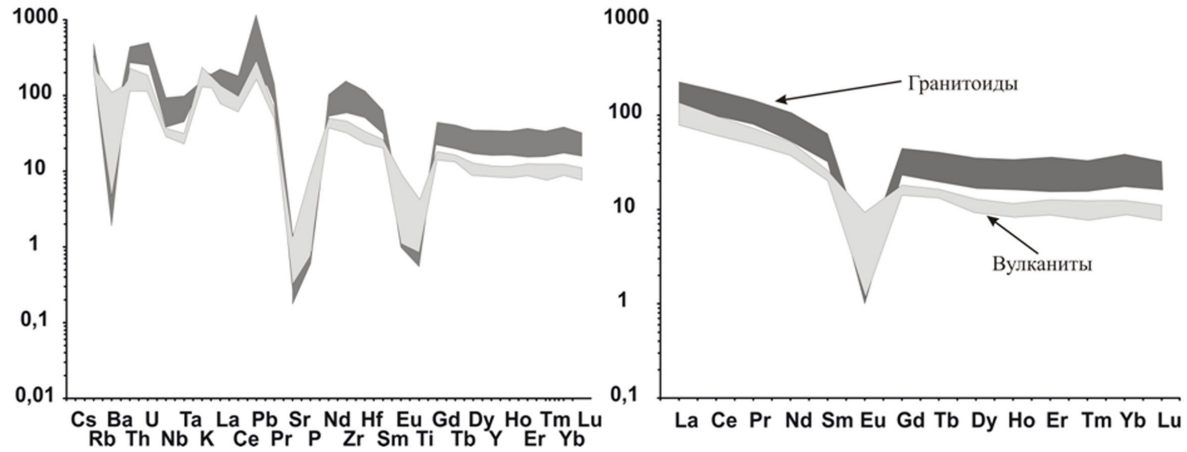


Рис. 3. Спайдер диаграмма для магматических пород Илейского рудопроявления

Рис. 4. Результаты Ar-Ar-исследований методом ступенчатого прогрева арфедсонита из субщелочных гранитов Илейского рудопроявления

значением возраста 381 ± 5 млн лет и 43.8 % выделенного ^{39}Ar. На изохронной диаграмме для линейной регрессии по 4 точкам рассчитано значение возраста – 387 ± 6, согласующееся с возрастом плато. Таким образом, можно считать значение 381 ± 5 млн лет соответствующим времени закрытия изотопной системы амфибола.

Так же нами были проведены Rb-Sr изотопно-геохронологические исследования илейской вулканической толщи (рис. 5). Были проанализированы пять проб из пород этой толщи – фельзитовые порфириты и дациты. Полученая по ним изохрона имеет возраст 390.8 ± 7.4 млн лет, СКВО = 2.27, при достаточно высоком первичным изотопным отношении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7148 \pm 21$, что может указывать на коровый источник кислых магматических расплавов. Таким образом, нами оценён возраст рудоносного магматизма на Илейском рудопроявлении он составляет 390–381 млн лет.

Изотопный состав Nd для даек сиенитов-гранитов, рассчитанный для установленного возраста пород как величина $E_{Nd}(T)$ составляет ~ 3.7, а в щелочных гранитах – 4.1, модельный возраст в дайках также достаточно близок 1413 и 1424 млн лет, в щелочных гранитах 1477 млн. лет. Такие близкие значения модельного возраста и величины $E_{Nd}(T)$, могут указывать на то, что дайки сиенитов-гранитов и массив щелочных гранитов образовались из одного магматического очага и являются близкими по возрасту.

Проведенные геохронологические исследования показали, что магматические породы, отнесенные к огнитскому комплексу на Илейском рудопроявлении, име-

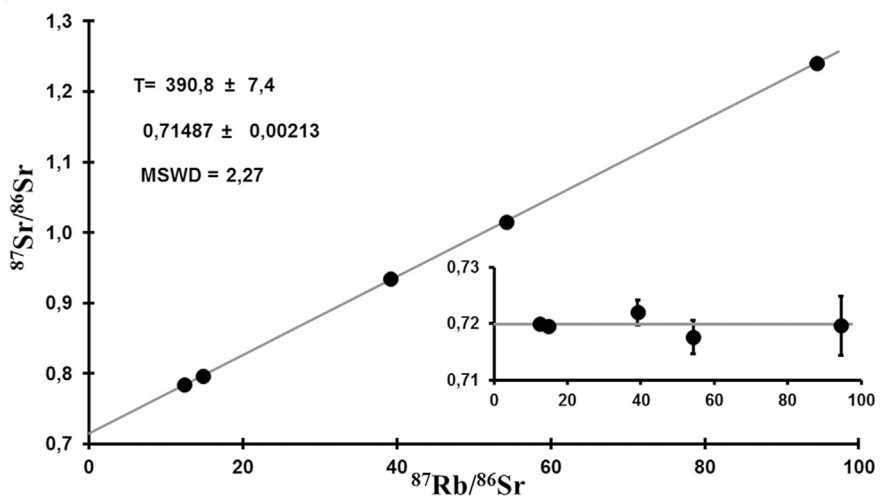


Рис. 5. Rb-Sr-изохронная диаграмма для вулканитов илейской толщи

ют среднедевонский возраст. С этим выводом согласуются данные о раннедевонском возрасте массивов щелочных гранитов и сиенитов, которые тесно ассоциируют с базальт-трахириолит-комендитовыми ассоциации в хр. Кропоткина (Павленко 1963; Гордиенко 1969; Воронцов 2010). Ассоциации, подобные изученной на Илейском рудопроявлении, типичны для рифтовых структур и, в частности, для девонских грабенов северо-западной Монголии. Структурная позиция магматических ассоциаций на Илейском рудопроявлении позволяет их связать с процессами рифтогенеза.

Литература

1. Воронцов А. А., Сандимиров И. В. Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базальтов: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd данные // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1073–7087.
2. Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др. // Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975.
3. Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна // АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т земной коры. Бурят. филиал. Улан-Уде : Бурят. кн. изд-во, 1969. 114 с.
4. Гордиенко И. В., Рошектаев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // ГРМ. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
5. Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Гордиенко И. В. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна // АН СССР. Сибирское отделение. Геологический институт. Новосибирск: Наука, 1989.
6. Куприянова И. И., Шпанов Е. П. Бериллиевые месторождения России. М.: ВИМС, 2011. 353 с.
7. Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: АН СССР, 1963. С. 239–47.
8. Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Шурига Т. Н. и др. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.
9. Pearce Y. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock. Petrol. 1984. V. 70. P. 956–983.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.051

О некоторых проблемах типохимизма хромшпинелидов в кимберлитах Сибирского кратона

В. Г. Мальковец [1, 2], А. А. Гибшер [1, 2], И. В. Яковлев [1, 2], М. В. Милаушкин [1, 2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: vladimir.malkovets@igm.nsc.ru; vladimir.malkovets@gmail.com
[2] АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия)
e-mail: MalkovetsVG@alrosa.ru

Кимберлиты являются уникальными глубинными скважинами, которые выносят на поверхность вещество литосферы разной степени глубинности от 250 км до самых верхних уровней земной коры. Кимберлиты обнаруживаются только в пределах древних кратонов, с временем формирования литосферного киля кратонов начиная от ~ 3.6 млрд лет. Таким образом, кимберлитовые магмы выносят дезинтегрированное вещество уникального породного архива не только по степени глубинности (до 250 км, а иногда и до 330 км), но и по временному интервалу – от 3.6 млрд лет до момента внедрения кимберлитов. В пределах Сибирского кратона в настоящее время достоверно установлено четыре этапа кимберлитового магматизма: ~ 410 млн лет, ~ 360 млн лет, ~250–235 млн лет и ~150 млн лет.

В алмазопоисковой геологии на начальных стадиях работ проводится шлихоминералогическая съемка разной степени детальности в процессе которой отбираются как алмазы, так и минералы спутники алмаза (МСА), такие как хромистый пироп, магнезиальный ильменит, хромшпинелид, хромистый клинопироксен, магнезиальный оливин, а также магнезиальный оливин, хромистый рутил, «кимберлитовый» циркон и некоторые другие минералы. Однако необходимо отметить, что вышеперечисленные минералы могут иметь своим источником не только кимберлиты. Исследование химического состава и выяснение генезиса этих минералов являются важной задачей при выявлении и характеристике их коренных источников. В алмазной геологии наработано значительное количество дискриминационных диаграмм, которые позволяют отделять МСА кимберлитового генезиса от минералов не связанных с кимберлитами породных ассоциаций.

Одной из наиболее распространенных проблем с типохимизмом и природой хромшпинелидов на Сибирской платформе является проблема генезиса хромшпинелидов так называемого «курунгского» типа (Афанасьев и др., 2000). Химические составы хромшпинелидов «курунгского» типа из пробы Малоботуобинского района представлены на рисунках 1 а-в. На диаграмме Cr_2O_3 – Al_2O_3 составы таких хромшпинелидов проецируются на линию перидотитового тренда и большой процент зерен попадает в поле включений в алмазах (рис. 1 а). (Соболев, 1974). На этот тренд проецируются составы хромшпинелидов из широкого спектра глубинных ксенолитов перидотитов выносимых на поверхность как кимберлитами, так и другими глубинными щелочными породами. Однако на диаграммах Cr_2O_3 – TiO_2 (Соболев, 1974) и $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ – TiO_2 (Malkovets et al, 2007) хромшпинелиды «курунгского» типа имеют свои отличительные характеристики. Хромшпинелиды «курунгского» типа имеют крайне низкие содержания TiO_2, в подавляющем большинстве случаев не превышающие 0.15 мас. % (рис. 1 б). Наиболее поразительной характеристикой хромшпинелидов «курунгского» типа является низкое содержание Fe^{3+} (рис. 1 в). На диаграмме $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ – TiO_2 > 95 % составов проецируется в поле включений в алмазах.

Несмотря на то, что по отдельности зерна хромшпинелидов «курунгского» типа встречаются в концентрате тяжелой фракции кимберлитовых тел Якутской кимбер-

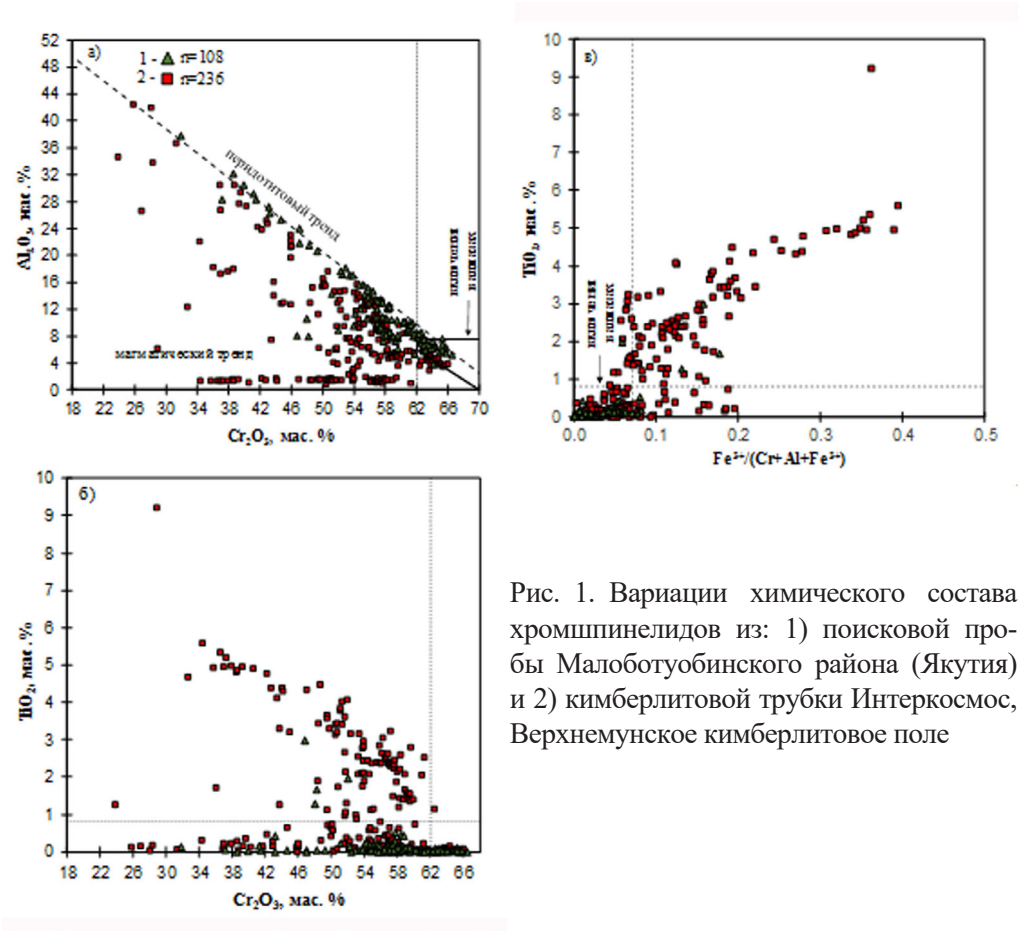


Рис. 1. Вариации химического состава хромшпинелидов из: 1) поисковой пробы Малоботуобинского района (Якутия) и 2) кимберлитовой трубки Интеркосмос, Верхнемунское кимберлитовое поле

литовой провинции, к примеру, в кимберлитах Верхнемунского поля (рис. 1), однако ни в одном из известных кимберлитовых тел, они не представляют доминирующую ассоциацию. В работе Афанасьева В. П. с соавторами (Афанасьев и др., 2000) представлены результаты исследования минеральных включений в хромшпинелидах «курунгского» типа Малоботуобинского района. В виде включений обнаружены: высокомагнезиальный оливин (Fo – 93–96), хромдиопсиды, энстатиты (mg# 93.45) и амфиболы тремолит-актинолитового ряда. Ни в одном из хромитов не был обнаружен пироп в виде включений.

Хромшпинелиды с низкими содержаниями TiO_2 и низкими значениями $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ отношений до настоящего времени не описаны ни в одном из известных типов магматических пород или разнообразных ультраосновных и щелочно-ультраосновных массивах.

Генезис хромшпинелидов «курунгского» типа до настоящего времени так и не выяснен. Хромшпинелиды широко используются в практике алмазопоисковых работ, а использование «ложных» индикаторных минералов кимберлитов может привести к ложным поисковым целям и значительному увеличению временных и финансовых затрат.

Для выяснения природы хромшпинелидов «курунгского» типа необходимо их более детальное исследование с использованием современных геохимических методов.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.052

Особенности состава породообразующих минералов щелочного редкометалльного массива Бурпала (Северное Прибайкалье)

А. В. Малютина [1, 2], А. Г. Дорошкевич [1, 2], И. А. Избродин [1, 2], А. Е. Старикова [1, 2], М. Н. Крук [1, 2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: malyutina@igm.nsc.ru

[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: a.maliutina@g.nsu.ru

Введение

Массив Бурпала расположен в Северном Прибайкалье и, наряду с Сыннырским ультракалиевым и другими массивами, входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции. Массив локализован в терригенно-осадочной толще кембрия и представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км^2. Возраст массива – 294 ± 1 (Владыкин и др., 2014). Основными разновидностями центральной части плутона выступают щелочные сиениты с линзами фельшпатоидных сиенитов, переходящие в краевой части в альбитизированные разности щелочных и нефелиновых сиенитов и кварцевые сиениты. В краевой юго-западной части массива отмечаются дайкообразные тела и небольшие штоки шонкинитов, габбро и габбро-диоритов. Также присутствуют дайки щелочных гранитов и сиенитов, прорывающие как породы плутона, так и вмещающие образования.

Нами были проведены минералогические исследования основных разновидностей пород, слагающих массив Бурпала: щелочные сиениты, фельдшпатоидные сиениты, кварц-нормативные/кварцевые сиениты. Акцент делался на сквозных минералах, присутствующих во всех разновидностях: клинопироксены, полевые шпаты, слюды, амфиболы.

Особенности состава сквозных минералов

Клинопироксены формируют идиоморфные зерна, частично замещенные амфиболом (чаще в щелочных и кварц-нормативных сиенитах) и флогопитом (в фельдшпатоидных сиенитах); реже пироксены встречаются в виде позднемагматических образований и не содержат следов замещения (фельдшпатоидные сиениты). Иногда в крупных кристаллах отмечается химическая зональность, выраженная в увеличении эгиринового компонента в краевых частях. Отображение состава пироксенов в координатах конечных элементов диопсид-геденбергит-эгирин (рис. 1 а) является одним из наиболее информативных для описания эволюции состава клинопироксенов из различных типов пород. Особенно, если породы имеют единый родоначальный расплав или, наоборот, если есть основания полагать, что имели место процессы смешения или контаминации. Как правило, состав пироксенов эволюционирует в сторону обогащения геденбергитовым и эгириновым миналом. Однако различные типы пород могут демонстрировать разное относительное обогащение Hd при эволюции в сторону составов, богатых Ae. Состав пироксена из фельдшпатоидных сиенитов варьирует от диопсид-геденбергита (Di_{66} Hd_{26} Ae_8) до практически чистого эгирина (Di_9 Hd_5 Ae_{86}), а также в них отмечается постоянная примесь ZrO_2 (до 0.8 мас. %). Состав пироксена из щелочных сиенитов имеет похожий тренд эволюции, но изначально он более обогащен диопсидовым миналом (Di_{81} Hd_{16} Ae_3) и имеет более крутой наклон в сторону геденбергит-эгиринового состава, изменяясь до Di_{22} Hd_{45} Ae_{33}. В свою очередь, кварц-нормативные и кварцевые сиениты показывают отличающийся от нефелиновых и щелочных сиенитов состав, характеризуясь

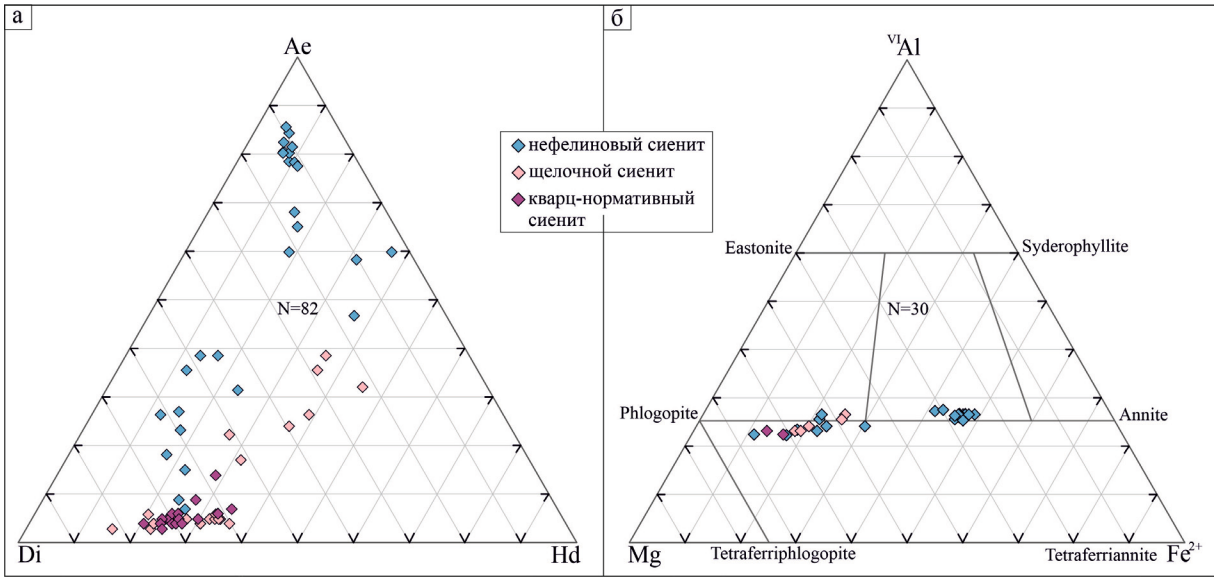


Рис. 1. а – особенности состава клинопироксенов (согласно классификации Marks, Markl, 2001); б – особенности состава флогопитов (согласно классификации Brod et al., 2001)

практически чистым диопсид-геденбергитовым составом (от $Di_{75}Hd_{21}Ae_4$ до $Di_{57}Hd_{28}Ae_{15}$) и не эволюционируя до эгиринов.

Редкоземельный состав пироксенов (по данным LA ICP MS) для каждого из трех типов пород также имеет свои особенности. Пироксены из фельдшпатоидных сиенитов характеризуются суммарными концентрациями РЗЭ в диапазоне от 82 до 175 ppm. Эти породы имеют синусоидальный характер распределения РЗЭ на графиках, нормированных к хондриту (рис. 2 а), где в средних лантаноидах наблюдается прогиб, смещенный к тяжелым лантаноидам. При этом с уменьшением магнезиальности пород воз-

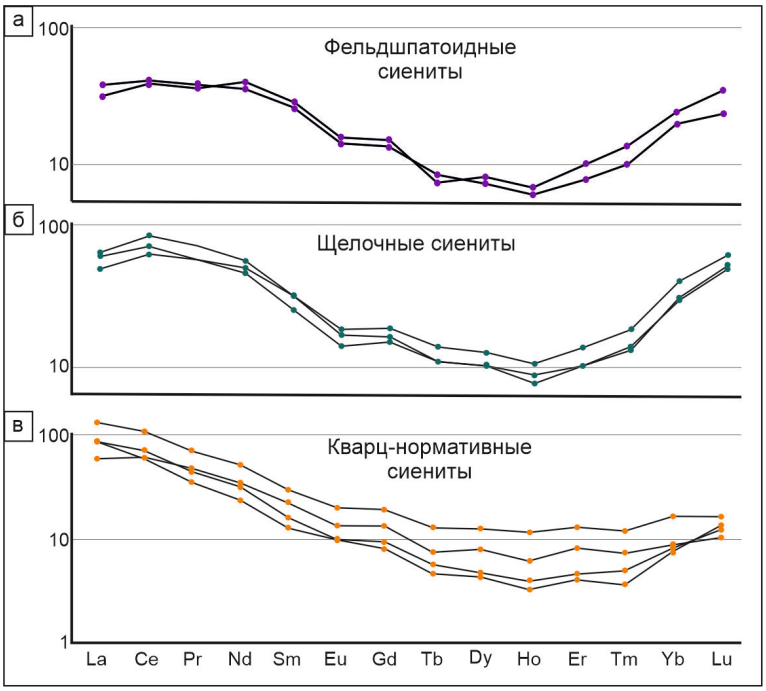


Рис. 2. Графики распределения РЗЭ в клинопироксенах, нормированные к хондриту: а – в клинопироксене из фельдшпатоидных сиенитов; б – в клинопироксене из щелочных сиенитов; в – в пироксене из кварц-нормативных сиенитов

растает глубина прогиба (до разности более, чем в 1.5 порядка). В менее дифференцированных фельдшпатоидных сиенитах (#Mg 25.8) La/Gdn, Gd/Ybn и Ce/Gdn соотношения составляют 5.8, 2.0 и 4.7, соответственно. В более дифференцированных породах (#Mg – 13.8–9.6) La/Gdn, Gd/Ybn и Ce/Gdn равны 6.0, 0.3 и 6.1 соответственно. Также с понижением магнезиальности фельдшпатоидных сиенитов в пироксене увеличивается содержание таких микроэлементов, как Zr, Ti и Sr, от 1300, 1900 и 367 ppm до 4140, 8680 и 670 ppm, соответственно. Концентрации V и Nb в минерале из этих разновидностей также увеличиваются с падением магнезиальности пород, от 230 и 3 ppm до 343 и 11, соответственно. Содержания Ni и Cr не превышают первые ppm.

Пироксены из щелочных сиенитов содержат РЗЭ в сумме от 54 до 97 ppm. В менее дифференцированных породах (#Mg 35) наблюдается обогащение тяжелыми редкоземельными элементами относительно легких, соотношения La/Gdn, Gd/Ybn и Ce/Gdn равны 1.3, 0.1 и 1.8, соответственно. Графики распределения РЗЭ, нормированные к хондриту (рис. 2 б), характеризуются выраженной синусоидальностью, с прогибом в средних РЗЭ. Содержания Zr, Ti и Sr в среднем составляют 8725, 5375 и 26 ppm, соответственно. Концентрации V, Cr, Ni и Nb составляют 1700, 300, 3.5 и 8.5 ppm, соответственно. Пироксены из более дифференцированных щелочных сиенитов (#Mg 19–15) имеют схожий характер распределения РЗЭ с пироксенами из фельшпатоидных сиенитов – графики также имеют ярко выраженную синусоидальность с прогибом в средних и субгоризонтальное распределение в легких лантаноидах, а соотношения La/Gdn, Gd/Ybn и Ce/Gdn составляют 7.0, 0.29 и 6.4, соответственно. Концентрации Zr, Ti и Sr понижаются с уменьшением магнезиальности и составляют в среднем 1350, 5520 и 302 ppm, соответственно. Концентрации V, Cr, Ni и Nb составляют в среднем 415, 3, 2 и 8 ppm, соответственно.

Пироксены из кварц-нормативных и кварцевых сиенитов (#Mg 34) принципиально отличаются по распределению РЗЭ от двух предыдущих типов пород. На графиках конфигурации РЗЭ, нормированных к хондриту (рис. 2 в), они характеризуются явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, с устойчивым падением от La к Ho и незначительным подъемом от Ho к Lu, создавая небольшой прогиб. Соотношения La/Gdn, Gd/Ybn и Ce/Gdn составляют в среднем 9.5, 1.1 и 7.2, соответственно. Концентрации Zr, Ti и Sr ниже, по сравнению с минералом фельшпатоидных и щелочных сиенитов и равны в среднем 31, 675 и 61 ppm, соответственно. Концентрации V, Cr и Ni также ниже в сравнении с двумя предыдущими типами и составляют 85, 16 и 44, содержания Nb ниже предела обнаружения.

Слюда в изученных типах пород слюда представлена флогопитом. В фельшпатоидных сиенитах флогопит представлен двумя типами: первый (более ранний) флогопит образует редкие высокомагнезиальные и высокофтористые мелкие (до 30 мкм) включения в пироксене, а второй тип представлен крупными зернами, которые встречаются как в основной массе, так и развиваются в краевых частях пироксена и на границах пироксен-порода. В сравнении с первым типом, этот флогопит отличается относительно низкой магнезиальностью и пониженным содержанием фтора. В щелочных и кварц-нормативных сиенитах флогопит встречается довольно редко и, как правило, слагает реликтовые зерна неправильной формы, образующие включения в измененном пироксене и/или позднем амфиболе. Вариации состава флогопита из трех типов пород показаны на рис. 1 б. Флогопит из нефелиновых сиенитов отличается наиболее широким спектром составов: #Mg варьирует от 0.33 до 0.85; TiO_2 от 0.47 до 3.54 мас. %, а содержание F относительно постоянно и в среднем составляет 1.52 мас. %. При этом в некоторых случаях наблюдается увеличение содержания F от центра к краю зерен флогопита (в среднем на 0.15–0.20 мас. %). В щелочных сиенитах вариации состава слюды намно-

го уже: #Mg составляет 0.66–0.76; содержание TiO_2 от 0.85 до 1.95 мас. %, а F варьирует от 1.9 до 3.2 мас. %, в среднем 2.67 мас. %. Для флогопитов кварц-нормативных сиенитов (как и в случае с пироксенами) характерен более магнезиальный состав: #Mg составляет 0.79–0.82; TiO_2 от 0.22 до 0.57 мас. %, а F варьирует от 3.49 до 4.05 мас. %, в среднем 3,77 мас. %.

Амфибол из наименее дифференцированных фельдшпатоидных сиенитов (#Mg 62) обычно представлен зернами неправильной формы (нередко с резорбированными границами), часто замещающими пироксен. Также зерна имеют концентрическую, реже пятнистую зональность, выражающуюся в увеличении в краевых частях содержаний Ti, Al, Fe, K и падении Mg, Ca. Этот вид можно отнести к группе Ca-Na амфиболов, к ферро-нибоиту/магнезио-катафориту ($(Na+K)_A$~ 0.90); они отличаются пониженным содержанием MgO (в среднем 9.5 мас. %); содержания TiO_2 варьируют от 0.40 до 0.57 мас. %, в среднем 0.47. Содержание F ниже предела обнаружения. Суммарные концентрации РЗЭ составляют в среднем 212 ppm. Содержания Zr, Ti и Sr в среднем составляют 910, 5866 и 586 ppm, соответственно.

В щелочных сиенитах амфибол также можно отнести к магнезио-катафориту, однако он имеет менее щелочной и более магнезиальный состав: ($(Na+K)_A$~ 0.60; $Ca_{(B)}$~1.69), MgO в среднем составляет 14.07 мас. %, TiO_2 варьирует от 0.18 до 1.3 мас. %, в среднем 0.56 мас. %; содержания F варьируют от 0.81 до 1.73, в среднем 1.06 мас. %. Суммарные концентрации РЗЭ не превышают 60 ppm. Содержания Zr, Ti и Sr в среднем составляют 700, 6020 и 280 ppm, соответственно

В кварц-нормативных (#Mg 34, Q_{norm} = 4) и кварцевых сиенитах (#Mg 39, Q_{norm} = 13.5) состав амфибола схож с амфиболом из щелочных сиенитов: ($(Na+K)_A$~ 0.61; $Ca_{(B)}$~ 1.71), MgO в среднем составляет 14.09 мас. %, TiO_2 варьируют от 0.18 до 1.35 мас. %, в среднем 0.58 мас. %, содержания F варьируют от 0.82 до 1.67, в среднем составляют 1.17 мас. %. Суммарные концентрации РЗЭ выше, чем в минерале щелочных сиенитов и составляют 260 ppm в кварц-нормативных и 122 ppm в кварцевых сиенитах. Содержания Zr, Ti и Sr в среднем составляют 86, 6044 и 147 ppm в кварц-нормативных и 32, 5733 и 83 ppm в кварцевых сиенитах, соответственно.

Полевые шпаты в нефелиновых сиенитах обычно образуют сплошные массы, где в матриксе альбита наблюдается густая вкрапленность неправильных зерен калиевого полевого шпата (ортоклаза). В последнем отмечаются повышенные содержания BaO (0.26–2.7 мас. %). В щелочных сиенитах также проявлен ортоклаз-альбитовый состав полевых шпатов, с небольшим преобладанием ортоклаза, который в основной массе чаще образует крупные зерна с ориентированными (пертитоподобными) включениями альбита. В ортоклазе содержания BaO варьируют от 0.4 до 0.83 мас. %. В кварцевых сиенитах полевые шпаты имеют аналогичные формы выделения, как и в щелочных сиенитах. КПШ характеризуется схожими значениями BaO, с вариациями в диапазоне 0.47–0.78 мас. %.

Заключение

Исходя из полученных данных, можно заключить, что в фельшпатоидных и щелочных сиенитах эволюция состава слюд и пироксенов схожа. Для калиевых полевых шпатов характерны повышенные концентрации бария. Такие особенности типичны для минерала многих щелочных комплексов. Сквозные минералы кварцевых сиенитов характеризуются изначально большей магнезиальностью, за счет чего они заметно отличаются от двух предыдущих типов пород (фельдшпатоидных и щелочных сиенитов). Концентрации РЗЭ, циркония, стронция и титана в пироксенах меняются в пределах каж-

дой группы по мере снижения магнезиальности, при этом элементы, сопутствующие оруденению (Zr, Ti и Sr) накапливаются в фельдшпатоидных сиенитах по мере уменьшения магнезиальности данной группы пород. Различия в составе основных компонентов и редкоэлементном составе пироксена в трех группах пород свидетельствуют о том, что породы не ложатся в единый тренд эволюции. В первую очередь это касается контрастных по составу кварц-нормативных и кварцевых сиенитов, образованию которых, к примеру, могли сопутствовать процессы контаминации.

Благодарности

Геология района изучена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (122041400241-5). Петрографические и минералогические исследования щелочных пород массива проводились за счет средств гранта РНФ 22-17-00078.

Литература

1. Владыкин Н. В., Сотникова И. А., Котов А. Б., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 272–290.
2. Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 1947–1969.
3. Brod J. A., Gaspar J. C., de Arau´jo D. P., Gibson S. A., Thompson R. N. and Junqueira-Brod T. C. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // Journal of Asian Earth Sciences. 2001. V. 19. No 3. P. 265–296.
4. Leake B. E., Woolley A. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // American Mineralogist. 1997. V. 82. P. 1019–1037.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.053

Экспериментальное моделирование природных процессов изменения нефелина

Ю. А. Михайлова [1, 2], Г. О. Калашникова [2], Я. А. Пахомовский [1, 2], Е. А. Селиванова [1, 2], А. А. Компанченко [1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

[2] Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты

Введение

Нефелин, $Na_3K(Al_4Si_4O_{16})$, один из главных породообразующих минералов щелочных горных пород разнообразного состава и генезиса (Андреева и др., 1984; Самсонова, 1973). Он кристаллизуется в широком диапазоне температур и давлений, в условиях среды, недосыщенной кремнеземом и богатой щелочами и алюминием. В субсолидусных условиях нефелин легко замещается разнообразными вторичными минералами: цеолитами (натролитом, анальцимом, гоннардитом), канкринитом, мусковитом, Al-O-H фазами (гиббситом, бёмитом, нордстрандитом) (Baumgartner, 2002; Fall et al., 2007; Markl, Weisenberger et al., 2014).

Ранее было установлено, что в породах Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) нефелин интенсивно замещается ассоциацией натролит+нордстрандит ± бёмит ± паранатролит согласно следующим схематическим реакциям: $3Nph + 4H_2O \rightarrow Ntr + Nsd + NaOH$; $6Nph + 9H_2O \rightarrow Ntr + Pntr + 2Nsd + 2NaOH$, где Nph – нефелин, Ntr – натролит, Nsd – нордстрандит, Pntr – паранатролит (Mikhailova et al., 2023). Кроме минеральных фаз среди продуктов замещения нефелина постоянно присутствует битуминозное вещество, образующее, вероятно, тонкие пленки на поверхности зерен вторичных минералов (рис. 1).

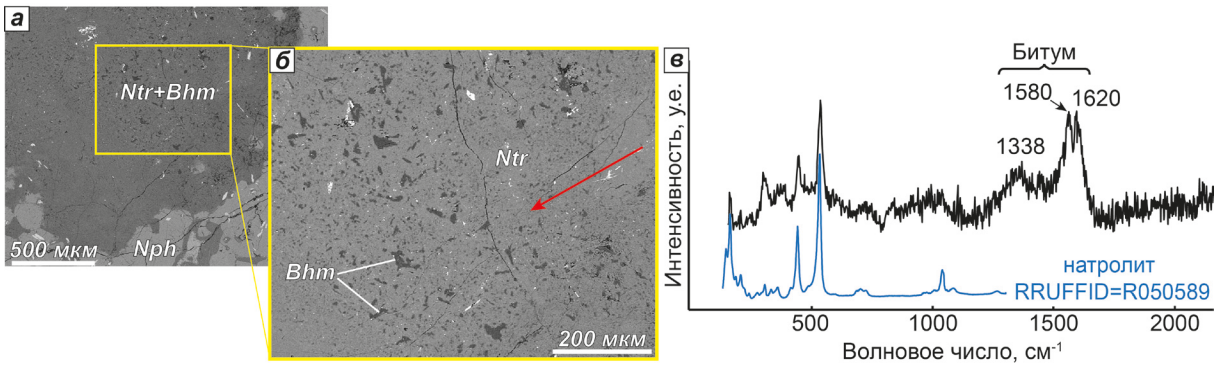


Рис. 1. Природный прототип для экспериментов: замещение нефелина (Nph) натролитом (Ntr) и бёмитом (Bhm) в фойяите из расслоенного комплекса Ловозерского массива (образец ЛВ-335С). Зерна натролита покрыты тонкими пленками (?) битума, присутствие которого проявляется на КР спектре натролита (показан черным на рис. 1 в). Красной стрелкой на рисунке 1 б показана точка, в которой записан КР спектр. а, б – изображения в обратно рассеянных электронах

Данная работа является экспериментальным продолжением исследований вторичных изменений нефелина. В экспериментах нам удалось воспроизвести минеральные ассоциации, образующиеся при замещении нефелина в породах Ловозерского массива, а также оценить изменение состава гидротермального раствора.

Материалы, методы и условия проведения экспериментов

Для проведения экспериментов было отобрано 7 граммов нефелина (размер зерен 1–3 мм в поперечнике) из уртита Ловозерского массива (образец ЛВ-01-45). Химический состав исходного нефелина определен при помощи электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН), а также методом мокрой химии (ГИ КНЦ РАН). Условия экспериментов приведены в таблице 1. Составы исходных растворов и растворов после экспериментов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в Институте проблем промышленной экологии Севера (ИППЭС КНЦ РАН) при помощи спектрометра ELAN 9000 DRC-e. Диагностика продуктов изменения нефелина выполнена методами КР спектроскопии при помощи спектрометра EnSpectr R532 (ГоИ КНЦ РАН) и порошковой рентгенографии при помощи диффрактометра УРС-1 (ГИ КНЦ РАН).

Таблица 1. Условия проведения экспериментов

Серия	Эксперимент	Исходный раствор	pH	Навеска нефелина, г	Температура, °C	Длительность, сутки
1	Aks. 4	деионизированная H_2O	6.1	0.4000	230	1
	Aks. 8			0.4017	230	5
	Aks. 12			0.4066	230	15
2	Aks. 2	0.5 моль/л NaCl	5.6	0.4005	230	1
	Aks. 6			0.4051	230	5
	Aks. 10			0.4030	230	15
3	Aks. 1	0.1 моль/л HCl	3.0	0.4037	230	1
	Aks. 5			0.4000	230	5
	Aks. 9			0.4012	230	15
4	Aks. 3	0.5моль/л NaOH	7.8	0.4033	230	1
	Aks. 7			0.4036	230	5
	Aks. 11			0.4037	230	15

Результаты

По данным микрозондового анализа, состав исходного нефелина (мас.%) SiO_2 – 44.62; Al_2O_3 – 32.05; Fe_2O_3 – 1.33; Na_2O – 15.90; K_2O – 4.76; Σ 98.66 соответствует формуле (O = 16) $Na_{2.97}K_{0.59}Al_{3.64}Fe^{3+}_{0.10}Si_{4.30}O_{16}$. Согласно данным мокрой химии, нефелин содержит 0.98 мас. % Fe_2O_3 и 0.30 мас. % FeO. Соответственно, его формула: (O = 16):

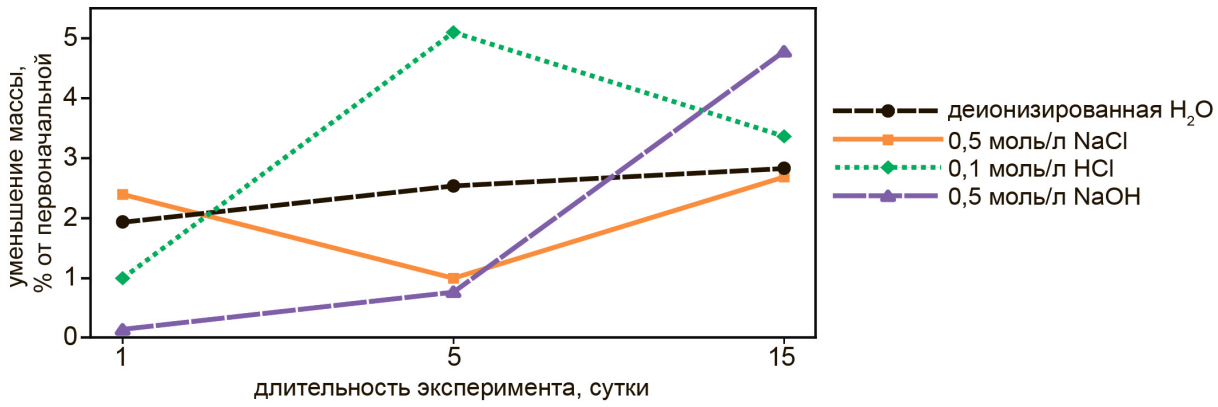


Рис. 2. Изменение массы нефелина в ходе экспериментов

$Na_{2.98}K_{0.59}Al_{3.65}Fe^{3+}_{0.07}Fe^{2+}_{0.02}Si_{4.31}O_{16}$. Некоторые зерна нефелина в образце ЛВ-01-45 содержали мельчайшие (до 5 мкм в длину) вростки эгирина, к каждому из которых прикреплено газовое включение, состоящее из метана. Такие включения типичны для нефелина из пород как Ловозерского, так и Хибинского массивов (Икорский, 1967).

Изменение массы зерен нефелина после проведения экспериментов показано на рисунке 2, а в таблице 2 перечислены фазы, осажденные на поверхности нефелина.

Таблица 2. Фазы, осажденные на поверхности нефелина после экспериментов

Эксперимент	Раствор	Длительность, сутки	Фазы, осажденные на поверхности нефелина
Aks. 1	0.1 моль/л HCl	1	–
Aks. 2	0.5 моль/л NaCl	1	–
Aks. 3	0.5 моль/л NaOH	1	–
Aks. 4	деионизированная H_2O	1	–
Aks. 5	0.1 моль/л HCl	5	мусковит
Aks. 6	0.5 моль/л NaCl	5	бёмит
Aks. 7	0.5 моль/л NaOH	5	анальцим, гематит
Aks. 8	деионизированная H_2O	5	мусковит
Aks. 9	0.1 моль/л HCl	15	мусковит, анальцим, битум
Aks. 10	0.5 моль/л NaCl	15	бёмит, анальцим, гематит, битум
Aks. 11	0.5 моль/л NaOH	15	анальцим, гематит, битум
Aks. 12	деионизированная H_2O	15	мусковит, анальцим, битум

На рисунке 3 показаны фазы, осажденные на поверхности зерен нефелина после проведения эксперимента с 0.5 моль/л раствором NaCl в течение 15 суток.

Ассоциация, образовавшаяся на поверхности нефелина после проведения эксперимента с 0.5 моль/л раствором NaCl фактически аналогична наблюдаемой в природных образцах (рис. 1). Отличие заключается в том, что в природных образцах присутствует натролит, а в экспериментах был получен анальцим. Анальцим и натролит относятся к группе цеолитов, но различаются типом каркаса (http://www.iza-online.org). Эти минералы близки по химическому составу, но соотношение Si/Al в идеальной формуле анальцима составляет 2/1=2, а в идеальной формуле натролита 3/2 = 1.5. Можно утверждать, что полученный в экспериментах анальцим является аналогом натролита, образующегося в природном процессе.

Изменения состава растворов при проведении экспериментов с 0.5 моль/л раствором NaCl представлены в таблице 3.

Таблица 3. Изменения состава и pH растворов в ходе экспериментов

Компонент, мг/л	Исходный 0.5 моль/л раствор NaCl	После экспериментов		
		Aks. 2 (1 сутки)	Aks. 6 (5 суток)	Aks. 10 (15 суток)
K	0.06051	0.127	17.71	26.12
Al	< 0.01	0.119	9.930	11.93
Si	0.0275	0.741	14.91	1.999
Na	7197	7728	7471	7719
Fe	0.00071	0.168	0.143	0.214
pH	5.4	5.4	5.6	6.0

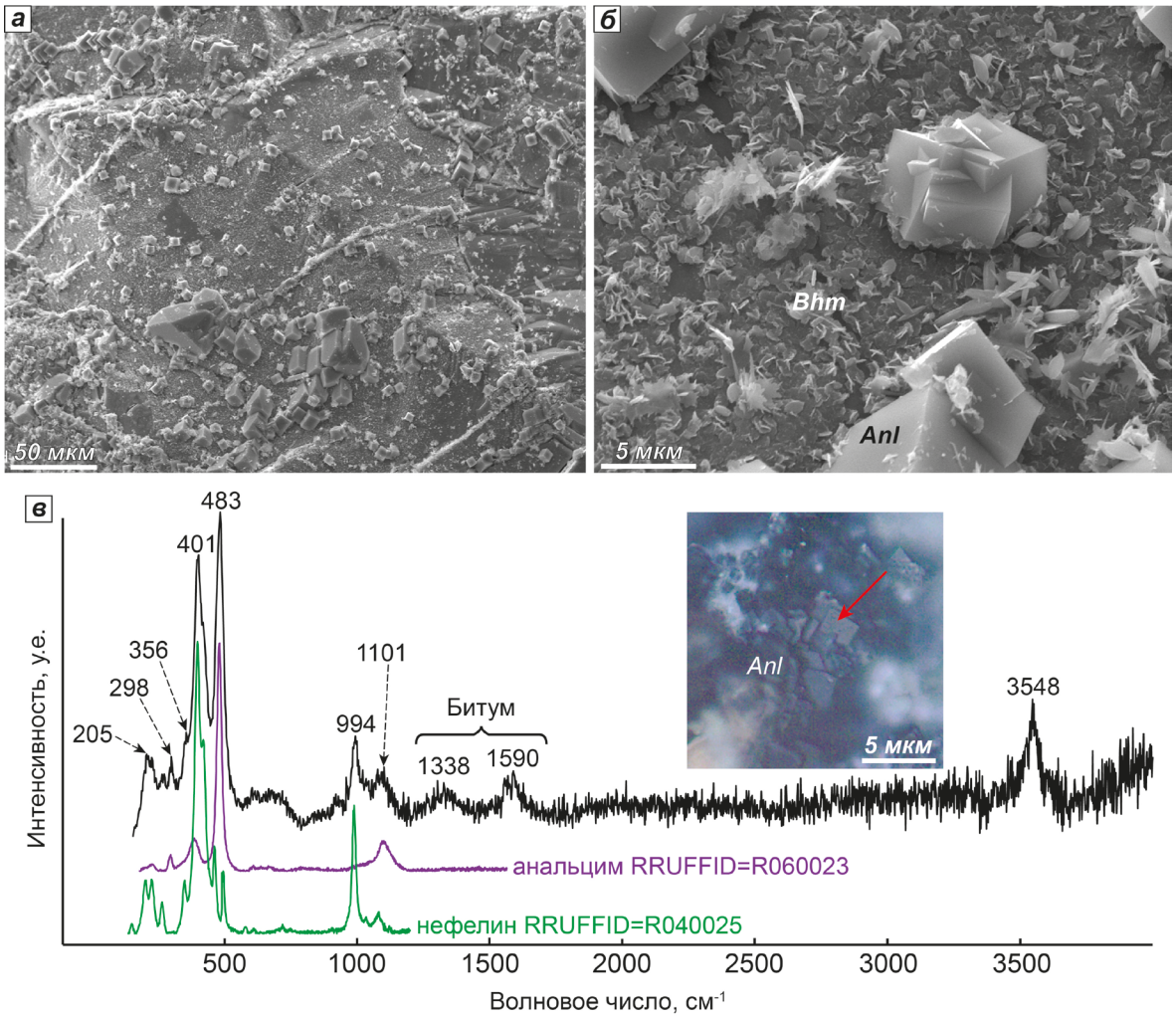


Рис. 3. Фазы, осажденные на поверхности нефелина после эксперимента с 0.5 моль/л раствором NaCl. Anl – анальцим; Bhm – бёмит. Кристаллы анальцима покрыты тонкой пленкой (?) битума. Красной стрелкой на рисунке 1в показана точка, в которой записан КР спектр (рис. 1 в). а, б – изображения в обратно рассеянных электронах

Выводы

Наблюдения в природных образцах и экспериментальные исследования показали, что характер продуктов изменения нефелина определяется содержанием натрия и хлора в гидротермальном растворе, а также pH. При низком содержании натрия в гидротермальном растворе основным продуктом изменения нефелина является мусковит. Увеличение содержания натрия в гидротермальном растворе приводит к осаждению цеолитов (анальцима или натролита) и фаз Al-O-H. При высоком pH (> 9.0) растворимость бёмита значительно увеличивается (Castet et al., 1993; Tagirov, Schott, 2001), этот минерал не выпадает в осадок, а алюминий остается в растворе. В зависимости от содержания хлора алюминий выпадает в осадок либо в виде нордстрандита, либо в виде бёмита, либо в виде ассоциации нордстрандит + бёмит (Gastuche, Herbillon, 1962; Violante, Huang, 1985). Замещение нефелина в породах Ловозерского массива с образованием натролита и Al-O-H фаз происходило под влиянием раствора высокой/средней солености при pH около 6.

Благодарности

Работа выполнена за счет средств проекта РНФ № 21-47-09010.

Литература

1. Андреева Е. Д., Кононова В. А., Свешникова Е. В., Яшина Р. М. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. Москва: Наука. 1984. 416 с.
2. Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород: на примере Хибинского щелочного массива. Ленинград: Наука. 1967. 117 с..
3. Самсонова Н. С. Минералы группы нефелина. Москва: Наука. 1983. 155 с.
4. Castet S., Dandurand J.-L., Schott J., Gout R. Boehmite solubility and aqueous aluminum speciation in hydrothermal solutions (90–350 ° C): Experimental study and modeling // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 4869–4884. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90126-H.
5. Fall A., Bodnar R. J., Szabó C., Pál-Molnár E. Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania // Lithos. 2007. V. 95. No 3–4. P. 331–345. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.08.005.
6. Gastuche M. C., Herbillon A. Etude des gels dalumine-cristallisation en milieu desionise // Bulletin de La Société Chimique de France. 1962. V. 7. P.1404–1412.
7. Markl G., Baumgartner L. pH changes in peralkaline late-magmatic fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 144. № 3. P. 331–346. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0401-6.
8. Mikhailova J. A., Pakhomovsky Ya. A., Lyalina L. M., Selivanova E. A. Alteration of Feldspathoids Changes pH of Late-Magmatic Fluids: A Case Study from the Lovozero Peralkaline Massif, Russia // Minerals. 2022. V. 13(1). P. 39. https://doi.org/10.3390/min13010039.
9. Tagirov B., Schott J. Aluminum speciation in crustal fluids revisited // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. V. 65. No 21. P. 3965–3992. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00705-0.
10. Violante A., Huang, P. M. Influence of inorganic and organic ligands on the formation of aluminum hydroxides and oxyhydroxides // Clays and Clay Minerals. 1985. V. 33. No 3. P. 181–192. https://doi.org/10.1346/CCMN.1985.0330303.
11. Weisenberger T., Spürgin S., Lahaye Y. Hydrothermal alteration and zeolitization of the Fohberg phonolite, Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany // International Journal of Earth Sciences. 2014. No 103. P. 2273–2300 https://doi.org/10.1007/s00531-014-1046-1.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.054

Комбинированные дайки района Нарынского щелочного массива (Ю-В Тува) и возможный вариант их образования

У. А. Мороз

Институт рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: ulianamoroz@mail.ru

Комбинированные дайки формируются при внедрении двух контрастных по составу расплавов. В большинстве случаев расплавы представлены базитовым и гранитоидным составами, источники которых могут быть разными.

На западной окраине нагорья Сангилен комбинированные дайки известны в различных геологических ситуациях. Новосибирскими исследователями изучались комбинированные дайки, в том числе на участке «Сайзырал», где вмещающими породами являются богатые SiO□ гранито-гнейсы. Формирование дайки рассматривается, как одновременное внедрение мафических и салических магм и их механическое смешение на контакте (Владимиров и др., 2019).

В окрестностях Нарынского массива щелочных пород также известна серия комбинированных даек (рис. 1.). Они прорывают массив основных пород, что является нетипичной ситуацией, для этого района. Маленькие объемы кислых пород в комбинированных дайках предполагают, что они выплавлялись недалеко от места кристаллизации. Соответственно возникает вопрос могут ли такие дайки возникнуть при плавлении

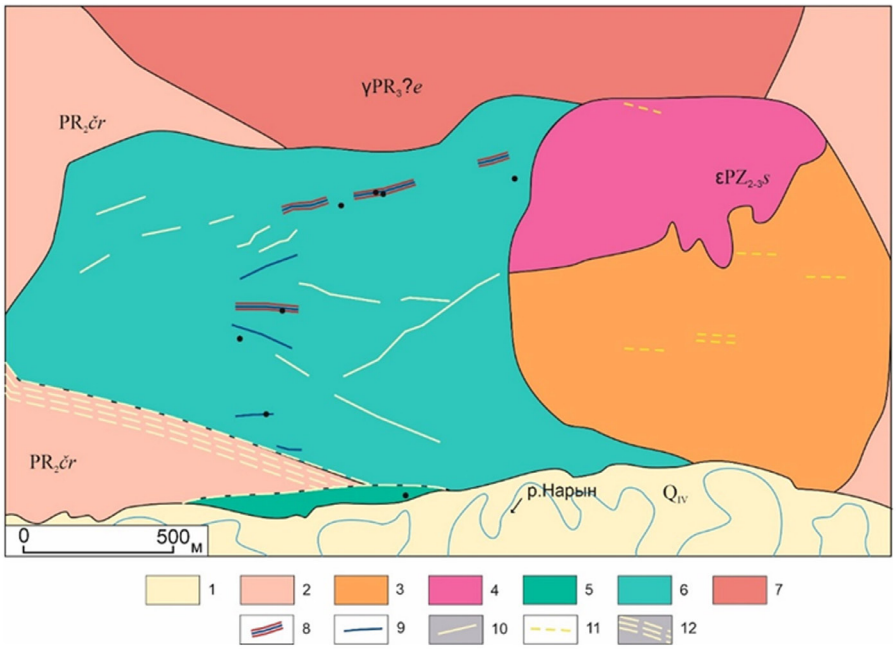


Рис. 1. Схема геологического строения Нарынского массива и прилегающих территорий. 1 – современные отложения, аллювиальные пески; 2 – средний протерозой; нерасчлененные отложения чартысской свиты, инъекционные гнейсы, мрамора, сланцы; 3–4 – средне-поздне палеозойские интрузии, сангиленский комплекс: 3 – нефелиновые сиениты, 4 – щелочные сиениты; 5–6 – раннепалеозойские интрузии: 5 – пегматоидный (гигантозернистый) габбро, 6 – среднезернистый габбро; 7 – позднепротерозойские интрузии, эрзинский комплекс, гранито-гнейсы; 8 – комбинированные дайки, габбронорит, гранитная отторочка; 9 – дайки базитового состава; 10 – дайки без уточнения состава (отдешифрированные по снимкам); 11 – дайки сиенитового состава; 12 – зона дробления

основных пород. Для решения этого вопроса, были изучены химический, минеральный состава пород и проведено термодинамическое моделирование образования гранитоидных расплавов из вмещающих эти дайки габброидов в программе PERPLE_X (ver. 6.8.7.).

Изученные нами дайки располагаются в поле крупного массива основного состава, сложенного тёмно-зелёными массивными гигантозернистыми габбро с офитовой структурой. В составе габбро участвуют плагиоклаз (40–60 %), клинопироксен (20–40 %), оливин (от 0–до15 %), амфибол (до 10 %) и ортопироксен (до 10 %), а также пирит, галенит, магнетит. Площадь массива около 3 км^2.

Комбинированные дайки в его пределах представлены телами, сложенными в центральной части породами базитового состава, близкого к габброноритам, и гранитоидами в краевой частях. Ширина даек составляет 5–7 м, протяжённость до 700 м при широтном простирании. Гранитная часть в таких дайках имеет мощность до 1 м. Граниты у внутреннего контакта находятся в соотношении минглинга с базитами центральной части даек, отчетливо видна граница, между габброноритами и кислыми породами. Граниты у внутреннего контакта содержат каплевидные фрагменты (1–10 см) базитового состава и выполняют ветвистые прожилки в базитовых породах. Внешний контакт с вмещающими габбро резкий, слабо закалённый, изменения в приконтактовой части отсутствуют.

Основные породы даек представляют собой мелкозернистые массивные габбронориты с панидиоморфнозернистой структурой. В их составе участвуют оливин (30–40 %), плагиоклаз (20–40 %), ортопироксен (5–10 %), клинопироксен (до 15 %), амфибол (до 5 %) и биотит (до 5 %), рудные минералы (пирит, ильменит). Граниты в комбинированных дайках сложены плагиоклазом (30–40 %), кварцем (30–40 %), полевым шпатом (15–25 %), биотитом (до 5 %), а также рудными (бастнезит, ксенотим, магнетит и рутил) и акцессорными (циркон, апатит) минералами.

В ходе моделирования строились фазовые диаграммы – графическое изображение минеральной ассоциации, при постоянном давлении и температуре и изменяющемся составе флюида (рис. 2), который подбирался, так чтобы состав выплавляемой породы, наиболее приближался к реальному составу гранитов.

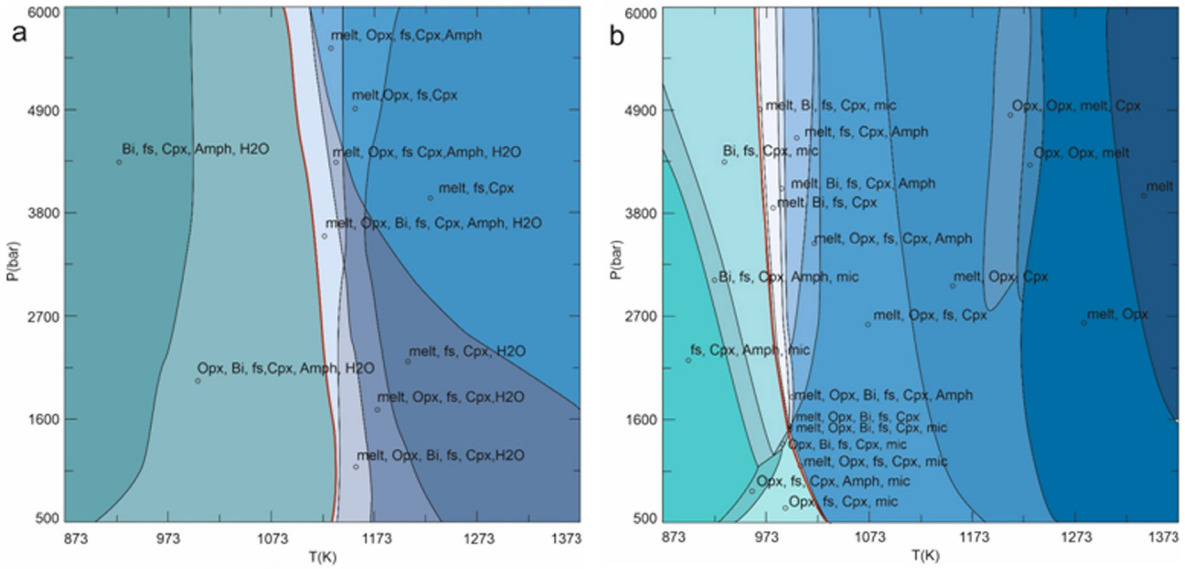


Рис. 2. Фазовые диаграммы при плавлении: a – без флюида, SiO□ – ненасыщенный; b – с водным флюидом без солевой нагрузки (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.00, CO□ – 0.00, K□O – 2 %); (красная линия обозначает границу расплава; Cpx, Opx, Amf, Bi, feldspar (fs), melt – модели твердых растворов)

Для исходного состава плавящейся породы был использован валовый состав габбро, поскольку породы не подвергались сильным преобразованиям. Состав (в мас.%): SiO□ – 50.65; TiO□ – 0.53; Al□O□ – 22.72; FeO – 3.19; MnO – 0.058; MgO – 3.10; CaO – 12.89; NaO – 3.61; K□O – 0.21; P□O□ – 0.10. При расчетах количество SiO□ было выбрано как избыточный (насыщенный) компонент, так как при формировании гранитов из основных пород необходим привнос кремнезёма, и он хорошо растворяется во флюиде. Также предполагается, что с флюидной фазой привносился K□O. Его количество в расчетах с участием водного флюида увеличено до 2 %.

Интервал температур при моделировании плавления оставался неизмененным и соответствовал 600–1100 °C (873–1373 K), интервал давления – 500–6000 бар. Всего было проведено несколько расчетов, со следующими параметрами:

1) сухое плавление без флюида (SiO□ – ненасыщенный) (рис. 2 a);

2) водный флюид, не содержащий NaCl (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.00, CO□ – 0.00, K□O – 2 %) (рис. 2 b);

3) водный флюид с солевой (NaCl) нагрузкой (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.07, CO□ – 0.00, K□O – 2 %) (рис. 3 c);

4) водно-углекислотно-солевой флюид (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.07, CO□ – 0.002, K□O – 2 %) (рис. 2 d).

На фазовых диаграммах можно увидеть, что при плавлении габбро возможно получение состава близкого к биотитовому граниту, который участвует в строении комбинированных даек. Наиболее близкие результаты дает плавление с участием водного флюида с солевой нагрузкой и без нее.

Так, при появлении флюида, содержащего воду, но без солевой нагрузки (NaCl), а также насыщенного кремнеземом, участок сосуществования биотита и расплава располагается в относительно низкотемпературной области (653–723 °C), при давлении более 1410 бар. При этом участие флюида, содержащего K□O, способствует образованию калиевого полевого шпата (на диаграмме mic). Содержание биотита достигает 4–4.3 %,

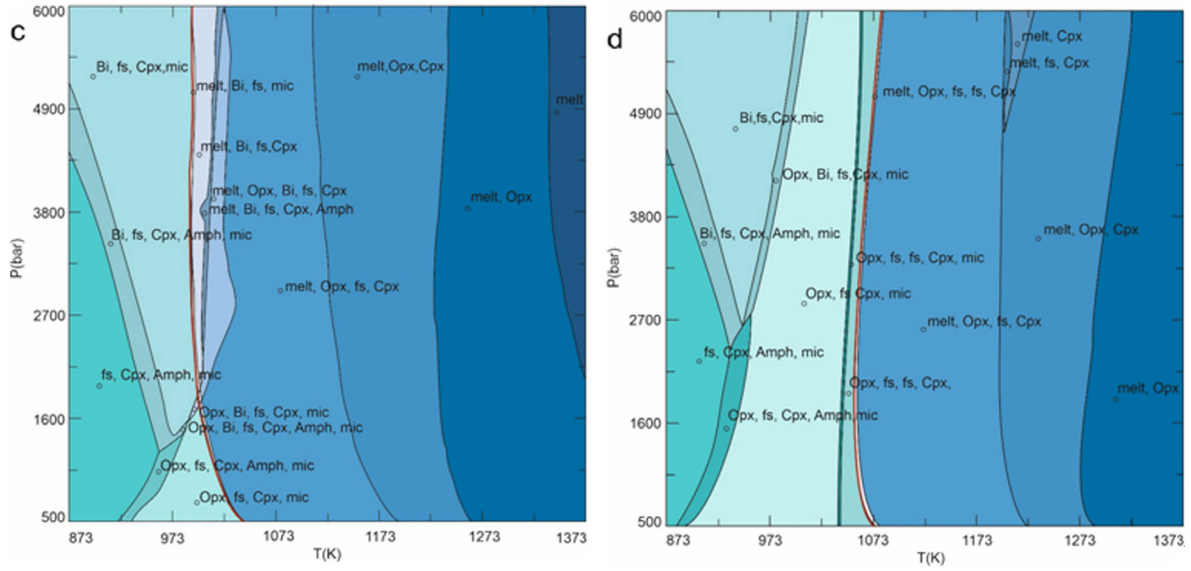


Рис. 3. Фазовые диаграммы при плавлении: c – с водным флюидом с солевой нагрузкой (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.07, CO□ – 0.00, K□O – 2 %); d – с водном-углекислотно-солевом флюиде (SiO□ – насыщенный, NaCl – 0.07, CO□ – 0.02, K□O – 2 %); (*красная линия обозначает границу расплава; Cpx, Opx, Amf, Bi, feldspar (fs), melt – модели твердых растворов)

количество полевого шпата в минеральной ассоциации соответствует 70 % и уменьшается до 50 % с увеличением давления.

При плавлении с водным флюидом с солевой нагрузкой (NaCl), поле одновременного существования биотита и расплава расширяется (720–850 °C, > 2150 бар), что выше, чем при плавлении без солевой нагрузки. Количество биотита варьирует от 3.5 до 4.5 % (рис. 3 c).

В целом проведенное моделирование показывает, что при плавлении основных пород можно получить гранитный расплав, при условии привноса с водным флюидом K□O. Продукты его кристаллизации должны иметь помимо кварца, полевого шпата и биотита, свойственных гранитоидам изученных комбинированных даек, еще и клинопироксен и избыточное количество биотита. Это несоответствие скорее всего свидетельствует, что источником кислых расплавов рассмотренных даек являлись не габброиды, а иная среда.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.055

Изотопные параметры карбонатов ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) и сосуществующих силикатов и окислов ($\delta^{18}O$) пород Ковдорского массива

А. С. Морозова, Е. О. Дубинина, И. Т. Расс

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nastyamor2019@mail.ru

Ковдорский массив можно считать эталонным объектом щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами. Он имеет кольцевое строение, обусловленное поэтапным внедрением различных по составу интрузий. Ядро массива сложено оливинитами, по периферии которого происходило внедрение щелочных пород, образовавших в результате практически сплошное не выдержанное по мощности кольцо вокруг оливинитов (Кухаренко и др. 1965 и многие публикации до настоящего времени). Все эти породы прорываются карбонатитами, формирование которых происходило в несколько стадий и сопровождалось метасоматическими изменениями ранее образованных пород. Ковдорские карбонатиты представлены на севере массива, в так называемом Флогопитовом комплексе (Терновой и др., 1969) и в юго-западной части массива в зоне меридиональных разломов на контакте пироксенитов и ийолитов, где слагают обособленный жильный фоскорит-карбонатитовый комплекс (Krasnova et al., 2004), в котором содержится мировое комплексное апатит-магнетит-редкометальное месторождение.

Несмотря на то, что геологические, геохимические и минералого-петрографические исследования Ковдорского массива и, в частности, разнообразных карбонатитов и неразрывно ассоциированных с ними фоскоритов многократно опубликованы (Краснова, Копылова, 1988; Римская-Корсакова, Краснова, 2002; Wall, Zaitsev, 2004; Афанасьев, 2011; Михайлова и др., 2016; Расс и др., 2020 и др.), есть аспекты, недостаточно изученные, но при этом важные для понимания процессов становления массива. К таковым относится геохимия стабильных изотопов, в частности кислорода. Данные по изотопному составу кислорода и углерода для карбонатных пород опубликованы ранее (Кулешов, 1986; Demeny et al., 2004), однако они имеют либо очень обширный, либо наоборот узкий диапазон значений (рис. 1), которые в большинстве своем оказываются за пределами области значений, установленных для первичного магматического карбоната (PIC, Taylor et al., 1967). Ковдорский массив залегает в кристаллических породах архейского фундамента, в то время как наличие в разрезе каких-либо признаков карбонатного вещества осадочного происхождения, и его ассимиляция карбонатитами исключена.

Методами масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия (CF IRMS) для карбонатов и фторирования с использованием лазерного разложения образца для силикатов и магнетита были изучены 22 образца, отобранных из разных зон Ковдорского массива (табл. 1, 2). Величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатах были определены с точностью ± 0.1 и ± 0.2 ‰ соответственно, $\delta^{18}O$ в силикатах – с точностью ± 0.1 ‰. Все величины $\delta^{18}O$ выражены относительно VSMOW, величины $\delta^{13}C$ – в шкале VPDB.

Полученные данные для карбонатов на графике $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ (рис. 1) находятся на верхних границах значений для первично-магматических карбонатов (PIC, Taylor et al., 1967), но, как большинство карбонатитов других аналогичных массивов Канады, США и Бразилии не выходят за пределы поля мантийного высокотемпературного фракционирования (MF; Kyser, 1990). Однако для образцов карбонатитов из Флогопитового карьера (№ 157, 129, табл. 1), полученные значения выходят за пределы поля MF, что может указывать на метасоматические процессы, участвующие в их формировании. Действительно, во Флогопитовом карьере отмечается процесс карбонатизации по отдельным тре-

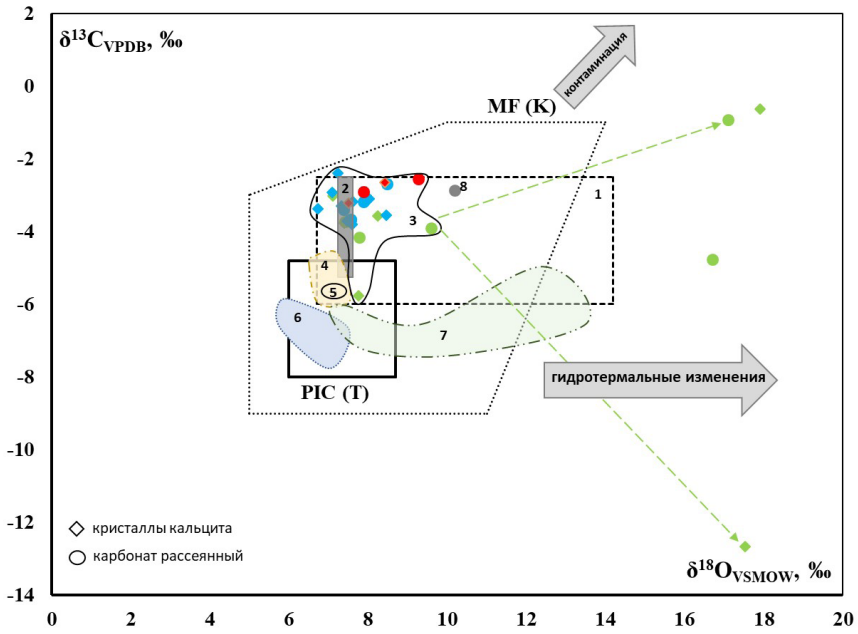


Рис. 1. Величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ карбонатитов Ковдорского массива в сравнении с данными для карбонатитов других регионов: 1–3 – Ковдорский массив: 1 – Кулешов В. Н., 1986; 2 – Demeny et al., 2004; 3 – данная работа (зеленый-Флогопитовый карьер, голубой-Фоскорит-карбонатитовый комплекс (ФКК), красный-карбонатиты к югу от ФКК); 4 – Ока, Канада (Haynes et al., 2003); 5 – Магнет Ков, США (Haynes et al., 2003); 6 – Олдоиньо-Ленгаи, Танзания (Keller, 2006); 7 – Араша, Каталао, Тапира (Бразилия, Santos, Clayton, 1995) и Якупиранга (Haynes et al., 2003); 8 – Эссонвиль, Канада (Haynes et al., 2003)

щинам и узким зонам дробления по флогопит-диопсид-оливиновым породам (Терновой и др., 1969).

Изотопный состав кислорода оливина, магнетита, флогопита, пироксена и нефелина, сосуществующих с карбонатом в породах Ковдорского массива, представлен в таблице 2.

Полученные результаты позволяют считать, что карбонатная часть пород, как правило, имеет «утяжеленный» изотопный состав кислорода по сравнению с PIC, в то время как силикаты и окислы, напротив, обеднены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с мантийным источником. Например, величина $\delta^{18}O$ (Ol) мантийных перидотитов составляет 5.18 ± 0.28 ‰ (Mattey et al., 1994), в то врем как для Ковдора эта величина заметно ниже (3.9–4.8 ‰, табл. 2). В аналогичной ситуации (Haynes et al., 2003) авторы выдвинули гипотезу о протекании ретроградного изотопного обмена, в результате которого изотопно-тяжелый кислород переходит в карбонатную часть, а силикаты и окислы, в свою очередь, приобретают изотопно-легкий состав кислорода. Для проверки данной гипотезы для Ковдорского массива нами были посчитаны температуры закрытия изотопной системы кислорода (Tc) оливина, первым начинающим и заканчивающим кристаллизацию в системе Ol-Mt-Cc. Расчет проведен по уравнению, которое учитывает количественные соотношения минералов в остывающей породе (Дубинина и др., 2023[1]).

Для карбонатитов и фоскоритов фоскорит-карбонатитового комплекса Tc оливина составила 720□ и 570□ соответственно, а для карбонатитов из флогопитового карьера – 700□. Рассчитанные на основе этих температур скорости остывания пород (Дубинина и др., 2023) имеют нереально низкие значения, что указывает на несостоятельность гипотезы (Haynes et al., 2003) о ретроградном изотопном обмене.

Таблица 1. Результаты измерений изотопного состава O и C карбонатной составляющей

Место отбора	№ образца	Порода	Кристаллы кальцита		Карбонат рассеянный	
			$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
Флогопитовый карьер	193	Карбонатит	8.24	– 3.57	9.59	– 3.91
	157	Карбонатит	17.9	– 0.62	17.09	– 0.93
	М.3-М	Карбонатит	7.75	– 5.76	7.78	– 4.15
	М.3-6.2	Карбонатит	7.4	– 3.76	7.48	– 3.7
	М.3-6.3	Карбонатит	7.44	– 3.7	7.41	– 3.72
	129	Карбонатит	17.53	– 12.67	16.7	– 4.76
	185	Карбонатит	7.11	– 3.02	–	–
Фосфорит-карбонатитовый комплекс к югу от ГОКа	117	Карбонатит	7.24	– 2.4	8.47	– 2.68
	123	Карбонатит	7.33	– 3.3	7.38	– 3.4
	148	Карбонатит	6.73	– 3.37	–	–
	195	Карбонатит	–	–	7.89	– 3.17
	161	Карбонатит	7.6	– 3.81	7.55	– 3.67
	67	Фоскорит	8.02	– 3.09	–	–
	124	Фоскорит	7.62	– 3.17	–	–
	166	Фоскорит	7.09	– 2.92	–	–
	122	Фоскорит	8.46	– 3.56	–	–
	164	Фоскорит	7.47	– 3.7	7.55	– 3.67
	113	Карбонатит	8.42	– 2.64	9.26	– 2.55
	114	Карбонатит	7.51	– 3.21	7.89	– 2.9

Таблица 2. Изотопный состав кислорода силикатных пород и окислов

Место отбора	№ образца	Порода	$\delta^{18}O$(SMOW), ‰				
			Mgt	Ol	Phl	Px	Ne
Фоскорит-карбонатитовый комплекс	177	Карбонатит	1.2 ± 0.1	3.9 ± 0.1	4.7 ± 0.1		
Фоскорит-карбонатитовый комплекс	122	Фоскорит	2.1 ± 0.2	4.3 ± 0.1	4.9 ± 0.2		
Флогопитовый карьер	193	Карбонатит	2.2 ± 0.2	4.8 ± 0.2	4.4 ± 1.3		
г. Высокая	203	Турьяин	1.4 ± 0.1		5.4 ± 0.1	4.9 ± 0.2	4.6 ± 0.1
Фоскорит-карбонатитовый комплекс	111	Ийолит			4.9 ± 0.1	5.1 ± 0.1	5.3 ± 0.2
Флогопитовый карьер	М3-М	Карбонатит			4.3 ± 0.1	5.1 ± 0.2	

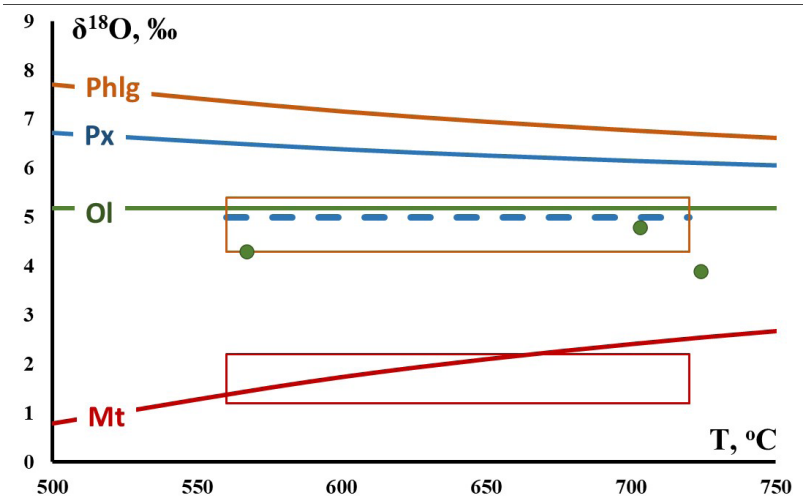


Рис. 2. Равновесие Phl, Px, Mt с мантийным оливином (линии), зеленые точки-значения $\delta^{18}O$ оливинов Ковдорского массива для рассчитанных температур, боксы – диапазон значений для магнетита (красный) и флогопита (оранжевый) для примерно того же диапазона температур, синяя пунктирная линия –значения $\delta^{18}O$ для пироксенов

Изотопный состав кислорода не только оливина, но и всех остальных минералов также указывает на их обеднение тяжелым изотопом кислорода относительно равновесия с оливином мантийных перидотитов. Расчет равновесных с мантийным оливином (5.18 ‰, Mattey et al., 1994) составов магнетита, флогопита и пироксена с использованием термометрических уравнений (Chacko, 2001) наглядно демонстрирует (рис. 2), что вся силикатная составляющая пород обеднена тяжелым изотопом кислорода относительно «мантийных» составов.

Таким образом, величины $\delta^{18}O$ силикатных минералов и окислов опровергают вероятность участия корового осадочного вещества, поскольку их величины $\delta^{18}O$ в таком случае были бы обогащены тяжелым изотопом кислорода. Очевидная комплементарность в поведении изотопной системы кислорода карбонатной и силикатной составляющих пород Ковдора может быть объяснена перераспределением изотопов кислорода на магматическом этапе – после обособления карбонат-силикатного расплава от мантийного субстрата, но до начала кристаллизации массива и его остывания.

Литература

1. Афанасьев Б. В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. Санкт-Петербург: Изд-во «Роза ветров», 2011. 224 с.
2. Дубинина Е. О., Авдеенко А. С., Волков В. Н., Коссова С. А., Ковальчук Е. В. Высокофракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}O$) и геохимическое изучение // Петрология. 2023[1]. Т. 31. № 4. С. 349–375. https://doi.org/10.31857/S0869590323020024.
3. Дубинина Е. О., Морозова А. С., Расс И. Т., Авдеенко А. С. Роль изотопного фракционирования кислорода в системе силикат-карбонат при формировании пород массива Ковдор (Кольский п-ов) // ДАН. 2023[2]. (в печати).
4. Краснова Н. И., Копылова Л. Н. О качестве геологической основы для проведения минералогтехнологического картирования (Ковдорское месторождение) // Известия АН СССР. Серия: Геология. (№ 5. 1988. С. 81–92.
5. Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Изд-во Наука, 1986. 129 с.

6. 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. 770 с.
7. Расс И. Т., Петренко Д. Б., Ковальчук Е. В., Якушев А. И. Фоскориты и карбонатиты: взаимоотношения, возможные петрогенетические процессы и исходная магма (массив Ковдор, Кольский п-ов) // Геохимия. 2020. Т. 65. №7. С. 627–653. https://doi.org/10.31857/S0016752520070092.
8. Римская-Корсакова О. М., Краснова Н. И. Геология месторождений Ковдорского массива. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2002. 146 с.
9. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Ленинград: Изд-во Недра, 1969. 287 с.
10. Chacko T., Cole D. R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems // Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 1–81. https://doi.org/10.1515/9781501508745-004.
11. Demeny A., Sitnikova M. F., Karchevsky P. I. Stable C and O compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions // (eds) Wall F., Zaitsev A. N. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine // The Mineralogical Society Series. 2004. V. 10. P. 407–431.
12. Haynes E. A., Moecher D. P., Spicuzza M. J. Oxygen isotope composition of carbonates, silicates and oxides in selected carbonatites: constraints on crystallization temperatures of carbonatite magmas // Chemical Geology. 2003. V. 193. P. 43–57. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00244-9.
13. Keller J., Zaitsev A. N. Calciocarbonatite dykes at Oldoinyo Lengai, Tanzania: the fate of natrocarbonatite // Canad. Mineral. 2006. V. 44. P. 857–876. https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.4.857.
14. Krasnova N. I., Balaganskaya E. G., Garcia D. Kovdor–classic phoscorites and carbonatites // (eds) Wall F., Zaitsev A. N. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine. London: Mineralogical Society Series. 2004. V. 10. P. 99–132.
15. Kyser T. K. Stable isotopes in the continental lithospheric mantle // (eds) Menzies MA. The Continental Lithosphere. Oxford University Press, Oxford. 1990. P. 127–156.
16. Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen Isotope Composition of Mantle Peridotite // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231–241.
17. Mikhailova Ju. A., Kalashnikov A. O., Sokharev V. A., et al. 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex (Russia) // Miner. Deposita. 2016. V. 51. P. 131–149.
18. Santos R. V., Clayton R. N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: A study of Brazilian alkaline complexes // Geochim Cosmochim Acta. 1995. V. 59 (7). P. 1339–1352.
19. Taylor Jr. P., Frechen J., Degens E. T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1967. V. 31. P. 407–430.
20. Wall F., Zaitsev A. N. (eds). Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Tine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Min. Soc. Great Britain & Ireland, London. 2004.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.056

Геохимия «*in situ*» микроэлементов в клинопироксенах и флогопитах из ультракалиевых вулканитов Восточно-Африканского рифта провинций Торо-Анколе и Вирунга

Н. С. Муравьева, С. Г. Симакин, В. Г. Сенин

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: nmur@mail.ru

Введение

Клинопироксены, как и оливины, образовавшиеся на ранней стадии кристаллизации мантийных магм, несут важную информацию о составе исходного расплава и, следовательно, о составе мантийного источника. Они обеспечивают важную информацию о составе верхней мантии и о неоднородности мантийных источников под вулканами рифтовых зон. С целью выяснения особенностей состава мантийного субстрата и типов мантийного метасоматоза был изучен микроэлементный (Cr, Rb, Sr, Zr, Ba, Ce, Sm, Gd, Er, Yb, Hf, U, Th, Lu, Dy, Eu, Nd, La) состав вкрапленников клинопироксенов и флогопитов из ультракалиевых вулканитов и мантийных ксенолитов в Западной ветви Восточно-Африканского рифта. Работа проводилась совместно с Симакиным С. Г.(г. Ярославль) (рис. 1).

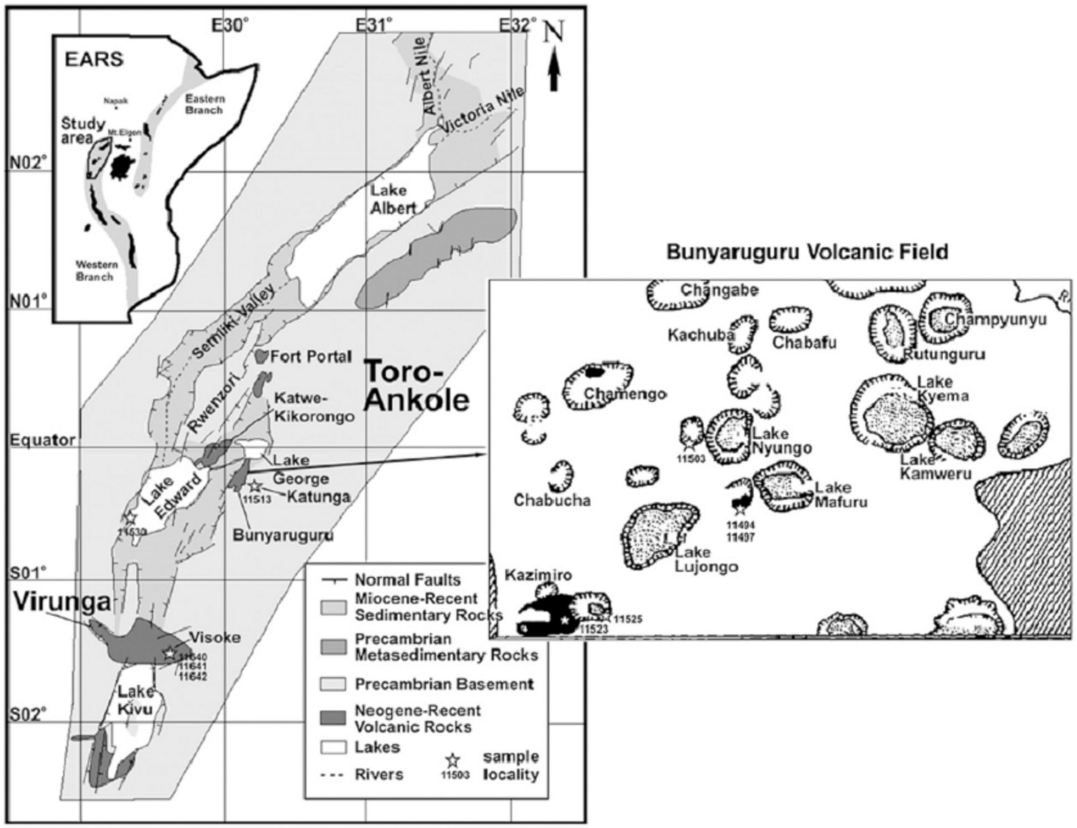


Рис. 1. Упрощенная карта, показывающая рифтовую зону Киву-Эдвард-Альберт-Западный Нил Восточно-Африканской рифтовой системы. Карта-вставка показывает части Восточной Африки с расположением двух ветвей разлома, положение рифтовой зоны (по Lærdal, Talbot, 2002). На вставке показана карта-схема вулканического поля Буньяругуру, на которой показаны проиллюстрированные кратеры взрывов и проявления лавы 11.6 × 6 км (по Холмсу, 1942). Цифрами на рисунке отмечены места отбора образцов

Описание образцов и краткая геология

Для исследования нами были отобраны образцы из четырех вулканических кратеров Западной ветви Восточно-Африканского рифта: три из вулканического поля Буньяругуру (Кьямбого, Казимиро и Ньюнгу) и один, Високе, из вулканической провинции Вирунга. Геохимия и петрология лав и ксенолитов из этих кратеров детально описаны в предыдущих исследованиях (Муравьева, Сенин, 2009; Muravyeva et al., 2014; Муравьева, Сенин, 2016; Muravyeva, Senin, 2018; Muravyeva et al., 2021), где опубликованы составы пород и породообразующих минералов, Sr-Nd-Pb изотопная систематика пород и некоторых минералов и оценены физико-химические условия их образования. Настоящее исследование, выполненное на тех же образцах, является дополнением и продолжением предыдущих на уровне содержаний микроэлементов. В данной работе мы определили содержания редких литофильных элементов Cr, Rb, Sr, Zr, Ba, Ce, Sm, Gd, Er, Yb, Hf, U, Th, Lu, Dy, Eu, Nd, La в клинопироксенах и флогопитах из изученных ранее образцов с помощью ионного зонда (SIMS) в г. Ярославле (выполнено 49 анализов).

Исследования проводились в несколько этапов. Целью первого этапа измерений было определение микроэлементов во разных зонах вкрапленников с прямой и обратной зональностью, выявленной по содержанию макроэлементов (Mg, Fe) (рис. 2).

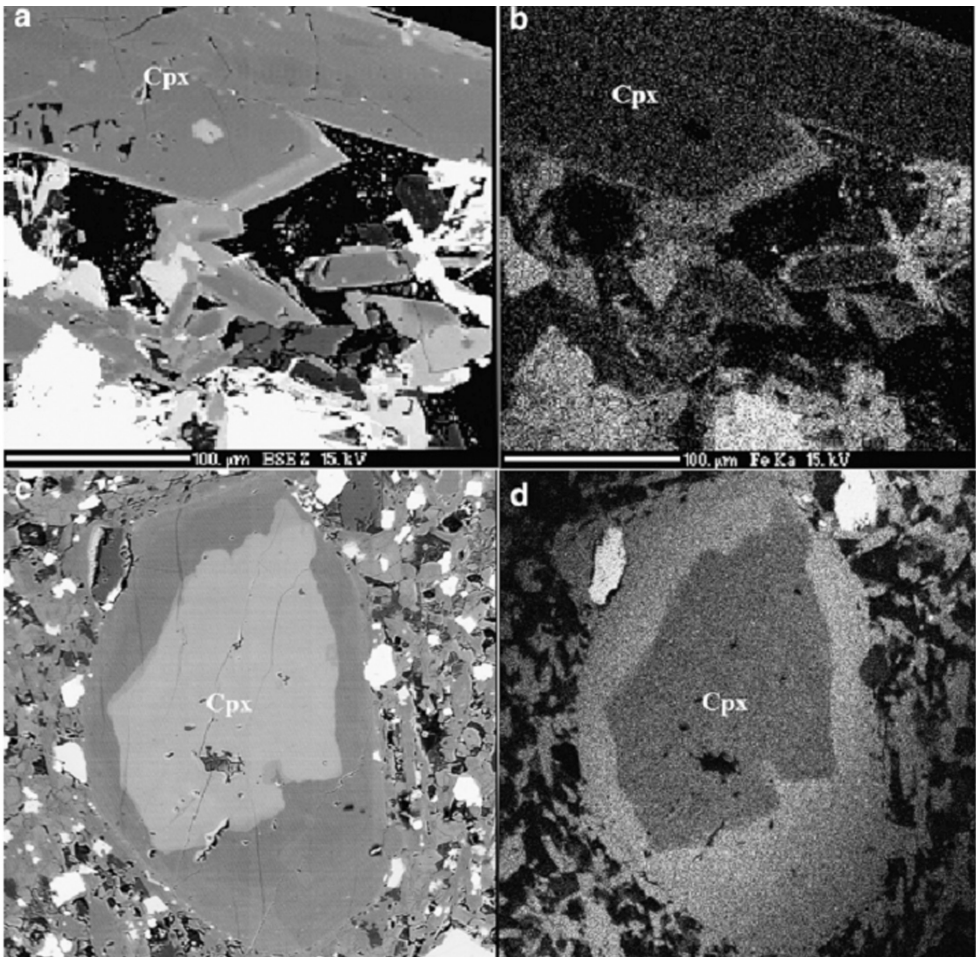


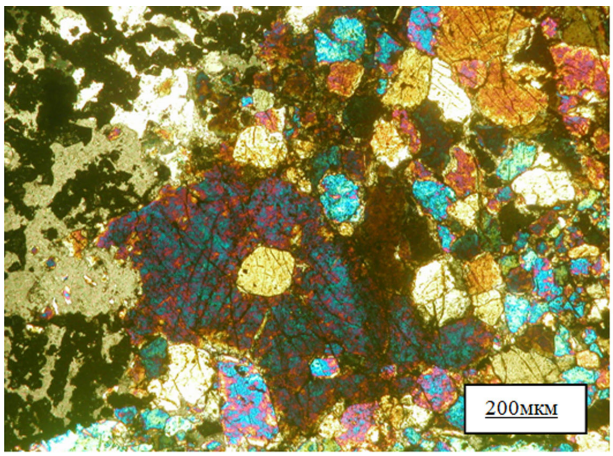
Рис. 2. Два типа зональности клинопироксенов: a – вкрапленник в лейцитовом нефелините (образец 11641) вулкан Високе, Вирунга; в – изображение того же зерна в Fe-Ka излучении; c – крупный клинопироксен в мафурите (11503) с четко выраженной обратной зональностью; d – изображение того же зерна в Mg-Ka излучении Различный характер зональности указывает на разную эволюцию состава первичного расплава

На втором этапе исследования были изучены фенокристы из трех лав вулкана Високе провинции Вирунга и минералы мантийных ксенолитов кратеров Кьямбого и Ньюнгу (вулканическое.поле Буньяругуру).

Ксенолиты

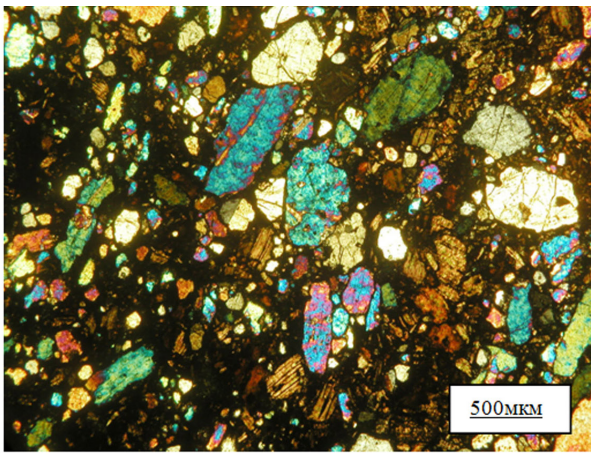
Изученные ксенолиты представлены метасоматизированным веществом мантии, не затронутым вторичными изменениями. Они различаются по структуре, текстуре и минеральному составу: ксенолит карбонизированного «*in situ*» пироксенита из мафурита (обр. 11506) кратера Ньюнго; ксенолит флогопитового пироксенита из мафурита (обр. 11492) кратера Кямбого – и сложные ксенолиты) глиммерит-верлитовой литология из угандита (обр. 11521 и 11525) кратера Казимиро. Флогопиты-вкрапленники обнаружены в угандитах кратера Казимиро (обр. 11523, Буньяругуру вулканическое поле) и кратера Високе (обр. 11642, вулканическое поле Вирунга).Пироксенит из кратера Ньюнгу (обр. 11506, размер 1.5×2 см). состоит из крупных кристаллов и мелкозернистых необластов клинопироксена (рис. 2 а). Пироксенит прорезан зонами изменения, содержащими в основном перовскит и карбонаты (кальцит, арагонит-стронцианит, доломит) с небольшим количеством барита (рис. 2 б). Перовскит с кальцитом и клинопироксеном местами образуют текстуру, напоминающую симплектиты (рис. 2 в). Карбонат кальция представлен кальцитом, иногда арагонитом.

Флогопитовый пироксенит (обр. 11492, размер 2×3 см) из кратер Кьямбого, относительно однородный, без изменений вблизи контакта с мафуритом-хозяином. Ксенолит состоит флогопита и клинопироксена, окруженные мелкими (10–20 мкм) кристаллы оливина. Текстура ксенолита образована кристаллами из слюды и крупного клинопироксена, вытянутые в одном направлении. В образце представлены две генерации клинопироксена: 1) – крупные удлиненные кристаллы, 2) – мелкие изометричные зерна. Перовскит образует мелкие (10–30 мкм) кристаллы в ксенолите и также присутствует в основной массе вмещающей породы (рис. 3, 4).



(3)

Рис. 3. Структура ксенолита клинопироксенита, обр. 11506. Изображение полированного шлифа в проходящем свете. Видны мелкие зерна необластов клинопироксена, одно из них находится в более крупном кристалле Срх



(4)

Рис. 4. Структура ксенолита флогопитового клинопироксенита, обр. 11492 в проходящем свете. Ксенолит с крупными вытянутыми и более мелкими изометричными зернами клинопироксена и беспорядочно ориентированными зернами флогопита. Клинопироксен окружают мелкие (10–30 мкм) зерна оливина

Клинопироксены

Все клинопироксены проявляют обогащенный тип распределения легких редкоземельных элементов элементов и деплетированы в отношении тяжелых редкоземельных элементов, что указывает на образование ультракалиевых высокомагнезиальных магм данного региона из обгащенного (метасоматизированного) мантийного источника.

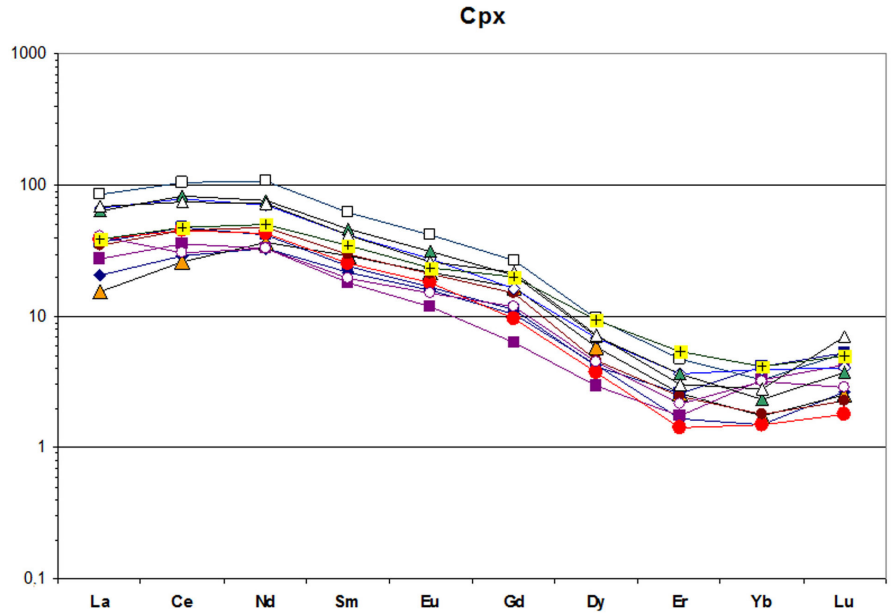


Рис. 5. Содержания редкоземельных элементов, нормированные к хондриту С1, в фенокристах клинопироксена из ультракалиевых щелочных вулканитов вулканического поля Буньяругуру (провинция Торо-Анколе), Восточно-Африканский рифт

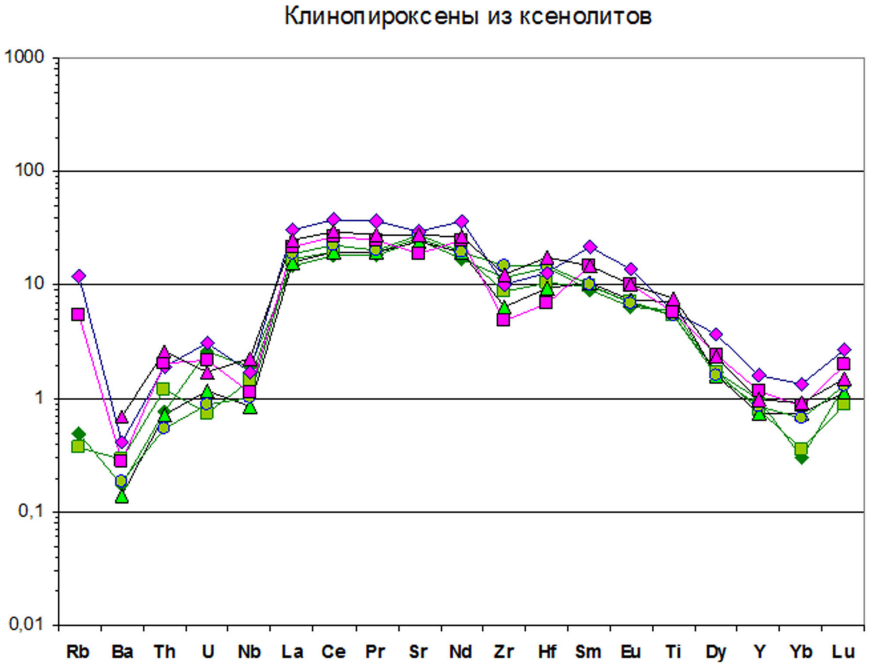


Рис. 6. Содержание микроэлементов в клинопироксенах ксенолитов из двух крате ров вулканического поля Буньяругуру: флогопитового пироксенита из кратера Кьямбого (фиолетовые значки) и пироксенита из кратеёра Ньюнгу (зеленые значки). Содержания нормированы к примитивной мантии (McDonough and Sun, 1995)

Содержания редких земель в породах в целом, как правило выше чем для вкрапленников. Остаточный расплав обогащается редкими землями так как величина коэффициента распределения Cpx/liq <1.

Во большинстве клинопироксенов-вкрапленников наблюдается Zr минимумы (кроме 11503, где соджание Zr возрастает в ядрах зерен с обратной зональностью). Интересно также поведение Ba, для которого четко выделяются два уровня концентраций (0.1 и ~1ppm). В 2-х образцах (№ 11530 и 11636) проявляются Sr минимумы что может отражать присутствие стронция в породах источника (метаморфизованного фундамента). В двух бразцах (№ 11530 и 11636) проявляются Sr минимумы что может отражать присутствие стронция в породах источника (рис. 5, 6).

Флогопит

Флогопит является одним из ключевых минералов, содержащихся в мантийном источнике Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны, определяющим ультракалиевый и калиевый характер магм. Его находки приурочены к мантийным ксенолитам, а также мега- и фенокристам калиевых магм провинции Торо-Анколе и Вирунга. В настоящей работе мы рассматриваем слюды из ранее изученных образцов из трех кратеров вулканического поля Буньяругуру и кратера Високе вулканического поля Вирунга. Все исседованобные флогопиты обогащены барием, ниобием, стронцием и титаном. Незначительные максимумы наблюдаются для циркония гафния (рис. 7).

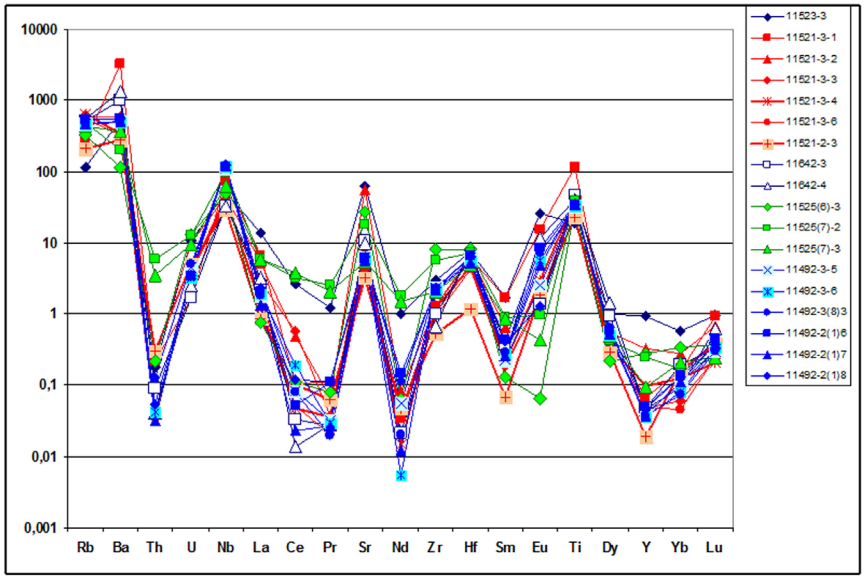


Рис. 7. Содержание редких элементов во флогопитах из ксенолитов, нормированные к содержанию в примитивной мантии (McDonough and Sun, 1995)

Заключение

Впервые нами были получены данные по содержаниям редких литофильных элементов во флогопитах из пород ультракалиевого ряда Восточно-Африканской рифтовой зоны. Было показано, что все изученные флогопиты обогащены барием и ниобием, а также деплетированы в отношении редкоземельных элементов.

Литература

1. Муравьева Н. С., Беляцкий Б. В., Сенин В. Г. Sr-Nd изотопная неравновесность клинопироксенов в ультракалиевых эффузивах Восточно-Африканского рифта: роль мантийной гетерогенности // Геохимия. 2013. № 6. С. 562–569. DOI: 10.7868/S0016752513060046.
2. Муравьева Н. С., Сенин В. Г. Глиммерит-верлитовый ксенолит из угандита Восточно-Африканского Рифта: состав минералов и условия формирования // Геохимия. 2016. № 5. С. 465–471. DOI: 10.7868/S001675251605006X.
3. McDonough, W.F., Sun, S.-S.The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
4. Muravyeva N. S., Belyatsky B. V., Senin V. G., Ivanov A. V. Sr–Nd–Pb isotope systematics and clinopyroxene-host disequilibrium in ultra-potassic magmas from Toro-Ankole and Virunga, East-African Rift: Implications for magma mixing and source heterogeneity // Lithos. 2014. V. 210–211. P. 260–277. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.09.011.
5. Muravyeva N. S., Senin V. G. Xenoliths from Bunyaruguru volcanic field: some insights into lithology of East African Rift upper mantle // Lithos. 2017. V. 296–299. P. 17–36. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.10.023.
6. Muravyeva N. S., Senin V. G., Ivanov A. V, Belyatsky B. V., Leucite basanites of Virunga (East African Rift): some insights into petrogenesis and source composition // Lithos. 2021. V. 384–385. P. 105972. DOI 10.1016/j.lithos.2021.105972.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.057

Агпаитовые породы с минералами группы эвдиалита в щелочных комплексах Тувино-Монгольского микроконтинента

А. В. Никифоров [1], А. М. Козловский [1], Н. А. Поляков [1], А. К. Хертек [2] , У. А. Мороз [1]

[1] Институт рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nikav@igem.ru

[2] Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, e-mail: ajlan@mail.ru

Минералы группы эвдиалита (МГЭ или eudialyte-group minerals – EGM) являются одними из важных индикаторов агпаитовых горных пород, проявлений которых по всему миру насчитывается около 250 (Marks, Markl, 2017; данные сайта www.mindat.org).

Одним из регионов где известны породы подобного типа является горные сооружения южных отрогов Восточных Саян, Сангиленское нагорье (Россия) и западное Прихубсугулье (Монголия). В геотектоническом плане эта территория отвечает Тувино-Монгольскому микроконтиненту и его западному окружению (рис. 1).

На этой обширной территории развита серия массивов нефелин-содержащих пород (Кононова, 1976; Яшина, 1982). В некоторых массивах известны породы с эвдиалитом. Наиболее подробное их описание проведено Ю. Л. Капустиным (Капустин, 1981).

В последние годы исследованиями щелочных пород этого региона с использованием современных методов петрологии занимались коллективы из ИГЕМа и Томского государственного университета (Никифоров и др., 2019; Врублевский и др., 2019; Ярмолюк и др., 2021). К настоящему времени накопились новые сведения о массивах щелочных пород с МГЭ, что позволяет по-новому взглянуть на проблему появления агпаитовых пород в этом регионе.

На сегодняшний день МГЭ установлены в Дугдинском комплексе, Терехольском, Коргоредабинском, Караадырском, Кундуском, Пичехольском, Барунменханском, Додхемском и Урундушском массивах (Pavlenko, 1974; Капустин, 1981; Яшина, 1982). Приведем примеры строения некоторых массивов.

Рис. 1. Проявления минералов группы эвдиалита в массивах нефелиновых сиенитов, ийолитов, мельтейгитов и уртитов Тувино-Монгольского микроконтинента и его окружения. Массивы: 1 – Пичехольский, 2 – Кундуский, 3 – Урундушский, 4 – Додхемский

Строение массивов

Дугдинский комплекс (~70 км^2) представлен обособленными телами, сложенные ассоциациями пород трех основных типов, которые залегают в терригенных и карбонатных породах северо-западной приконтактовой части Тувино-Монгольского микроконтинента. К ранней фазе отнесено крупное тело относительно гомогенных нефелиновых сиенитов. К востоку от него картируются несколько меньшие по площади выходы кварцсодержащих пород – кварцевых сиенитов, диоритов, нордмаркитов. В виде двух локальных участков среди нордмаркитов или осадочных пород развит шлирово-пегматоидный комплекс щелочно-полевошпатовых, фельдшпатоидных и кварц-содержащих сиенитов, с изменчивой структурой и варьирующим количественным минеральным составом. Отличительной особенностью этой ассоциации пород является их насыщенность многочисленными шлирами пегматитов и участками альбититов. В фельдшпатоидных сиенитах присутствуют МГЭ.

Терехольский массив (~8 км^2) также локализован в зоне западного контакта Тувино-Монгольского микроконтинента с каледонидами и прорывает докембрийские карбонатные породы и габброиды PZ_1. Массив сложен нефелиновыми сиенитами и подчиненными ранними безнефелиновыми сиенитами. Встречаются кварцсодержащие разновидности сиенитов. В ряде мест наблюдаются скопления жил пегматитов и сопровождающих их альбититов. С этими породами и связана эвдиалитовая минерализация.

Коргоредабинский массив (~35 км^2) нефелиновых сиенитов прорывает граниты, габброиды и карбонатные породы в южной части Тувино-Монгольского микроконтинента. Основной объем пород массива слагают биотит-гастингситовые нефелиновые сиениты. В виде останцов присутствуют нордмаркиты, граносиениты и граниты. Выходы эвдиалит-содержащих разновидностей пород известны только к юго-востоку от основного тела и отделены от него речной долиной. Здесь на поверхности обнажаются к/з нефелиновые сиениты с МГЭ и разнообразные пегматоидные жилы с МГЭ.

Барунменханский массив (~23 км^2) прорывает преимущественно карбонатные породы восточной периферии Тувино-Монгольского микроконтинента и сложен нефелиновыми и нефелин-содалитовыми породами. Структурные особенности пород южной части массива, говорят о том, что здесь обнажаются породы приконтактовой зоны. К этой зоне приурочено развитие эвдиалит-содержащих разновидностей пород, которые, как правило, имеют пегматоидную структуру.

В строении отмеченных массивов проявления пород с МГЭ представляют подчиненные по площади выходы, которые отчетливо обособлены от основного объема щелочных пород в виде небольших тел, часто пегматоидов.

Химический состав пород

В качестве эталонов для сравнения химического состава пород выбраны Ловозерский и Хибинский массивы. Составы пород рассматриваемых массивов в большинстве случаев отличаются от эталонов (рис. 2). В них чуть меньше суммарная щелочность и сравнительно увеличено содержание кремнекислоты. Коэффициент агпаитности пород изученных комплексов в некоторых разностях опускается ниже единицы, чего не наблюдается в эталонах. Несмотря на отмеченные различия среди пород изученных комплексов присутствуют агпаитовые разновидности, которые по своим параметрам не отличаются от пород классических щелочных комплексов Хибин и Ловозера.

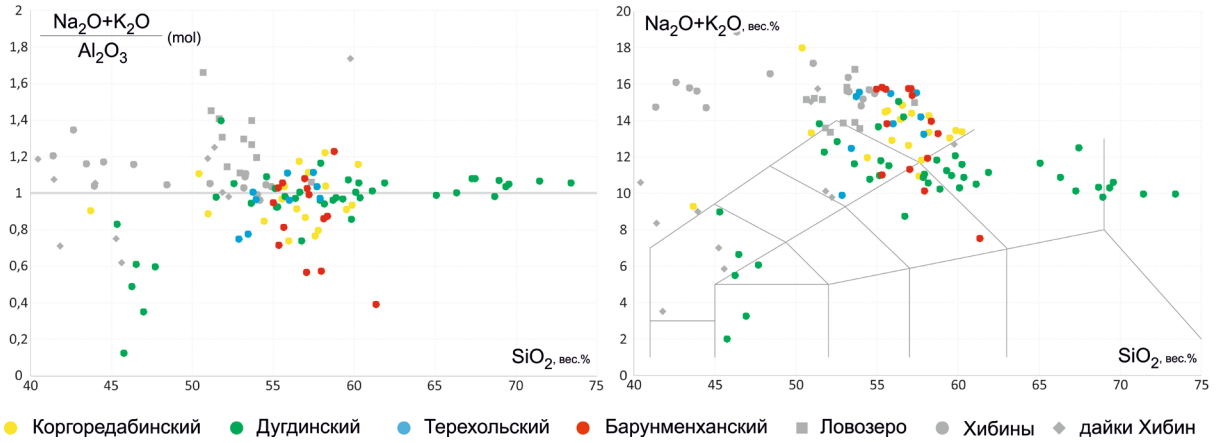


Рис. 2. Химический состав пород щелочных массивов Тувино-Монгольского микроконтинента, в том числе пород с минералами группы эвдиалита, в сравнении с составами пород Хибинского и Ловозерского комплексов. Использованы данные работ (Когарко 1977; Минералогия Хибинского массива, 1978; Яшина, 1982; Арзамасцев и др., 2005)

Время формирования

Современными методами датирования пород получены сведения о времени формирования Дугдинского (300 млн лет) и Коргоредабинского массивов (300 млн лет) (Никифоров и др., 2019; Ярмолюк и др., 2021). Также получена предварительная U-Pb оценка по циркону для Барунменханского массива (~ 300 млн лет), которая совпадает с K-Ar определениями по биотиту. Таким образом, есть все основания говорить о едином позднепалеозойском этапе формирования щелочных нефелин-содержащих магматических комплексов с участием агпаитовых пород с МГЭ.

Щелочные породы, в том числе нефелиновые сиениты, в Центрально-Азиатском складчатом поясе известны на разных возрастных уровнях, и в разнообразных геологических ситуациях (Яшина, 1982; Сальникова и др., 2018; Vrublevskii et all., 2019), однако агпаитовые породы с МГЭ появились в относительно узкий возрастной интервал – около 300 млн лет назад. Учитывая присутствие на данной территории ранних щелочных комплексов, маловероятно чтобы коровый субстрат играл здесь ключевую роль. Скорее мы имеем дело с глубинным мантийным процессом. Для Центрально-Азиатского региона позднепалеозойский возрастной уровень хорошо известен как крупнейший эпизод внутриплитного магматизма, связанного с двумя структурами планетарного масштаба: Ангаро-Витимским батолитом и Таримской крупной изверженной провинцией (Ярмолюк и др., 2013). На периферии батолита и в центральной его части в рифтовых зонах проявлены щелочные комплексы пород – Витимская и Сыннырская группы позднепалеозойских массивов нефелин-содержащих пород. Примечательно, что в состав последней входит массив Бурпала, в котором присутствуют породы с МГЭ (Владыкин и др., 2014). Начало формирование Таримской провинции ознаменовалось внедрением кимберлитов, а в пик ее формирования происходили щелочно-базальтовые излияния, а также становление нефелин-содержащих пород. Эхо Таримской крупной изверженной провинции распространилось практически на всю центральную и юго-западную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса в виде рассеянного внутриплитного бимодального и щелочно-гранитного магматизма. Таким образом, появление щелочных комплексов с агпаитовыми породами, содержащими минералы группы эвдиалита Тувино-Монгольского микроконтинента, располагаются в области влияния двух указанных крупных магмати-

ческих структур и их можно считать характеристической чертой позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центрально-Азиатского региона.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

Литература

1. Арзамасцев и др. Дайковые породы в Хибинском массиве // Петрология. 2005. Т. 13. № 3.
2. Владыкин Н. В., Сотникова И. А., Котов А. Б., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 272–290.
3. Капустин Ю. Л. Эвдиалит из щелочных массивов Тувы и распределение в нем элементов-примесей // Геохимия. 1981. №7. с.1030–1037.
4. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977.
5. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214с.
6. Минералогия Хибинского массива / (ред.) Чухров Ф. В. Т.1. М.: Наука, 1978. 228с.
7. Никифоров А. В., Сальникова Е. Б., Ярмолюк В. В., Котов А. Б., Сугоракова А. М., Анисимова И. В. Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргоредабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197. https://doi.org/10.31857/S0869-56524852194-197.
8. Сальникова Е. Б., Стифеева М. В., Никифоров А. В., Ярмолюк В. В., Котов А. Б., Анисимова И. В., Сугоракова А. М., Врублевский В. В. Гранаты ряда андрадит–моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U–Pb-датирования ультраосновных щелочных пород // ДАН. 2018. Т. 480. № 5. С. 583–586. https://doi.org/10.7868/S0869565218050171.
9. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И., Козловский А. М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
10. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Никифоров А. В., Кудряшова Е. А., Хертек А. К. Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41. https://doi.org/10.31857/S2686739721070112.
11. Яшина Р. М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). М.: Наука. 1982. 276 с.
12. Marks M. A. W., Markl G. A global review on agpaitic rocks. Earth Sci Rev. 2017.V. 173. P 229–258. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.002.
13. Pavlenko A. S. The Mongol-Tuva province of alkaline rocks. In The alkaline rocks. Wiley & Sons New York. Woolley. 1974. P. 271–293.
14. Vrublevskii V. V., Gertner I. F., Ernst R. E., Izokh A. E., Vishnevskii A. V. The Overmaraat-Gol Alkaline Pluton in Northern Mongolia: U–Pb Age and Preliminary Implications for Magma Sources and Tectonic Setting // Minerals. 2019. V. 9(3). P. 170.10.1016/j.earscirev.2017.06.0010.1016/j.earscirev.2017.06.000.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.058

Высоко-Cr, высоко-Ca гранаты из раннедокембрийских кимберлитов Кимозера

А. А. Носова, А. В. Каргин, К. Г. Ерофеева, С. Е. Борисовский

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nosova@igem.ru

Введение

В Мире известны единичные проявления раннедокембрийских алмазоносных щелочно-ультраосновных пород; одним из них является кимберлитовая трубка Кимозеро в Карелии с возрастом 1.86 млрд лет (Самсонов и др., 2009). Алмазоносные кимберлиты этой трубки, притом, что они имеют значительное петрографическое, фациальное и геохимическое сходство с фанерозойскими кимберлитами, характеризуются специфическим распределением минералов-спутников – пироповые гранаты представлены в них единичными знаками (Ушков, 2001; Устинов и др., 2009; Priyatkina et al., 2014; Каргин и др., 2020).

Нами в тяжелой фракции кимберлитов Кимозера, в пробе из маломощной дайки, обнаружены пиропы мантийного генезиса, для 40 зерен из которых выполнены геохимические исследования, результаты представлены в настоящем сообщении. Эти гранаты имеют высоко-Cr, высоко-Ca состав; такие гранаты исключительно редки и известны только в единичных кимберлитовых проявлениях (Sobolev et al., 1973; Clarke, & Carswell, 1977; Schulze, 1986; Sablukov et al., 2021).

Изучение гранатов Кимозера является актуальным ввиду возможностей: 1) получить прямую информацию о составе раннедокембрийской мантии, не затронутой последующими (после 1.86 млрд лет) преобразованиями; 2) тестировать по меньшей мере 5 моделей формирования редких высоко-Cr, высоко-Ca гранатов верлитового парагенезиса (Clarke, & Carswell, 1977; Schulze, 1986); 3) оценить сходство и различие в преобразовании литосферной мантии при генерации раннедокембрийских и фанерозойских кимберлитов.

Методы

Минералогический анализ проб кимберлитов выполнен в отделе алмазов ЦНИГРИ. Составы гранатов в отношении главных компонентов изучены методами EDS (Геологический факультет МГУ) и ЕРМА (ИГЕМ РАН), в отношении элементов-примесей методом LA-ICP-MS (ГИН РАН). T и P параметры рассчитаны с помощью моделей Ni-in-garnet (Sudholz et al., 2020) и содержания Cr и Ca в гранате (Туркин, Соболев, 2009).

Результаты

Все изученные гранаты представлены пиропами с высокими содержаниями Cr и Ca, что обуславливает высокую долю уваровитового минала в них: Prp – 0.48–0.61, Uv – 0.19–0.29, Alm – 0.12–0.15, Kng – < 0.14, Grs – < 0.11, Adr – < 0.01, Sps – < 0.01, Mmt – < 0.01. По соотношениям миналов и характеру распределения элементов-примесей они разделены на 3 группы.

Гранаты группы 1 Grt-1 преобладают в нашей выборке (63 %). Они наименее магнезиальные и наиболее кальциевые, имеют X_{Mg} = 0.76–0.78, X_{Ca} = 0.32–0.36 и X_{Cr} = 0.21–0.29, в них больше всего Uv, отсутствует Kng и появляется Grs минал. Эти гранаты показывают слабо синусоидальные спектры распределения REE с умеренным обогащением в области легких REE (La/Sm = 1.2–2.6) и обеднением в области тяжелых REE (Gd/Yb = 0.8–1.1). Гранаты обеднены HFSE и соответствуют гранатам из де-

плетированных мантийных перидотитов, но содержат не более 100 μg/g Sc. Эти гранаты могли быть уравновешены с оливином при T около 1250 °C (среднее из 8 оценок).

Гранаты группы 2 Grt-2 (28 % выборки) наиболее магнезиальные и высоко-Cr, они характеризуются X_{Mg} = 0.81–0.83 при X_{Ca} = 0.24–0.26 и X_{Cr} = 0.26–0.38, в них появляется кнорринговитовый минал (до 14 мол. %). Все гранаты Grt-2 обеднены HFSE и соответствуют гранатам из деплетированных мантийных перидотитов.

В этой группе выделены три подгруппы:

1) Grt-2a представлены самыми высокохромистыми гранатами (X_{Cr} = 0.35–0.37), с умеренной долей Mmt, сопоставимой с гранатами Grt-1, и пониженным Prp. Они показывают схожие с Grt-1 спектры распределения REE за исключением постепенного обогащения в области Ho–Lu (Gd/Yb = 0.35–0.50) и обеднением в области Sm-Eu, что придает им более синусоидальный вид, типичный для граната гарцбургитового парагенезиса из ксенолитов. Они отличаются высокими содержаниями Sc (151–158 μg/g), что типично для гранатов из истощенной мантии (Chassé et al., 2018). Эти гранаты могли быть уравновешены с оливином при T около 1248 °C и P = 37 кбар (среднее из 2 оценок);

2) Grt-2b обладают близким к Grt-2a составом, но отличаются понижением значений X_{Cr} (0.33–0.35) и повышенной долей Prp. Они обладают меньшей степенью обогащения легкими REE (La/Sm = 0.35–0.39), что придает спектрам распределения REE менее синусоидальный вид, чем для гранатов группы Grt-2a. Эти гранаты характеризуются деплетированным в области легких REE спектром (Gd/Yb = 0.48–0.56), что позволяет сравнить их с гранатами лерцолитового парагенезиса из включений в алмазах (Stachel et al., 2022). Они также содержат высокие концентрации Sc (178–185 μg/g). Эти гранаты могли быть уравновешены с оливином при T около 1258 °C и P = 33 кбар (среднее из 3 оценок);

3) Grt-2c характеризуются самыми высокомагнезиальными составами (X_{Mg} = 0.82–0.83) на фоне низких значений Mmt, Sps и Alm и высокой доли Prp. имеют схожий с группой Grt_1 спектр распределения тяжелых REE (Gd/Yb = 1.3–1.5), но резко обогащены легкими REE, особенно Nd (La/Sm = 1.2–1.8). Они имеют 118–139 μg/g Sc. Эти гранаты могли быть уравновешены с оливином при T около 1193 °C и P = 24 кбар (среднее из 3 оценок);

4) Гранаты группы 3 Grt-3 магнезиальные, умеренно хромистые и наименее кальциевые, они имеют X_{Mg}= 0.82 X_{Ca} = 0.19–0.21 и X_{Cr} = 0.28–0.31, содержат меньше всех остальных Uv и больше Mmt. обладают куполовидными спектрами распределения REE с резким увеличением от La к Sm (La/Sm = 0.03–0.04) и постепенным фракционированием тяжелых REE (Gd/Yb = 2.6–3.5). Гранаты Grt-3 показывают высокие концентрации Zr и Y на фоне относительно низких концентраций Ti, что позволяет соотнести их с гранатами, образованными в ходе метасоматических процессов (Griffin et al., 1999). Они содержат умеренные концентрации Sc (136–141 μg/g). Эти гранаты могли быть уравновешены с оливином при T около 1177 °C и P = 33 кбар (среднее из 3 оценок).

Исходя из точности Ni-in-garnet геотермометра в ± 55 °C (Sudholz et al., 2020), можно утверждать, что гранаты Grt-1, Grt-2a и Grt-2b могли быть уравновешены с оливином при близких T, около 1250 °C, тогда как гранаты Grt-2c и Grt-3, имеющие признаки метасоматического воздействия, – при более низкой T около 1190–1180 °C. Все гранаты (кроме Grt-1) по распределению Cr в соответствии с моделью для Kng-содержащих гранатов (Туркин, Соболев, 2009) показывают низкие давления в интервале 24–37 кбар, при этом более высокие P показывают Grt-2a. Гранаты с более высокой долей Uv минала из трубки Нюрбинская (рис. 1), имеющие спектр REE, сходный с Grt-3, формировались при 1019–1106 °C и 24.5–27.4 кбар (Sablukov et al., 2021).

На диаграмме CaO-Cr_2O_3 (рис. 1) большинство составов изученных гранатов подпадают в поле гранатов верлитового парагенезиса и только гранаты Grt-3 располагают-

ся на границе полей гранатов верлитового и лерцолитового парагенезиса. Все изученные гранаты отличаются от гранатов мегакристовой ассоциации (рис. 1), а также от наиболее распространенных гранатов из ксенолитов мантийных перидотитов, выносимых кимберлитовыми трубками, и ранее обнаруженных гранатов в кимберлитах Кимозера (Устинов и др., 2009). При этом по уровню содержания CaO изученные гранаты сопоставимы с высокохромистыми гранатами из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (Sobolev et al., 1973; Sablukov et al., 2021), а составы гранатов группы Grt-1 близки к составу граната верлитового парагенезиса, встреченного в виде включений в алмазах (Stachel et al., 2022). При этом часть высоко-Mg# гранатов с наименьшими концентрациями CaO (Grt-3) перекрывается по составу с гранатами из ксенолита мантийного перидотита (образец 634) из кимберлитов трубки им. В. Гриба (рис. 1).

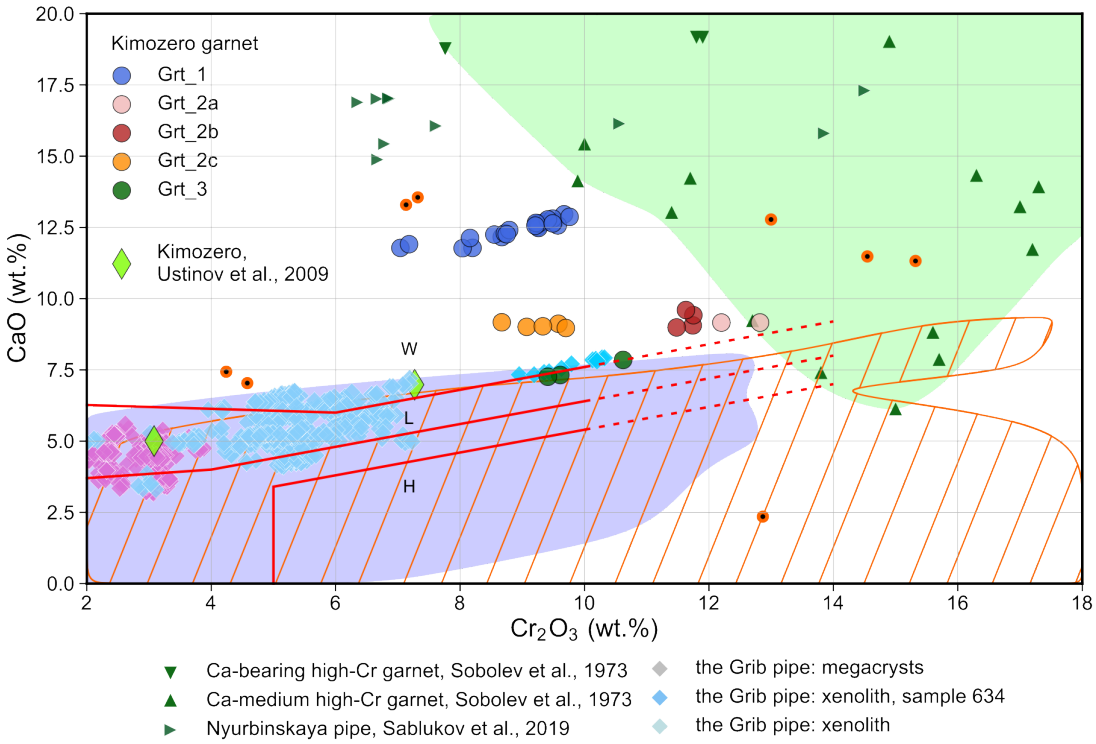


Рис. 1. Составы изученных гранатов на диаграмме CaO-Cr_2O_3 (мас. %): поля на диаграмме соответствуют составам граната из ксенолитов мантийных перидотитов: W – верлитового, L – лерцолитового и H – алмазоносного гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов Якутии (Sobolev, 1977). Для сравнения нанесены поля высокохромистых ксенокристов из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (Sobolev et al., 1973; Sablukov et al., 2021)), составы граната из ксенолитов мантийных перидотитов трубки им. В. Гриба, Архангельская провинция, и составы мегакристов из этой трубки (Kargin et al., 2016), а также составы гранатов из кимберлитов Кимозера (Устинов и др., 2009). Сиреневым показано поле состава граната лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов из ксенолитов кимберлитов Мира, оранжевой штриховкой поле состава граната лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов из включений в алмазе, также составы включений граната верлитового парагенезиса в алмазах (Stachel et al., 2022)

Обсуждение

Гранаты с высокой долей уваровитового минала в последнее время привлекают к себе повышенное внимание, так как являются кандидатом на важную фазу, вмещающую хром в условиях верхней мантии. Гранаты такого состава в мантийном материале из кимберлитов обнаруживаются весьма редко (менее 10 %, (Chepurov et al., 2017)),

однако встречены как среди мантийных ксенолитов (Sobolev et al., 1973), так и во включениях в алмазах (Stachel et al., 2022). Их происхождение остается дискуссионным: наиболее аргументированные модели упоминаются ниже. Для гранатов дайки Newlands предполагается их формирование за счет фракционной кристаллизации из протокимберлитового расплава верлитового парагенезиса Sp + Cpx, который в субсолидусных условиях перекристаллизовывается в Grt + Ol парагенезис (Clarke, & Carswell, 1977), что подтверждается составом ксенолита из кимберлитов трубки Дальняя, который сложен Uv-содержащим гранатом и оливином, причем последний содержит включения Cr-диопсида (Sobolev et al., 1973) и сростками Uv-содержащего граната с Cpx из кимберлитов Kampfersdam (Schulze, 1986). Однако эта модель требует очень высоких T и P (1600–2200 °C, 200–250 км) для формирования верлитовых кумулатов, что не согласуется с оценками этих параметров (Sablukov et al., 2021). Для гранатов из кимберлитов Kampfersdam предполагалось, что они формируются метасоматически в субдуцированных серпентинитах, по аналогии с уваровитами в офиолитовых массивах (Schulze, 1986). Такую же модель метасоматического генезиса в виде уваровит-хромитовых жил и шлиров предположили для гранатов из трубки Нюрбинская и дайки Newlands в (Sablukov et al., 2021).

Обобщение экспериментальных данных относительно распределения хрома и алюминия между реститом и расплавом при плавлении перидотитов показывает (Canil, 2004), что коэффициент распределения DCr/Al (рестит/расплав) при плавлении в условиях P < 3–4 ГПа возрастает по мере увеличения степени плавления и может достигать значений 20–40, тогда как при P > 4 ГПа не превышает 2–3. Это означает, что обогащенные Cr деплетированные мантийные субстраты возникают в условиях низких давлений в области устойчивости шпинели (Stachel et al., 1998).

Мы предполагаем, что протолит, в котором впоследствии кристаллизовались гранаты Кимозера, представлял собой сильно деплетированный высоко-Mg# высоко-Cr мантийный субстрат, испытавший плавление высоких степеней в области устойчивости шпинели либо шпинели и граната.

В ходе утолщения литосферы при росте давления происходил метаморфический процесс трансформации шпинель-содержащего субстрата в гранат-содержащий (Bulatov et al., 1991)), согласно реакции: *2.5 En + Sp + 0.75Di → Ol + Gar*, в результате которой формируется гранатовый дунит. Таким образом, исходные гранаты как Grt-2a и Grt-2b, так, вероятно, и Grt-1, кристаллизовались в ультрадеплетированной литосфере в ходе метаморфического процесса при ее утолщении и имели высоко-Cr и низко-Ca состав.

Появление высоко-Ca гранатов, обогащенных уваровитовым миналом, требует участия метасоматического агента с высоким содержанием Ca. Как показали эксперименты, в условиях верхней мантии при T=1300 °C и P=5ГПа (Chepurov et al., 2017), в качестве такого агента мог выступать существенно водный Ca-содержащий флюид, который при воздействии на шпинелевый гарцбургит будет приводить к кристаллизации уваровита. Представляется, что в природных условиях в качестве такого флюида могут выступать анкарамитовые расплавы или их более глубинные аналоги. Анкарамитовые расплавы формируются в надсубдукционных условиях при плавлении карбонатизированного истощенного гарцбургита при 2.0–1.5 ГПа, 1300–1350 °C, и содержат растворенный C-O-H флюид (Green et al., 2004). Для Grt-1 подобный сценарий кажется наиболее вероятным, они содержат пониженные концентрации Sc, что характеризует гранаты, кристаллизовавшиеся в ходе силикатного мантийного метасоматоза (Chassé et al., 2018). Отсутствие сильного обогащения легкими РЗЭ также свидетельствует в пользу преимущественно силикатного состава метасоматического агента. Для гранатов группы Grt_2c характерно сильное обогащение легкими РЗЭ, но при этом они также содержат более

низкие концентрации Sc по сравнению с Grt-2a и Grt-2b. Эти гранаты испытали метасоматическое воздействие и агент этого воздействия, скорее всего, был существенно карбонатным (Chassé et al., 2018).

Гранаты Grt-3 показывают обогащение Zr (до 79 μg/g), и близки по содержанию CaO и Cr_2O_3 к наиболее кальциевым гранатам с высоким содержанием Zr из трубки Удачная, что на фоне схожих спектров распределения REE, может свидетельствовать об их преобразовании в литосферной мантии на ранней стадии подъема мантийного плюма (например, Howarth et al., 2014).

Выводы

Изучение состава ксенокристов высоко-Cr высоко-Ca гранатов из кимберлитов Кимозера позволило показать их уравновешивание в оливин-содержащем субстрате при T около 1170–1250 °C и P около 24–37 кбар, и установить несколько этапов преобразования раннедокембрийской литосферной мантии Карельского кратона, включая стадии (1) деплетирования, (2) обогащения под воздействием преимущественно водных флюидов, (3) метасоматическая проработка под воздействием карбонат-содержащих флюидов / расплавов и (4) преобразование литосферной мантии под воздействием мантийного плюма.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН.

Литература

1. Каргин А. В., Носова А. А., Бабарина И. И., Докучаев А. Я., Кондрашов И. А. Палеопротерозойские кимберлиты Кимозеро: палеофациальная реконструкция кимберлитовой трубки, испытавшей тектоническую и метаморфическую переработку // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 49–53.
2. Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Сальникова Е. Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Всероссийской конференции «Изотопные системы и время геологических процессов», 2–4 июня 2009. Санкт-Петербург: СПб, 2009. С. 158–161.
3. Устинов В. Н., Загайный А. К., Смит К. Б. и др. Раннепротерозойские алмазоносные кимеберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 963–977.
4. Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94–98.
5. Туркин А. И., Соболев Н. В. Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1506–1523.
6. Bulatov V., Brey G., Foley S. Origin of Low-Ca, High-Cr Garnets by Recrystallization of Low-Pressure Harzburgites // International Kimberlite Conference Extended Abstracts: 1991: University of Alberta, 1991. P. 25–31.
7. Chepurov A. A., Turkin A. I., Pokhilenko N. P. Crystallization of high-Ca chromium garnet upon interaction of serpentine, chromite, and Ca-bearing hydrous fluid // Dokl. Earth Sci. 2017. V. 476. No 2. P. 1229–1232.
8. Chassé M., Griffin W. L., Alard O. et al. Insights into the mantle geochemistry of scandium from a meta-analysis of garnet data // Lithos. 2018. V. 310–311. P. 409–421.
9. Clarke D. B., & Carswell D. A. Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa. Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 34 (1). P. 30–38.
10. Green D. H., Schmidt M. W., Hibberson W. O. Island-arc ankaramites: Primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // J. Petrol. 2004. Т. 45. № 2. С. 391–403.
11. Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F., et al. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. Т. 184–187. С. 209–224.

12. Kargin A. V., Sazonova L. V., Nosova A. A., Tretyachenko V. V. Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // Lithos. 2016. V. 262. P. 442–455.
13. Priyatkina N., Khudoley A. K., Ustinov V. N., Kullerud K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence // Precambrian Research. 2014. V. 249. P. 162–179.
14. Sablukov S. M., Sablukova L. I., Stegnitskiy Y. B. New Mineralogical Type of Mantle Substrate (Nakyn Kimberlite Field, Yakutia) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2021.
15. Schulze D. J. Green garnets from South Afrikan kimberlites and their relationship to wehrlites and crustal uwarowites. Proceeding 4th IKC, Pert. 1986. V. 2. P. 820–826.
16. Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of yakutia and their parageneses // Contrib. to Mineral. Petrol. 1973. V. 40. No 1. P. 39–52.
17. Stachel T., Viljoen K. S., Brey G. P., Harris J. W. Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 159. No 1–2. P. 1–12.
18. Stachel T., Aulbach S., Harris J. W. Mineral Inclusions in Lithospheric Diamonds // Rev. Mineral. Geochemistry. 2022. V. 88. No 1. P. 307–391.
19. Sudholz Z. J., Yaxley G. M., Jaques A. L., Chen J. Ni-in-garnet geothermometry in mantle rocks: a high pressure experimental recalibration between 1100 and 1325 °C // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. V. 176. P. 32.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.059

Сравнительная геохимическая характеристика и Nd изотопная систематика неопротерозойского щелочного магматизма Среднего Урала и Южной окраины Сибирского кратона

А. А. Носова [1], Ю. О. Ларионова [1], В. М. Горожанин [3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nosova@igem.ru

[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева РАН, Новосибирск, e-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

[3] Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Введение

Неопротерозой является эпохой значительного приращения континентальной коры; возможно, около 20 % существующей земной коры было создано или переработано в неопротерозое. Особенностью корообразования этой эпохи является то, что наряду с конвергентными обстановками, играющими ведущую роль в формировании ювенильной коры, значительное приращение коры происходило во внутриплитных обстановках, магматизм которых был связан с процессами распада суперконтинента Родинии (Stern, 2008).

Во многих палеотектонических моделях предполагается, что в составе Родинии континенты Балтика и Сибирь примыкали к восточной (в современных координатах) границе Лаврентии (например, (Cawood et al., 2016)). В ходе заключительного эпизода раскола Родинии, протекавшего 700–550 млн лет назад, на этих континентах формировались рифты и пассивные окраины, что сопровождалось щелочным магматизмом. На Сибирском кратоне вдоль его юго-западной и южной окраин известны неопротерозойские щелочные комплексы с карбонатитами Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Северного Забайкалья (например, Ярмолюк и др., 2005). На восточной (уральской) окраине Балтики также распространены неопротерозойские щелочные комплексы, известные на Среднем Урале (Кваркушский антиклинорий.

Согласно большинству палеотектонических реконструкций эти окраины Сибири и Балтики в раннем неопротерозое около 1 млрд лет совместно с Гренландией представляли общую внешнюю границу Родинии, обращенную к Мировому океану; в позднем неопротерозое около 700–600 млн лет назад они уже разделялись Палеоазиатским океаном (например, Cawood et al., 2016)).

Сравнение геохимических и изотопно-геохимических характеристик NP щелочного магматизма юга Сибирского и востока Восточно-Европейского кратонов кратко охарактеризовано в данном сообщении.

Методы

Содержания петрогенных компонентов в породах определены методом XRF, элементов-примесей – методом ICP-MS. Изотопный состав Sr и Nd определен в валовых пробах и минералах методом TIMS.

Геологическая позиция и возраст

Геологическая позиция NP щелочных проявлений, локализованных вдоль южной границы Сибирского кратона детально описана в многочисленных работах (например, Врублевский, Дорошкевич и ссылки в этой работе). Комплексы представлены щелочными с карбонатитами (Енисейский кряж), щелочно-ультраосновными с карбонатитами (Восточный Саян, Алданский щит), карбонатитовыми (Северное Забайкалье) массивами и проявлениями. Комплексы Енисейского кряжа формировались около

703–726 млн лет назад (Врублевский и др., 2011), комплексы южной окраины Сибирского кратона формировались в коротком временном интервале 654–632 млн лет (Doroshkevich et al., submitted). В качестве объекта сравнения среди комплексов южной окраины Сибирского кратона мы выбрали комплекс Арбарастах, как типичный объект этой щелочной провинции, включающий широкий спектр силикатных и карбонатных пород ((Doroshkevich et al., submitted).

На Среднем Урале NP щелочные комплексы локализованы в Кваркушско-Каменогорском антиклинории, который, возможно, представляет собой рифтогенную окраину Восточно-Европейского кратона (Петров, 2017). Магматические проявления представлены субщелочными, щелочными базитами, щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами дворецкого, шпалорезовского, кусьинского, благодатского и щегровицкого комплексов, породы которых формируют лавовые потоки, дайки, эксплозивные брекчии, некки, также известен сиенитовый Троицкий массив (Бочкарев, Язева, 2000; Петров и др., 2005; Сазонова и др., 2011). Эти комплексы формировались, согласно имеющимся изотопным датировкам в 671 ± 24 млн лет (щегровицкий комплекс, U-Pb, Ронкин, 2007), 608 ± 3 и 626 ± 57 млн лет (кусьинский комплекс, Rb-Sr и Sm-Nd соответственно, Карпухина и др., 2001), 559 ± 16 и 569 ± 42 млн лет, (дворецкий комплекс, Rb-Sr и Sm-Nd соответственно, Карпухина и др., 2001 и см. ниже наши данные).

Результаты

Изотопное датирование пород дворецкого комплекса Sm-Nd методом по трем валовым пробам трахибазальтов и одной фракции клинопироксена дало эррохрону с параметрами 626 ± 52 млн лет, СКВО = 1.5. Полученная оценка возраста хорошо согласуется с имеющимися изотопными датировками неопротерозойских вулканитов Среднего Урала (см. выше).

Для вулканитов характерны сильно фракционированные распределения РЗЭ, в том числе и тяжелых лантаноидов (Gd/Ybn до 4.4), умеренное обогащение LILE и сильное обогащение высокозарядными элементами, мультиэлементные спектры с преобладанием положительных Nb/La аномалий, а также появлением положительных Zr/Sm аномалий (рис. 1).

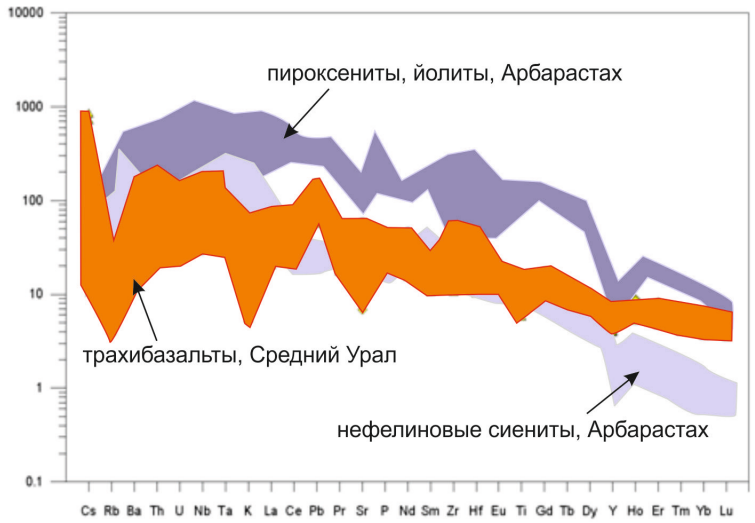


Рис. 1. Мультиэлементные спектры неопротерозойских трахибазальтов, щелочных габбро, сиенитов Среднего Урала и пироксенитов, йолитов и нефелиновых сиенитов комплекса Арбарастах южной окраины Сибирского кратона. Для комплексов Среднего Урала помимо авторских данных использованы химические анализы пород из работ (Карпухина и др., 1999)

Породы Среднего Урала значительно менее обогащены несовместимыми элементами, чем пироксениты и йолиты Арбарастаха. В отличие от пород Арбарастаха, породы Среднего Урала демонстрируют менее фракционированные спектры РЗЭ, меньшее обогащение Nb, Ta, но в целом сходный с нефелиновыми сиенитами профиль распределения микроэлементов (рис. 1). Заметным отличием является выраженная положительная аномалия Zr и Hf в трахибазальтах Среднего Урала, тогда как породах Арбарастаха она преимущественно отрицательная.

Отсутствие отрицательной Nb анамалии на мультиэлементных спектрах и соответственно высокое $Nb/La_{(PM)}$ отношение характерно для всех рассматриваемых пород, что указывает на то, что коровая контаминация не оказала существенного влияние на их геохимический состав.

На глубинный характер источника трахибазальтов Среднего Урала указывают высокие Ti/Y отношения, составляющие 440–930, а также отношения Gd/Yb_N, составляющие 2.3–4.4, но в породах благодатского комплекса достигающие 7.1.

Проведенные исследования Sm-Nd систематики неопротерозойских щелочных базитов Среднего Урала показали, что все они характеризуются положительными и высокорадиогенными значениями εNd в интервале от +2.9 до +6.7, за исключением сиенитов Троицкого массива, показавших εNd = -1.2.

Породы Арбарастаха, как и прочие комплексы южной окраины Сибирского кратона, также характеризуются высокими положительными значениями εNd от +5.4 до +6.9.

Обсуждение

Возрастной интервал формирования неопротерозойского магматизма Среднего Урала определен с большей неопределенностью, чем соответствующий интервал для магматизма южной окраины Сибирского кратона. Для Среднего Урала с учетом ошибок датировок можно говорить об интервале 695–527 млн лет; большая часть значений возрастов лежит в интервале 608–626 млн лет. Последний сопоставим с интервалом в 654–632 млн лет, полученным для магматизма Сибирского кратона.

Несмотря на более глубинный и обогащенный характер неопротерозойского магматизма южной окраины Сибирского кратона по сравнению с одновозрастным магматизмом Среднего Урала, геохимия в обоих случаях несет признаки влияния карбонатного компонента.

Заметной геохимической чертой некоторых пород Среднего Урала являются низкие значения $Sm/Zr_{(PM)}$ отношения, что отражает появление заметной положительной Zr-Hf аномалии в их мультиэлементных спектрах, а также сдвиг Zr/Hf отношения в сторону суперхондритовых значений. Эти геохимические особенности могут интерпретироваться как показатель того, что силикатная жидкость, сформировавшая породу, могла находиться в равновесии с карбонатным компонентом либо в источнике – карбонатизированном перидотите, либо в момент ликвации исходной карбонатно-силикатной жидкости. Присутствие карбонатитов в составе дворецкого комплекса на Среднем Урале поддерживает наш вывод.

Важным результатом наших Sm-Nd изотопных исследований являются неопротерозойские Nd модельные возрасты пород Кваркушско-Каменногорского антиклинория. Для всех изученных вулканитов дворецкого и кусьинского комплексов, имеющих $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношение в интервале 0.11–0.12 значения Nd модельных возрастов лежат в пределах 570–690 млн лет, т. е. близки к возрасту вулканитов. Это поддерживает вывод об отсутствии эффекта коровой контаминации в породах этих комплексов.

Sm-Nd систематика неопротерозойского магматизма обеих структур демонстрирует существенное сходство – породы характеризуется высокорадиогенным изотопным составом неодима, при этом стоит отметить, что все неопротерозойские щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы южного и юго-западного края Сибирского кратона, не зависимо от их регионального расположения, характеризуются схожими Sr-Nd значениями с комплексом Арбрарастах.

Такая Nd изотопная систематика может указывать на плюмовый, скорее, учитывая масштабы проявления магматизма, суперплюмовый источник магматизма, что ранее предполагалось в (Кузьмин, Ярмолюк, 2014) либо на активизацию астеносферного плавления, связанного с относительными движениями плит. Эта систематика исключает значимый вклад древнего обогащенного компонента и указывает на ювенильный источник, т.е. можно полагать, что древняя литосферная мантия либо не участвовала в генерации расплавов, так как была замещена астеносферным диапиром, либо была метасоматически обогащена непосредственно перед внедрением расплавов.

Выводы

Геохимическое и Nd изотопно-геохимическое сходство близкого по возрасту неопротерозойского щелочного магматизма пассивных окраин Восточно-Европейского кратона (восточная окраина) и Сибирского кратона (южная окраина), развившихся при заложении Палеоазиатского океана, свидетельствует об однотипных геодинамических условиях на различных континентах, что скорее соотносится с относительными движениями плит в качестве триггера магматизма. Оно также не исключает возможной сближенной позиции этих континентов, что следует учитывать в палеотектонических реконструкциях.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 23-17-00098.

Литература

1. Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
2. Врублевский В. В., Ревердатто В. В., Изох А. Э., Гертнер И. Ф., Юдин Д. С., Тишин П. А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, центральная Сибирь: ^{40}Ar/ ^{39}Ar – геохронология пенченгинского комплекса // ДАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 514–519.
3. Врублевский В. В., Дорошкевич А. Г. Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях Северной и Западной Азии: обзор новейших данных // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 6–26.
4. Карпухина Е. В., Первов В. А., Журавлев Д. З., Лебедев В. А. Возраст мафит-ультрамафитового магматизма западного склона Урала (первые Sm-Nd и Rb-Sr данные) // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 809–811.
5. Карпухина Е. В., Первое В. А., Журавлев Д. З. Петрология субщелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, Западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
6. Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 153–184.
7. Петров Г. А., Маслов А. В., Ронкин Ю. Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
8. Петров Г. А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса: автореф. дис... д.г.-м.н., СПб: СПбГУ, 2017. 43 с.

9. Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Петров Г. А., Матуков Д. И., Суслов С. Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О. П. In Situ U-Pb (SHRIMP)-датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 87–82.
10. Сазонова Л. В., Носова А. А., Петрова Л. Г. Неопротерозойские рифтогенные субщелочные базиты среднего Урала: геохимическая специфика клинопироксена // Геохимия. 2010. № 3. С. 274–294.
11. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б., Никифоров А. В., Котов А. Б., Владыкин Н. В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404 (3). С. 400–406.
12. Cawood P. A., Strachan R. A., Pisarevsky S. A., Gladkochub D. P., Murphy., J. B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.
13. Doroshkevich A. G. et al. Petrology and Source Characteristics of the Arbarastakh Alkaline Ultramafic Carbonatite-Phoscorite Complex, submitted. 2023.
14. Stern R. J. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. 2008.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.060

Трансформационные минералы Кольской щелочной провинции

Т. Л. Паникоровский [1], В. Н. Яковенчук [1], А. В. Базай [1], О. Ф. Гойчук [1], С. Н. Бочаров [2], Г. О. Калашникова [1], Д. В. Грязнова [1], Г. О. Самбуров [1], С. В. Кривовичев [1]

[1] ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, e-mail: t.panikorovskii@kcs.ru

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Введение

Массивы Кольской щелочной провинции распространены на большей части Мурманской области, а также в смежных с ней районах Финляндии (массивы Сокли, Иваара, Кортеярви и др.), они, в геологическом отношении, являются частью древнего Балтийского щита (Кухаренко и др., 1965). В результате девонского этапа развития Кольской щелочной провинции произошло формирование крупнейших в мире Хибинского и Ловозёрского массивов нефелиновых сиенитов и фойдолитов, а также более мелких, но многочисленных (более 30, включая Ковдор, Турий Мыс, Вуориярви, Африканда, Контозеро и др.) щёлочно-ультраосновных массивов с карбонатитами. Для Ловозёрского и Хибинского щелочных массивов наиболее характерны процессы посткристаллизационных преобразований первичных минералов без кардинальных изменений кристаллической структуры. Данные процессы обычно сопровождаются реакциями природного катионного обмена. Для образованных таким путём минералогических видов, выдающийся отечественный минералог А. П. Хомяков (1990) ввёл понятие трансформационных минералов.

Изначально им были выделены несколько серий минералов, в которых каждый последующий был результатом преобразования предыдущего: ломоносовит → мурманит, паракелдышит → келдышит, цирсиналит → ловозерит, казаковит → тисиналит, капустинит → литвинскит. В более поздних работах (Selivanova et al., 2008) было показано, что образование по схеме: ломоносовит → мурманит в природе не наблюдается и при модельных экспериментах также невозможно, при этом было определено наличие серии ломоносовит →β-ломоносовит. В самых последних работах было показано наличие серий эпистолит → звягинит (Lykova et al., 2016), мурманит → вигришинит (Пеков и др., 2012), мурманит → кальциомурманит (Пеков и др., 2014). Развитию концепции трансформационных минералов значительное внимание уделено в работах Боруцкого (2017).

В последние годы нами был накоплен значительный объем фактического материала по каркасными и слоистым -титано, -цирконосиликатам, показана эволюция минералов группы иванюкита (Panikorovskii et al., 2021), келдышита (Kabanova et al., 2020) и линтисита (Kalashnikova et al., 2023).

Исследование посткристализационных процессов в минералах Кольской щелочной провинции

Нами были обнаружены две разновидности декатионезированного мурманита (Гойчук и др., 2023). В первой наблюдается содержание Na_2O до 5.72 мас. % (это примерно половина от теоретического содержания в 12 мас. %). Второй разновидности соответствует практически полная потеря натрия. Следует отметить, что вторая разновидность представляет собой псевдоморфозы по эвдиалиту и лоренценциту, содержит большое число включений и более подвержена обменным процессам. Таким образом, можно продолжить эволюционную серию серию мурманит → кальциомурманит → декатионизированный мурманит. Образование второй разновидности мурманита можно связать

с посткристаллизационными процессами преобразования, выраженными в виде следующей схемы: $2Na^{+} + 2O^{2-} \leftrightarrow 2\square + 2(OH)^{-}$.

Наличие природных схем ионного обмена предполагает возможность использование ионообменных реакций для сорбции различных загрязняющих примесей в медно-никелевом производстве. Нами были получены Cd-замещённая форма мурманита (рис. 1 б) содержащая 27.17 мас. % CdO или 1.07 к/ф, а также Pb-замещённый мурманит (рис. 1 в) с содержанием 21.56 мас. % PbO или 0.70 к/ф (Паникоровский и др. 2022).

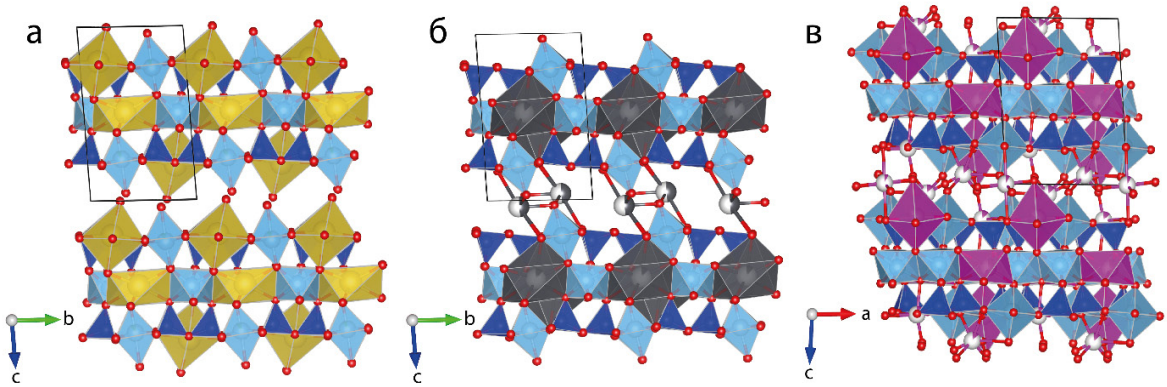


Рис. 1. Кристаллические структуры мурманита: а – исходного, б – Pb-замещённого, в – Cd-замещённого. TiO_6 октаэдры окрашены голубым, SiO_4 тетраэдры – синим, полиэдры Na – жёлтым, Pb – серым и Cd – розовым

Другой группой полезных соединений обладают минералы семейства линтисита-кукисвумита, синтетический аналог АМ-4 широко применяется в сорбционных целях. Исследование процессов декатионизации с помощью природных образцов, показало наличие трансформации при переходе кукисвумита $Na_6ZnTi_4[Si_2O_6]_4O_4(H_2O)_4$ в K3 модификацию $Ti(Si_2O_5(OH))(OH)$ (рис. 2) в кислой среде и аналогичного перехода линтисита в модификацию L3 (Kalashnikova et al., 2021). Наличие данных трансформаций также связано с изоморфизмом по схеме $Na^{+} + O^{2-} \leftrightarrow \square + (OH)^{-}$. Сорбционные свойства аналогов кукисвумита и линтисита показали высокую сорбционную ёмкость декатионизированных форм в отношении серебра.

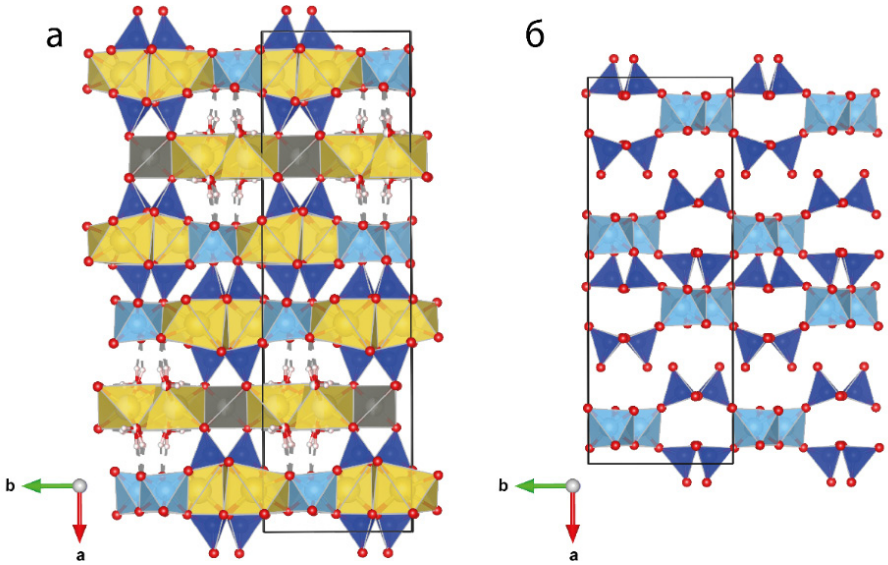


Рис. 2. Кристаллические структуры кукисвумита: а – исходного, б – декатионизированного

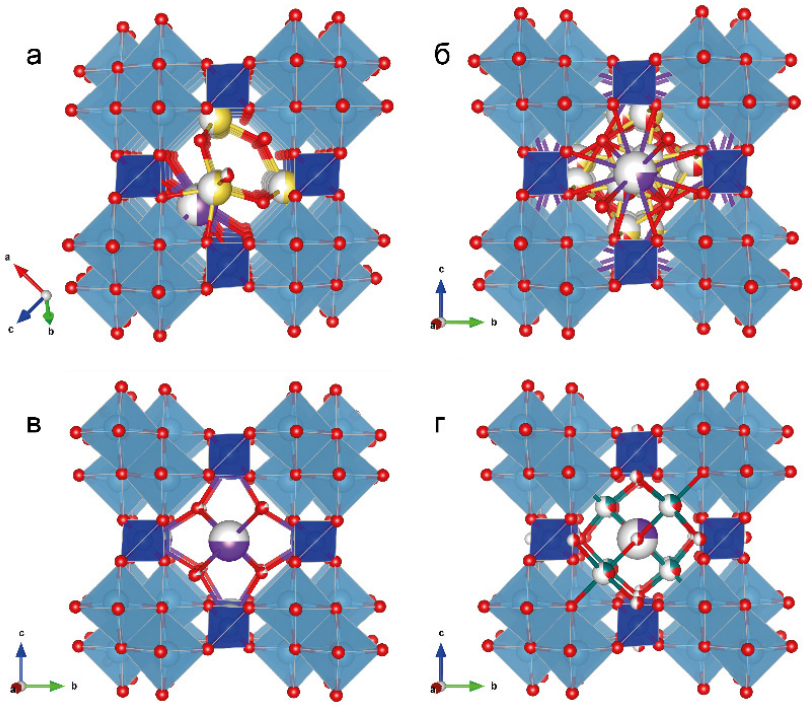


Рис. 3. Кристаллические структуры минералов группы иванюкита: иванюкит-Na-*T* (а), иванюкит-Na-*C* (б), иванюкит-К (в) иванюкит-Cu (г)

Минералы группы иванюкита принадлежат к группе микропористых титаносиликатов с общей формулой $A_{3-x}H_{1+x}[Ti_4O_4(SiO_4)_3](H_2O)_n$ где A = Na, K, Cu и n = 6–9, x = 0–2. Минеральное разнообразие минералов данной группы обусловлено процессами природного катионного обмена и цепочкой последовательных превращений с трансформацией каркаса по схеме иванюкит-Na-*T* → иванюкит-Na-*C* → иванюкит-К → иванюкит-Cu (Panikorovskii et al., 2021). Наши исследования показали высокую сорбционную ёмкость иванюкита в отношении Cs, Sr, Pb, Ag, Zn, Cd, Eu, Th и других элементов и высокий потенциал использования синтетического аналога иванюкита (SIV) для сорбции радионуклидов из жидких радиоактивных отходов с последующим переводом твёрдого остатка в устойчивую титаносиликатную керамику Synrock-типа.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 21-77-10103).

Литература

1. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
2. Selivanova E. A., Yakovenchuk V. N., Pakhomovsky Y. A. and Ivanyuk G. Yu. Features of LowTemperature Alteration of Ti- and Nb-Phyllosilicates Under Laboratory Conditions // Minerals as Advanced Materials I. / By Krivovichev S. V. (ed.). Springer-Verlag, Berlin. 2008. P. 143–151.
3. Пеков И. В., Бритвин С. Н., Зубкова Н. В., Чуканов Н. В., Брызгалов И. А., Лыкова И. С., Белаковский Д. И., Пущаровский Д. Ю. Вигришинит $Zn_2Ti_{4-x}Si_4O_{14}(OH,H_2O,□)_8$ – новый минерал из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // Записки РМО, 2012. Ч. 141. Вып. 4. С. 12–27.

4. Пеков И. В., Лыкова И. С., Чуканов Н. В., Япаскурт В. О., Белаковский Д. И., Золотарев А. А. (мл.), Зубкова Н. В. Звягинит $NaZnNb_2Ti[Si_2O_7]_2O(OH,F)_3(H_2O)_{4+x}$ (x < 1) – новый минерал группы эпистолита из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) Записки РМО. 2014. Ч. 143. Вып. 2. С. 45–63.
5. Боруцкий Б. Е. Онтогения и филогения посткристаллизационных процессо в минералообразования и опыт их использования для решения спорных вопросов геологической истории сложных геологических объектов на примере Хибинского массива // Материалы юбилейного съезда РМО «200 лет РМО». 10–13 октября 2017 г. СПб.: Санкт-Петербургский горный университет. 2017. С. 7–9.
6. Гойчук О. Ф., Паникоровский Т. Л., Базай А. В., Яковенчук В. Н Продукты природной декатионизации мурманита, $Na_2Ti_2(Si_2O_7)O_2 \cdot 2H_2O$ // Труды XXXIII молодёжной научной конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента Ан СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова. 2023. С. 43–45.
7. Паникоровский Т. Л., Калашникова Г. О., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Грязнова Д. В., Кривовичев С. В Механизм вхождения Pb^{2+} и Cd^{2+} в кристаллическую структуру мурманита, $Na_2Ti_2(Si_2O_7)O_2 \cdot 2H_2O$ / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 275–278.
8. Kalashnikova G. O., Zhitova E. S., Selivanova E. A., Pakhomovsky Ya. A., Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Kasikov A. G., Drogobuzhskaya S. V., Elizarova I. R., Kiselev Yu. G., Knyazeva A. I., Korovin V. N., Nikolaev A. I., Krivovichev S. V. The new method for obtaining titanosilicate AM-4 and its decationated form: Crystal chemistry, properties and advanced areas of application. Microporous and Mesoporous Materials. 2021. V. 313. P. 110787.
9. Lykova I. S., Pekov I. V., Chukanov N. V., Belakovskiy D. I., Yapaskurt V. O., Zubkova N. V., Britvin S. N., Giester G. Calciomurmanite, $(Na,\square)_2Ca(Ti,Mg,Nb)_4$ $[Si_2O_7]_2O_2(OH,O)_2(H_2O)_4$, a new mineral from the Lovozero and Khibiny alkaline complexes, Kola Peninsula, Russia. Eur // J. Mineral., 2016. V. 28. P. 835–845.
10. Panikorovskii T. L., Yakovenchuk V. N., Yanicheva N. Yu., Pakhomovsky Ya. A., Shilovskikh V. V. Bocharov V. N., Krivovichev S. V. Crystal chemistry of ivanyukite group minerals, $A_{3-x}H_{1+x}[Ti_4O_4(SiO_4)_3](H_2O)_n$ (A = Na, K, Cu), (n = 6–9, x = 0–2): crystal structures, ion-exchange, chemical evolution // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85. P. 607–619.
11. Yakovenchuk V. N., Nikolaev A. P., Selivanova E. A., Pakhomovsky Y. A., Korchak J. A., Spiridonova D. V., Zalkind O. A., Krivovichev S. V. Ivanyukite-Na-T, ivanyukite-Na-C, ivanyukite-K, and ivanyukite-Cu: New microporous titanosilicates from the Khibiny massif (Kola Peninsula, Russia) and crystal structure of ivanyukite-Na-T // American Mineralogist. 2009. V. 94. P. 1450–1458.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.061

Родительские магмы дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивах (Маймеча-Котуйская провинция)

Л. И. Панина, А. Т. Исакова, Е. Ю. Рокосова

Институт геологии и минералогии им. В .С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail:panina@igm.nsc.ru; atnikolaeva@igm.nsc.ru; rokosovae@igm.nsc.ru

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы обладают специфическим набором пород (ультраосновные, щелочные, карбонатиты) и содержат Nb, Zr, REE, Au, Pt, Fe, Cu, P. Массивы относятся к интрузиям центрального типа, тяготеют к зонам глубинных разломов и рифтам. Массивы имеют пространственно-временную связь с петрохимически родственными вулканитами: щелочными пикритами, меланефелинитами, базальтами, а на Гулинском плутоне – также с меймечитами. Считают (Егоров, 1991; Расс, Плечов, 2000; Рябчиков и др., 2009; Соболев и др., 2009), что массивы являются производными глубинных мантийных магм. Однако, вопросы о конкретном составе и количестве материнских магм, принимавших участие в формировании массивов, до сих пор остаются открытыми. Большинство исследователей считает, что все породы массивов кристаллизовались из одной родоначальной магмы: меймечитовой (Соболев и др., 2009; Рябчиков и др., 2009), щелочно-пикритовой (Егоров, 1991), меланефелинитовой (Veksler et al., 1998). С. М. Кравченко и Ю. А. Багдасаров (1957) допускают образование таких массивов при случайном совмещении двух комагматических разноглубинных серий: меймечит-перидотит-якупирангит-сиенитовой и кимберлит-мелилит-карбонатитовой. И. Т. Расс, П. Ю. Плечов (2000) полагают, что мелилитовые породы в массивах кристаллизовались из высококальциевой щелочной магмы, а безмелилитовые – из ультраосновных расплавов.

Особый интерес вызывает изучение включений минералообразующих сред в *дунитах и оливинитах*, так как они несут информацию о самых ранних дифференциатах родоначальных магм. Эти породы состоят главным образом из оливина, содержащего 84–90 % Fo в дунитах и 85–88 % Fo в оливинитах. В виде примеси в дунитах отмечаются хромшпинелиды, иногда магнетит, клинопироксены. В оливинитах присутствует титаномагнетит, перовскит, редко – клинопироксен. Образование дунитов и оливинитов по мнению практически всех исследователей происходило из одной магмы на ранних этапах ее кристаллизации при некотором ее преобразовании при формировании оливинитов. Ю. Р. Васильев, М. П. Гора (2012) считают, что дуниты являются производными меймечитовой или щелочно-пикритоидной магмы и возникли при гравитационном фракционировании оливина, а оливиниты образовались при флюидно-магматическом воздействии на дуниты более поздних щелочных расплавов. Л. С. Егоров (1991) полагает, что на ранних этапах кристаллизации материнской магмы формировались дуниты, а в процессе дифференциации и накопления в ней Ti, Ca, летучих – оливиниты.

Для выяснения особенностей минералообразующей среды при формировании дунитов и оливинитов нами были изучены расплавные включения в минералах оливинитов Крестовской интрузии и дунитов Гулинского массива.

В *оливинитах* первичные расплавные включения были исследованы в оливине, перовските и клинопироксене (Панина и др., 2018). Во всех минералах включения содержали кальсилит, флогопит, магнетит, апатит, также в оливине – монтичеллит, перовскит, гранат, а в перовските – пектолит и клинопироксен. Гомогенизация включений осуществлялась в оливине при ≥ 1230 °С, в перовските > 1200 °С, в клинопироксене – 1170 °С.

Законсервированные в минералах расплавы имели низкокремнистый ларнит-нормативный ультрамафитовый состав калиевого типа щелочности, обогащенный SO_3, Cl, CO_2 (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав стекол прогретых включений в минералах оливинитов, в мас. %

	Оливин*	Перовскит	Диопсид
SiO_2	36.55	35.72	38.98
TiO_2	3.96	7.11	3.48
Al_2O_3	8.07	7.12	6.4
FeO	11.74	11.43	12.41
MnO	0.15	0.2	0.1
MgO	7.77	6	7.32
CaO	18.19	16.14	16.57
Na_2O	2.63	2.36	1.44
K_2O	6.59	6.59	6.33
P_2O_5	1.87	1.28	1.56
BaO	0.42	0.37	0.34
SrO	0.13	0.18	0.04
Cl	0.1	0.18	0.09
SO_3	0.58	0.67	0.68
Сумма	98.75	95.35	95.74

Примечание. *В оливине состав включений пересчитан на равновесие с оливином-хозяином по методике (Danyushevsky, Plechov, 2011) с помощью программного пакета Petrolog3.

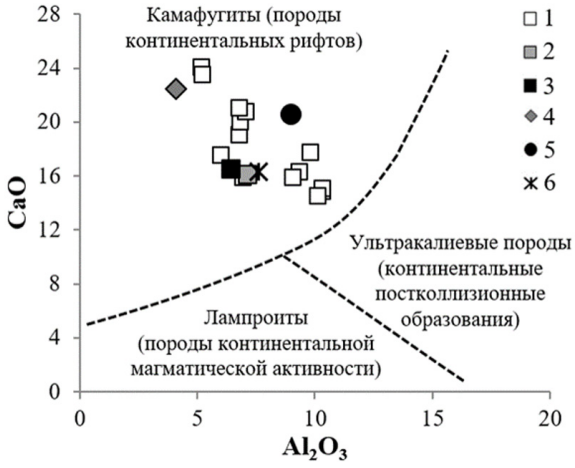


Рис. 1. Положение на диаграмме CaO – Al_2O_3 (мас.%) (по Foley et al., 1987) составов расплавных включений: 1 – в оливине, 2 – в перовските, 3 – в диопсиде оливинитов (Панина и др., 2018), 4 – в оливине оливинитов Кугдинского массива (Nielsen et al., 1997), 5 – в оливине кугдитов Гулинского плутона (Расс, Плечов, 2000), 6 – состава катунгитов из Восточно-Африканской рифтовой системы (Белоусов и др., 1974)

На классификационной диаграмме ультракалиевых пород CaO-Al_2O_3 (Folley et al., 1987) они попадают в поле низкокремнистых высококальциевых пород – камафугитов континентальных рифтов (рис. 1), появление которых связывают с плавлением мантийного вещества в условиях высокого содержания CO_2. В это же поле попадают стекла включений в оливине из оливинитов Кугдинского массива (Nielsen et al., 1997).

В *дунитах* были изучены первичные расплавные включения в оливине. Среди дочерних фаз включений установлены: клинопироксен, флогопит, амфибол, нефелин, перовскит. Температура гомогенизации включений превышала 1260 °С. Пересчитанный на равновесие с минералом-хозяином состав включений был близок к составу оливиновых меланефелинитов: он содержал (мас. %): SiO_2 – 39–43.2, TiO_2 – 4–7.7, Al_2O_3 – 9–13.7, FeO – 11.9, MgO – 11.3–13, CaO – 6–10.8, Na_2O – 3.5–5.5, K_2O – 2–3.2, P_2O_5 – 1.2–1.6, BaO – 0.1–0.2, SrO – 0.1–0.4, Cl – 0.01–0.4, SO_3 – 0.5–1.1.

В оливине были обнаружены также единичные мнимо-вторичные включения щелочно-пикритоидного состава. В них отмечалось (мас. %): SiO_2 – 44.8, TiO_2 – 3.1, Al_2O_3 – 7.2, FeO – 12, MgO – 12.7, CaO – 13.7, Na_2O – 2.8, K_2O – 2.4. Близкий состав (пикрито-меймечитовый) был ранее зафиксирован во включениях из хромшпинелидов дунитов Гулинского массива (Симонов и др., 2016). По-видимому, кристаллизация оливина из меланефелинитовой магмы происходила при некотором участии пикритоидных (или пикрито-меймечитовых) расплавов с вероятным их подтоком по рифтовым разломам и последующим некоторым смешением.

Таким образом, в щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивах формирование дунитов по сравнению с оливинитами происходило из более высококремнистых, более магнезиальных, менее известковистых, но более глиноземистых материнских расплавов, имеющих натриевый тип щелочности. Это хорошо видно на бинарной диаграмме на основе SiO_2 (рис. 2), где составы застеклованных включений в оливине оливинитов Крестовской интрузии (I) и дунитов Гулинского массива (II) образуют два разных, непересекающихся поля.

Индикаторные отношение некогерентных элементов в законсервированных расплавах в оливине рассматриваемых пород позволили получить информацию об источниках их материнских магм, их глубине, степени плавления и различиях в составах (Rivalenti et al, 1996; Salters, Longhi, 1999; David et al., 2000 и др.). Так в стеклах включений из оливина оливинитов индикаторные отношения Nb/U = 45.75, а в дунитах = 43

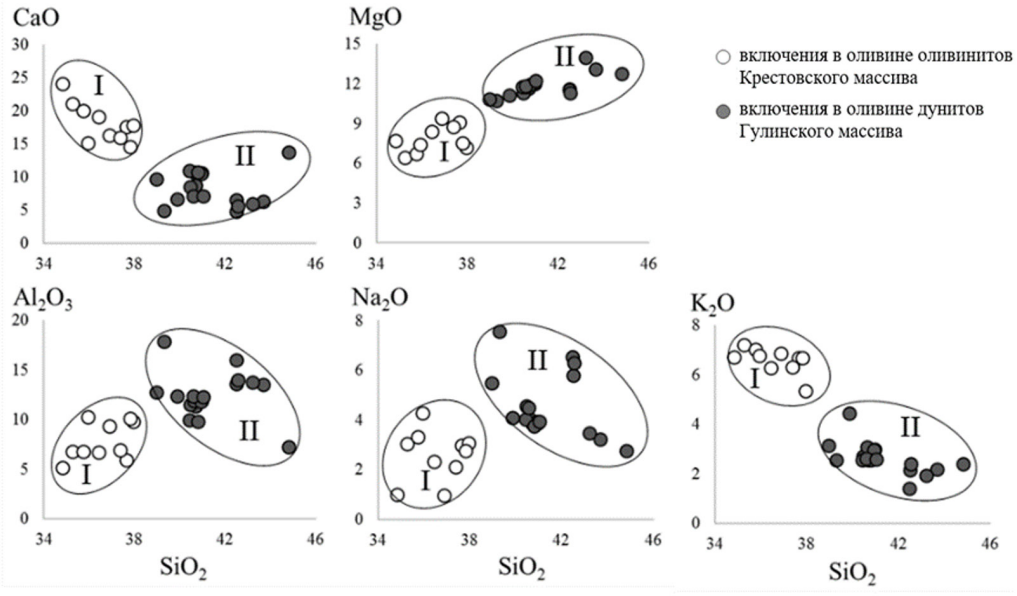


Рис. 2. Вариация основных компонентов (мас. %) в зависимости от SiO_2 в застеклованных прогретых включениях из оливина оливинитов Крестовской интрузии (I) и дунитов Гулинского плутона (II)

говорят об участии в магмообразовании мантийных источников. Ti/Y = 1410 в законсервированных расплавах оливинитов и 766.5 соответственно – дунитов свидетельствуют о присутствии в мантийных источниках граната и о большей глубине источника, выплавлявшей ларнит-нормативную ультрамафитовую материнскую магму. Отношения Zr/Hf = 38.07 в оливинитах и 48.67 – в дунитах указывают на частичное плавление мантийных очагов. При этом Zr/Nb = 1.50 в застеклованных включениях в оливине оливинитов и равные 9.61 в дунитах, также как и La/Yb, соответственно равные 35.12 и 26.37, говорят о большей степени плавления мантийного материала при выплавлении оливин-меланефелинитовой материнской магмы.

Вывод

В формировании дунитов Гулинского плутона и оливинитов Крестовской интрузии принимали участие две различные материнских магмы – соответственно: оливин-меланефелинитовая натриевого типа щелочности и ларнит-нормативная ультрамафитовая калиевого типа щелочности. Магмы имели разные тенденции развития: сиалическую для дунитов с прогрессивным накоплением кремнезема, алюминия и миаскитовым характером расплавов; 2 – высококальцевые с малой степенью насыщения кремнекислотой и агпаитовым типом расплавов для оливинитов. Источники расплавов судя по высокому уровню концентрации некогерентных элементов и их индикаторным отношениям, располагались в области неистощенной мантии и подверглись частичному плавлению с сохранением в рестите граната. Источник ларнит-нормативной ультрамафитовой магмы располагался глубже и подвергался меньшей степени плавления, чем источник оливин-меланефелинитовой ультраосновной материнской магмы.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (№ 122041400312-2).

Литература

1. Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В. и др. Восточно-Африкнская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. 287 с.
2. Васильев Ю. Р., Гора М. П. Природа дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах Сибирской платформы // ДАН. 2012. Т. 442. № 3. С. 356–359.
3. Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый магматизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Ленинград: Недра, 1991. 260 с.
4. Кравченко С. М., Богдасаров Ю. А. Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных массивов (Маймеча-Котуйская карбонатитовая провинция). М.: Наука, 1987. 128 с.
5. 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. https://doi.org/10.7868/S0869590318020048/
6. Расс И. Т., Плечов П. Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // ДАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 389–392.
7. Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н., Соловова И. П. Физико-химические условия магмообразования 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.
8. Симонов В. А., Васильев Ю. Р., Ступаков С. И., Котляров А. В., Карманов Н. С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 2153–2177. https://doi.org/10.15372/GiG20161204.

9. Соболев А. В., Соболев С. В., Кузьмин Д. В., Малич К. Н., Петрунин А. Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.
10. Danyushevsky L. V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2011. V. 12. Q07021. https://doi.org/10.1029/2011GC003516.
11. David K., Schiano P., Allègre C.J. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 178. No 3–4. P. 285–301. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00088-1.
12. Foley S., Venturelli G., Green D. H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth Sci. Rev. 1987. V. 24. P. 81–134. https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8.
13. Nielsen T. F. D., Solovova I. P., Veksler I. V. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions, Gardiner complex // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 126. P. 331–344. https://doi.org/10.1007/s004100050254.
14. Rivalenti G., Vannucci R., Rampone E. et al. Peridotite clinopyroxene chemistry reflects mantle processes rather than continental versus oceanic settings // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 139 (3). P. 423–437. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00019-2.
15. Salters 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. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00271-4.
16. 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 // Journal of Petrology. 1998. V. 39 (11-12). P. 2015–2031. https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2015.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.062

Серосодержащие минералы группы содалита в Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) и их роль как геохимических индикаторов

И. В. Пеков [1, 2], Н. В. Чуканов [1, 3], В. Д. Щербаков [1], М. Ф. Вигасина [1], Р. Ю. Шендрик [4], Н. В. Зубкова [1], А. Г. Турчкова [1]

[1] Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, e-mail: igorpekov@mail.ru
[2] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва
[3] ФИЦ проблем химической физики и медицинской химии РАН, Черноголовка
[4] Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Введение

Содалит – самый распространенный в природе из фельдшпатоидов с дополнительными (внекаркасными) анионами. Это характерный, зачастую породообразующий минерал щелочных пород разных типов. В большинстве случаев он имеет состав, который близко отвечает идеализированной формуле $Na_8[Al_6Si_6O_{24}]Cl_2$ ($Z = 1$). Наиболее значимые для содалита изоморфные замещения связаны с заменой внекаркасного аниона Cl^- на S-содержащие анионы (Минералы, 2003).

Большинство главных событий в достаточно сложной истории изучения серосодержащего содалита связано с Ловозерским щелочным массивом на Кольском полуострове. Так, в конце XIX в. В. Рамзай описал в Ловозере новую горную породу тавит – существенно содалитовый фельдшпатоидный сиенит (Ramsay, 1898), и тогда же было впервые обнаружено, что содалит может содержать примесь серы: в образце этого минерала из тавита было установлено 0.4 мас. % S, и такая разновидность получила название гакманит (Borgström, 1901). Этот термин широко используется по сей день для обозначения разновидности содалита, содержащей примесь сульфидной серы и часто обладающей сильным фотохромизмом. В 1930-х годах О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовским в Ловозере были найдены пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты другого типа, в которых породообразующий содалитоподобный минерал почти не содержит хлора. Он был сначала назван «гидросодалитом», а сами породы получили названия «нефелин-гидросодалитовые сиениты» и «пойкилитовые гидросодалитовые сиениты» (Герасимовский и др., 1960). Однако выполненные в те годы химические анализы ловозерского «гидросодалита» были неполными, а произведенный позже полный анализ показал присутствие в минерале ранее пропущенной сульфатной серы: 6.25 % SO_3, и этот фельдшпатоид был переопределен как нозеан – давно известный минерал группы содалита (ниже – МГС) с идеализированной формулой $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4)\cdot H_2O$, а породы с ним переименованы, соответственно, в нефелин-нозеановые сиениты и пойкилитовые нозеановые сиениты (Герасимовский и др., 1969). К началу 1970-х годов сформировались представления, согласно которым в Ловозерском массиве обособленно, в разных по составу пойкилитовых фельдшпатоидных сиенитах присутствует в породообразующем количестве нозеан – член группы, бедный хлором и богатый сульфатной серой (нозеановые и нефелин-нозеановые сиениты), или же содалит, который практически всегда содержит небольшую (как правило < 1 мас. %) примесь сульфидной серы, находящейся в виде аниона S^{2-}, замещающего Cl^-, т.е. гакманит (нефелин-содалитовые сиениты – науяиты и содалитовые сиениты – тавиты). К «классическому» гакманиту принято также относить гигантокристаллический S-содержащий содалит из агпаитовых пегматитов (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972; Семенов, 1972; Пеков, 2001). Такие представления просуществовали полвека, но сегодня их приходится ощутимо пересматривать, и в первую очередь – в части формы нахождения сульфидной серы в ловозерских МГС.

Гидросульфидный анион HS^- в фельдшпатоидах группы содалита. Изоморфный ряд содалит-сапожниковит

На северном склоне горы Карнасурт (северная часть Ловозерского массива) в специфической пойкилитовой существенно фельдшпатоидной породе мы обнаружили породообразующий (10–20 % от объема породы) содалитоподобный минерал со значительными количествами одновременно хлора и серы при S > Cl. Детальное изучение показало, что сера в нем находится в форме гидросульфидного (сульфгидрильного) аниона HS^-. Это оказалось принципиально новым: анион HS^- крайне редок в минералах, а для представителей структурного типа содалита, как природных, так и синтетических, он ранее не был известен. Новый минерал получил название сапожниковит; формула его конечного члена $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](HS)_2$ (Chukanov et al., 2022 а). Проведенное нами немного позже изучение других образцов этой же породы показало, что фельдшпатоиды группы содалита представлены в ней твердым раствором содалит-сапожниковит, где величина отношения Cl:HS варьирует в пределах от $Cl_{1.11}(HS)_{0.84}$ до $(HS)_{1.57}Cl_{0.38}$ (коэффициенты приведены для формул, рассчитанных на сумму Si+Al+Fe = 12 атомов на формулу, ниже – а. ф.) (Chukanov et al., 2022 б).

Возник закономерный вопрос: являются эти минералы и такие породы обычными для Ловозерского массива, или, наоборот, они экзотичны, и находка сапожниковита уникальна? Для ответа на этот вопрос нами было предпринято систематическое изучение МГС из различных типов ловозерских магматических пород и их дифференциатов – пегматитов и гидротермальных тел, в результате чего сапожниковит и значительно обогащенные HS^- разновидности содалита установлены еще в нескольких местах, в т. ч. в породообразующих количествах.

Исследованы породообразующие МГС из фельдшпатоидных сиенитов с гор Карнасурт (из шахтных и открытых выработок рудника Карнасурт), Аллуайв (из шахтных и открытых выработок рудника Умбозеро) и Сенгисчорр (из района, где впервые описан тавит) и с западного берега оз. Сейдозеро. Также изучены МГС из пегматитов и гидротермалитов на горах Карнасурт и Кедыкверпахк. Минералы исследовались комплексом физических методов – это электронно-зондовый микроанализ, монокристальная рентгенография, КР-, ИК-, ЭПР-спектроскопия и спектроскопия поглощения в УФ, видимом и ближнем ИК диапазонах.

Электронно-зондовые данные показывают, что единственной значимо варьирующей величиной в этих минералах является отношение S:Cl. Полученные нами новые данные позволили существенно расширить представления о пределах изоморфных замещений внекаркасных анионов в ряду содалит-сапожниковит: теперь он протягивается от практически бессерного содалита до сапожниковита с 5.7 мас. % S и 0.9 мас. % Cl, что отвечает такому составу внекаркасных анионов: $(HS)_{1.70}Cl_{0.24}$ (рис. 1), или, в пересчете на мол. %, $(HS)_{88}Cl_{12}$. Суммарное количество хлора и серы во всех анализах (более сотни) изученных нами минералов этого ряда достаточно близко к 2 а. ф., а измеренное содержание кислорода составляет 24.02–24.55 а. ф. Это показывает, что (1) S-содержащий анион одновалентен и (2) роль других химических компонентов в позиции внекаркасного аниона мала. Густота точек на диаграмме Cl:S (рис. 1) и существование синтетического бесхлорного аналога сапожниковита (Chukanov et al., 2022 в) говорят за то, что изоморфный ряд содалит-сапожниковит скорее всего является полным. Параметр *a* кубической элементарной ячейки минералов этого ряда варьирует в пределах 8.88–8.925 Å, увеличиваясь с ростом отношения S:Cl.

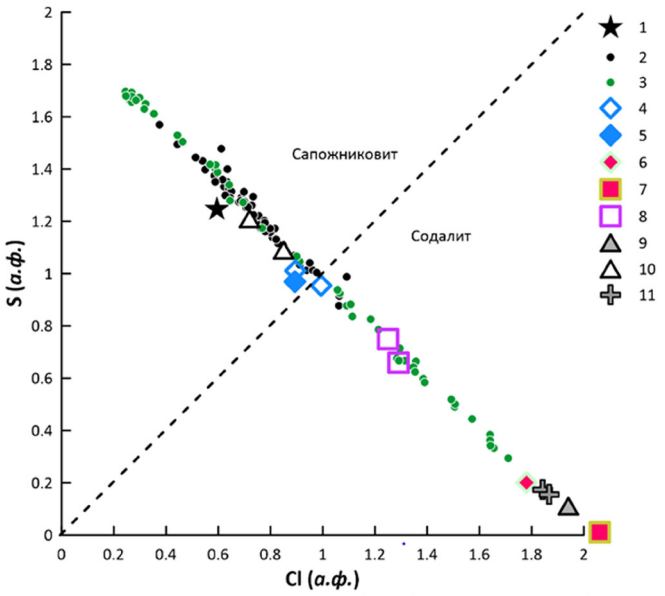


Рис. 1. Соотношение хлора и серы (в а. ф. – атомах на формулу, рассчитанную на Si+Al+Fe = 12) в минералах ряда содалит-сапожниковит из Ловозерского массива: 1–2 – северный склон г. Карнасурт [1 – голотип сапожниковита (Chukanov et al., 2022 а); 2 – другие образцы]; 3 – западный берег оз. Сейдозеро; 4–5 и 7–8 – подземный рудник Карнасурт (4–5 – г Карнасурт, 7–8 – г. Кедыкверпахк); 6 – пегматит Гакманитовый шток, г. Карнасурт; 9–10 – г. Аллуайв; 11 – г. Сенгисчорр

Присутствие в ловозерских минералах ряда содалит-сапожниковит серы именно в виде HS^- доказано целым рядом независимых методов. Об этом в т. ч. говорят результаты определения кристаллической структуры сапожниковита (Chukanov et al., 2022 а) и изучения этих минералов разными спектроскопическими методами (Chukanov et al., 2022 а, б; новые данные). Наиболее эффективным и экспрессным методом здесь оказалась КР- (рамановская) спектроскопия. В КР-спектрах МГС, содержащих гидросульфидный анион, наблюдается характерная узкая полоса валентных колебаний HS^- в области 2551–2554 $см^{-1}$. У сапожниковита она сильная, а с ростом отношения Cl:S ее интенсивность падает. У типичного гакманита, как из пегматитов, так из содалитовых и нефелин-содалитовых сиенитов эта полоса не столь сильна, но всё же четко проявлена (рис. 2).

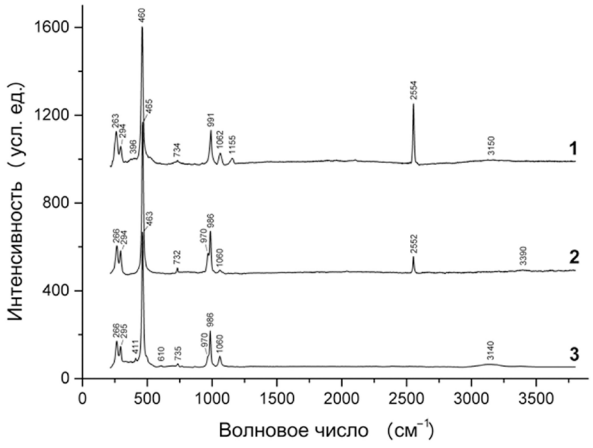


Рис. 2. КР-спектры сапожниковита с г. Аллуайв (1), содалита-гакманита из пегматита Гакманитовый шток (2) и содалита без серы из Вишневых гор, Ю. Урал (3)

Новые данные о ловозерском нозеане

Также нами исследован нозеан из ловозерских нозеановых сиенитов – на образцах из Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана РАН, переданных туда В. И. Герасимовским и А. И. Поляковым. Для ловозерского нозеана впервые получены электронно-зондовые анализы, которые хорошо коррелируют с химическим анализом и рентгенографическими данными (из работы Герасимовского и др., 1969). В отличие от стехиометричных

в части AlSiO-каркаса минералов ряда содалит-сапожниковит (Al:Si ≈ 1:1), нозеан демонстрирует заметное преобладание Si над Al: $Al_{5.7–5.8}Si_{6.3–6.2}$, главные же различия между ними заключаются в составе дополнительных анионов. Суммарное количество S и Cl в нозеане близко не к 2, а к 1 а. ф.: в отличие от содалита и сапожниковита, содержащих одновалентные видообразующие анионы Cl^- и HS^-, в нозеане резко преобладает анион SO_4^{2-}. Измеренное содержание кислорода в нозеане намного выше (30.2–30.6 а. ф.) по сравнению с минералами ряда содалит-сапожниковит (24.0–24.5), что четко говорит, вкупе со спектроскопическими данными и размером его элементарной ячейки (a = 9.07 Å), о нахождении серы в сульфатной форме и о присутствии молекул H_2O. Нозеан значительно беднее хлором (< 0.15 а. ф. Cl), чем все образцы минералов ряда содалит-сапожниковит.

Обсуждение результатов. Индикаторная роль серосодержащих минералов группы содалита в Ловозерском массиве

Проведенные исследования показали, что гидросульфидный анион HS^-, ранее считавшийся крайне экзотическим для минералов вообще, оказался в Ловозерском массиве главной формой нахождения сульфидной серы в породообразующих МГС. Именно в форме HS^- присутствует как примесная сера в собственно содалите, включая гакманит (до 0.5–1 мас. % S), так и видообразующая сера в сапожниковите (3.3–5.7 мас. % S). Этот новый минерал и переходная к нему по составу HS-обогащенная (2–3 мас. % S) разновидность содалита оказались важными породообразующими компонентами некоторых ловозерских фельдшпатоидных сиенитов и связанных с ними пегматитов. Нами обнаружена новая высокощелочная горная порода – пойкилитовый нефелин-сапожниковитовый сиенит.

Сапожниковит и промежуточные члены ряда содалит-сапожниковит можно рассматривать как чуткий геохимический индикатор-оксиметр, однозначно указывающий на восстановительную обстановку минералообразования. Об этом говорит не только само присутствие гидросульфидного аниона HS^- вкупе с отсутствием в полостях AlSiO-каркаса молекул CO_2 (данные ИК-спектроскопии), характерных для минералов группы содалита из иных геологических формаций, но и тесная ассоциация сапожниковита с кианоксалитом $Na_7(Al_{6-5}Si_{6-7}O_{24})(C_2O_4)_{0.5-1}\cdot 5H_2O$ – членом группы канкринита с видообразующим оксалатным анионом $C_2O_4^{2-}$, характеризующимся связью C–C, вместо карбонатного аниона (Чуканов и др., 2009).

Таким образом, в Ловозерском массиве присутствует не один, как считалось ранее, а два типа фельдшпатоидных сиенитов с породообразующими МГС, богатыми серой, причем она концентрируется в них в принципиально разной форме: в виде сульфатного аниона SO_4^{2-} в нозеане (известные здесь уже более полувека нозеановые и нефелин-нозеановые сиениты) или же в виде гидросульфидного аниона HS^- в минералах ряда содалит-сапожниковит (недавно обнаруженные нами породы с сапожниковитом и промежуточными членами этого ряда). Форма вхождения серы в эти минералы регулируется окислительно-восстановительным режимом на стадии их кристаллизации: нозеан образуется в существенно окислительных условиях, а сапожниковит и промежуточные члены ряда – в сильно восстановительных. Эти различия, с нашей точки зрения, контролируются агпаитностью: все породы, в которых присутствуют содержащие анион HS^- фельдшпатоиды, являются высокоагпаитовыми вплоть до ультраагпаитовых (они содержат виллиомит, мурманит, тисиналит и другие минералы-индикаторы сверхвысокой щелочности, в т. ч. былой), тогда как ловозерские породы с нозеаном имеют заметно более низкую агпаитность (Герасимовский и др., 1966, 1969), приближаясь по этому показателю к миаскитам. Наиболее вероятной причиной возникновения восстановитель-

ной обстановки при кристаллизации минералов ряда содалит-сапожниковит и кианоксалита представляется предшествующая массовая кристаллизация близкого по составу к $NaFe^{3+}Si_2O_6$ эгирина, которая происходит при «жестком» кристаллохимическом контроле со стороны натрия: отвод железа из подвижной фазы в твердую в форме Fe^{3+} смещает окислительно-восстановительные равновесия в минералообразующей среде в направлении восстановленных форм.

Наши данные вкупе с литературными показывают, что в Ловозерском массиве МГС – главные концентраторы не только хлора, но и серы.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 22-17-00006.

Литература

1. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
2. Герасимовский В. И., Поляков А. И., Воронина Л. П. Гидросодалит – породообразующий минерал нефелиновых сиенитов Ловозерского массива // ДАН СССР. 1960. Т. 131. № 2. С. 402–405.
3. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
4. Герасимовский В. И., Букин В. И., Кузнецова С. Я., Поляков А. И. Породообразующий нозеан из Ловозерского щелочного массива // ДАН СССР. 1969. Т. 185. № 4. С. 893–896.
5. Минералы. Справочник. Т. V. Вып. 2. Каркасные силикаты. Фельдшпатоиды. М.: Наука, 2003. 379 с.
6. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 432 с.
7. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
8. Чуканов Н. В., Пеков И. В., Олысыч Л. В., Масса В., Якубович О. В., Задов А. Е., Расцветаева Р. К., Вигасина М. Ф. Кианоксалит – новый минерал группы канкринита с оксалатным внекаркасным анионом из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2009. Ч. 138. Вып. 6. С. 18–35.
9. Borgström L. H. Mineralogiska Notiser. 4. Hackmanit ett nytt mineral i sodalitgruppen // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1901. V. 23(7). P. 563–566.
10. Chukanov N. V., Zubkova N. V., Pekov I. V., Shendrik R. Yu., Varlamov D. A., Vigasina M. F., Belakovskiy D. I., Britvin S. N., Yapaskurt V. O., Pushcharovsky D. Yu. Sapozhnikovite, $Na_8(Al_6Si_6O_{24})(HS)_2$, a new sodalite-group mineral from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula // Miner. Mag. 2022 a. V. 86. No 1. P. 49–59. https://doi.org10.1180/mgm.2021.94/.
11. Chukanov N. V., Shendrik R. Yu., Vigasina M. F., Pekov I. V., Sapozhnikov A. N., Shcherbakov V. D., Varlamov D. A. Crystal chemistry, isomorphism, and thermal conversions of extra-framework components in sodalite-group minerals // Minerals. 2022 б. V. 12. P. 887. https://doi.org/10.3390/min12070887.
12. Chukanov N. V., Shchipalkina N. V., Shendrik R. Yu., Vigasina M. F., Tauson V. L., Lipko S. V., Varlamov D. A., Shcherbakov V. D., Sapozhnikov A. N., Kasatkin A. V., Zubkova N. V., Pekov I. V. Isomorphism and mutual transformations of S-bearing components in feldspathoids with microporous structures // Minerals. 2022 в. V. 12. P. 1456. https://doi.org/10.3390/min12111456.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.063

Синтез титаносиликатов из отходов обогащения кварц-титановых руд

И. А. Перовский
Институт геологии им. Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
e-mail: igor-perovskij@yandex.ru

В последние годы активно развиваются зеленые технологии комплексной переработки минерального сырья, которые позволяют увеличивать глубину переработки сырья и минимизируют негативное воздействие на окружающую среду. Такие подходы включают вовлечение химических реагентов в производственный цикл, а также предусматривают переработку полученных отходов в новые материалы, создавая, таким образом, безотходное производство.

Создание таких технологий актуально для титановой отрасли России, а в частности для крупнейших месторождений титана расположенных в Республики Коми — Ярегское нефтетитановое месторождение и Пижемское месторождение лейкоксеновых руд. При решении практических вопросов вовлечения в разработку Ярегского месторождения укоренилось мнение о том, что состав сырья своеобразный, нетрадиционный, сложный для использования. Титан в рудах связан с лейкоксеном, который представляет собой продукт изменения ильменита. Лейкоксен представляет собой минеральную структуру тонкого прорастания титановых минералов (рутила, анатаза) и кварца (Игнатьев, 1997). Первичным продутом обогащения лейкосеновых руд, методом флотации, является кварц-лейкоксеновый концентрат, в составе которого содержится около 50 % – TiO_2 и 40 % – SiO_2, 2–10 % Fe_2O_3. Обилие кремнезема трудноотделимого от диоксида титана затрудняет переработку концентратов сернокислотным и хлоридным методами, освоенными промышленностью.

Одним из новых подходов обогащения флотационных кварц-лейкоксеновых концентратов Яреги может стать фторидное обескремнивание с использованием гидрофторида аммония NH_4HF_2. Данный подход успешно реализован на базе Института геологии им. Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН (Перовский, 2013; Perovskiy, 2022). Преимуществами применения фторидных солей являются их агрегатное состояние (в виде твердого вещества), нетоксичность, высокая реакционная способность при температуре плавления 120 °C, возможность регенерации и возвращения в технологический цикл. По сравнению с кислотными способами обогащения (обескремнивания) кварц-лейкоксеновых концентратов преимуществом фторирования является высокая селективность и экзотермический характер химических реакций взаимодействия NH_4HF_2 с SiO_2, определяющая значительное удаление кремнезема из концентрата в виде газообразного SiF_4 при 300 °C, а также солей NH_4SiF_6 на стадии выщелачивания. В результате обескремнивания кварц-лейкоксеновго концентра с применением гидрофторида аммония удается получить рутиловый концентрат, содержащий более 80 % TiO_2 и менее 2 % SiO_2, %, без ограничений пригодный для переработки в металлический титан и пигментный диоксид титана.

Получение титанового концентрата в процессе фторирования сопровождается этапом водного выщелачивания, позволяющим перевести неразложившиеся фторидные комплексы в раствор, т. е. очистить титановый концентрат от остатков солей фтора. Маточный раствор, отделенный от основного продукта (титанового концентрата), представляет собой многокомпонентную систему растворенных фтораммонийных солей и является отходом обогащения, который может быть направлен на синтез новых материалов, в частности микропористых титаносиликатов.

На территории России наибольшее разнообразие природных титаносиликатов установлено в щелочных магматических комплексах Кольского полуострова (Николаев, 2010). Экстремальная щелочность первичных магматических расплавов и поздние наложенные гидротермальные процессы при дефиците алюминия способствовали кристаллизации уникальных минералов в Хибинском и Ловозерском массивах. Кристаллическая структура титаносиликатов может быть представлена как прочный каркас из титана, кремния и кислорода, крупные каналы в котором заполнены атомами натрия, калия или другими щелочными/щелочноземельными катионами, а также молекулами воды (Чуканов, 2004). По сравнению с цеолитами, как традиционными нанопористыми материалами с тетраэдрическими каркасами, титаносиликаты обладают большей устойчивостью к радиации и изменению кислотно-основных свойств водных растворов, имеют разнообразие топологических типов кристаллических структур и, как следствие, большую вариацию пористости и связанных с ней свойств (Николаев, 2017). Ограничивающим факторам применения природных титаносиликатов в качестве высокотехнологичных материалов для различных областей является редкость минералов, что стимулирует поиск вариантов получения их синтетических аналогов. При этом синтез с применением отходов обогащения минерального сырья является особо актуальным (Герасимова, 2014; Яничева, 2014; Britvin, 2016; Герасимова, 2019; Kalashnikova, 2020; Герасимова, 2021;).

Как было отмечено, при фтораммонийном обескремнивании кварц-лейкоксеновых концентратов образуются отходы обогащения – маточные растворы. В процессе неконтролируемого гидролиза маточного раствора аммиаком формируется осадок переменного состава, состоящий из гидроксидов кремния и титана. Проведенные нами исследования показали, что состав гидратированного осадка определяется дисперсностью исходного кварц-лейкоксенового концентрата (Перовский, 2013). С увеличением дисперсности концентрата за счет механоактивации повышается реакционная активность кварца, что приводит к снижению его содержания в конечном титановом концентрате. В то же время механоактивация усиливает реакционную способность титановых минералов (рутила, анатаза). При выщелачивании аммоний-фтортитанатные фазы переходят в раствор, что повышает концентрацию титана в маточном растворе, и, следовательно, в гидратированном осадке. Гидратированный осадок, полученный из немеханоактивированного концентрата, содержит 20 % TiO_2 и 70 % SiO_2. Механоактивация приводит к получению гидратированного осадка, содержащего 25–50 % TiO_2 и 63–45 % SiO_2. Полученные гидартированные осадки были успешно применены в качестве перкурсоров для синтеза титаносиликатов со структурой натисита, паранатисита, ситинакита гидротермальным методом.

В ходе проведенных экспериментов было установлено, что титаносиликат со структурой натисита стабильно формируется с применением гидратированного осадка, содержащего 63 % SiO_2, 28 % TiO_2 (Perovskii, 2017). Стоит отметить, что увеличение времени синтеза с 6-и до 24-х часов (при 250 °C) приводит к формированию чистой фазы натисита через фазу паранатисита. При длительности выдержки в 24 часа формируются крестообразные двойники прорастания натисита. На гранях закристаллизованных кристаллов натисита меньше всего твердых включений и шероховатости в наноразмерном масштабе, что должно способствовать повышению ионной проводимости.

Титаносиликат со структурой ситинакита был получен при использовании гидратированного осадка, содержащего 50 % TiO_2 и 45 % SiO_2, (Perovskiy, 2018; Perovskiy, 2021). В работах было показано, что титаносиликат стабильно формируется при температуре в 250 °C и 12 часах гидротермальной выдержки. Снижение температуры синтеза до 210 °C не влияет на фазовый состав конечного продукта. Синтезированный тита-

носиликат успешно применен в сорбционных процессах для извлечения катионов Sr^{2+}, Ba^{2+}, Cs^{+}, а сорбционная емкость составляет 100, 120 и 170 мг/г соответственно. Также было установлено, что снижение степени кристалличности синтезируемого титаносиликата оказывает положительный эффект на сорбционную активность материала при повышенной температуре сорбции Cs^{+}.

Необходимо подчеркнуть, что примененные в синтезах гидратированные осадки были получены в процессе неконтролируемого гидролиза маточных растворов, полученных при фторировании механоактивированного концентрата. Однако, дополнительные процессы механоактивации исходного кварц-лейкоксенового сырья приводят к значительным издержкам в промышленном масштабе. Это не позволяет рассматривать предложенный фтоаммонийный способ обогащения концентратов как комплексный. Решением проблемы является получение гидратированного осадка заданного состава из маточных растворов, полученных при фторировании исходного немеханокативированного концентрата (Perovskiy, 2023). Предложенный в работе подход позволяет управлять составом гидратированного осадка за счет контроля pH маточного раствора. Полученные в процессе контролируемого гидролиза осадки, содержащие 49 % TiO_2 и 45 % SiO_2, позволили провести синтез титаносиликата со структурой ситинакита. Применение полученного гидратированного осадка привело к снижению температуры синтеза с 250 до 180 °C. Предполагается, что синтез при 180°C становится возможным за счет увеличения в гидратированном осадке количества комплексных частиц SiO_4-TiO_n, являющихся структурной единицей титаносиликата.

Таким образом, успешное применение гидратированных осадков в синтезе титаносиликатов показало перспективность использования «отходов» обогащения титановых руд для синтеза новых функциональных материалов. Предложенный вариант контролируемого гидролиза маточных растворов и исключение из технологического процесса стадии механокативации исходного кварц-лейкоксенового концентрата позволяет увеличивать глубину переработки сырья и минимизирует негативное воздействие на окружающую среду.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-77-00089, с использованием оборудования ЦКП «Геонаука».

Литература

1. Герасимова Л. Г., Николаев А. И., Щукина Е. С., Маслова М. В., Селиванова Е. А. Гидротермальная технология каркасных титаносиликатовсо структурой минерала иванюкитл // ДАН. 2019. Т. 487. № 3. С. 289–292. https://doi.org/10.31857/S0869-56524873289-292.
2. Герасимова Л. Г., Щукина Е. С., Маслова М. В, Семушин В. В. Получение титаносиликатного ионообменника, технические свойства, сорбция двухзарядных катионов // Известия высших учебных заведений. Серия: Химия и химическая технология. 2021. № 64(8). С. 115–122. DOI: 10.6060/IVKKT.20216408.6411
3. Герасимова Л. Г., Николаев А. И., Щукина Е. С., Маслова М. В., Селиванова Е. А. Титаносиликаты с каркасной структурой, синтез и сорбционные свойства // Перспективные материалы. 2014. № 3. С. 21–27.
4. Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н. Лейкоксен Тимана: минералогия и проблемы технологии. СПб: Наука, 1997. 213 с.
5. Карелин В. А., Карелин А. И. Фторидная технология переработки кон-центратов редких металлов.Томск: Издательствово НТЛ, 2004. 221 с.

6. Николаев А. И., Иванюк Г. Ю., Кривовичев С. В., Яковенчук В.Н. и др. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза // Вестник КНЦ РАН. 2010. № 3. С. 51–62.
7. Николаев А. И., Кривовичев С. В. Природные минералы и их синтетические аналоги как прототипы функциональных материалов: опыт работы Центра наноматериаловедения Кольского научного центра РАН // Вестник Томского государственного университета. Химия. 2017. № 8. С. 7–20. DOI: 10.17223/24135542/8/1.
8. Перовский И. А., Игнатьев Г. В. Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: сб. науч. статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2013. С. 110–116
9. Чуканов Н. В., Пеков И.В., Расцветаева Р.К. Кристаллохимия, свойства и синтез микропористых силикатов, содержащих переходные элементы // Успехи химии. 2004. Т. 73. № 3. С. 227–246. DOI: https://doi.org/10.1070/RC2004v073n03ABEH000825.
10. Яничева Н. Ю., Калашникова Г. О. Синтетический иванюкит – перспективный ионообменный материал // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 1. С. 106–111.
11. Britvin S. N., Gerasimova L. G., Ivanyuk G. Y., Kalashnikova, et. al. Application of titaniumcontaining sorbents for treating liquid radioactive waste with the subsequent conservation of radionuclides in Synroc-type titanate ceramics // Theoretical Foundations of Chemical Engineering. 2016. V. 50(4). P. 598–606. doi:10.1134/s0040579516040072.
12. Kalashnikova G. O., Zhitova E. S., Selivanova E. A., Pakhomovskyet Ya.A.et. al.The new method for obtaining titanosilicate AM-4 and its decationated form: Crystal chemistry, properties and advanced areas of application. // Microporous and Mesoporous Materials. 2020. P. 110787. doi:10.1016/j.micromeso.2020.110787.
13. Perovskii I. A., Piskunova N. N. Nanosize Morphological Characteristics of Synthetic Powders Obtained Using the Products of Leucoxene Reprocessing // Glass and Ceramics. 2017. V. 74 (3–4). P. 118–122. doi:10.1007/s10717-017-9942-z.
14. Perovskiy I A., Shushkov D. A., Ponaryadov A.V., Panikorovskii T.L., Krivoshapkin P.V. Controlled reprocessing of leucoxene concentrate for environmental friendly production of titanosilicate – An effective sorbent for strontium and cesium ions // Journal of Environmental Chemical Engineering. 2023. V. 11(5). P. 110691. https://doi.org/10.1016/j.jece.2023.110691.
15. Perovskiy I. A., Burtsev I. N., Ponaryadov A. V., Smorokov A. A., Ammonium fluoride roasting and water leaching of leucoxene concentrates to produce a high grade titanium dioxide resource (of the Yaregskoye deposit, Timan, Russia) // Hydrometallurgy. 2022. V. 210. P. 105858. https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2022.105858.
16. Perovskiy I. A., Khramenkova E. V., Pidko E. A., Krivoshapkin P. V et. al. Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents // Chemical Engineering Journal. 2018. V. 354. P. 727–739. doi:10.1016/j.cej.2018.08.030.
17. Perovskiy I. A., Yanicheva N. Y., Stalyugin V. V., Panikorovskii T. L., Golov A. A. Sorption of multivalent cations on titanosilicate obtained from natural raw materials. The mechanism and thermodynamics of sorption // Microporous and Mesoporous Materials. 2021. V. 311. P. 110716. https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2020.110716.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.064

Оливин в щелочно-ультраосновных эффузивных породах

П. Ю. Плечов

Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Москва, e-mail: pplechov@gmail.com

Введение

Оливин является главным породообразующим минералом многих магматических пород. Поскольку щелочные породы недосыщены кремнеземом, оливин может формировать парагенезисы с большинством щелочных минералов. В данном докладе планируется обсудить характерные черты оливина в щелочных эффузивных породах, такие как типичные парагенезисы, морфология, химический состав, зональность, а также типичные субликвидусные и вторичные изменения. В качестве объектов исследования выбраны породы семейства камафугитов Восточноафриканского рифта и Италии, ультраосновные породы Маймеча-Котуйской провинции, мончикиты Хибинского и Ловозерского массивов.

Морфология и типичные парагенезисы

Оливин часто образует крупные идиоморфные кристаллы (в меймечитах – до 7 см в длину), в шлифах зерна имеют характерные шестиугольные разрезы, осложненные элементами скелетного роста и/или растворения (рис. 1). Мезовкрапленники часто формируют скопления из нескольких зерен (рис. 1 b).

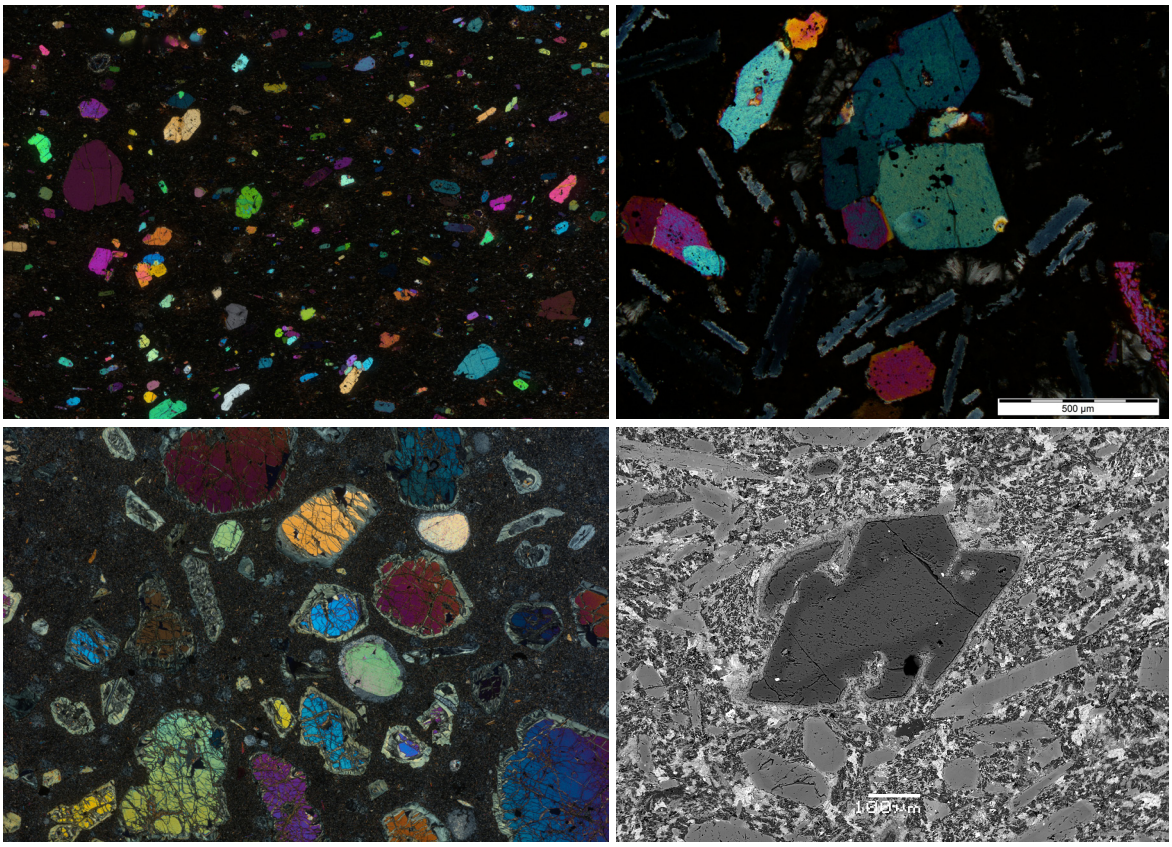


Рис. 1. Верхний ряд – оливин в камафугитах Восточноафриканского рифта, обр. C-4007 и VI-101. Ширина изображения слева 1.5 см. Нижний ряд – оливин в щелочных пикритах, обр. PKo-14-28b, долина реки Котуй (Маймеча-Котуйская провинция), Оливин из мончикитов, обр. PH-16/15 a, г. Коашва (Хибинский щелочной массив)

В изученных породах оливин чаще всего ассоциирует с клинопироксеном и/или мелилитом, нефелином, кальсилитом, флогопитом, перовскитом и другими минералами. Плагиоклаз и ортопироксен в щелочно-ультраосновных породах не встречается.

Зональность

Характерной чертой оливина щелочных эффузивных пород является четкая ритмичная зональность краевых зон и практически гомогенные ядра зерен (рис. 2). Зональность может быть как прямой (более магнезиальное ядро и более железистая кайма), так и обратной.

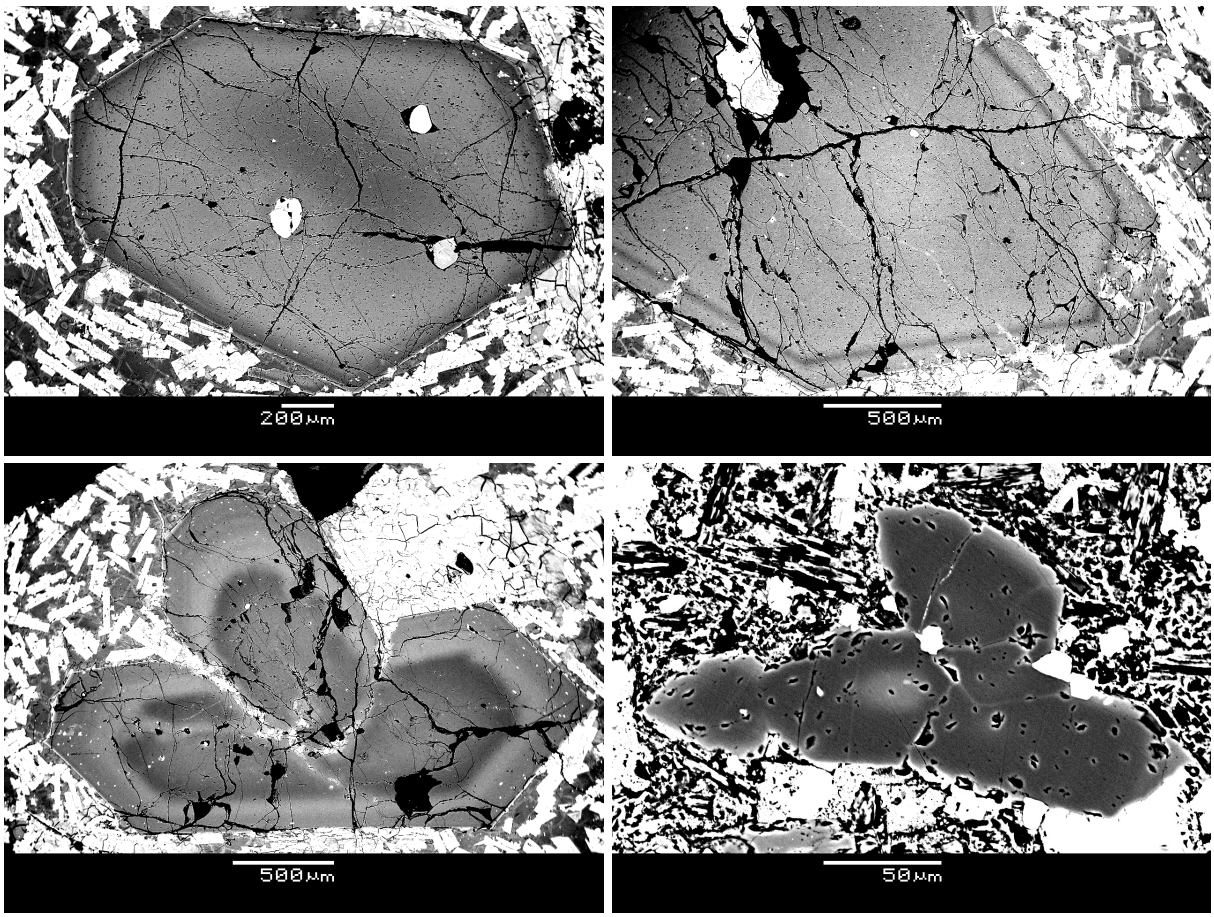


Рис. 2. Типы зональности в зернах оливина щелочно-ультраосновных эффузивных пород. Верхний ряд – оливин из мелилитита Арыджангской свиты (обр. PKo-14-37), Нижний ряд – сложная зональность в оливине мелилитита Арыджангской свиты (обр. PKo-14-37), обратная зональность в оливине из катунгита, обр. VI-101

Зональность краевых зерен оливина проявляется не только в вариациях магнезиальности (рис. 3 a), но и в содержании примесных элементов. Кальций, как правило, накапливается монотонно до 1.6–1.8 мас. % CaO (рис. 3 b), марганец ведет себя сходным образом, накапливаясь в кайме до 0.5 мас.% MnO. Содержание никеля в целом убывает (от 0.35 до 0.05 мас. % NiO), но при этом иногда проявляется ритмичность в его поведении. Содержание алюминия и фосфора в кайме меняется ритмично, при этом они коррелируют друг с другом, но не коррелируют с вариациями магнезиальности. В одном образце могут быть встречены зерна оливина с контрастными по составу ядрами, но одинаковой каймой (Плечов и др., 2017, 2018).

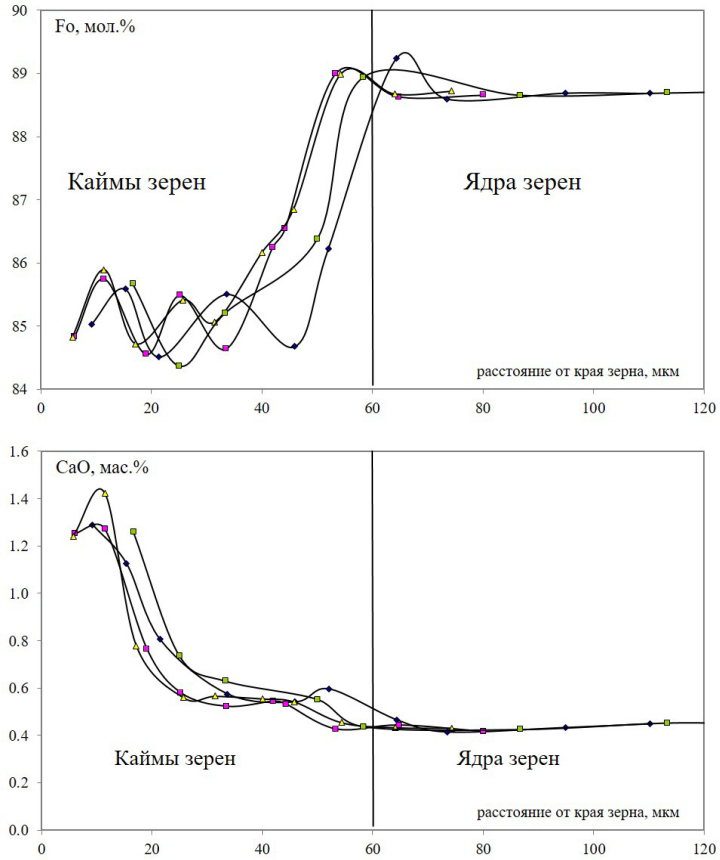


Рис. 3. Композиционные профили оливина в мелилититах арыджангской свиты, построенные от края зерна к центру зерна. Обр. PKo-14/37

Сохранность ростовой зональности в оливине – очень редкое явление из-за быстрой диффузии Mg и Fe, однако для многих щелочных эффузивных пород она характерна. Это может объясняться подвижностью (низкой вязкостью) щелочно-ультраосновных магм, что приводит к высокой скорости их подъема, извержения и быстрого остывания в маломощных потоках.

Субликвидусные изменения

Субликвидусные изменения в оливине щелочно-ультраосновных пород часто встречаются в субвулканических телах. Одна из характерных черт – формирование иддингситовых зон, которые чаще всего приурочены к краевым частям зерен оливина, но также могут обрастать более поздним оливином. Также, для высококальциевого оливина характерны структуры распада с формированием тонких вростков монтичеллита (рис. 4 a). При остывании в условиях высокой фугитивности кислорода эти вростки могут преобразовываться в клинопироксен-магнетитовые агрегаты характерной формы (рис. 4 b).

Таким образом, оливин в щелочно-ультраосновных породах обладает рядом специфических особенностей, требующих петрологической интерпретации. Для зерен оливина в эффузивных породах характерна сложная зональность краевых частей зерен, а для зерен оливина в субвулканических телах – многочисленные вростки кальций-содержащих минералов. Оливин содержит зоны, обогащенные CaO (до 1.7–1.8 мас. %) и MnO (до 0.6 мас. %), что существенно выше, чем в оливине аналогичной магнезиальности в породах нормальной щелочности.

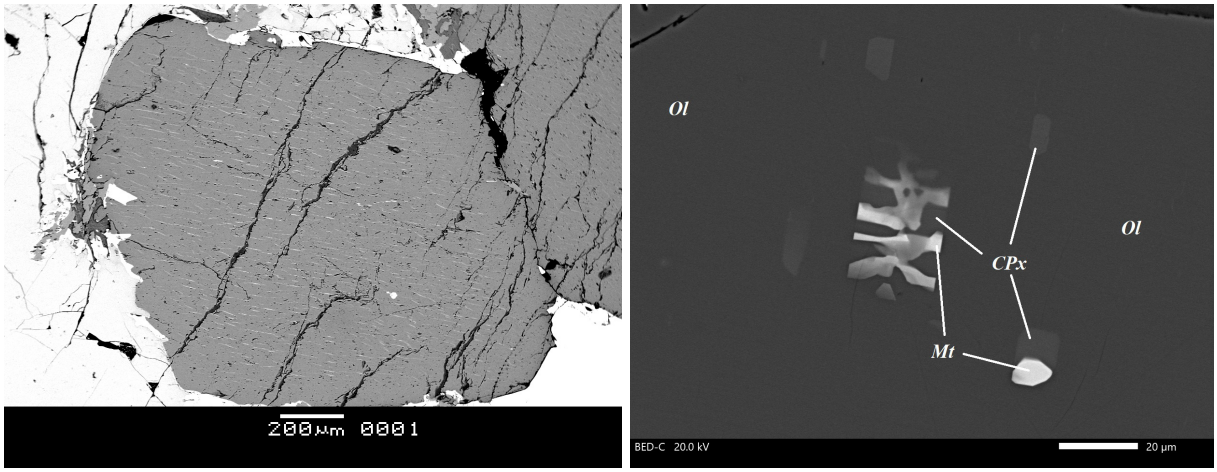


Рис. 4. Слева – тонкие ламелли монтичеллита в оливине, обр. РКо-14/3 (массив Кугда), справа – клинопироксен-магнетитовые сростки, обр. РН-20/6 (массив Лесная Варака)

Благодарности

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы МинМузея РАН «Минералогическое разнообразие эталонных и уникальных геологических объектов» (FMWF-2022-0004).

Литература

1. Плечов П. Ю., Некрылов Н. А., Щербаков В. Д. Тихонова М. С. Экстремально магнезиальные оливины из венанцитовых лав Пиан-ди-Челле (Италия) // ДАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 331–335. https://doi.org/10.7868/S0869565217150142
2. Плечов П. Ю., Щербаков В. Д., Некрылов Н. А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2129–2147. https://doi.org/10.15372/GiG20181212.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.065

Клинопироксены из щелочных и силикатно-карбонатных пород Чикского массива (Сангиленское нагорье, Тыва)

Н. А. Поляков [1], А. В. Никифоров [1], А. К. Хертек [2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: nik4pol@yandex.ru; nikav@igem.ru

[2] ТувИКОПР СО РАН, Кызыл, e-mail: ajlan@mail.ru

Введение

Чикский массив расположен на территории Сангиленского нагорья и относится к группе раннепалеозойских щелочных массивов, его возраст 492 ± 2 млн лет (Сальникова и др., 2018). Он является примером интенсивного взаимодействия щелочных расплавов с карбонатной вмещающей толщей, в результате которого образуется широкий спектр пород, начиная от классических пород ряда уртит-ийолит-мельтейгит, и заканчивая силикатно-карбонатными породами с содержанием кальцита более 50 % об.

Первые работы по этому массиву были сделаны В. А. Кононовой и Р.М. Яшиной (Кононова, 1957, 1976; Яшина, 1982). Они считали ийолит-уртиты породами магматического происхождения, в то время, как силикатно-карбонатным и гранатовым породам приписывалось возникновение в результате кальциевого метасоматоза. Исследование расплавных включений в пироксене и нефелине из ийолитов показали расплавную природу этих пород (Базарова и др., 1975). Силикатно-карбонатные породы назывались некоторыми исследователями карбонатитами (Vrublevskii et al., 2020). Современные исследования изотопных характеристик O и C в кальците из щелочных и силикатно-карбонатных пород Чикского и других массивов Сангиленского нагорья показали что основным источником карбонатов в расплавах были вмещающие карбонатные толщи (Nikoforov et al.,2021).

В предыдущих исследованиях, касающихся Чикского массива, установлено два ключевых момента: ийолит-уртитовые породы массива имеют расплавную природу, и этот расплав был существенно контаминирован карбонатом вмещающих пород. Однако вопрос, являются ли силикатно-карбонатные породы Чикского массива производными расплава, или же это продукт метасоматического процесса, еще не имеет окончательного ответа.

Для того, чтобы выявить минералогические критерии различия трёх разных групп пород – силикатных щелочных (уртит-ийолит-мельтейгиты) магматического генезиса, силикатно-карбонатных неопределенного генезиса, и контактово-реакционных – мы изучили состав клинопироксена в нескольких десятках представительных образцов из этих групп, поскольку клинопироксен в них является сквозным минералом.

Геологическая характеристика Чикского массива

Массив залегает в толще позднепротерозойских графитистых кальцитовых мраморов (рис. 1). Все многообразие пород, слагающих массив, определяется количественным соотношением основных породообразующих минералов: нефелина, кальцита и клинопироксена. Западный и северо-восточный фланги сложены преимущественно массивными ийолит-мельтейгитами с небольшим содержанием кальцита (до 5 % об.) и зонами их пегматитов. Ближе к центру массивные породы сменяются шлирово-полосчатым комплексом (далее – ШПК), который представляет собой чередование полос ийолит-уртитов, кальцитовых ийолит-уртитов (> 10 % об. кальцита) и силикатно-карбонатных пород со шлирами мельтейгитов, кальцитовых мельтейгитов и силикатно-карбонатных

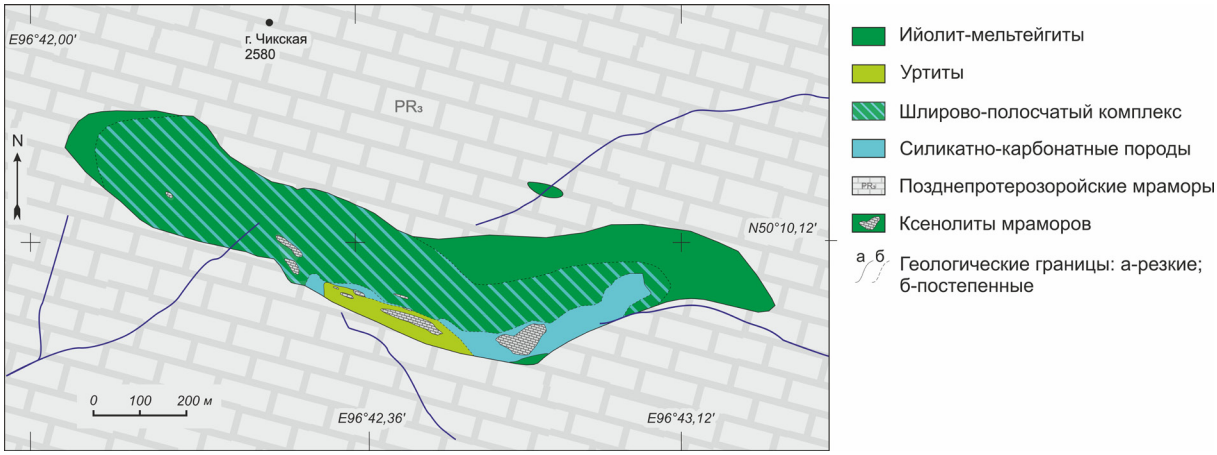


Рис. 1. Схема геологического строения Чикского массива

пород. Мощность полос варьируется от нескольких сантиметров до нескольких метров, так же и зернистость пород имеет большой разброс: от мелко- до гигантозернистых разновидностей, при этом отсутствует какая-либо ритмичность или зональность. В южной части массива выделяется зона, сложенная уртитами и кальцитовыми уртитами со шлирами ийолитов и мельтейгитов. В юго-западной части массива расположена зона, сложенная силикатно-карбонатными породами со шлирами ийолит-уртитов. Среди вышеописанных зон встречаются разновидности уртит-ийолит-мельтейгитов и силикатно-карбонатных пород, обогащенных моримотоитом, графитом и мелилитом. Южная и западная части массива отличаются обилием ксенолитов мраморов.

Границы между всеми вышеописанными зонами неоднородные. В одних случаях они резкие, сопровождающиеся лишь иногда линзами пироксенитов или шлирами пегматитов, в других представляют собой сложнопостроенные комбинированные зоны с очень сильной изменчивостью состава и структуры. Примером второго случая является разрез V-1 переходной зоны между ШПК и уртитовой частью массива (рис. 2).

Контакты пород массива с вмещающими карбонатами резкие, в основном без приконтактовых изменений. Локально в мраморах наблюдаются следы перекристаллизации (контактово-метасоматических преобразований): вдоль слоистости появляются полосы и линзы, обогащенные клинопироксеном. Аналогичные изменения происходят и в ксенолитах мрамора внутри массива, вдобавок к этому могут появляться кальцит-графитовые породы, как в разрезе V-1. На контакте одного из ксенолитов встречено проявление кальцит-графит-волластонитовых и кальцит-волластонит-пироксеновых пород.

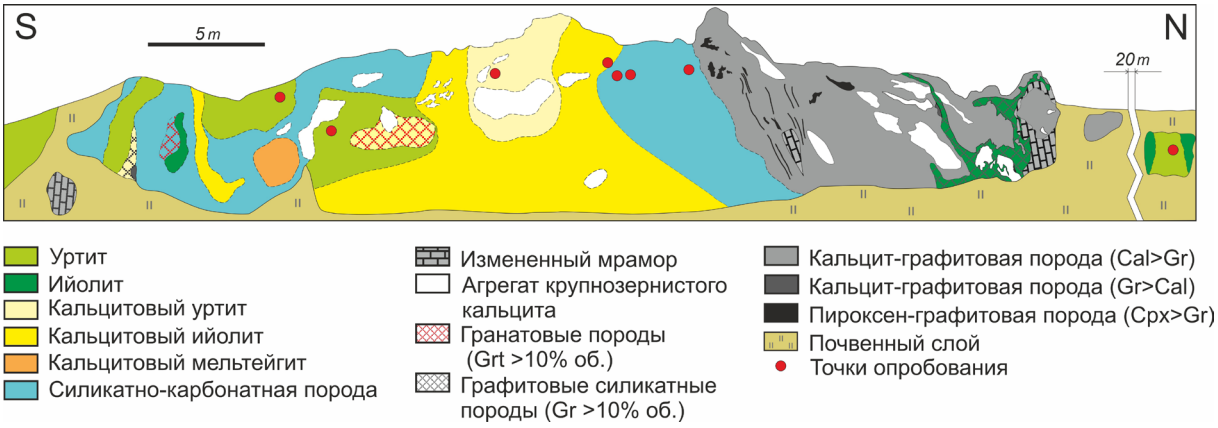


Рис. 2. Схема разреза переходной зоны V-1

Минералогия клинопироксенов

Первичные клинопироксены в уртит-ийолит-мельтейгитах образуют как правило ксеноморфные кристаллы, часто содержащие пойкилитовые вростки кальцита, нефелина и апатита. Главным миналом для них является геденбергит, в меньшем количестве присутствуют диопсид и щелочные миналы (Hd_{42-73} Di_{9-25} Aeg_{3-27} Jd_{0-10}) (рис. 3 А). Для пегматоидных ийолит-уртитов ШПК характерны кальцит-пироксеновые графические срастания, в которой скелетные кристаллы кальцита образуют с клинопироксеном индукционные поверхности совместного роста, природа данных сростков интерпретируется как магматическая (Спиридонов, 2018) (рис. 4). Помимо того, в пироксене из подобных сростков были обнаружены расплавные включения (Базарова и др., 1975). Во многих клинопироксенах из таких срастаний наблюдается повышение содержания диопсида ($Di_{22–33}$), а также зональность с увеличением щелочности внешних зон (рис. 3 А).

Для силикатно-карбонатных пород более характерны идиоморфные кристаллы клинопироксена, также с частыми округлыми включениями кальцита. Они не отличаются в общей массе по составу от щелочных пород (рис. 3 Б).

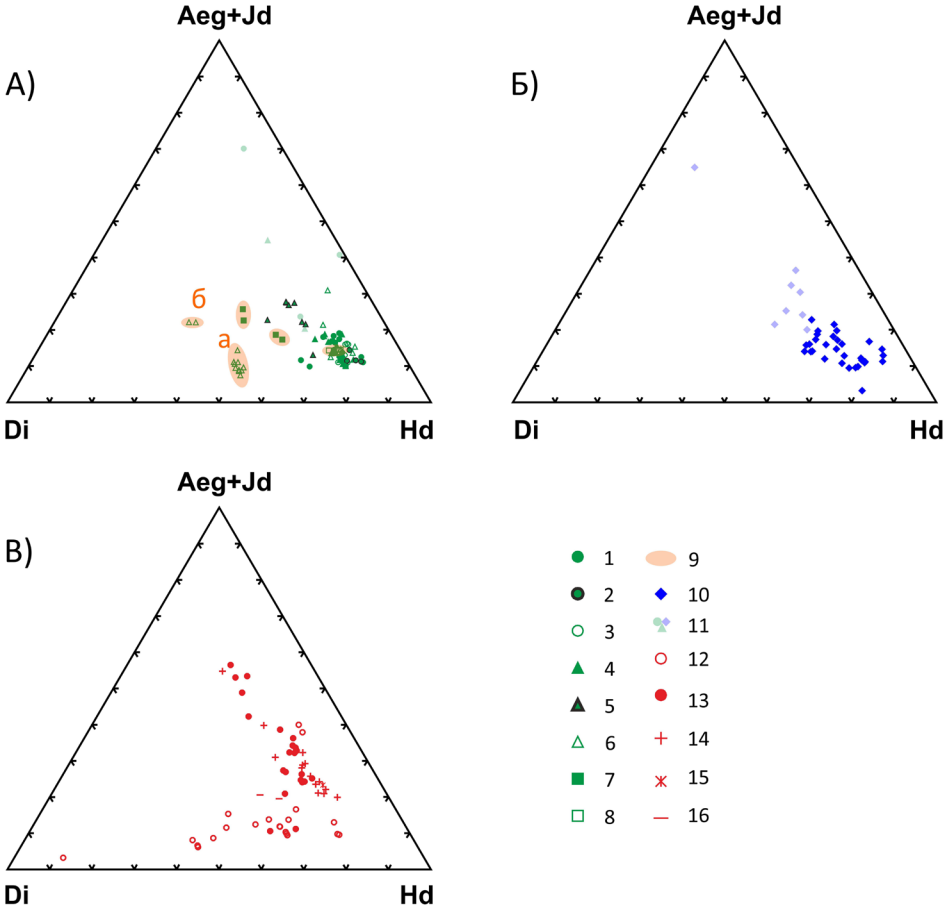


Рис. 3. Состав клинопироксенов А) магматических щелочных пород; Б) силикатно-карбонатных пород; В) контактово-реакционных пород. 1 – уртиты, 2 – графитовые уртииты, 3 – кальцитовые уртиты, 4 – ийолиты, 5 – графитовые ийолиты, 6 – кальцитовые ийолиты, 7 – мельтейгиты, 8 – кальцитовые мельтейгиты, 9 – графические породы, в том числе с зональными кристаллами: а – центральные, б – краевые зоны; 10 – силикатно-карбонатные породы, 11 – вторичные пироксены, 12 – измененные мраморы, 13 – кальцит-графитовые породы, 14 – графит-пироксеновые породы, 15 – кальцит-графит-волластонитовые породы, 16 – кальцит-волластонит-нефелиновые породы

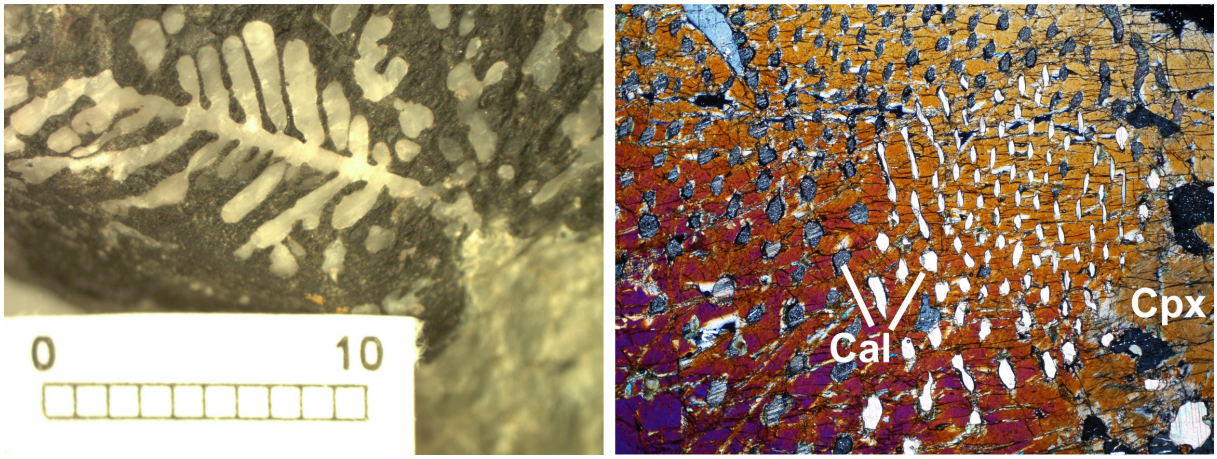


Рис. 4. Кальцит-пироксеновые графические срастания

В измененных мраморах и других контактово-реакционных породах клинопироксены обычно формируют округлые или ксеноморфные со сглаженными, заливообразными или рваными краями, иногда пятнисто-зональные зерна. Они характеризуются более широкими вариациями составов: встречаются как геденбергитовые, так и диопсидовые разновидности (рис. 3 В). Диопсидовый состав характерен для центральных частей некоторых зональных кристаллов из мраморных ксенолитов, промежуточные зоны которых сложены диопсид-геденбергитом, а внешние геденбергитом. В то же время с ними сосуществуют и незональные кристаллы геденбергитового состава, аналогичного пироксенам из щелочных и силикатно-карбонатных пород.

Вторичные изменения в клинопироксенах в трех группах пород проявлены одинаково, и выражаются в развитии по трещинам спайности и вдоль границ зерен граната (андрадит-гроссуляр), амфибола (гастингсит, ферро-эденит, ферро-саданагаит, ферропаргасит), более позднего пироксена, магнетита и слюды (флогопит, Ba-флогопит), которым часто сопутствует графит. Это влияет и на состав самого пироксена: в зависимости от степени изменения повышается его щелочность, что хорошо видно на примере графитизированных пород, в которых пироксен наиболее сильно изменен (рис. 3 А, В).

Исследования микроэлементного состава клинопироксенов из разных пород обнажения V-1 методом лазерной абляции показали их гомогенность. Спектры распределения редких земель характеризуются U-образной формой с провалом в области средних земель (рис. 5). -

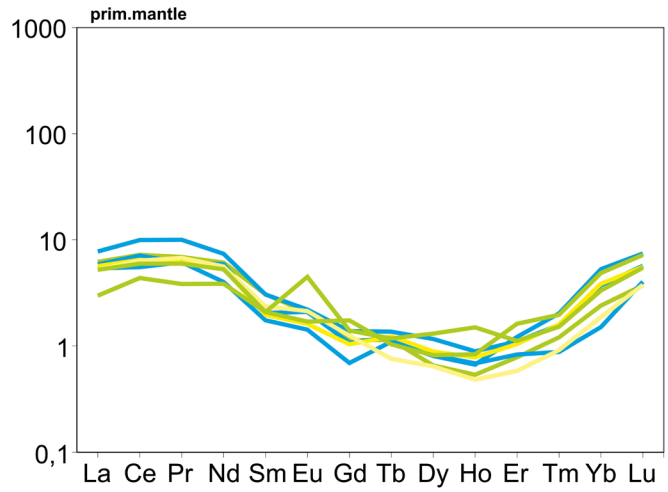


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ в пироксенах вдоль разреза V-1. Точки опробования отмечены на рисунке 2. Цвет линии соответствует цветовому обозначению породы

Выводы

Микро- и макроэлементный состав первичных клинопироксенов из силикатно-карбонатных пород Чикского массива совпадает с составом клинопироксенов из магматических щелочных пород и не зависит от их геологической позиции, что, вместе с ранее полученными данными об изотопном составе O и C в кальците из данных пород, говорит о гомогенной среде их формирования.

В клинопироксенах Чикского массива проявлены следы метасоматических изменений двух типов: в результате первого происходит повышение содержания диопсида, в результате второго – увеличение содержания щелочей и перенос углерода.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке проекта Российской Федерации в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802.

Литература

1. Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П., Панина Л. И., Соболев В. С., Чепуров А. И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975.
2. Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Известия АН СССР. Серия: Геология. 1957. № 5.
3. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 215 с.
4. Сальникова Е. Б., Стифеева М. В., Никифоров А. В., Ярмолюк В. В., Котов А. Б., Анисимова И. В., Сугоракова А. М., Врублевский В. В. Гранаты ряда андрадит- моримотоит - потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb-датирования ультраосновных щелочных пород // ДАН. 2018. Т. 480. № 5. С. 1–4.
5. Спиридонов Э. М., Путинцева Е. В., Кужугет Р. В., Монгуш А. А. Кальцитовые ийолиты интрузива Чик-Хем (Тува, Россия) // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты). Кызыл, 2018.
6. Яшина Р. М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 279 с.
7. Vrublevskii V. V., Nikiforov A. V., Sugorakova A. M., Kozulina T. V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. HYPERLINK «https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104163» https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104163
8. Nikiforov A. V., Dubinina E. O., Polyakov N. A., Sugorakova A. M., Khertek A. K. Influence of Host Marble Rocks on the Formation of Intrusive Alkaline Rocks and Carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia) // Minerals. 2021. V. 11. P. 666 HYPERLINK. https://doi.org/10.3390/min11070666.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.066

Включения минералов группы кричтонита в ксенолитах Центральной Африки

Л. Н. Похиленко, В. П. Афанасьев, Н. П. Похиленко, В. Н. Королюк, Н. С. Карманов
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: lu@igm.nsc.ru

Введение

Минералы группы кричтонита (МГК) представляют собой титанаты с общей формулой $^{XII}A^{VI}B^{VI}C_{18}{}^{IV}T_2\Phi_{38}$ (Armbruster and Kunz, 1990; Orlandi et al., 1997), где ^{XII}A = K, Ba, Sr, Ca, Na, La, Ce, Pb; ^{VI}B = Mn, Y, U, Fe, Zr, Sc; $^{VI}C_{18}$ = Ti, Fe, Cr, V, Nb, Mn, Al; $^{IV}T_2$ = Fe, Mg, Zn, Mn; Ф = O, (OH), F. Кричтонитовые включения в разных минералах мантийных ксенолитов кимберлитов и щелочных базальтов представлены в мировой литературе довольно широко (например, Rezvukhin et al., 2018 и ссылки в этой работе). Мы даем подробное описание МГК в пиропе и клинопироксене из пироксенитов кимберлитовой трубки Луэле (Ангола).

Анализ проведен с помощью электронного микрозонда JEOL JXA-8100 (JEOL, Токио, Япония) и с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA3 LMU, оснащенного Oxford Instruments INCA-450, в «Центре коллективного пользования научным оборудованием много-элементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск, ИГМ). Методики даны в работах (Королюк и др., 2008; Лаврентьев и др., 2015).

Минералы группы кричтонита

Минералы группы кричтонита (Cri на рис. 1) обнаружены в двух исследованных породах кимберлитовой трубки Луэле. В гранате (Grt) гранатового клинопироксенита Lu35 обнаружено три включения разной формы. Два из них располагаются в трещинах граната, заполненных серпентином. Первое, округлой формы, размером порядка 30–35 мкм, находится в срастании с (или частично замещается) Ti-Fe-гидрогранатом (наше название – сандараит, Snd, рис. 1 а). Второе, в форме удлиненного треугольника, 50 мкм длиной, является краевым включением силикатного минерала (оливина или пироксена), замещенного серпентином и находящегося в трещине граната (рис. 1 б). Третье включение, также вытянутой формы, размером около 20 мкм, представляется первичным, так как не сопряжено с трещинами и другими структурными нарушениями граната (рис. 1 в). В клинопироксене (Cpx) ильменитового вебстерита Lu66, наряду с включениями/ламелями ильменита (Ilm), обнаружено удлиненное (перпендикулярно ламелям амфибола Amp) включение МГК размером (по длинной оси) около 40 мкм.

В целом составы изученных МГК (табл. 1) имеют пониженную титанистость при повышенной железистости, а содержания Ce_2O_3 и (особенно) La_2O_3 заметно превосходят таковые для описанных ранее МГК из ксенолитов Якутских трубок (рис. 2). Примечательно, что исследованные нами МГК не содержат щелочей, присутствующих в составах других МГК в заметных количествах (K_2O+Na_2O, wt %: до 1.8 – Rezvukhin et al., 2018, 2019; до 1.38 – Alifirova et al., 2020). Включение МГК из клинопироксена вебстерита Lu66 содержит заметные количества UO_2 (1.65 мас. %) (табл. 1), в то время как в упомянутых литературных источниках уран не зафиксирован или его количество ниже предела обнаружения. Недостаток суммы в анализах, вероятно, указывает на присутствие OH-группы в составе изученных включений.

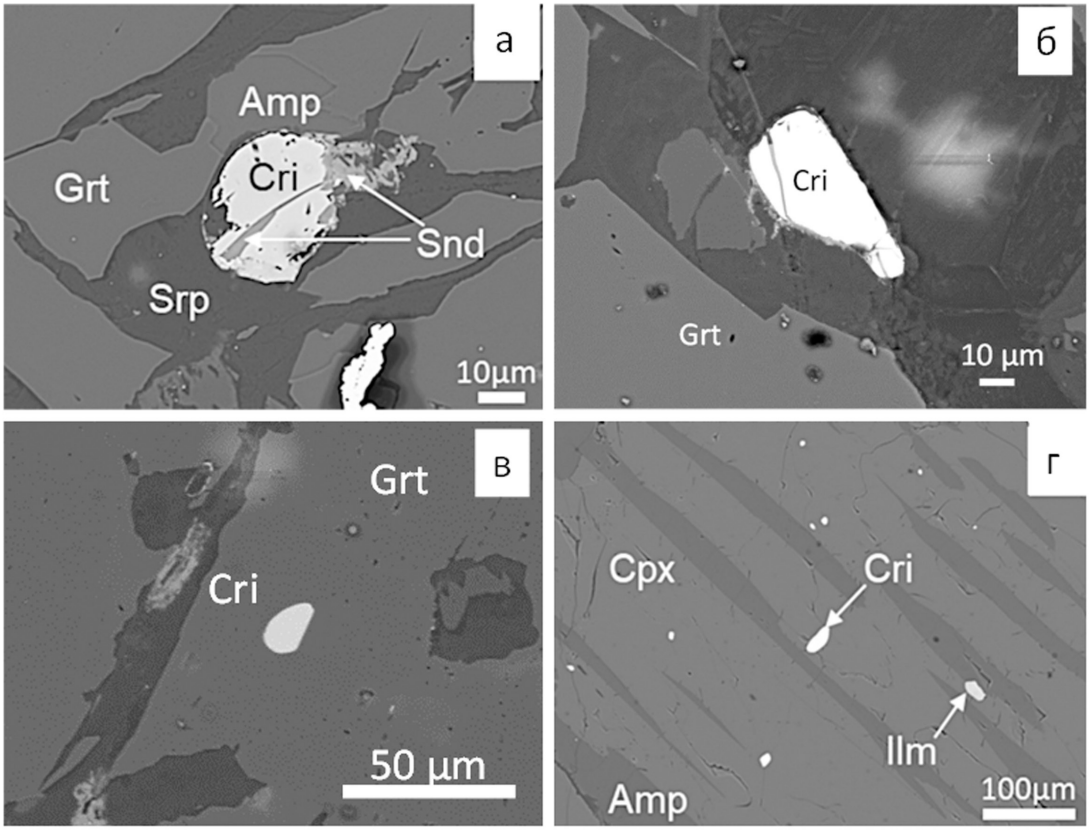


Рис. 1. Кричтонитовые включения в минералах из ксенолитов кимберлитовой трубки Луэле (Ангола): а – включение в трещине пиропа из гранатового клинопироксенита Lu35; б – включение в замещенном серпентином минеральном включении из трещины в пиропе гранатового клинопироксенита Lu35; в – первичное включение?/ламель? в пиропе из гранатового клинопироксенита Lu35; г – первичное включение?/ламель? в клинопироксене из гранат-ильменитового вебстерита Lu66. В таблице 1 составы этих кричтонитов даны под номерами Lu35-2, Lu35-4, Lu35-3 и Lu66, соответственно

По распределению катионов в структурных позициях формулы исследованных минералов (или вариаций одного минерала) в общем виде можно записать следующим образом (катионы располагаются в позициях в порядке убывания содержаний):

Lu35-2 (в трещине) $(La,Ce,Ca,Sr,Ba)(Fe,Zr)(Mg,Fe,Mn,Zn)_2(Ti,Cr,Fe,Al,V,Ni)_{18}(O,OH)_{38}$

Lu35-4 (во включ.) $(La,Ce,Sr,Ca,Ba)(Fe,Zr)(Mg,Fe,Mn,Zn)_2(Ti,Cr,Fe,Al,V,Ni)_{18}(O,OH)_{38}$

Lu35-3 (первичное?) $(La,Ca,Ce,Sr,Ba)(Fe,Zr)(Mg,Fe,Mn,Zn)_2(Ti,Cr,Fe,Al,V,Ni)_{18}(O,OH)_{38}$

Lu66(первичное?) $(La,Ca,Sr,Ce,Ba,Pb)(Fe,Zr,U)(Mg,Fe,Mn)_2(Ti,Cr,Fe,Al,Nb,Ni)_{18}(O,OH)_{38}$

Основные колебания состава касаются позиции A, где во всех МГК при одном и том же наборе катионов преобладает La, а остальные катионы распределяются по-разному во всех исследованных включениях. Для включений из трещин в гранате вторую роль играет Ce, в время как в условно-первичных (не связанных с трещинами) включениях в гранате и клинопироксене вторая роль отводится Ca. В позиции A включения из клинопироксена находится также Pb. Набор катионов, их количества и распределение в позициях B, C и T фактически не отличаются, за исключением того, что МГК-включение в клинопироксене из вебстерита Lu66 содержит U (позиция B), не содержит Zn (позиция T) и вместо V, присутствующего в небольших количествах в позиции C МГК-включений в гранате из клинопироксенита Lu35, содержит Nb. Такой состав не позволяет отнести найденные включения к какому-либо известному МГК.

Таблица 1. Составы минералов группы кричтонита из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Луэле (Ангола)

Образец	Lu-35-2	Lu-35-4	Lu-35-3	Lu66
SiO_2	0.037	0.005	0.042	0.141
TiO_2	54.915	56.870	55.480	52.113
Al_2O_3	2.057	2.171	2.232	1.325
Cr_2O_3	13.767	13.310	13.210	14.802
FeO	11.25	11.380	11.270	11.961
MnO	0.12	0.132	0.113	0.119
MgO	3.508	3.653	3.413	3.035
NiO	0.102	0.054	0.051	0.041
CaO	0.686	0.460	1.012	0.692
SrO	0.945	1.085	0.959	1.094
BaO	0.54	0.650	0.481	0.577
Ce_2O_3	2.157	2.162	2.114	1.437
La_2O_3	3.525	3.213	3.381	3.272
V_2O_3	0.703	0.551	0.575	0
ZrO_2	3.344	2.864	3.229	2.401
ZnO	0.039	0.035	0.046	0
Nb_2O_5	0.017	0	0	1.111
HfO_2	0	0	0	0
PbO	0	0	0	0.26
UO_2	0	0	0	1.651
Total	97.712	98.595	97.608	96.032

Практически единый набор катионов во всех структурных позициях, их близкие количества и идентичное распределение в позициях B, C и T свидетельствуют о едином материнском расплаве, сформировавшем МГК в двух различных породах мантийного разреза под кимберлитовой трубкой Луэле (Ангола). Особенностью этого расплава является обогащение La. Некоторые количественные различия катионов в позиции A могут быть вызваны неоднородностью расплава, а небольшие вариации состава МГК-включений в гранате и клинопироксене (Zn, V и Pb, U, Nb, соответственно) связаны со спецификой его локального обогащения. Учитывая общее обогащение мантийных ксенолитов трубки Луэле Ti (повышенное содержание этого компонента в минералах, обилие Ti-содержащих фаз в разных парагенезисах) и низкую титанистость найденных МГК (рис. 2), можно говорить о двух этапах метасоматического воздействия на мантийный блок данного района: раннее (локальное), вызванное La-обогащенным расплавом, сформировавшим небольшое количество La-содержащих МГК, и более позднее (глобальное), вызванное Ti-обогащенным расплавом, ответственным за возникновение большого количества Ti-содержащих минералов в мантийных породах под трубкой Луэле.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400157-9) и частично поддержана из средств гранта РНФ №21-17-00082.

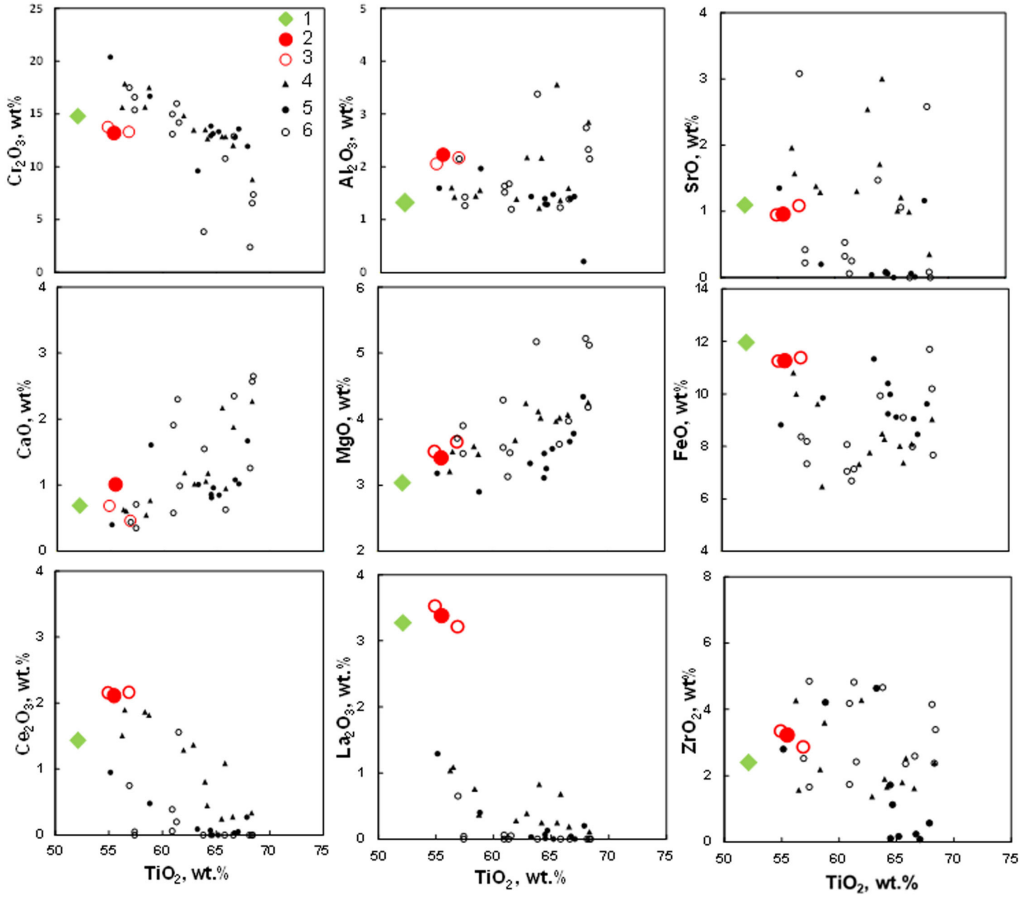


Рис. 2. Состав кричтонита из ксенолитов трубки Луэле: диаграммы зависимости Cr_2O_3, Al_2O_3, SrO, CaO, MgO, FeO, Ce_2O_3, La_2O_3, ZrO_2 от TiO_2. 1 – включение в клинопироксене из вебстерита Lu-66 (наше исследование); 2 – включение в гранате из гранатового клинопироксенита Lu-35 (наше исследование); 3 – включения из трещин в том же гранате (наше исследование); 4 – включения в гранатах из ксенолитов кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия (Rezvukhin et al., 2018); 5 – включения в ортопироксенах из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная, Якутия (Rezvukhin et al., 2019); 6 – включения в гранатах из ксенолитов кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Обнаженная и гранатовых ксенокристах из лампрофиров Алданского щита, Якутия (Alifirova et al., 2020)

Литература

1. Королюк В. Н., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В., Нигматулина Е. Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 221–225.
2. Лаврентьев Ю. Г., Карманов Н. С., Усова Л. В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. № 8. С. 1473–1482. https://doi.org/10.15372/GiG20150806.
3. Alifirova T., Rezvukhin D., Nikolenko E., Pokhilenko L., Zelenovskiy P., Sharygin I., Korsakov A., Shur V. Micro-Raman study of crichtonite group minerals enclosed into mantle garnet // Journal of Raman Spectroscopy. 2020. V. 51. P. 1493–1512. https://doi.org/10.1002/jrs.5979.
4. Rezvukhin D. I., Alifirova T. A., Korsakov A. V., Golovin A. V. A new occurrence of yimengite-hawthorneite and crichtonite-group minerals in an orthopyroxenite from kimberlite: Implications for mantle metasomatism // American Mineralogist. 2019. V. 104 (5). P. 761–774. https://doi.org/10.2138/am-2019-6741.
5. Rezvukhin D. I., Malkovets V. G., Sharygin I. S., Tretiakova I. G., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. // Lithos. 2018. V. 308–309. P. 181–195. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.02.026.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.067

Частичное плавление вторично обогащенных перидотитов низов литосферы, синхронное процессам формирования кимберлитов: возможные причины и некоторые характеристики состава расплавов

Н. П. Похиленко, Л. Н. Похиленко
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск,
e-mail: chief@igv.nsc.ru

Введение

Ранее в исключительно свежих ксенолитах ультраосновных пород из трубки Удачная были описаны признаки частичного плавления, появление вторичных межзерновых минеральных ассоциаций, четкая зональность граната с появлением вторичных минеральных ассоциаций, частично равновесных с внешней зоной граната (Boyd et al., 1997; Pokhilenko et al., 1999, 2015, 2022; Howarth et al., 2014). Особого внимания заслуживает характер зональности граната и эволюция составов минералов и их ассоциаций в ксенолите перидотита Uv-105/89 из трубки Удачная (Pokhilenko et al., 1999). Изначально порода была представлена экстремально истощенным гарцбургит-дунитом, в котором достоверно присутствовали преобладающий форстеритовый оливин (Mg# 91.5), субкальциевый высокохромистый пироповый гранат (Mg# 85.2; CaO – 2.49 мас. %; Cr_2O_3 11.7 мас. %), энстатит (Mg# 94.1; Al_2O_3 – 0.30 мас. %; Cr_2O_3 – 0.30 мас. %) и, по-видимому, хромит. Затем эта порода была подвержена воздействию различных по составу и температуре метасоматических агентов, существенно изменивших ее общий и минеральный составы.

Результаты

С использованием методов электронного и ионного микрозондирования проведено изучение состава минералов ксенолита Uv-105/89 и особенностей строения и состава зонального граната этого сравнительно небольшого образца (4.2×2.0 см). Краткая характеристика химического состава минералов исходной породы дана во введении. К новообразованным минералам относится более железистый оливин второй генерации (Mg# 86.7), клинопироксен, запрещенная фаза в исходной породе, (Mg# 87; Ca/(Ca+Mg) 45; Al_2O_3 – 1.7 мас. %; Cr_2O_3 – 0.4–0.8 мас. %; Na_2O – 1.7 мас. %) и пикроильменит с уникально широкими вариациями состава (мас. %: TiO_2 – 30.9–49.1; Al_2O_3 – 0.6–2.5; Cr_2O_3 – 1.2–15.9; FeO – 37.8–42.2; MgO – 7.0–10.4).

Весьма информативен характер изменений состава от однородного ядра к краю зерна зонального граната (рис. 1, 2). Однородное ядро (точка 1 на левой части рис. 1 и линия с символом Ж на правой) имеет максимальные концентрации MgO и Cr_2O_3 и минимальные – FeO, CaO и TiO_2. Распределение REE в ядре зерна имеет синусоидальный характер, что характерно для субкальциевых Cr-пиропов из гарцбургит-дунитов литосферной мантии (Pokhilenko et al., 1991, 1999, 2015). Первые изменения состава на контакте однородного ядра (точка 2 и линия с символом открытый квадрат на рисунке 1, соответственно) при незначительном снижении содержания Cr_2O_3 связаны с заметным снижением содержания MgO (с 21.8 до 16.7 мас. %) и повышением содержаний FeO (с 6.9 до 10.5 мас. %), CaO (с 2.5 до 6.6 мас. %) и TiO_2 (с 0.07 до 0.48 мас. %), а также отмечается некоторый рост содержаний HREE. Резкая смена характера зональности, что определенно связано со сменой типа метасоматического агента, воздействующего на породу, фиксируется в точке 3 (рис. 1). Если содержание Cr_2O_3 снижается пока еще незначительно (до 10.3 мас. %), то содержание MgO достигает минимальных (15.0 мас. %), а CaO и TiO_2 – максимальных значений (8.8 и 0.96 мас. %, соответственно).

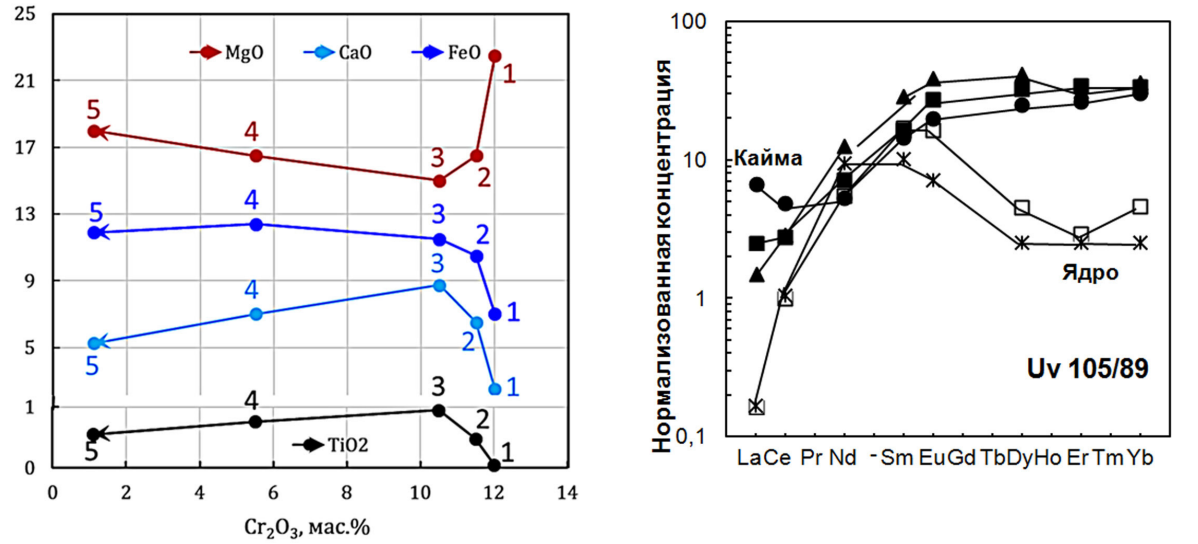


Рис. 1. Характер вариаций состава и распределения REE в ядре и различных частях сложной внешней каймы зонального граната из ксенолита перидотита Uv-105/89

Принципиальным отличием геохимических особенностей сменившегося характера метасоматического агента, воздействовавшего на перидотит литосферной мантии, является отличный от предыдущего характер распределения REE, показывающий резкое обогащение этой зоны HREE (линия, отмеченная черными треугольниками). Принципиально важным является появление в этой зоне обильных включений ильменитов (рис. 3), аномально обогащенных Cr_2O_3 (до 16 мас. %), с высоким содержанием Al_2O_3 (2.6 мас.%), FeO (42 мас. %) и, соответственно, низкими – MgO (7 мас. %) и Mg# (21). Эта часть зональной каймы хорошо фиксируется на концентрационных картах (рис. 2) зонами максимальных содержаний Ti и Ca, минимальных – MgO, а также значительно более тонкой

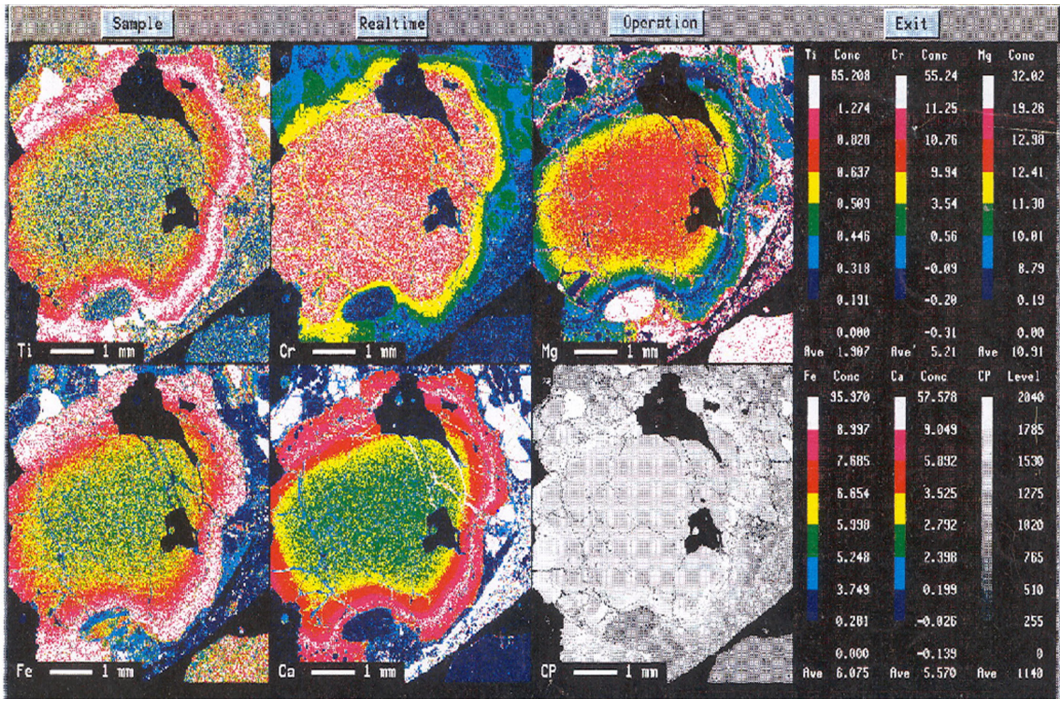


Рис. 2. Концентрационные карты распределения содержаний Ti, Cr, Mg, Fe и Ca в зерне зонального граната из ксенолита перидотита Uv-105/89

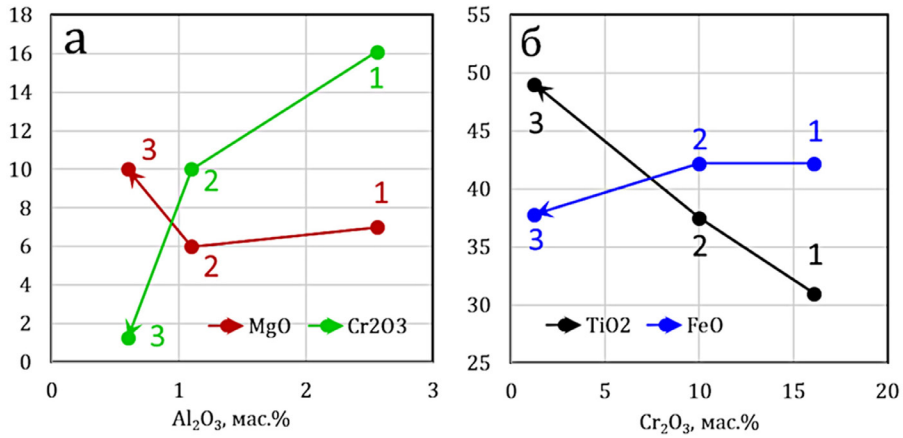


Рис. 3. Особенности состава включений ильменита из различных частей внешней каймы зонального граната из ксенолита Uv-105/89

внешней зоной резкого падения содержаний Cr в сравнении с мощностью зон вариаций содержаний Ti, Mg, Fe, Ca (что очень важно!).

Далее в направлении к периферии зерна (рис. 1) наблюдается последовательное снижение содержаний TiO_2, Cr_2O_3, FeO, CaO (мас. %, соответственно: 0.8–0.5; 5.2–1.1; 12.4–11.8; 7.0–5.3), повышение MgO (16.7–18.1 мас. %) и Mg# (70.5–73.2). В этих зонах также наблюдается рост содержаний La и Ce, что, с одной стороны, является свидетельством нарастания этих зон из расплава (Pokhilenko et al., 1999, 2015; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014), с другой – может быть свидетельством участия в этом процессе протокимберлитовых расплавов (Sharygin et al., 2015). Во включениях ильменита при движении к периферии зональной каймы (точки 2 и 3, рис. 3 а, 3 б) наблюдается закономерное снижение содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 от исходных (см. выше) и в точке 1 рис. 3, (мас. %, соответственно: 9.7–1.2; 1.1–0.6).

Распределение содержаний FeO и MgO имеет более сложный характер: в зоне точки 2 фиксируется максимальное значение содержание FeO (42.9 мас. %) и минимальное – MgO (6.2 мас. %), а в ильменитах точки 3 (на краю и поверхности зерна) эти содержания составляют 37.8 (минимальное для ильменитов образца) и 10.4 (максимальное) мас. %, соответственно. Содержание TiO_2 последовательно растет до 38 мас. % в ильменитах зоны точки 2 и до 49 мас. % на периферии зерна (точка 3).

Обсуждение результатов

Полученные результаты свидетельствуют о сложном и весьма кратковременном характере воздействия на изученную породу метасоматических агентов по крайней мере двух типов. Процессы этого воздействия были совмещены во времени с формированием трубки Удачная – на это указывает: 1) сохранение четкой зональности во внешней довольно мощной (около 1 мм) кайме зерна граната при значениях P-T параметров на глубинах литосферной мантии, отвечающих области стабильности алмаза (исходя из составов первичных фаз породы – оливина, энстатита и пиропа, это не менее 5.0 ГПа и 1100 °C); 2) наличия в зональной кайме максимумов содержаний Ti и Ca и минимума Mg, что дополнительно и надежно подтверждает ростовой характер зональности и отсутствие достаточного времени для диффузионного выравнивания составов (начальные признаки диффузионного выравнивания нечетко фиксируются для Mg на границе однородного ядра и зональной каймы, см. рис. 2).

Начальный этап формирования зональной каймы скорее всего был связан с воздействием на породу продуктов частичного плавления вторично обогащенных, в большей мере, карбонатитовыми агентами и в меньшей – силикатными, первичных истощенных перидотитов глубоких горизонтов (~ 200 км) в условиях значительных стрессовых давлений при процессах образования деформированных перидотитов. Величина стрессовых давлений в таких процессах достигала 0.5 ГПа, что перемещало перидотиты в область хрупко-пластических деформаций, приводило к диссипации механической энергии в тепловую и разогреву пород на 200–250 °С и их частичному плавлению (Похиленко, 1990; Pokhilenko et al., 2015). Межзерновое просачивание таких расплавов, имеющих карбонат-силикатный состав, в вышележащие зоны литосферной мантии обеспечил формирование внутренней части зональной каймы.

Последующая стадия метасоматического воздействия на исходную породу была связана, скорее всего, с поступлением более глубинных и более высокотемпературных (~ 1500 °С) расплавов из области развития мегакристовой ассоциации в зоне взаимодействия литосфера-астеносфера (Pokhilenko, 2009; Pokhilenko et al., 2015). Эти расплавы имели существенно базитовый состав, были сильно обогащены Ti, Al, Fe, Ca, что нашло отражение в составе периферийной части зональной каймы граната, появления значительных количеств ильменита и клинопироксена в породе, резкого снижения Mg# новообразованного оливина, периферийных частей зональной каймы граната. Высокие температуры базитовых расплавов нашли отражение в высоких содержаниях Al_2O_3 (до 2.5 мас. %) в появившихся в зональной кайме граната включениях ильменита и высоких содержаниях TiO_2 (до 1 мас. %) в гранате этой части каймы, что прямо связывается с весьма высокими температурами их образования (Green, Sobolev, 1975; Pokhilenko, 2009). Затем происходило постепенное охлаждение и определенное изменение состава расплава за счет взаимодействия с вмещающими породами, что нашло отражение в снижении содержаний Al во включениях ильменита и Ti в гранате в направлении к периферии зональной каймы, а также некоторого увеличения Mg# этих фаз в этом же интервале каймы.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400157-9) и частично поддержана из средств гранта РНФ №21-17-00082.

Литература

1. Похиленко Н. П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение: дисс. д.г.-м.н. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 311 с.
2. Agashev A. M., Ionov D. A., Pokhilenko N. P., Golovin A. V., Cherepanova Yu., Sharygin I. S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.
3. Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Mertzman S. A., Sobolev N. V., Finger L. W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Min. Petrol., 1997. V. 128. No 2–3, P. 228–246.
4. Howarth G. H., Barry P. H., Pernet-Fisher J. F., Baziotis I. P., Pokhilenko N. P., Pokhilenko L. N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V.184–187. P. 209–224.
5. Green D. H., Sobolev N. V. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages // Contrib. Min. Petrol., 1975. V. 50. P. 217–229.

6. Pokhilenko N. P. Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos, 2009. V. 112. No 2. P. 934–941.
7. Pokhilenko N. P., Agashev A. M., Litasov K. D., Pokhilenko L. N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 280–295.
8. Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Boyd F. R., Sobolev N. V. Megacrystalline dunites and peridotites: hosts for Siberian diamonds // Annual Report Dir. Geophys. Lab. Carn. Inst., Washington. 1991. P. 11–18.
9. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Kuligin S. S., Shimizu N. Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle // Proc. of the VIIth Intern. Kimberlite Conf. V. II, Cape Town, 1999. P. 689–698.
10. Sharygin I. S., Litasov K. D., Shatskiy A., Golovin A. V., Ohtani E., Pokhilenko N. P. Melting phase relations of the Udachnaya-East Group-I kimberlite at 3.0-6.5 GPa: Experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes // Gondwana Research. 2015. V. 28. P. 1391–1414.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.068

Особенности генезиса и рудоносности щелочно-карбонатитовых комплексов Сибирского кратона (Селигдар, Арбарастах, Чадобец): включения в минералах

И. Р. Прокопьев, А. Г. Дорошкевич, А. Е. Старикова
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: prokop@igm.nsc.ru, doroshkevich@igm.nsc.ru, a_sklr@mail.ru

Введение

Щелочно-карбонатитовые комплексы широко распространены на Сибирском кратоне. Образование многофазных щелочно-карбонатитовых интрузий обусловлено процессами генерации специфичных флюидизированных силикатно-карбонатных расплавов в мантии в результате процессов ее метасоматоза. Механизмы образования рудоносных карбонатитов связаны с последующей эволюцией щелочно-карбонатитовых расплавов. В этих процессах участвуют механизмы силикатно-карбонатной несмесимости, а также процессы кристаллизационной дифференциации. Особую роль в минерало- и рудообразовании отводят процессам эволюции щелочно-карбонатитовой системы при переходе от магматического к гидротермальным этапам. Такие переходы трассируется захватом включений щелочно-карбонатных расплавов, флюидных рассол-расплавов и гидротермальных флюидных растворов.

Палеопротерозойская (1.93 – 1.88 млрд лет) Центрально-Алданская апатитоносная (U, Th, REE) магнезиокарбонатитовая провинция

На территории Центрального Алдана по результатам поисково-ревизионных работ геологической партией ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» в 1960-х гг. была выделена Нимнырская субмеридиональная апатитоносная структурно-металлогеническая (рифтогенная) зона протяженностью ~ 600 км, локализованная в пределах гравитационной зоны второго порядка с утоненной и малоплотной корой и прослеженная выходами отдельных рудных объектов и разведанных месторождений. Типовым объектом Нимнырской зоны является разведанное REE-апатитовое месторождение Селигдар, генезис которого до последних лет являлся предметом дискуссии. Современные исследования минералогии и физико-химических условий формирования пород Селигдара показали их карбонатитовый генезис, при этом возраст доломитовых карбонатитов Селигдара составляет 1880 ± 13 млн лет (U-Pb SHRIMP, циркон – Prokopyev et al., 2017). Геохимические (Sr, Nd, C, O) данные показали, что в карбонатитах Селигдара преобладает компонент, полученный из обогащенного мантийного источника, обогащение которого относительно обедненной мантии происходило в период ~ 2.7–2.5 млрд лет (Doroshkevich et al., 2018). К карбонатитам селигдарского типа в пределах Нимнырской зоны относятся проявление Дорожное, Муосталаах, трубка взрыва Усть-Чульман, а также U-Th-REE-апатитовое месторождение Бирикен. По карбонатитовым комплексам нами получены следующие U-Pb датировки (циркон, млн лет): 1930 ± 7– для щелочно-базитовых пород в пределах Муосталаах, 1906 ± 6 – для карбонатитов Муосталаах, 1878 ± 17 – для карбонатитов Усть-Чульмана (Prokopyev et al., 2019).

Основной минеральный парагенезис карбонатитов сложен кристаллами фторапатита и титаномагнетита с ильменитом, погруженные в матрицу кальцит-доломитового состава (Prokopyev et al., 2017; 2018; 2019). К первичным минералам также относится флогопит и калишпат, а также редкие – циркон, титанит и бадделеит. В результате гидротермально-метасоматических процессов происходит образование монацита-Ce

и ксенотима-Y. К гидротермальным минералам также относятся минеральные фазы Nb-рутила, торита, торианита, барита, ангидрита, анкилита-(Ce), целестина, гематита, а также кварц-кальцитовые и сидеритовые прожилки с редкой сульфидной (пирит, халькопирит) минерализацией и карбонат-фторапатит.

Расплавные включения в апатите карбонатитов Селигдара содержат кристаллические дочерние фазы кальцита и доломита (80–95 об. %), кристаллы сульфатов (тенардита), алюмосиликатов (Na, K), фосфатов, а также углекислоту в газовой фазе. Температура гомогенизации расплавных включений составляет 950 °C (Prokopyev et al., 2017). Вскрытые включения в апатите Усть-Чульмана имеют схожий состав. За гидротермальную P-REE и позднюю минерализацию на апатитовых объектах отвечают флюидные солевые растворы, ТХ-параметры которых изменяются в процессе эволюции минеральных парагенезисов согласно тренду: Na^+, K^+, Cl^--H_2O-CO_2 (42–38 мас. % NaCl-экв., 465–415 °C) – > Ca^{2+}, Na^+, SO_4^{2-}-H_2O-CO_2 (30–15 мас. % NaCl-экв., 385–250 °C) -> Fe^{3+}, Na^+, Cl^-, H_2O-CO_2±N_2 (15–1 мас. %, NaCl-экв., 250–100 °C).

Палеопротерозойские Центрально-Алданские редкоземельно-апатитоносные магнезиокарбонатиты образовалась в результате внедрения щелочно (Na, K)-силикатно-сульфатно-фосфатно-карбонатного расплава, выплавленного непосредственно из мантии при температурах свыше 950 °C. За гидротермальную U-(Th)-P-REE минерализацию отвечали углекислотные щелочно-сульфатно-хлоридные флюидные растворы с ТХ-параметрами гомогенизации включений 465–415 и 385–250 °C, 42–38 и 30–15 мас. % NaCl-экв., соответственно.

Редкометалльные Zr-Nb (REE) щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы юга Сибирского кратона: неопротерозойский (~650–630 млн лет) Арбарастах и пермо-триасовый (~255–240 млн лет) Чадобецкий комплексы

Щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс Арбарастах расположен на территории Республики Саха (Якутия) на юго-востоке России. Он был открыт в 1954 г. и является перспективным объектом на комплексное U-Ta-Zr-Nb (REE) и Fe-P оруденение. В геологическом плане Арбарастах расположен на Алданском щите юго-восточной окраины Сибирского кратона. Образование неопротерозойских щелочно-карбонатитовых комплексов на южной окраине Сибирского кратона (Арбарастах, Белая Зима, Тагна и др.) связано с внутриплитным магматизмом, проявленном на завершающем этапе распада суперконтинента Родиния (Ярмолюк и др., 2005). Комплекс имеет концентрически-зональное строение. Основная фаза представлена пироксенитами. Рудоносные Zr-Nb (REE) карбонатиты и силикокарбонатиты образуют кальцит-доломитовые разновидности. В центре комплекса локализованы тела рудоносных (P-Fe) фоскоритов. Присутствуют также дайки щелочных сиенитов, ийолит-уртитов, мельтейгитов и щелочно-ультраосновных лампрофиров. Ar/Ar и U-Pb методами получены геохронологические характеристики пород комплекса в интервале 650–630 млн лет (Прокопьев и др., 2022; Doroshkevich et al., 2022).

Первичными минералами, слагающими карбонатиты, являются кальцит и доломит, а также флогопит, клинопироксен (диопсид), фторапатит, амфибол (Na-Ca), флюорит, калиевый полевой шпат и полевые шпаты (Prokopyev et al., 2021). Оливин (форстерит), титаномагнетит, апатит, флогопит, кальцит, доломит и второстепенные минералы группы шпинели образуют первичные минералы фоскоритов. Рудоносные Zr-Nb минеральные ассоциации фоскоритов и карбонатитов включают акцессорные циркон, цирконолит, перовскит, пирохлор и бадделеит. Ba-Sr-REE гидротермальная минерализация со-

стоит из анкилита-(Ce), бастнезита-(Ce) и бурбанкита, а также барито-целестита, стронцианита, баритокальцита и редких сульфидов (Prokopyev et al., 2021).

Во флогопите карбонатитов установлены первичные расплавные включения содержащие дочерние фазы кальцита и клинопироксена (диопсида); в клинопироксене силикокарбонатитов расплавные включения состоят из дочерних фаз кальцита и флогопита (Prokopyev et al., 2021). Первично-вторичные кристалло-флюидные включения в клинопироксене содержат дочерние фазы кальцита (60–70 об. %), до 10–25 об. % кристаллических фаз рихтерита, фторапатита, титаномагнетита, рудные фазы состава Ca-Ti-Zr-O, газовая фаза содержит жидкую углекислоту. Температура гомогенизации кристалло-флюиных включений отвечает интервалу 540–575 °C, оценки давления по углекислоте составляют 2.9–3.3 кбар. В клинопироксене также установлена генерация вторичных флюидных (CO_2 в газовой фазе) включений, содержащих кристаллические фазы фторкальциомикролита [$(Ca,Na)_2(Ta)_2O_6F$], дезаутельзита [$Mg_6Mn_2(OH)_{16}[CO_3]\cdot 4H_2O$] и криолита [$Na_3AlF_6$], установленные Рамановской спектроскопией. Температуры гомогенизации таких включений составляют 300–350 °C. Более поздние вторичные флюидные включения содержат кристаллические фазы нахколита, доломита и гидрокарбонатов Na; температуры гомогенизации – 250–280 °C.

Оливин фоскоритов содержит две генерации вторичных расплавных поликристаллических включений. Первый тип имеет щелочно-фосфатно-карбонатный состав, дочерние фазы включений содержат доломит, фторапатит и шортит [$Na_2Ca_2(CO_3)_3$]. Температуры гомогенизации включений оценены в диапазоне 680–720 °C. Второй тип расплавных поликристаллических включений содержит приблизительно в одинаковых соотношениях кристаллические фазы флогопита и кальцита. Во включения при термометрических экспериментах выше 350 °C наблюдается плавление кристаллических фаз и в интервале 590–640 °C наблюдается две капли расплава – силикатного и карбонатного составов (признак несмесимости). Декрипитируют включения при температурах 680–720 °C. Хондродит фоскоритов нередко содержит минеральные включения щелочных карбонатов состава найеррерита [$(Na,K)_2Ca(CO_3)_2$]. Поздние гидротермальные флюиды содержат кристаллы кальцита, стронцианита, а также включения с фазами гидрокарбонатов и гидроксилбастнезита; гомогенизируются такие флюиды при 480–500 и 430–450 °C, соответственно.

Силикокарбонатиты и карбонатиты неопротерозойского комплекса Арбарастах образовались в несколько стадий из единого щелочного (Ca-Na-K)-силикокарбонатитового расплава, а фоскориты являются продуктом дифференциации карбонатитового расплава и кристаллизовались из богатого железом фосфатно-карбонатного расплава при температуре более 720 °C. За редкометалльную Zr-Nb минерализацию карбонатитов отвечали углекислотные щелочно-силикатно-фосфатно-карбонатные расплавы с TP-параметрами гомогенизации включений 540–575 °C и 2.9–3.3 кбар; гидротермальная редкоземельная минерализация фоскоритов и карбонатитов образовалась при участии солевых флюидных растворов углекислотно- Na-Ca-Mg-F-карбонатного и Na-Ca-Sr-REE-гидрокарбонатного составов с температурами гомогенизации включений 500–480, 450–430 и 350–300 °C.

Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс расположен на юге Сибирского кратона (Иркинеево-Чадобецкий прогиб, Красноярский край), в пределах южной окраины активности Сибирского суперплюма. История изучения данного региона связана с геолого-съемочными и поисковыми работами на алмазы, бокситы, а также поиски и разведку редкоземельно-ниобиевых руд Чуктуконского месторождения в 1956–1960 гг. Возраст кристаллизации пород комплекса составляет 255–240 млн лет (Doroshkevich et al., 2019; Прокопьев и др., 2021), что совпадает со временем формиро-

вания пород Сибирской крупной изверженной провинции. Айликиты и мела-айликиты (щелочно-ультраосновные лампрофиры) образовались на раннем этапе кристаллизации щелочного комплекса. На втором этапе сформировались рудоносные (REE-Nb) карбонатиты. Завершающая магматическая фаза комплекса представлена дайками и трубками взрыва дамтьернитов, содержащие в своем составе пеллетальные лапилли. Формирование пород комплекса связано с процессами флогопит-карбонатного метасоматоза в мантии; а изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что источник первичных расплавов был умеренно изотопно-деплетированным и первичные расплавы образовались при низкой степени частичного плавления гранатового перидотита (Doroshkevich et al., 2019).

Расплавные включения установлены в оливине и шпинелидах айликитов и мела-айликитов Чадобецкого комплекса (Prokopyev et al., 2020). В макрокристах оливина присутствуют первично-вторичные расплавные включения, содержащие дочерние фазы флогопита (30–45 об. %), клинопироксена, Ca-Na-амфибола, кальцита и щелочных Na-Ca карбонатов (40–45 об. %), фторапатита, ильменита и титаномагнетита. Также во включениях установлены пирротин, халькопирит и пентландит, ангидрит и REE-F-карбонаты. Газовая фаза содержит CO_2. Первичные расплавные включения в хромшпинелидах айликитов Чадобецкого комплекса содержат кристаллические фазы флогопита, клинопироксена (диопсид), кальцита, доломита и фторапатита. LA ICP-MS исследования включений в оливине показали присутствие повышенных содержаний 100*n ppm элементов: LREE, Y, Ba, Sr, Zr, Ta, U и Th. Полученные результаты показывают специфику металлоносности айлликитовых расплавов на начальных стадиях его кристаллизации. Минеральный состав айликитов и мела-айликитов Чадобецкого комплекса тождественен набору кристаллических дочерних фаз расплавных включений лампрофиров, а химический состав кристаллических фаз включений нередко лежит в начале тренда эволюции минеральных фаз (например, флогопита). Полученные данные указывают на то, что состав первично-вторичных включений в оливине отвечает составу близкому к родоначальному расплаву ультраосновных лампрофиров Чадобецкого комплекса.

Предполагается, что первичные расплавы для пород комплекса Арбарастах формировались при низкой степени частичного плавления метасоматизированных флогопит-карбонатных жил с апатитом и оксидами титана в гранатовом перидотите, при этом расплавы ультраосновных лампрофиров (айликит) наиболее близок к составу первичного расплава. Исследования айликитов комплекса Арбарастах показали наличие вторичных расплавных включений в зернах оливина (Doroshkevich et al., 2022). Включения содержат дочерние фазы флогопита, клинопироксена (диопсида), доломита, кальцита, фторапатита, Ca-Na-карбоната, ильменита, магнетита и сульфидов (пирротин). Мы также не исключаем присутствие других водорастворимых дочерних фаз во включениях, например, сульфатов и/или хлоридов, которые могли быть разрушены во время подготовки препаратов для исследований. Нами были получены температуры декрипитации расплавных включений – свыше 700 °C. Фазовый состав расплавных включений в оливине лампрофиров комплекса Арбарастах схож с составом расплавных включений в оливине айлликитов Чадобецкого комплекса.

Расплавные включения ультраосновных лампрофиров Чадобецкого и Арбарастахского комплексов имеют щелочно (Na-K)-силикатно-карбонатный состав и характеризуют химический состав первичных айликитовых расплавов, захваченных оливином на начальных стадиях кристаллизации пород комплексов. Минеральный состав дочерних фаз включений соответствует минеральному составу айликитов, а их химический состав отвечает началу трендов кристаллизации минеральных фаз. Повышенные

концентрации рудных элементов во включениях свидетельствует о редкоземельно-редкометалльной специфики рудоносности айликитовых расплавов.

Благодарности

Исследования включений в минералах Чадобецкого комплекса выполнено по теме и за счет средств гранта РНФ 19-77-10004-П. Геологические исследования проведены в рамках государственного задания НИР ИГМ СО РАН (проект № 122041400241-5).

Литература

1. Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Малютина А. В. и др. Геохронология Чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U-Pb и Ar-Ar данные // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12(4). С. 865–882. https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0559.
2. Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Пономарчук А. В., и др. Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые ArAr и U-Pb данные // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 48–66. doi: 10.17223/25421379/25/3.
3. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно–ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
4. Doroshkevich A. G., Chebotarev D. A., Sharygin V. V., et al. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 245–260.https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006.
5. Doroshkevich A. G., Prokopyev I. R., Izokh A. E. et al. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 154. P. 354–368. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.030.
6. Doroshkevich A. G., Prokopyev I. R., Kruk M. N. et al. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // Journal of Petrology. 2022. V. 63 (9). P. 1–21. https://doi.org/10.1093/petrology/egac073.
7. Prokopyev I R., Doroshkevich A G., Ponomarchuk A.V. et al. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 81. P. 296–308. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.012.
8. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Redina A. A., Obukhov A. V. Magnetite-apatite-dolomitic rocks of Ust-Chulman (Aldan shield, Russia) // Mineralogy and petrology. 2018. V. 112 (2). P. 257–266. https://doi.org/10.1007/s00710-017-0534-y.
9. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Sergeev S. A. et al. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the CentralAldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // Miner Petrol. 2019. V. 113. P. 329–352. https://doi.org/10.1007/s00710-019-00661-3.
10. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Zhumadilova D. V. et al. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // Ore Geology Reviews. 2021. V. 131. P. 104042. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042.
11. Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A. et al. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // Minerals. 2020. V. 10. No 5. P. 419. https://doi.org/10.3390/min10050419.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.069

Сравнительная характеристика зелёного и серого франкаменита в чароитовых породах Мурунского массива (Алдан)

Т. А. Радомская [1], Е. В. Канева [1], Э. Ю. Докучиц [2], Р. Ю. Шендрик [1], М. А. Митичкин [1]

[1] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: taniaojigova@mail.ru
[2] Китайский университет геонаук, Ухань

Введение

Мурунский массив расположен в северо-западной части Алданского щита Сибирского кратона, входит в состав калиевой щелочной провинции и связан с мезозойскими рифтогенными структурами (Wang et al., 2014). Щелочные породы Мурунского комплекса характеризуются калиевой агпаитностью, что определяет их минералогическое разнообразие. Здесь обнаружено более 90 минеральных видов, в том числе 11 новых минералов, одним из которых является франкаменит – редкий триклинный K-Na-Ca силикат с гофрированными стенками-слоями Ca-Na-октаэдров, скрепленных трубками состава $Si_{12}O_{30}$ в структуре, содержащий фтор, гидроксильную группу и воду – $K_3Na_3Ca_5(Si_{12}O_{30})F_3(OH)\cdot H_2O$ (Рождественская и др., 1988; Никишова и др., 1996). В настоящее время синтез франкаменита наряду с канаситом используется для получения перспективных стеклокерамических биоматериалов (Miller et al., 2004).

Петрография чароитовых пород с франкаменитом

В Мурунском массиве в чароитовых породах встречается несколько разновидностей франкаменита по окраске и облику. Цвет его варьирует от серых, голубовато- и сиреневато-серых оттенков до зеленоватых и бурых цветов.

Зелёный франкаменит отмечается на участке Магистральный в виде идиоморфных кристаллов (рис. 1 а), а сиренево-серый образует дендритовые агрегаты и встречается на участках Старый и Восточный (рис. 1 б). Призматические удлинённые идиоморфные и гипидидоморфные кристаллы зелёного франкаменита достигают в длину 10–15 см при ширине 1.5 см. В чароитовой породе наряду с франкаменитом встречаются идиоморфные и гипидиоморфные зёрна эгирина, линзовидные обособления микроклина, две генерации кварца и чароита, а также сростки зёрен сульфидов, преимущественно галенита.

Дендритовые агрегаты сиренево-серого франкаменита достигают в длину 10–15 см и сложены вытянутыми досковидными зёрнами 10×3 мм. В чароитовых породах, содержащих сиренево-серый франкаменит, отмечаются кристаллы жёлтого стисиита, линзовидные обособления щелочного амфибола и кварца. Чароит в ассоциации с сиренево-серым франкаменитом представлен сланцевато-плойчатой морфологической разновидностью. Минерал не образует отчётливых контактов с чароитом, а внутри зёрен отмечаются множественные включения длиннопризматических игольчатых кристаллов чароита, что указывает на их близкую по времени кристаллизацию. Зёрна франкаменита разбиты двумя системами трещин. Ранняя заполнена кварцем, а поздняя – бурбанкитом. В чароитовой породе прожилки кварца и бурбанкита прослеживаются вдоль сланцеватости и плойчатости чароитовых агрегатов. Причём в чароите они образуют довольно широкие раздувы шириной до 0.6 мм, в то время как во франкамените ширина кварцевых и бурбанкитовых прожилков не превышает 0.02 мм, что свидетельствует о разных реологических свойствах чароита и франкаменита.

Химический состав франкаменита

Химический состав зелёного франкаменита (мас. %, среднее по 6 анализам, количество H_2O рассчитано по стехиометрии): SiO_2 – 55.52(8); FeO – 0.25(4); MnO – 0.33(5); MgO – 0.08(2); CaO – 21.89(13); Na_2O – 6.54(11); K_2O – 10.33(11); SrO – 0.57(7); H_2O – 1.76(15); F – 4.63(22); –O = F -1.95(9). Эмпирическая формула рассчитана на 12 катионов Si: $K_{2.85}Na_{2.74}Ca_{5.07}Sr_{0.07}Fe_{0.06}Mn_{0.06}Mg_{0.03}(Si_{12.00}O_{30.07})(F_{3.17}OH_{0.83})_{\Sigma 4.00}\cdot nH_2O$.

Химический состав сиренево-серого франкаменита (мас. %, среднее по 6 анализам, количество H_2O рассчитано по стехиометрии): SiO_2 55. – 54(7); FeO – 0.07(5); MnO – 0.81(12); MgO – 0.03(2); CaO – 21.13(7); Na_2O – 6.95(7); K_2O – 10.81(12); SrO – 0.42(4); H_2O – 1.73(18); F – 4.27(23); –O = F -1.80(9). Эмпирическая формула рассчитана на 12 катионов Si: $K_{2.98}Na_{2.91}Ca_{4.89}Mn_{0.15}Sr_{0.05}Mg_{0.01}Fe_{0.01}(Si_{12.00}O_{30.06})(F_{2.92}OH_{1.08})_{\Sigma 4.00}\cdot nH_2O$.

Несмотря на то, что химический состав франкаменита изменяется в очень узких пределах, существуют различия между зелёной и сиренево-серой разновидностями как по основным элементам, так и по примесям. В зелёном франкамените отмечаются более высокие концентрации CaO, FeO, MgO, SrO, F и пониженные содержания Na_2O, K_2O, MnO по сравнению с таковыми в сиренево-серой разновидности минерала. Отмечается положительная корреляция между K_2O и Na_2O и отрицательная между SrO и MnO, CaO и $K_2O + Na_2O$ на диаграммах отношений этих компонентов во франкамените.

Оптические свойства франкаменита

В спектре поглощения серого франкаменита наблюдаются полосы с максимумами в области 377, 416 и 439 нм (рис. 1 в). Эти полосы связаны с d-d переходами в Mn^{2+}. В образце зеленого франкаменита явно выраженных полос поглощения не наблюдается, однако край поглощения начинается в области 400 нм, в отличие от серого франкаменита, где край поглощения смещен в область 300 нм. Наличие края поглощения в области 400 нм в зеленом франкамените может быть обусловлено d-d переходами в Fe^{3+}.

В сером франкамените наблюдается люминесценция (рис. 1 г). При возбуждении в области 300–390 нм наблюдается широкая полоса люминесценции с максимумом в области 450 нм, связанная с 5d-4f переходами в Ce^{3+}. При возбуждении в области 375–480 нм наблюдается люминесценция в зеленой области спектра с максимумом в области 520 нм. Эта люминесценция связана с d-d переходами в Mn^{2+}.

В зеленом франкамените выраженной люминесценции Ce^{3+} не наблюдается, как и полос поглощения и свечения, связанных с Mn^{2+}, что свидетельствует о существенно меньшей концентрации этих ионов в зеленом франкамените.

Выводы

Франкаменит в чароитовых породах на Мурунском массиве встречается в виде двух основных разновидностей, которые отличаются морфологическими особенностями, окраской, химическим составом и набору ассоциирующих минералов. Изменение состава разновидностей франкаменита из разных участков месторождения может свидетельствовать об эволюции минералообразующей среды. Близкая по времени кристаллизация чароита совместно с сиренево-серым франкаменитом, а также повышенные содержания в нём K_2O, Na_2O, MnO указывают на более низкотемпературное образование этой разновидности минерала по сравнению с зелёным франкаменитом, в котором отмечаются повышенные содержания CaO, FeO, MgO. Цвет серого франкаменита связан с d-d переходами в Mn^{2+}. По-видимому, на окраску сиренево-серого франкаменита влияют не только структурные примеси, но и включения игольчатых кристаллов чароита, придающих сиреневый оттенок минералу. Цвет зелёного франкаменита может быть обусловлен

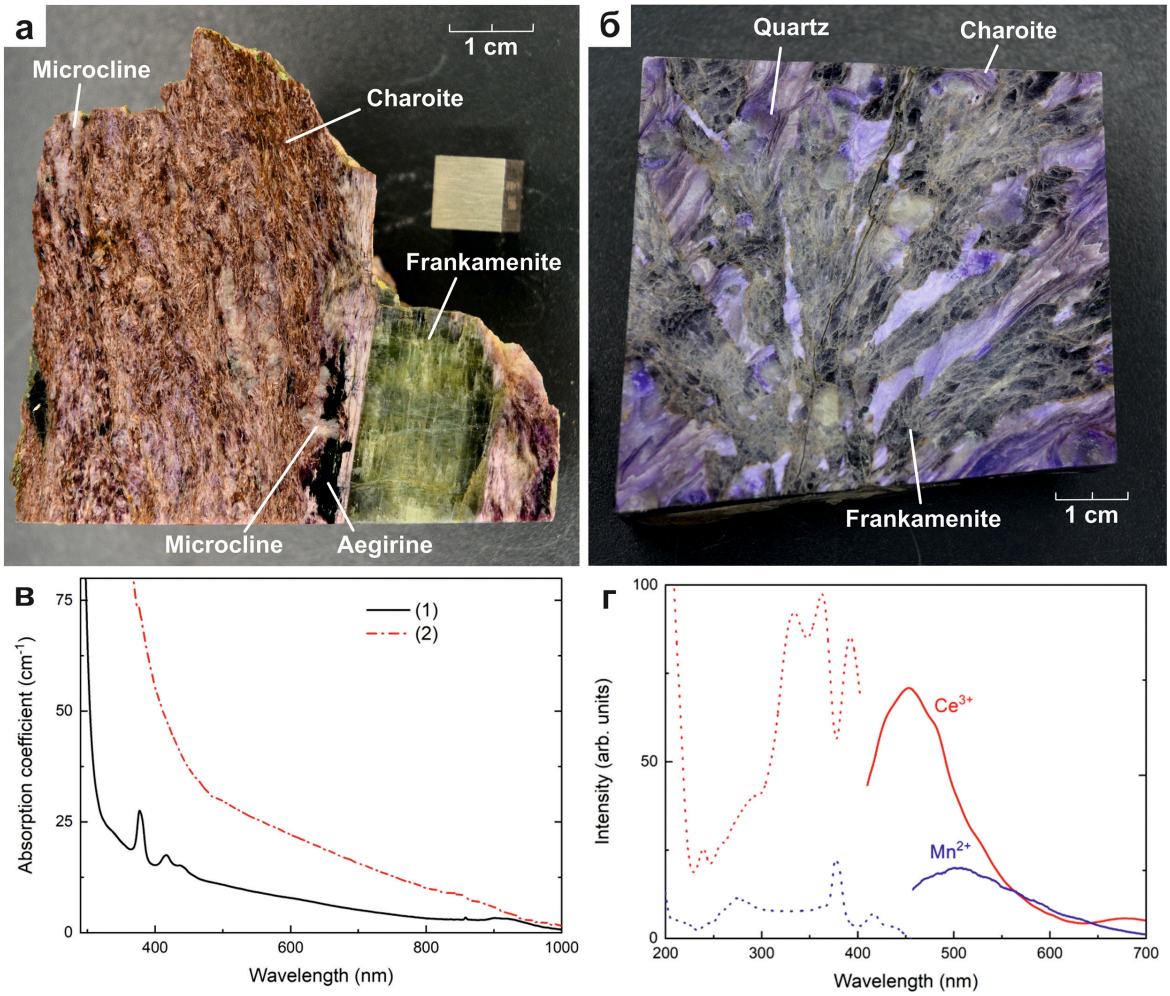


Рис. 1. Фотографии фрагментов чароитовой породы с зелёным (а) и сиренево-серым (б) франкаменитом; (в) – спектры поглощения серого (1) и зеленого (2) франкаменита; (г) – спектры люминесценции (сплошная кривая) и возбуждения (пунктирная кривая) Ce^{3+} (красные кривые) и Mn^{2+}(синие кривые) в сером франкамените

d-d переходами в Fe^{3+}. Активируя искусственный франкаменит дополнительными катионами Ce^{3+} и Mn^{2+}, можно получить перспективный материал для различных областей фотоники.

Образование мелкозернистых агрегатов кварца второй генерации, наличие трещин катаклаза во франкамените и появление плойчатой структуры в агрегатах чароита на некотором удалении от крупных кристаллов франкаменита указывают на то, что чароитовые породы испытывали частичную перекристаллизацию в условиях неравномерного давления, пластическую и хрупкую деформацию в соответствии с реологическими свойствами минералов.

Благодарности

В заключение авторы искренне благодарят Гуо Шенг-Бина из Wuhan Microbeam Analysis Technology Co., Ltd за помощь в проведении EPMA и минералогический музей горнопромышленного предприятия АО «Байкалкварсамоцветы», предоставившего образец зелёного франкаменита для исследования.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–00183, https://rscf.ru/project/22-27-00183/.

Литература

1. Никишова Л. В., Лазебник К. А., Рождественская И. В., Емельянова Н. Н. Франкаменит $K_3Na_3Ca_5(Si_{12}O_{30})F_3(OH)\cdot H_2O$ – новый минерал, триклинный аналог канасита из чароититов // Зап. ВМО. 1996. Вып. 2. С. 106–107.
2. Рождественская И. В., Никишова Л. В., Баннова И. И., Лазебник Ю. Д. Канасит – уточнение и особенности структуры, структурный типоморфизм // Мин. журнал 1988. Т. 10. № 4. С. 31–41.
3. Miller C. A., Reaney I. M., Hatton P. V., and James P. F. Crystallization of Canasite/Frankamenite-Based Glass Ceramics // Chem. Mater., 2004. V. 16 (26). P. 5736–43. https://doi.org/10.1021/cm048946l.
4. Wang Y., He H., Ivanov A. V., Zhu R., Lo C. Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif, Siberia, Russia // International Geology Review. 2014 V. 56. No. 8. P. 1007–1019. http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.914860.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.070

Палеопротерозойский Дубравинский комплекс Сарматии – самое раннее проявление надсубдукционного карбонатитового магматизма в истории Земли

К. А. Савко [1], А. В. Самсонов [2] , Е. Х. Кориш [1], Е. Б. Сальникова [3], С. В. Цыбуляев [1], М. В. Стифеева [3]

[1] Воронежский государственный университет, Воронеж, e-mail: ksavko@geol.vsu.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: samsonov@igem.ru
[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: e.b.salnikova@ipgg.ru

Введение

Щелочно-карбонатитовые комплексы (ЩКК) редко встречаются в земной коре, но их изучению посвящено множество работ, что связано с их аномальной обогащенностью РЗЭ, Nb и другими металлами. ЩКК формировались на разных этапах геологической эволюции Земли с мезоархея до современности и занимают преимущественно две тектонические позиции: постколлизионную (Goodenough et al., 2021) и внутриплитную (Pirajno 2015). Такие тектонические позиции обеспечивают хорошую сохранность ЩКК. В ряде случаев, однако, они подвергаются более поздней тектонической переработке, что приводит к сложностям при геохронологических и петрогенетических реконструкциях. Такие проблемы возникают в первую очередь при изучении докембрийских ЩКК, которые подвергались воздействию масштабной аккреционной и коллизионной тектоники и сопряженного метаморфизма (Tichomirowa et al., 2006; Hurai et al., 2021).

Геология

Щелочные породы и карбонатиты слагают две интрузии Дубравинскую и Чернянскую в поле развития палеоархейских гнейсов. Дубравинский массив имеет полукольцевую дугообразную форму и представляет собой крупную складку. Протяженность массива около 10 км и ширина от 200 до 700 м, падение крутое (75–80 °) на юг к центру структуры. В строении Дубравинского массива принимают участие три группы пород: щелочные пироксениты, карбонатиты (вместе с силикокарбонатитами и фоскоритами) и сиениты (вместе с щелочными гранитами). Чернянская интрузия линейного типа состоит из щелочных пироксенитов, карбонатитов и щелочных гранитов протяженностью около 7 км и шириной 150–300 м. Падение их крутое (80–85 °) до вертикального.

Геохимия

Из-за высокого содержанием щелочей (Na_2O+K_2O = 3.4–14.1 %) и преобладания калия над натрием *щелочные пироксениты* отвечают по составу щелочным пикритам и фоидитам. *Карбонатиты* обогащены редкими и редкоземельными элементами, содержания которых варьируют в очень широких пределах: ΣREE = 474–5710 ppm с резким преобладанием LREE (La_N/Yb_N от 30 до 198). Содержания HFSE также сильно изменчивы: Th = 5–171 ppm, Y = 30–139 ppm, Nb = 48–283 ppm, Zr = 155–369 ppm, но в целом сопоставимы со «средним составом» карбонатитов (Chakhmouradian, 2006). *Фоскориты* аномально обогащены фосфором (P_2O_5 = 12.0–19.6 %) и железом (FeO_t = 19.1–25.3 %), HFSE (Nb = 32–110 ppm, Y = 83–111 ppm, Zr = 431–1310 ppm, Th = 27–78 ppm) и REE (∑REE = 1619–2133 ppm) с таким же распределением как и в карбонатитах.

Изотопная геохронология

Все типы пород Дубравинского ЩКК находятся в тесной пространственной ассоциации, являются щелочными и обязаны своему возникновению взаимосвязанным процессам в нижней коре и мантии, мы полагаем, что внедрение карбонатитов и щелочных пород было близким по возрасту. Исходя из полученных данных по геологии, изотопной и элементной геохимии, и по аналогии с другими многочисленными карбонатитовыми проявлениями, все охарактеризованные породы являются генетически связанными в рамках одного магматического события и объединяются в Дубравинский ЩКК.

При U-Pb изотопном датировании циркона, титанита, монацита и андрадита из разных пород Дубравинского ЩКК было получено несколько оценок возраста, требующих обоснованной интерпретации.

1. Возраст циркона из щелочных гранитов самый древний и составляет 2809 ± 3 млн лет. Это значение совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма, зафиксированного в палеоархейских ТТГ, метапелитах и метабазитах (Savko et al., 2018). Мы полагаем, что циркон с возрастом около 2.8 млрд лет был захвачен из пород палеоархейского фундамента Курского блока.

2. Возраст циркона из сиенитов составляет 2.59 млрд лет, и ранее был ошибочно интерпретирован как возраст образования Дубравинского ЩКК (Савко и др., 2021). Однако, значения изотопного состава Sr и Nd, пересчитанные на 2.59 млрд лет, располагаются в области нереальных для Земли величин, предполагая более деплетированные, чем DM (Sm-Nd) и UR (Rb-Sr) источники магм. Это означает, что выбранный для расчетов возраст удревнен. Следовательно, циркон унаследован из внутриплитных гранитоидов с возрастом около 2.6 млрд лет.

3. Возраст титанита 2071 ± 11 млн лет и андрадита 2075 ± 3 млн лет из щелочных пироксенитов совпадают в возрастом HT/LP зонального метаморфизма при коллизии Сарматии и Волголуралии (Savko et al., 2018). Поэтому возможно два варианта интерпретации этих возрастов: (1) возраст наложенного метаморфизма и (2) возраст магматической кристаллизации незначительно более древний чем, метаморфическое событие. Для андрадита из щелочных пироксенитов температура закрытия составляет 750–800 °C при размере зерен 100 мкм (Yang et al., 2018). Таким образом, возраст андрадита отвечает возрасту его кристаллизации из расплава.

4. В карбонатитах циркон имеет возраст 2000 ± 31 млн лет. Более молодой возраст был получен для монацита из карбонатита 1965 ± 5 млн лет. По-видимому, эти возрасты отражают последовательное закрытие системы после пика метаморфизма 2.07 млрд лет.

Тектоническая обстановка

Верхняя оценка возраста формирования Дубравинского ЩКК 2.07 млрд лет совпадает с возрастом метаморфизма, вызванного коллизией Волгоуралии и Сарматии (Savko et al., 2018). Ей предшествовал базальтовый магматизм, связанный с процессами подъема астеносферных расплавов в зоне деструкции субдуцированной океанической плиты (slab-window). Причиной отрыва слэба стало аккреционно-коллизионное взаимодействие типа вулканическая дуга - континент на окраине Курского блока и Волго-Донского орогена на рубеже около 2.1 млрд лет (Цыбуляев и др., 2021). После 2.1 млрд лет имел место короткий постколлизионный период релаксации ≈ 2.08–2.07 млрд лет, когда произошло внедрение пород Дубравинского ЩКК (рис. 1). Источником для щелочных пироксенитов и карбонатитов могли быть обогащенные протолиты из субконтинентальной литосферной мантии, сформированные при плавлении и отделении флюидов от субдуцированного океанического слэба около 2.1 млрд лет. Так как до начала субдукции

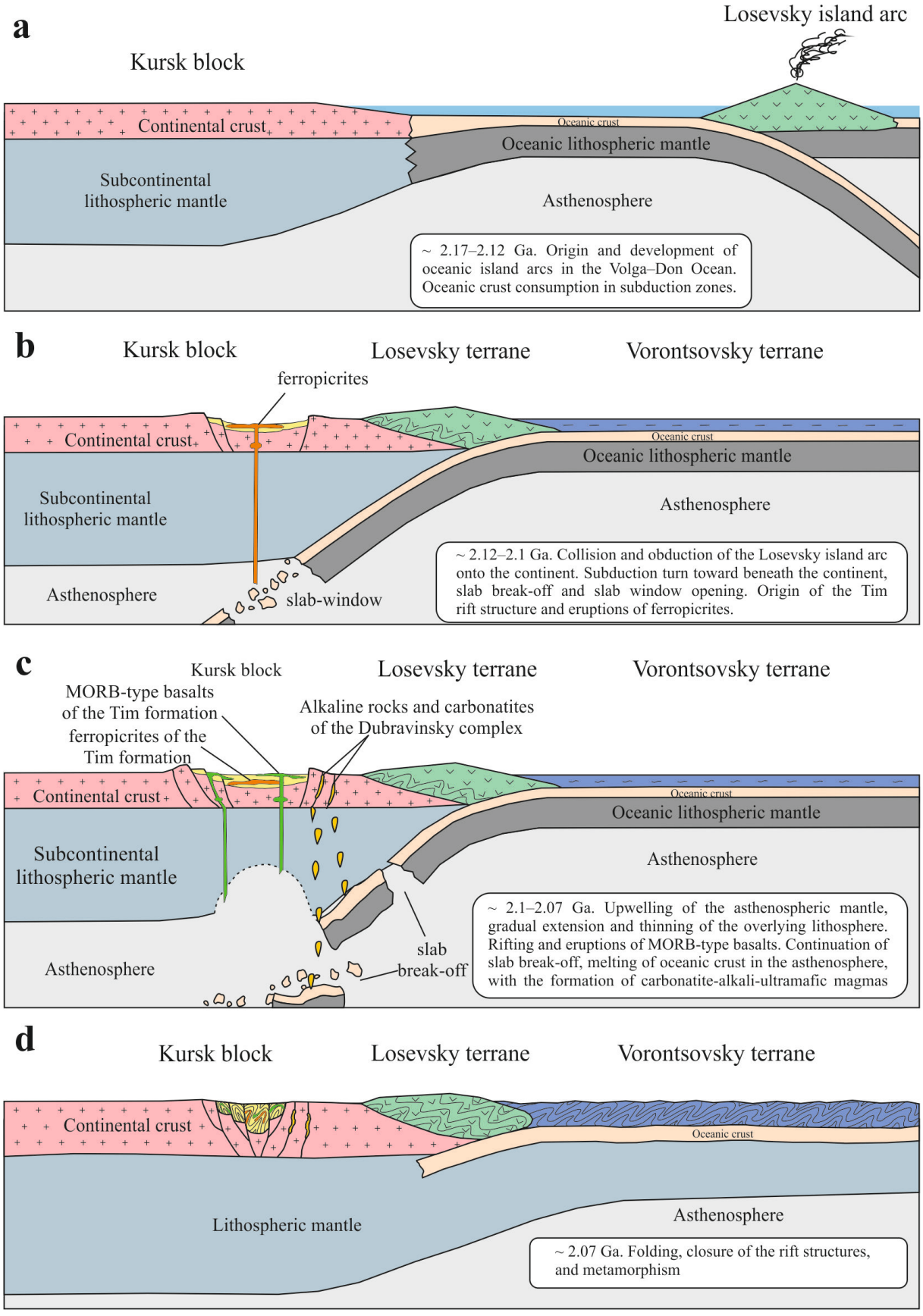


Рис. 1. Геодинамическая модель для Восточной Сарматии в период 2.17–2.07 млрд лет

Курский блок развивался в обстановке амагматичной пассивной континентальной окраины, обогащение мантийного источника произошло быстро – в течение 10–15 млн лет. Щелочные граниты и часть сиенитов являются производными корового плавления в результате взаимодействия с поднимающимися щелочно-карбонатитовыми магмами. Таким образом, их внедрение в интервале 2.08–2.07 млрд лет является продуктом магматизма в надсубдукционной обстановке.

На рубеже около 2.07 млрд лет в результате уже намного более масштабной континент-континент коллизии Волгоуралии и Сарматии в обстановке сжатия породы Дубравинского ЩКК были деформированы и метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. После завершения коллизии и переходе от тектоники сжатия к растяжению, они снова могли подвергнуться термальной переработке в результате широко проявленного постколлизионного магматизма с возрастом 2.07–2.05 млрд лет (Савко и др. 2014).

Палеопротерозойский Дубравинский ЩКК – «первая ласточка» перехода от пологой субдукции к субдукции в современном стиле

Раннедокембрийский карбонатитовый магматизм проявлен очень спорадически, из почти 600 известных на Земле комплексов известно не более 10 древнее 2 млрд лет (Yaxley et al., 2022). Наиболее изученные из них (по другим нет данных по тектонике) Туперталик (Гренландия, 3.0 млрд лет), Сиилиньярви (Финляндия, 2.6 млрд лет), Хогенаккал (Индия, 2.4 млрд лет), Палабора(ЮАР, 2.06 млрд лет), Маунт Уэлд (Австралия, 2.03 млрд лет), Тишкеозеро (1.99 млрд лет) образовались во внутриплитной обстановке под воздействием мантийных плюмов (Pirajno, 2015 и ссылки в ней). Количество карбонатитов начинает увеличиваться в неопротерозое, а их расцвет произошел в фанерозое.

Для образования карбонатитов необходимо предварительное обогащение углеродом и другими летучими веществами сублитосферной континентальной мантии (СЛКМ). Углерод не обязательно полностью поступает из субдуцированной коры, но субдукция обязательно вносит свой вклад, потому что только ювенильного мантийного углерода недостаточно для образования карбонатитов с ≈ 3 млрд лет (Dasgupta, 2013). Субдукция возможна даже в архее при потенциальной температуре мантии (Tp) на 170–200 °C выше современной. Однако в таких условиях плиты будут более нагретыми (87–100 °C, 1/2 ΔTp), чем самая горячая современная зона субдукции (Каскадия), таким образом, перемещая почти весь коровый углерод из погружающейся плиты на небольшие (например, поддуговые) глубины (Sizova et al., 2010; Dasgupta, 2013). Из-за более низких температур современные плиты более жесткие, поэтому в отличие от пологого погружения в архее, они вовлечены в глубокую субдукцию. По этой причине происходит привнос большого объема летучих компонентов (≈ 75 % для углерода) на более глубокие уровни СЛКМ (Plank and Manning, 2019). Кроме того, охлаждение мантии способствует глубокой субдукции, и летучие вещества имеют больше шансов мигрировать и накапливаться в холодной, жесткой, мощной и тугоплавкой континентальной литосфере (Sun and Dasgupta, 2019). Таким образом, как тектоника (т.е. субдукция), так и термальное состояние мантии (т.е. охлаждение) с течением времени влияли на карбонатитовый магматизм. Увеличение количества карбонатитов не означает, что они напрямую связаны с зонами субдукции современного типа, учитывая различные формы и временные масштабы переноса углерода в мантии (Sun and Dasgupta, 2019; Farsang et al., 2021). Скорее всего, это результат возрастающего притока летучих в СЛКМ в результате восходящих магматических потоков, вызванных увеличением скорости субдукции и благоприятными физико-химическими условиями в СЛКМ.

Именно субдукция является основным механизмом обогащения сублитосферной континентальной мантии, из которой впоследствии, иногда через десятки и сотни миллионов лет, за счет плюмовых, постколлизионных и других геодинамических процессов выплавляются карбонатитовые магмы. В течение архея и большей части палеопротерозоя без глубокой субдукции для обогащения летучими компонентами и охлаждения мантии карбонатиты и кимберлиты встречались редко (Liu et al., 2023). Но по мере того, как продолжалось охлаждение мантии, и при субдукции в более холодную мантию доставлялось больше летучих веществ, карбонатиты становились все более распространенными, особенно после ≈ 1 млрд лет. Таким образом, субдукция играет решающую роль в масштабе проявлений карбонатитов истории Земли.

В этом контексте хорошо задокументированный Дубравинский карбонатитовый комплекс с возрастом 2.07 млрд лет является самым ранним из известных, образовавшихся в результате субдукционно-коллизионных процессов в современном стиле: субдукция (2.17–2.1), коллизия дуга – континент (2.1–2.08) и постколлизионное растяжение (2.08–2.07 млрд лет). Он является маркером появления глубокой субдукции на Земле в палеопротерозое. С течением времени супрасубдукционные постколлизионные карбонатиты стали занимать все более заметное место наряду внутриплитными из-за все более активной субдукционной тектоники в современном стиле.

Благодарности

Работа поддержана грантом РНФ № 23-27-00007.

Литература

1. Савко К. А., Цыбуляев С. В., Самсонов А. В., Базиков Н. С., Кориш Е. Х., Терентьев Р. А., Паневин В. В. Архейские карбонатиты и щелочные породы Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // ДАН. 2021. Т. 498. № 1. С. 69–75. https://doi.org/10.31857/S2686739721050169.
2. Chakhmouradian A. R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chem. Geol. 2006. V. 235. P. 138–160. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.008.
3. Dasgupta R. Ingassing, storage, and outgassing of terrestrial carbon through geologic time // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2013. V. 75. P. 183–229. https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.7.
4. Farsang S., Louvel M., Zhao C., Mezouar M. et al., Deep carbon cycle constrained by carbonate solubility // Nature Communications. 2021. V. 12. P. 4311.https://doi.org/10.1038/s41467-021-24533-7.
5. Goodenough K. M., Deady E. A., Beard C. D., Broom-Fendley S. et al. Carbonatites and Alkaline Igneous Rocks in Post-Collisional Settings: Storehouses of Rare Earth Elements // J. Earth Sci. 2021. V. 32. No 6. P. 1332–1358. https://doi.org/10.1007/s12583-021-1500-5.
6. Hurai V., Blažeková M., Huraiová M., Siegfried P.R. et al. Thermobarometric and geochronologic constraints on the emplacement of the Neoproterozoic Evate carbonatite during exhumation of the Monapo granulite complex, Mozambique // Lithos 2021. V. 380–381. P. 105883. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105883.
7. Liu S.-L., Ma L., Zou X., Fang L., Qin B. et al. Trends and rhythms in carbonatites and kimberlites reflect thermo-tectonic evolution of Earth // Geology. 2023. V. 51. P. 101–105. https://doi.org/10.1130/G50775.1.
8. Pirajno F. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites associated mineral systems and the mantle plume connection // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1181–1216. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.008.

9. Plank T., Manning C. E. Subducting carbon // Nature. 2019. V. 574. P. 343–352. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1643-z.
10. Rukhlov A. S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // Miner. Petrol. 2010. V. 98. P. 11–54. https://doi.org/10.1007/s00710-009-0054-5.
11. Savko KA., Samsonov A. V., Kotov A. B., Sal'nikova E. B. et al. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // Precam. Res. 2018. V. 311. P. 1–23. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.04.009.
12. Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L., 2010, Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments // Lithos. 2010. V. 116. P. 209–229. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.028.
13. Sun C., Dasgupta R. Slab-mantle interaction, carbon transport, and kimberlite generation in the deep upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2019. V. 506. P. 38–52. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.028.
14. Tichomirowa M., Grosche G., Gotze J., Belyatsky B. V., Savva E. V., Keller J., Todt W. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province – Alteration versus primary magmatic signaturess // Lithos. 2006. V. 91. P. 229–249. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.019.
15. Yang Y. H., Wu F. Y., Yang J. H., Mitchell R. H. et al. U–Pb age determination of schorlomite garnet by laser ablation inductively coupled plasma Mass spectrometry // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2018. V. 33. P. 231–239. https://doi.org/10.1039/C7JA00315C.
16. Yaxley G. M., Anenburg M., Tappe S., Decree S., Guzmics T. Carbonatites: Classification, Sources, Evolution, and Emplacement // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2022. V. 50. P. 261–293. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.071

Особенности состава оливина из магматической брекчии (трубка взрыва г. Намуайв, Хибинский Массив)

Л. В. Сазонова [1], Н. М. Лебедева [2], А. А. Носова [2], А. В. Каргин [2], В. О. Япаскурт [1], Д. Р. Шайхутдинова [1, 2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, e-mail: sazonovalv52@mail.ru

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: namil@mail.ru

Введение

Ультрамафические лампрофировые и близкие к ним примитивные щелочно-ультраосновные породы даек и трубок представляют особый интерес при исследованиях в крупных магматических провинциях, так как приближены к составам расплавов, в отличие от пород фракционированных крупных массивов, в значительной степени представленных кумулатами. Инициальные и кульминационные стадии развития крупных магматических провинций привлекают большее внимание исследователей, чем финальные эпизоды магматизма. Это касается и Кольской щелочной провинции (КЩП), в которой финальному эпизоду магматизма – формированию лампрофировых трубок взрыва, прорывающих Хибинский массив нефелиновых сиенитов, посвящена детальная, но всего одна работа (Арзамасцев и др., 2005). В то же время расплавы, формирующие эти трубки, характеризуют эволюцию мантийных источников и транспортных каналов после масштабного магматического события – становления КЩП.

С этой точки зрения породы трубки Намуайв, прорывающие сиениты Хибинского массива, представляет особый интерес. В настоящем сообщении мы рассмотрели составы оливина из музейного образца ИГЕМ РАН – сквозного минерала всех лампрофировых даек и трубок КЩП, что позволило сопоставить породы трубки Намуайв с лампрофирами основных этапов магматизма КЩП и определить источники расплавов и ксеногенного материала в них.

Петрографическая характеристика пород (мончикит-щелочнопикритовая кластолавы) трубки Намуайв

В керне скважины, пройденной по трубке взрыва на г. Намуайв (Хибинский массив), изучена магматическая брекчия (кластолава) сложного щелочно-пикрит-ультрамафического состав, петрографическое описание которой приведено в (Шайхутдинова и др., данный сборник). Текстура породы выглядит нечетко-комковатой, обломочной (рис. 1). Она состоит из обломков вмещающих пород Хибинского массива и, вероятно, обломков мантийных пород; обломков и мегакристов минералов; магмакластов разного состава, которые сцементированы магматическим микрозернистым цементом (матриксом) с фенокристами. Магмакласты не имеют четких границ, так как, вероятно, происходило интенсивное смешение расплавов двух типов и частичная ассимиляция ими вмещающих пород. Магматический цемент возникал при быстрой кристаллизации из гибридных расплавов. В тонко- микрозернистой, частично измененной массе матрикса сложно отличить микрообломки от зерен, кристаллизующихся из расплава.

Матрица и основная масса магмакластов на разных участках меняются по набору минералов и является в этом отношении крайне неоднородными. Минеральные ассоциации меняются как постепенно, так и резко на площадях в первые мм^2 и меньше.

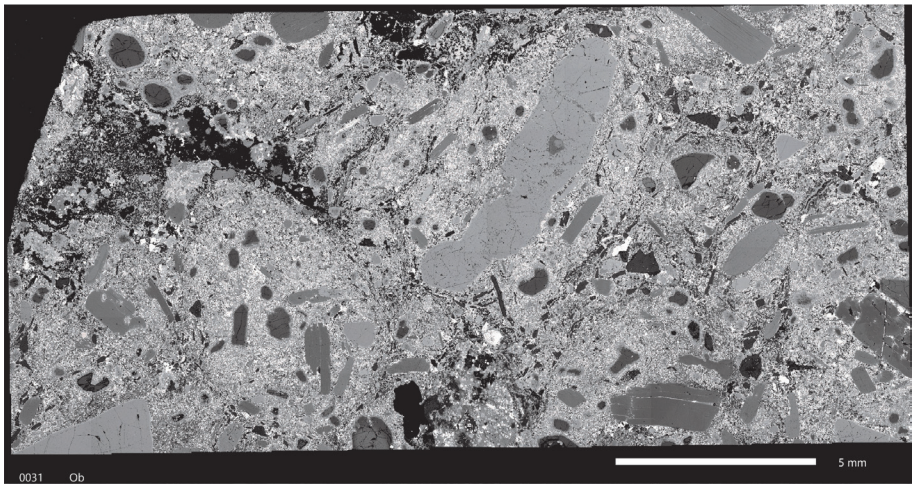


Рис. 1. Фрагмент магматической брекчии из трубки взрыва на г. Намуайв (Хибинский массив)

Методы

Состав оливинов определяли в Лаборатория локальных методов исследования вещества МГУ им. М. В. Ломоносова на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JSM-6480LV. Анализ проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе токе 300 нА и диаметре зонда 3 мкм. Все элементы измеряли по Ka1 линии. Калибровка зонда проводилась многократно с использованием природных и синтетических стандартов. Расчет поправок осуществлялся по протоколу JEOL ZAF .

Результаты

Включения оливина в породе по внешнему облику и составу можно разделить на три группы: I группа – фенокристы оливина; II группа – зерна оливина с высокожелезистыми ядрами, сложно зональные; III группа – зерна оливина с высокомагниевыми и высоко-Ni-ми ядрами.

Оливины I группы, как правило, субидиоморфны, или идиоморфны. Они образуют кристаллы, близкие к изометричным или вытянутым шестиугольникам и имеют размеры до 0.5 мм. Они имеют прямую зональность: состоят из более магнезиального ядра и тонкой краевой железистой зоны. Их ядра имеют Mg# 0.90, близкие значения содержаний Ni, Mn, Al, Ca, но могут различаться по содержанию Cr, Ti. По содержанию Ni и Mg# совпадают с необластами из деформированного перидотита трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2017), которые находились в равновесии с высоко Fe-Ti карбонатно-силикатным расплавом. Краевые зоны фенокристов показывают устойчивый тренд к уменьшению Ni, Ti, Mn.

Оливины II группы обладают округленно-оплавленными, часто корродированными очертаниями. Их размеры составляют от первых сотен мкм до 1 мм. Такие оливины, как правило, имеют сложную зональность. Относительно железистые ядра с Mg# 0.86–0.85 составляют от 90 до 30 % зерен. Часто очертания ядер расплывчаты, границы со следующей, более магнезиальной (промежуточной) зоной нечеткие. На РЭМ хорошо виден диффузионный переход на контакте светло–серого ядра и промежуточной зоны. Зерна этой группы имеют краевые железистые зоны. Ядра оливинов II по составу соответствуют оливинам лампрофиров КЩП (дамтьернитов, меланефелинитов и мончикитов, Vozniak et al., 2023), но промежуточные зоны изменяют свой состав в направлении состава ядер оливина I группы, а далее – их краевые зоны имеют такой же тренд изменения, как и оливины I группы.

Оливин III группы имеет размеры от первых десятков мкм до 500 мкм. Форма зерен корродированная. Ядра имеют Mg# 0.90–0.91 и характеризуются высокими содержаниями Ni, Cr, пониженными содержаниями – Mn, Ca. Первичную форму и размеры зерен восстановить трудно так как они интенсивно замещаются по краям агрегатом (коронами) тонкокристаллических клинопироксена и флогопита, иногда с титаномагнетитом.

Промежуточные диффузионные зоны показывают тренды изменения, которые стремятся, как и промежуточные зоны оливинов II типа, к составам ядер фенокристов I группы, а далее их кристаллизация (краевые зоны) идет по тому же тренду, что и кристаллизация краевых зон оливинов I и II групп (рис. 2).

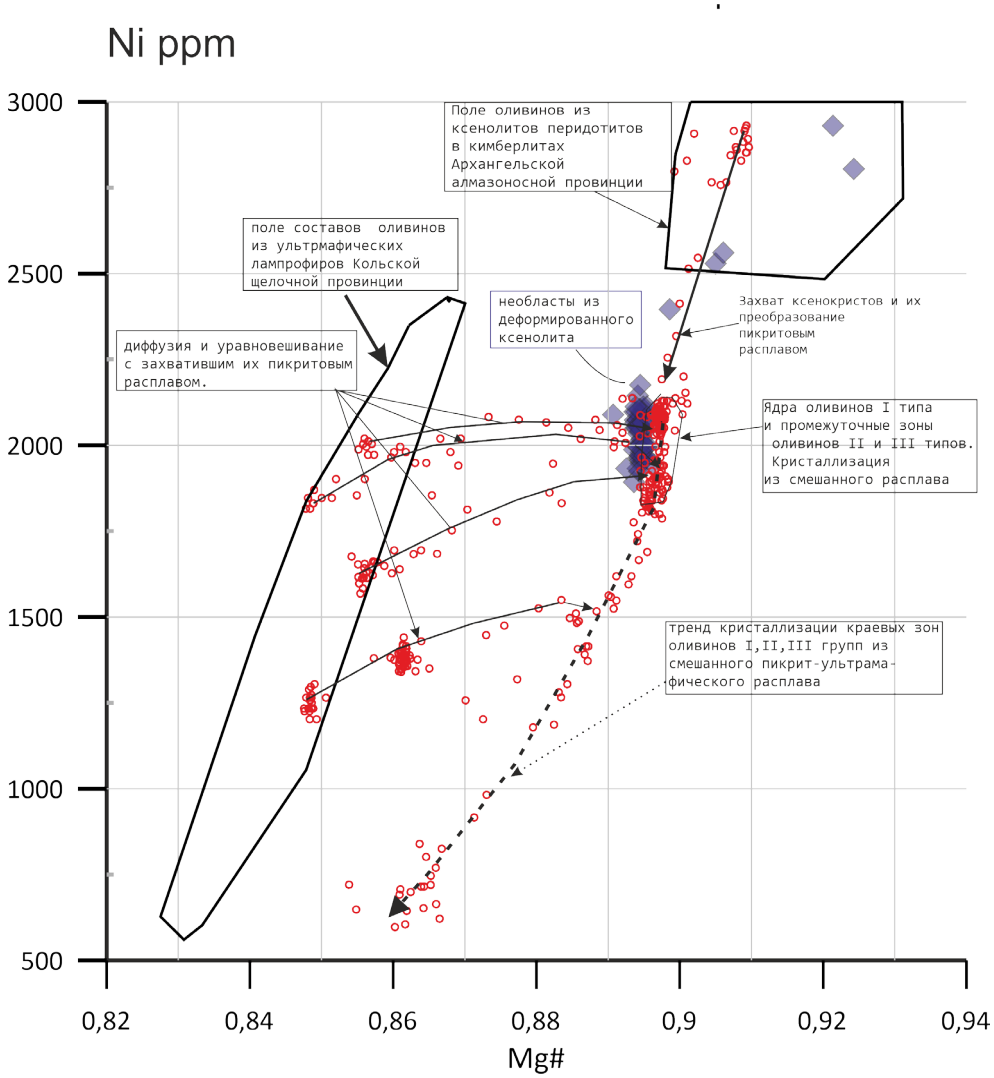


Рис. 2. Изменение трендов кристаллизации зерен оливина разных групп на примере соотношения Mg#-Ni

Обсуждение

На основании морфологии, состава, характера зональности и взаимоотношений с вмещающим матриксом, мы предлагаем следующую интерпретацию происхождения оливинов трех выделенных групп.

Идиоморфные оливины с прямой зональностью (группа I) представляют собой фенокристы, кристаллизовавшиеся из расплава, близкого к равновесному с мантийным субстратом. Эти оливины более магнезиальные, чем оливины из лампрофиров дайковых роев основного этапа магматизма КЩП (Vozniak et al., 2023), что может указывать на прекращение функционирования глубинных камер, в которых происходило фракционирование расплавов, и поступления по транспортным каналам примитивного неэволюционированного расплава.

Оливины группы II с обратной зональностью наиболее вероятно, представляют собой антекристы. Составы их Fe-обогащенных ядер близки к оливинам из лампрофиров даек основного этапа магматизма КЩП (Vozniak et al., 2023), Эти ядра сохранились как реликтовые, были захвачены из пород/расплавов в разной степени фракционированных, исходно они кристаллизовались из эволюционировавшего расплава, продуцировавшего ультрамафические лампрофиры и щелочно-ультрамафические массивы КЩП. Их краевые зоны кристаллизовались из гибридного расплава, а промежуточные зоны возникали при за счет диффузии и уравновешивании с захватившим их пикритовым расплавом.

Оливины группы III имеют ксеногенную природу. Ядра этих зерен соответствуют по составу оливину мантийных ксенолитов из лампрофиров КЩП (Beard et al., 2007) и кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции (Сазонова и др., 2015) (рис. 2). Переходная зона в них формировалась за счет взаимодействия с захватившим их высокомагнезиальным пикритовым расплавом, а краевые зоны – из гибридного расплава.

Выводы

Изучение оливинов из мончикит-щелочнопикритовой кластолавы трубки Намуайв показало, что:

– в процессе ее становления происходило смешение магматического материала двух расплавов, близких по составу пикритовому и щелочному лампрофиру, что подтверждает выводы, полученные из петрографических наблюдений;

– сохранность в оливинах зональности и переходных зон диффузионного выравнивания составов указывает на очень быстрое протекание процессов внедрения расплавов, происходившее, вероятно, в режиме растяжения;

– на финальном этапе магматизма КЩП, вероятно, произошло прекращение функционирования глубинных камер, в которых происходило фракционирование расплавов, и на поверхность поступали расплавы, близкие к первичным, в отличие от основного этапа магматизма провинции, на котором лампрофировые дайки формировались фракционированными расплавами.

Благодарность

Работа была поддержана из средств гранта 23-77-01052.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Беляцкий Б. В., Травин А. В., Арзамасцева Л. В., Царев С. Е. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология. 2005. Т. 42. № 3. С. 1–23.
2. Сазонова Л. В., Носова А. А., Каргин А. В., Борисовский С. Е., Третяченко В. В., Абазова З. М., Грибань Ю. Г. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. С. 251–284. https://doi.org/10.7868/S086959031503005X.

3. Шайхутдинова Д. Р., Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Арзамасцев А. А. Петрографические признаки смешения магматических расплавов в трубке взрыва Намуайв (Хибинский массив, Кольская щелочная провинция). 2023. Данный сборник.
4. Beard A. D., Downes H., Mason P. R. D., Vetrin V. R. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from spinel lherzolite and wehrlite xenoliths // Lithos. 2007. V. 94. P. 1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.002.
5. Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Pervov V.A., Minevrina E.A., Khvostikov V.A., Burmii Z.P. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // Geosci. Front. 2017. V. 8, P. 653–669. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001.
6. Vozniak A. A., Kopylova M. G., Peresetskaya E. V., Nosova A. A., Sazonova L. V., Anosova M. O. Olivine in lamprophyres of the Kola Alkaline Province and the magmatic evolution of olivine in carbonate melts // Lithos. 2023. 448–449, 107149 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107149.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.072

Летучесть хлора во флюиде системы C-O-(H)-NaCl буферируемая реакцией с шпинелью при PT параметрах кумулуса ультрабазит-базитовых интрузий

А. Г. Симакин [1], О. Ю. Шапошникова [1], В. Н. Девятова [1], Г. В. Бондаренко [1], О. Д. Тютюнник [2], С. И. Исаенко [2], Д. Д. Еремин [2]

[1] Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, e-mail: simakin@iem.ac.ru

[2] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: nmlab@geokhi.ru

[3] Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: s.i.isaenko@gmail.com

[4] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Введение

Современные магматические системы, связанные с мантийными плюмами: Канарская, Исландская, Йелоустонская – характеризуются существенно углекислым флюидом, к которому вода примешивается в Земной Коре. Нет оснований считать, что на высокотемпературной стадии формирования ультрабазит-базитовых интрузий и связанных с ними месторождений, в частности ЭПГ, приуроченных к гигантским магматическим провинциям (LIP) флюид содержал значительное количество воды. Мы изучили процессы взаимодействия шпинели и маловодного флюида с хлором (мольная доля воды $XH_2O \approx 0.1$) при PT параметрах кумулуса ультрабазит-базитовых интрузий и низкой летучести кислорода < QFM. Представляется, что именно эти условия отвечают основной стадии формирования позднемагматических – ранне-постмагматических малосульфидных месторождений ЭПГ, связанных с LIP.

Хлору, наиболее распространенному галогену, придается особое значение при формировании малосульфидных месторождений ЭПГ (Boudreau et al., 1986). Действительно, растворимость платины и золота велики в хлорсодержащих средах (флюиде, расплаве хлоридов) при высокой летучести кислорода (Shmulovich et al., 2018). При высоких PT параметрах интрузивного кумулуса и низкой летучести кислорода около QFM/QFM-2 = CCO самородная платина образует стабильные во флюидной фазе карбонилы (Simakin et al., 2021). С участием хлора возможно образование карбонила с катионной формой платины ($PtCl_2(CO)$), увеличивающее ее растворимость во флюиде.

Условия экспериментов

Опыты проводились на УВГД при P = 200 МПа и T = 950 °C в платиновых, золотых и палладиевых ампулах. Флюид генерировался смесью $FeCO_3$ и MgC_2O_4 в различной пропорции, которые разлагаются при нагревании с выделением CO и CO_2. В некоторых экспериментах добавлялся магнетит и хромшпинель (Рай-Из, П.Урал). В качестве источника хлора использовался NaCl. Оксалат магния при умеренных условиях дегидратации (T = 230 °C, 4 часа) сохраняет порядка 4 мас. % воды. Общее содержание воды во флюиде составляло до 13 мол. %. Доля CO во флюиде уменьшалось в результате реакций с участием NaCl, увеличивая летучесть кислорода, которая оставалась близкой и ниже QFM. В некоторых экспериментах наблюдалось образование углерода, в других только битумов.

Образование активной формы хлора в маловодном флюиде

В маловодной системе при низкой летучести кислорода NaCl является инертным компонентом по отношению к благородным металлам. Летучесть хлора в равновесии

с NaCl более чем на 20 порядков меньше летучести хлора в равновесии с хлоридами платины и палладия (см. рис. 1). Однако, NaCl реагирует с магнетитом и хромшпинелью, типичных минералов базитовых интрузий, с образованием хлоридов переходных металлов:

$$6NaCl + Fe_3O_4 + 4CO = 3FeCl_2 + CO_2 + 3Na_2CO_3 \quad (1)$$

$$4NaCl + MgCr_2O_4 + 3CO = MgO + 2CrCl_2 + 2\,Na_2CO_3 + CO_2 \quad (2)$$

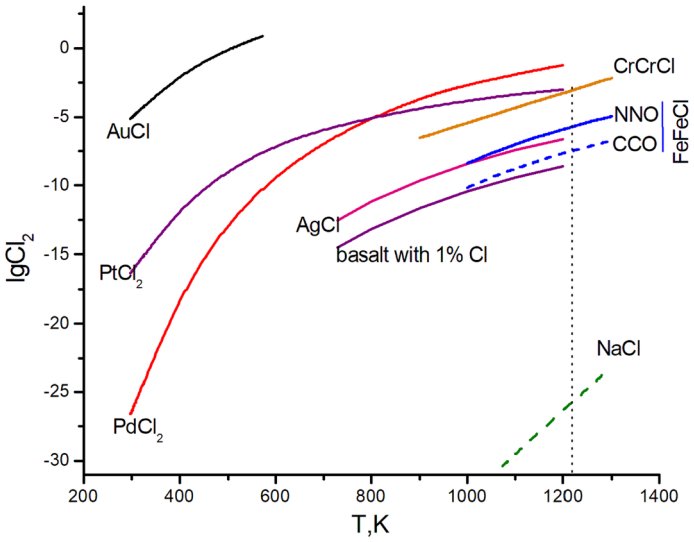


Рис. 1. Летучести хлора равновесные в паре металл-хлорид, рассчитанные с использованием термодинамической базы данных (Barin, 1995). Отдельно показана летучесть хлора, обеспечивающая содержание хлора порядка 1 мас. % в сухом расплаве базальта при 1400 °C (Thomas and Wood, 2021). Также показаны летучести хлора отвечающие равновесиям $FeCl_3$-$FeCl_2$ (FeFeCl) при летучестях кислорода равных NNO и CCO и $CrCl_3$-$CrCl_2$ (CrCrCl

Реакции (1, 2) описывают образование дихлоридов. Образование трихлоридов можно описать окислением дихлоридов в результате реакций с участием флюида. Такая система реакций может не соответствовать механизму взаимодействия, но достаточна для описания равновесного состояния. Для полного термодинамического расчета реакций (1, 2), нужно установить какие соединения натрия формируются в результате обменных реакций. Помимо соды могут образовываться соли органических кислот (например, муравьиной кислоты).

При высокой температуре ди и трихлориды $FeCl_2$-$FeCl_3$ и $CrCl_2$-$CrCl_3$ буферируют летучесть хлора в результате реакций:

$$MeCl_3 = MeCl_2 + 1/2Cl_2 \quad (3)$$

Важно учитывать состояние хлоридов при PT условиях интересующих нас. $FeCl_3$ легкоплавкая соль с температурой кипения 307 °C, она присутствует как компонент флюида, $FeCl_2$ участвует в равновесии (3) в виде расплава. Летучесть $FeCl_3$ можно выразить как функцию летучести кислорода в присутствии магнетита. На рисунке 1 нанесена летучесть хлора как функция температуры при двух летучестях кислорода. Летучести хлора в железосодержащей системе достаточно высоки. При fO_2 = QFM-2 летучесть хлора (fCl_2) отвечает летучести обеспечивающей содержание хлора в базальтовом расплаве на уровне порядка 1 мас. %. При более высокой летучести кислорода она отвечает буферу Ag-AgCl, в магматических условиях такая fCl_2 вызывает образование несмесимых расплавов хлоридов магния и железа и силикатной жидкости. Эти данные предварительные, прежде всего потому, что в расплав $FeCl_2$ содержит другие хлориды.

$CrCl_3$ тугоплавкое соединение с $T_{пл}$ = 1152 °C, а $CrCl_2$ плавится в условиях экспериментов, но не кипит ($T_{кип}$ = 1120 °C), поэтому для пары чистых хлоридов хрома летучесть хлора фиксирована (см. рис. 1) и приближается к летучести Pt-$PtCl_2$. Расчетная летучесть кислорода в равновесии с $MgCr_2O_4$ близка к QFM. Как и в случае хлоридов железа,

эти расчеты носят предварительный характер, поскольку не учитывают, прежде всего, состав расплава хлоридов и возможное комплексо-образование в расплаве в системе NaCl-$MeCl_n$.

Экспериментальные данные

Проведено несколько серий экспериментов: 1) по одноампульной методике для изучения механизмов реакций при генерации флюида 2) по двухампульной методике с флюидной ловушкой для оценки растворимости благородных металлов во флюиде. В данном сообщении мы приводим результаты первой серии экспериментов. Принципиально важным компонентом, образующимся в результате обменных реакций (1, 2) является сода. Методами μ-Рамановской спектроскопии нами обнаружен $NaHCO_3$. Также методом μ-Рамановской спектроскопии обнаружены водные хлориды железа. Съемка велась при двух энергиях лазера: в Ин-те Геологии УрО РАН при 1.2 μW и в ИЭМ РАН при 22 μW. При малой энергии лазера хлориды железа на магнетите хорошо разрешаются (см. рис. 2). При большой энергии лазера при измерении происходит разложение $FeCl_3$ с образованием различных трудно идентифицируемых оксигидратов и оксихлоридов. Одновременно при этом образуется необычная форма нанодисперсного углерода с параметрами приближающегося к Q-углероду (один D-пик sp3 гибридизированного углерода при полном отсутствии G пика sp2 углерода) и различные органические соединения. В Рамановском спектре пики хлоридов хрома и возможно оксихлоридов хрома сливаются в одну полосу с максимумом примерно при 300 $см^{-1}$.

Микрозондовое изучение образцов оксидной матрицы, продукта генерации флюида в опытах с $FeCO_3$, Fe_3O_4 не позволило идентифицировать отдельные микрофазы. По суммарному содержанию Na, Cl, Fe можно предположить наличие хлоридов железа и карбоната натрия в продуктах опытов. Изучение состава природной хромшпинели

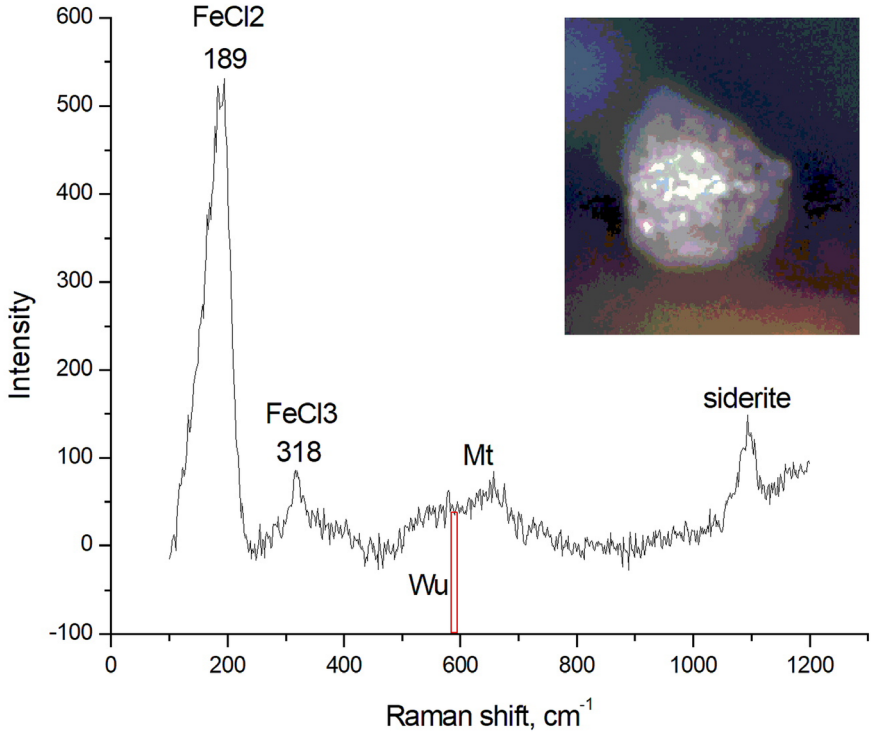


Рис. 2. μ-Рамановский спектр продуктов реакции магнетита и NaCl в эксперименте. Также присутствует линия неразложившегося сидерита, источника флюида. Линии вюстита и магнетита сливаются в сплошную полосу

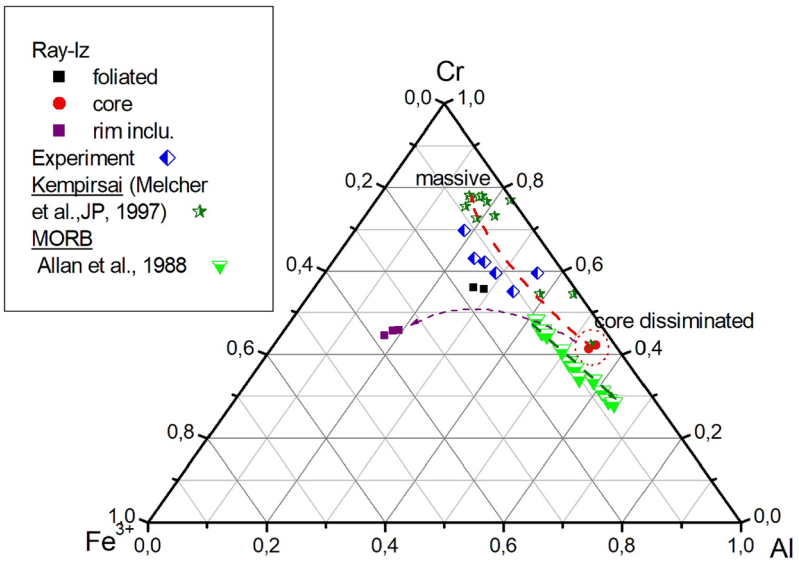


Рис. 3. Составы хромшпинели из массива Рай-Из использованной в экспериментах. При взаимодействии с флюидом наблюдается смещение состава от исходных составов foliated, core в сторону состава массивных руд Кимперсайского массива (Melcher et al., 1997). Для сравнения нанесен противоположно направленный тренд фракционной кристаллизации хромшпинели из расплава MORB (Allan et al., 1998), он характеризуется сильным падением содержания Cr^{3+} и незначительным Fe^{3+}

(Рай-Из, П. Урал) до и после эксперимента показало смещение состава в сторону обогащения хромом при сохранении низкого содержания Fe^{3+} за счет взаимодействия с флюидом. Эти наблюдения подтверждают представление о постмагматической природе массивных хромититов из интрузива Рай-Из и родственного ему Кимперсайского месторождения (Melcher et al., 1997). Тренд «флюидного» хромита противоположен тренду фракционной кристаллизации хромшпинели из магмы MORB (Allan et al., 1988) (см. рис. 3). Составы хромистого магнетита (рис. 3), образующего оторочку хромшпинели, отвечают стадии серпентинизации ультрабазитов.

Обсуждение результатов

Mathez et al., (1989) рассчитали состав маловодного флюида в системе C-O-H-Cl и предсказали высокое содержание Cl_2 и $COCl_2$ порядка 5 мол. % в нем при содержании воды порядка 10 мол. % (как в наших экспериментах). С учетом полученных нами результатов, очевидно, что за счет взаимодействия флюид-порода летучесть хлора понижается на много порядков. Что более важно, для оценки насколько высока летучесть хлора, нужно сравнивать ее с экспериментально и термодинамически обоснованной шкалой. При 950 °C в системе с хлоридами железа при низкой летучести кислорода fCl_2 буферируется на максимально возможном для магматических систем уровне, выше которого происходит расслоение магмы с образованием расплава хлоридов магния и железа. В системе с хлоридами хрома летучесть хлора может приближаться к уровню устойчивости $PtCl_2$.

Также важно отметить, что в среде исследователей механизма образования малосульфидных месторождений ЭПГ в ультрабзаит-базитовых и ульртабазит-щелочных ин-

трузивах сложилось предположение о высоководном составе флюида. Оно основано на наблюдениях состава флюидных низкотемпературных включениях в минералах. Для рифа Меренского (Бушвельд, ЮАР) это флюидные включения в кварце состава CO_2-CH_4-H_2O-NaCl. В тоже время даже в вулканологии (малые времена) ставится под сомнение возможность сохранения флюидного состава в расплавных включениях в кварце при выдержке более нескольких дней-недели при T ≈700–800 ° C. Маловодный состав флюида и большое отношение порода/флюид представляются более реалистичными для начального высокотемпературного постмагматического этапа рудообразования.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке из средств гранта РНФ № 23-27-00252.

Литература

1. Allan J. F., Sack R. O., Batiza R. Cr-rich spinels as petrogenetic indicators; MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific // American Mineralogist. 1988. V. 73. No 7–8. P. 741–753.
2. Barin I. Thermochemical data of pure substances. Weinheim; New York: VCH, 1995. 1885 p.
3. Thomas R. W. and Wood B. J. The chemical behaviour of chlorine in silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2021. V. 294. P. 28–42. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.11.018.
4. Boudreau A. E., Mathez E. A. and McCallum I. S. Halogen Geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: Evidence for Transport of the Platinum-Group Elements by Cl-Rich Fluids // Journal of Petrology. 1986. V. 27. No 4. P. 967–986.https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.967.
5. Mathez E. A., Dietrich V. J., Holloway J. R. and Boudreau A. E. Carbon Distribution in the Stillwater Complex and Evolution of Vapor During Crystallization of Stillwater and Bushveld Magmas // Journal of Petrology. 1989. V. 30. No 1. P. 153–173. https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.153.
6. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T. V. Stumpfl E. F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // Journal of Petrology. 1997. V. 38. No 10. P. 1419–1458. https://doi.org/10.1093/petroj/38.10.1419.
7. Shmulovich K.I., Bukhtiyarov P.G. & Persikov E.S. Gold Dissolution in Dry Salt Melts in the Presence of SiO_2 as a Function of $P(O_2)$ // Geochem. Int. 2018. V. 56. P. 240–245. https://doi.org/10.1134/S0016702918030084.
8. Simakin A., Salova T., Borisova A.Y., Pokrovski G.S., Shaposhnikova O., Tyutyunnik O., Bondarenko G., Nekrasov A., Isaenko S.I. Experimental Study of Pt Solubility in the CO-CO2 Fluid at Low fO2 and Subsolidus Conditions of the Ultramafic-Mafic Intrusions // Minerals. 2021. V. 11. P. 225. https://doi.org/10.3390/min11020225.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.073

CSD и сопряженная зональность нефелина, лопарита и апатита в нефелиновых породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива

С. Н. Соболев [1], Ю. А. Михайлова [2]

[1] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: ssn_collection@bk.ru

[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: j.mikhailova@ksc.ru

Введение

Основной объем Ловозерского массива сложен породами, так называемого дифференцированного комплекса, состоящего из пологопадающих слоев (или ритмов) щелочных пород. Каждый ритм представляет собой последовательность (сверху вниз): луяврит (мезо-/меланократовый нефелиновый сиенит) – фойяит (лейкократовый нефелиновый сиенит) – фоидолит (уртит или ийолит). Горизонты фоидолитов обозначают номерами, отражающими их положение в разрезе дифференцированного комплекса (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972). Фоидолиты локально обогащены лопаритом, вплоть до промышленных концентраций, а также минералами группы апатита. В данной работе представлены результаты исследования распределения по размерам (CSD-анализ) зерен нефелина, апатита и лопарита из уртитовых горизонтов (или пачек) I-4, II-4, II-5, II-7, опробованных в северной и северо-западной частях массива. Для рассмотренных минералов также описана картина сопряженной зональности.

CSD-анализ нефелина

Распределения зерен нефелина по размерам представлены на рис. 1. Положение изученных образцов уртитов в разрезе отмечено на рис. 1 и считается от пегматитового горизонта для пачек I-4, II-5 и от рудного горизонта для пачки II-4. Для зерен нефелина характерна форма простой укороченной гексагональной призмы, с примерным отношением сторон 1:1,5:1,5. При данном соотношении сторон аппроксимирующего эллипсоида стереологическая коррекция в программе CSDCorrections (Higgins, 2000) дает хорошее совпадение объемных долей минерала рассчитанных по CSD и наблюдаемых в шлифе.

Можно отметить несколько особенностей CSD нефелина, некоторые из которых оказываются общими для трех рассмотренных пачек I-4, II-4, II-5. В рудоносной пачке I-4 (рис. 1 а) три из пяти распределений являются бимодальными, т. е. состоят из двух линейных сегментов. Самый нижний образец, содержащий наименьшее количество мел-

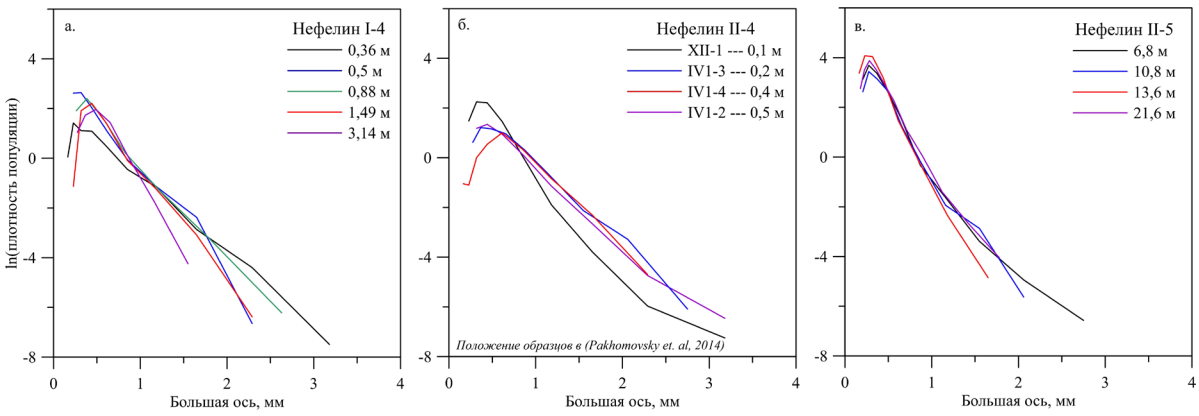


Рис. 1. CSD нефелина из горизонтов I-4, II-4, II-5

кой фракции нефелина, характеризуется логлинейным распределением этого минерала. Верхний образец, переходный к фойяитам также имеет логлинейное распределение зерен нефелина по размеру, но с более крутым наклоном.

В рудоносной пачке II-4 (рис. 1 б) получены в основном логлинейные CSD нефелина, за исключением наиболее приближенного к рудному слою образца. В нем CSD бимодальное, что обусловлено, в том числе, присутствием в шлифе большого участка занятого пойкилитовыми кристаллами эгирина, включающими мелкий нефелин. Если для рассмотрения взять только основную массу за пределами пойкилитового эгирина, она все еще оказывается контрастной с остальными образцами пачки и демонстрирует сходство с верхним (0.5 м) из них. В целом картина в пачке II-4 оказывается пока не ясной, в том числе и после визуального осмотра большой подборки шлифов. Причиной этого можно предполагать ее сложное строение, например, ветвление рудоносного горизонта, что можно наблюдать в карьере на горе Карнасурт.

Пачка II-5 отличается по строению от двух предыдущих, не содержит лопарит, но обогащена апатитом. В основании пачки находится согласный расслоенности пегматит мощностью до 2.7 м, за ним следует около 3 м фойяитов, которые сменяются уртитами. Уртиты здесь мощные (около 22 м), характеризуются довольно однородным CSD нефелина по разрезу (рис. 1 в). Распределения тяготеют к бимодальной форме, при этом доля малой популяции обычно существенно больше, чем крупной и в целом нарастает вверх по разрезу, как и в пачке I-4. В II-5 наиболее ярко из трех рассмотренных пачек проявлена бимодальность и внутреннего строения нефелина. Так, крупные кристаллы либо во всей своей массе, либо только в ядрах содержат рассеянные включения игольчатого эгирина, который считается продуктом распада твердого раствора (Mikhailova et al., 2022). Мелкая популяция визуально от эгирина чиста. Возвращаясь к пачке I-4, где лишь некоторые CSD нефелина бимодальны, отметим, что нефелин мелкой популяции без включений хотя и присутствует, но в подчиненном количестве.

CSD-анализ лопарита и апатита

Лопарит в пачках I-4 и II-4 имеет в основном логнормальное CSD (рис. 2 а, б). Нами использованы в основном пересчитанные данные из работы (Pakhomovsky et al., 2014) и некоторые собственные измерения. На графиках представлены только наиболее богатые лопаритом образцы из рудного горизонта.

В целом наклон CSD лопарита более крутой в пачке II-4 по сравнению с I-4, что отмечено как уменьшение среднего диаметра в работе (Pakhomovsky et al., 2014). Заметна корреляция поведения лопарита и эгирина в урттитах. Так в горизонте I-4 лопарит содержит обильные включения, а эгирин кристаллизуется в виде тонкозернистых игольчатых местами радиально-лучистых агрегатов, которые образуют гнезда среди нефелина. В горизонте II-4, где лопарит включений почти не содержит, для эгирина характерен другой облик, он образует крупные ойкокристы до нескольких сантиметров в длину с многочисленными включениями нефелина. Лопарит, изученный в трех образцах горизонта II-7 (рис. 2 в), где он рассеян в породе совместно с апатитом, имеет в двух случаях бимодальное CSD, а в одном логнормальное. Поскольку в урттитах II-7 лопарита мало по сравнению с рудными горизонтами I-4, II-4 сравнение их CSD может быть осложнено и данные пока недостаточны для интерпретации. Стоит отметить, что в образцах с высот -0.05 и 0 лопарит и апатит часто имеют две контрастные по составу зоны, что очевидно сопряжено с бимодальным CSD лопарита. Бимодальная зональность лопарита отмечается во многих работах (Mitchell, Chakhmouradian, 1996; Kogarko et al., 2002; Сук и др., 2013;,

Pakhomovsky et al., 2014), но пока на наш взгляд недостаточно охарактеризована, что ставит задачу дальнейшего его изучения.

К вопросам о структурной позиции эгирина и включениях в лопарите стоит отметить, что примерно в 30 м ниже по разрезу от II-4 находится очень мощный горизонт уртитов II-5, который может служить своеобразным изолятором, о чем косвенно говорит наличие под ним мощного пегматита. В тоже время, ниже I-4 лежит 105 м фойяитов и луявритов, а ниже I-1 (обратимся к данному слою только здесь) находится 60 м фойяитов и луявритов. В обоих горизонтах проявлен игольчатый эгирин, а лопарит содержит включения, причем в I-4 наиболее обильно.

В уртитах II-5 изучены CSD апатита (рис. 2 г). Его распределения, так же, как и распределения нефелина в этом горизонте, оказываются собраны в довольно компактный пучок с пересечением всех четырех функций в одной точке. Так же как и у нефелина вариации распределений не имеют ясной корреляции с высотой в разрезе. Слабые вариации структурных характеристик апатита и нефелина могут носить случайный шумовой характер. Интересно, что в CSD апатита тоже намечается слабая бимодальность, а при рассмотрении внутреннего строения минерала выявляются минимум две зоны контрастные по составу. Это коррелирует с картиной по нефелину в тех же образцах.

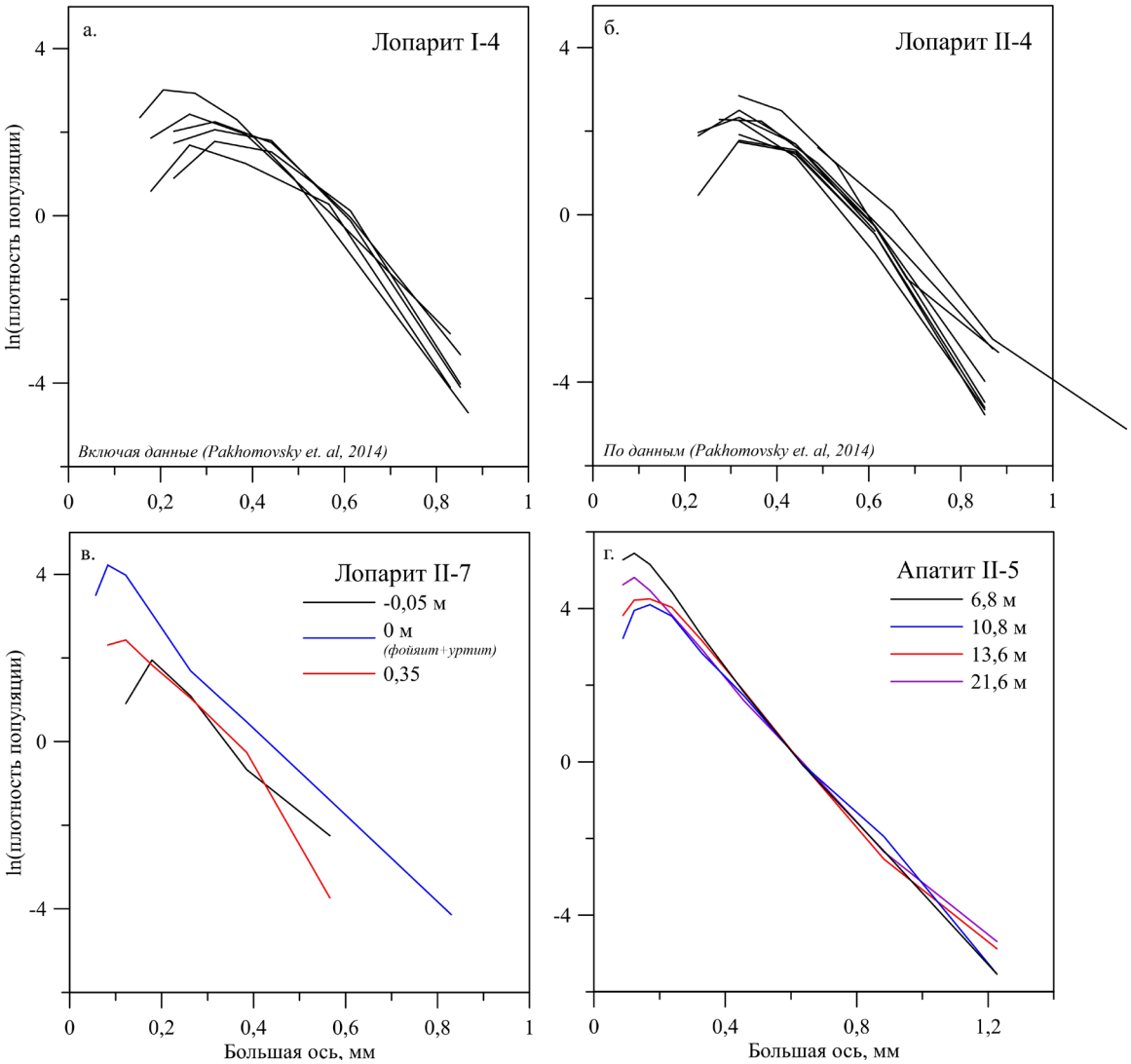


Рис. 2. а, б, в – CSD лопарита из горизонтов I-4, II-4, II-7; г – CSD апатита из горизонта II-5

Выводы и возможные интерпретации

Полученные данные, а также планируемые исследования обобщены в таблице 1. Первый вывод, который можно сделать на основе данных представленные выше, как по форме распределений по размерам, так и по характеру зональности – это наличие коррелированного между собой поведения нефелина, лопарита и апатита. Это значит, что минералы, если они совместно встречаются в породе, имеют относительно синхронную историю кристаллизации.

Есть два главных возможных механизма образования бимодального CSD: механический, реализуемый в процессе смешения или сортировки, и ростовой с ускорением нуклеации при ускорении кристаллизации. Установлению механизма может помочь оценка относительных мощностей уртитов внутри пачки I-4, где внизу лежат породы с логлинейным CSD, среднюю часть занимают бимодальные CSD, а в верхней части снова находятся уртиты с логлинейным CSD (более крутым относительно нижних). На первый взгляд сортировка действительно имеет место, но она вторична по отношению к ростовому образованию бимодального CSD, так как нижний и верхний горизонты, обогащенные соответственно крупным и мелким нефелином, существенно менее мощные, чем основная часть пачки характеризующаяся бимодальным CSD. Аргументом в пользу ростового механизма выступает и яркая сопряженная зональность апатита и лопарита. Дополнительно сортировка предполагается для лопарита, исходя из наблюдений за вариациями его гранулометрии по разрезу горизонтов I-4 и II-4, где в основании рудного горизонта содержится более крупный лопарит, а вверх по разрезу средний размер его уменьшается (Pakhomovsky et al., 2014). Простейшим объяснением ускорения кристаллизации может быть внедрение магмы, несущей интрателлурические фазы, в относительно холодную раму, однако такое предположение требует более детального обоснования.

Таблица 1. Общая информация о горизонтах нефелиновых пород

Горизонт	Мощность уртитов, м	CSD ◙ получено, ○ план			Зональность + есть, ? – не проверялась			Включения в лопарите + есть, – нет	Позиция эгирина
		Nph	Lop	Ap	Nph	Lop	Ap		
I-1	7	○	.		+	?		+	мз, ойко
I-4	3	◙	◙		+–	?		+	мз
II-4	>2	◙	◙		+	+		–	ойко
II-5	22*	◙		◙	+		+		ойко
II-7	>1	○	◙	○	+	+	+	–	ойко
III-1	?	○	.		+				ойко

Примечание. * сделана поправка мощности с учетом падения слоя, в остальных случаях указана видимая мощность.

Судя по логнормальной форме CSD лопарита можно предположить укрупнение популяции вследствие дорастания крупных кристаллов за счет растворения мелких, однако есть альтернативная гипотеза. В лопарите может быть проявлен эффект скелетного роста (Mikhailova et al., 2023), в пользу чего говорит обилие включений. В таком случае, ранние кристаллы сначала быстро наращивают диаметр, но вырастают неполнообъемными. В некоторый момент, когда кристаллизация замедляется, вместо дальнейшего увеличения диаметра кристалла, заполняются углубления и полости на поверхности индивида, до приведения его в полногранный вид. Эволюция CSD при этом может прий-

ти к формам подобным логнормальным, когда образуется загиб вниз в правой части распределения. Противоречие вносит сходство CSD лопарита из I-4 и II-4, в первом с включениями, а во втором без. Хотя в первом все же есть намек на большее отклонение от логлинейной формы (рис. 2 а), а, следовательно, и более интенсивный рост скелетов. Скелетный рост, конечно, не гарантированно будет означать образование включений, полости могут быть полностью залечены, но он может при этом отражаться в зональности в обоих типах пород. Если в II-4 нет включений, но был скелетный рост, его признаки может быть даже легче найти, при детальном рассмотрении зональности крупных кристаллов.

Важно рассмотреть точку зрения, которая предполагает в каждой пачке наиболее позднюю кристаллизацию рассматриваемых минералов и уртитов в целом (Михайлова и др., 2022). Гипотеза поддерживается, в том числе обилием в лопарите включений минералов гидротермальной ассоциации (Mikhailova et al., 2023), и трендами эволюции минералогических индикаторов фракционирования: эгирина (Di→Aeg); амфибола (Ca, Al→Na, Si); эвдиалита (Fe→Mn), сверху вниз в пачке (Михайлова и др., 2022). С одной стороны эти тренды поддерживают гипотезу кристаллизации сверху вниз, а с другой имеется наблюдение, что захваченные во включения в лопарите минералы гидротермальной ассоциации далеко не всегда встречаются рассеянными во вмещающей породе (Mikhailova et al., 2023). Это ставит вопрос к гипотезе фракционной кристаллизации магмы сверху вниз в каждом слое. В таком случае более подробное рассмотрение зональности нефелина, апатита и лопарита, обусловленной присутствием минимум двух генераций этих минералов, а так же учет соотношения данных генераций могут приблизить к пониманию процесса образования расслоенности в дифференцированном комплексе Ловозера.

В заключение отметим, что захват включений гидротермальной ассоциации может говорить, например, о прикровлевой кристаллизации лопарита на первом этапе. Такое объяснение в частности привлекается для интерпретации природы включений кислого стекла, сульфидов и апатита в ядрах некоторых кристаллов плагиоклаза из троктолитовых кумулатов Йоко-Довыренского массива (Соболев, 2022). Захват гидротермальной ассоциации может происходить, когда у кровли скапливается избыточная флюидная фаза (всплывание пузырей), в случае если магма ей насыщена. Реверсивный тренд составов эгирина, амфибола и эвдиалита может быть проявлением эффекта краевой зоны (или краевой реверсии), наблюдаемого во многих расслоенных интрузивах нормальной щелочности (Latypov, 2015).

Литература

1. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
2. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
3. Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А., Калашников А. О., Яковенчук В. Н. Формирование расслоенности Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия): новые данные // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 222–226. http://dx.doi.org/10.31241/FNS.2022.19.041.
4. Соболев С. Н.. Петроструктурные маркеры в кумулатах и их генетическое значение // Материалы конференции Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН. 2022. С. 101–104
5. Сук Н. И., Котельников А. Р., Вирюс А. А.. Кристаллизация лопарита в щелочных флюидно-магматических системах // Геология и геофизика. 2013. № 54(4). С. 569–588.

6. Higgins, M. D. Measurement of crystal size distributions // American Mineralogist. 2000. V. 85(9). P. 1105–1116. https://doi.org/10.2138/am-2000-8-901.
7. Kogarko L. N., Williams, C., Woolley, A.. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1–24. https://doi.org/10.1007/s710-002-8213-2.
8. Latypov, R. Basal Reversals in Mafic Sills and Layered Intrusions // Layered Intrusions. Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., Tegner, C. (eds). 2015. 748 p. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1_6.
9. Mikhailova J. A., Aksenov S. M., Pakhomovsky Y. A., Moine B. N., Dusséaux C., Vaitieva Y. A., Voronin M. Iron in Nepheline: Crystal Chemical Features and Petrological Applications // Minerals. 2022. V. 12(10). P. 1257. https://doi.org/10.3390/min12101257.
10. Mikhailova J. A., Pakhomovsky Y. A., Selivanova E. A., Kompanchenko A. A. Polymineralic Inclusions in Loparite-(Ce) from the Lovozero Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia): Hydrothermal Association in Miniature // Minerals. 2023. V. 13(6). P. 715. https://doi.org/10.3390/min13060715.
11. Mitchell R. H., Chakhmouradian A. R.; Compositional variation of loparite from the Lovozero alkaline complex, Russia // The Canadian Mineralogist. 1996. V. 34(5). P. 977–990.
12. Pakhomovsky Y. A., Ivanyuk G. Y., Yakovenchuk V. N. Loparite-(Ce) in rocks of the Lovozero layered complex at Mt. Karnasurt and Mt. Kedykvyrpakhk // Geol. Ore Deposits. 2014. V. 56. P. 685–698. https://doi.org/10.1134/S1075701514080054.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.074

Индикаторы неопротерозойского плюмового магматизма на Северном Тимане

А. А. Соболева, В. Л. Андреичев, О. В. Удоратина
Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: aa_soboleva@mail.ru

Введение

На самом северном окончании Тиманской гряды в районе мыса Большой Румяничный, устья р. Румяничная, сопок Крайний, Малый, Большой Камешки и Сопок Каменных выходят на поверхность неопротерозойские кислые, средние и основные интрузивные магматические породы нормальной, умеренно-щелочной и щелочной серий. На этом относительно небольшом (около 600 км^2) участке представлены долериты, габбро-долериты, оливин-керсутитовые габбро, щелочные габброиды, биотит-амфиболовые щелочные и нефелиновые сиениты, лейкократовые биотитовые граниты и граносиениты (Ивенсен, 1964; Мальков, 1972; Костюхин, Степаненко и др., 1987). Они образуют жилы, дайки и небольшие (до 15 км^2) массивы, имеющие интрузивные контакты с метатерригенными породами неопротерозойской барминской серии и перекрытые нижнесилурийскими известняками.

Предшествующие представления

Фрагментарная обнаженность магматических тел, не всегда отчетливые контакты, взаимоотношения магматитов между собой и с вмещающими породами, наличие постепенных переходов между интрузивными породами разного состава и противоречивые K-Ar датировки оставили к началу XXI в. нерешенной проблему возраста и истории магматизма Северного Тимана. Одни исследователи считали, что гранитоиды являются наиболее древними породами, а сиениты формировались позже как самостоятельные интрузии, прорванные еще более молодыми щелочными габброидами (Ивенсен, 1964), или входили вместе со щелочными габброидами в состав ликвационных расслоенных комплексов (Скрипниченко, 1978). Другие геологи предполагали одновозрастность гранитоидов и сиенитов (Мальков, 1972; Смирнов, 1982). Существовала точка зрения о принадлежности габброидов, сиенитов и гранитоидов к единой формации (Черный и др., 1972; Костюхин, 1983; Костюхин, Степаненко, 1987).

Возраст пород по результатам U-Pb датирования циркона

На протяжении всей истории исследования магматических комплексов Северного Тимана считалось, что все досилурийские массивы этой территории имеют общее происхождение. Предполагалась их связь с завершающим этапом байкальского тектоно-магматического цикла (Костюхин, 1983; Костюхин, Степаненко, 1987). Однако полученные за последние 20 лет результаты U-Pb (SIMS) датирования циркона (табл. 1) позволяют выделить на Северном Тимане два этапа неопротерозойского магматизма. На первом этапе в криогении в интервале 727–723 млн лет формировались высокотитанистые габбро-долериты и умеренно-щелочные лейкограниты А-типа, слагающие интрузивные тела на Сопках Каменных. Выходы магматических пород второго, эдиакарского, этапа более многочисленны. К ним относятся тела оливин-керсутитовых габбро, сиенитов и нормальных, умеренно-щелочных и щелочных гранитов, выходящие на поверхность на мысе Большой Румяничный (613–614 млн лет), интрузивы габбро-долеритов, умеренно-щелочных и щелочных гранитов А-типа, обнажающиеся на сопке Большой

Камешек (613–617 млн лет), и сиениты сопок Крайний Камешек и Малый Камешек (598–602 млн лет).

Таблица 1. U-Pb (SIMS) цирконовые возрасты магматических пород Северного Тимана

Этап	Массив	Порода	Возраст, млн лет	Источник
I	Сопки Каменные	Габбро-долерит	726 ± 8	Андреичев и др., 2023
		Гранит	727 ± 7, 723 ± 6	Andreichev et al., 2020
II	Мыс Большой Румяничный	Оливин-керсутитовое габбро	614 ± 2	Larionov et al., 2004
		Сиенит	613 ± 7	Larionov et al., 2004
		Гранит	614 ± 11	Andreichev et al., 2020
	Большой Камешек	Габбро-долерит	617 ± 6	Larionov et al., 2004
		Гранит	613 ± 6	Andreichev et al., 2020
	Крайний Камешек	Сиенит	602 ± 5	Соболева и др., 2021
	Малый Камешек	Сиенит	598 ± 17	Соболева и др., 2021

Интерпретация

Локализация интрузивов в пределах пассивной Тиманской окраины Балтики, небольшой размер тел, щелочная направленность магматизма, обогащенность пород калием, титаном, редкими землями, ниобием, иттрием и торием свидетельствуют о континентальной внутриплитной природе магматизма (Andreichev et al., 2020; Андреичев и др., 2023). По времени формирования габбро-долериты и гранитоиды первого этапа коррелируются с возрастом Франклинской крупной магматической провинции (LIP) в северной Канаде 725–715 млн лет и одновозрастной Иркутской LIP в южной Сибири (Ernst et al., 2016), возникновение которых связано с ранней стадией распада неопротерозойского суперконтинента Родиния (Torsvik et al., 1996; Li et al., 2008 и др.). Габброиды, сиениты и граниты второго этапа могли образоваться при завершении распада этого суперконтинента в эдиакарии (Torsvik et al., 1996; Li et al., 2008 и др.), когда происходило разделение Балтики и Лаврентии и раскрытие океана Япетус, сопровождавшееся подъемом нескольких мантийных плюмов и формированием долгоживущей (615–555 млн лет) магматической провинции Центрального Япетуса (CIMP) (Ernst, Bleeker, 2010 и др.).

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» Института геологии Федерального исследовательского центра «Коми научный центр» УрО РАН, ГР № 122040600012-2.

Литература

1. Андреичев В. Л., Соболева А. А. Возраст габбро-долеритов массива Сопки Каменные (Северный Тиман) по результатам U-Pb (SIMS) датирования циркона // Труды XX Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 3–4 апреля 2023. (В печати).
2. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука, 1964. 126 с.
3. Костюхин М. Н. Геология и петрогенезис габбро-сиенит-гранитной ассоциации Северного Тимана // Труды ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1983. Вып. 41. С. 63–82.
4. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

5. Мальков Б. А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.
6. Смирнов М. Ю. Петрология сиенит-гранитоидного комплекса Северного Тимана: автореф. дис. ... к.г.–м.н. Л., 1982. 22 с.
7. Соболева А. А., Андреичев В. Л., Удоратина О. В. Неопротерозойский плюмовый магматизм Северного Тимана // Петрология и геодинамика геологических процессов. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН. 2021. Т. 3. С. 92–94.
8. Andreichev V. L., Soboleva A. A., Udoratina O. V. et al. Granites of the Northern Timan – probable indicators of Neoproterozoic stages of Rodinia breakup // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11. Issue 2. P. 10–28. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0470.
9. Ernst R. E., Bleeker W. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the present // J. Earth Sci. 2010. V. 47. P. 695–739. . https://doi.org/10.1139/E10-025.
10. Ernst R. E., Hamilton M. A., Soderlund U., Hanes J. A., Gladkochub D. P., Okrugin A. V., Kolotilina T., Mekhonoshin A. S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K. L., Chamberlain K. R., Didenko A. N. Long-Lived Connection between Southern Siberia and Northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9 (6). P. 464–469. https:// doi.org/10.1038/ngeo2700.
11. Larionov A. N., Andreichev V. L., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D.G., Pease V. Geol. Soc. London. Mem. 2004. V. 30. P. 69–74. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07.
12. Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A. S., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I. C. W., Fuck R. A., Gladkochub D. P., Jacobs J., Karlstrom K. E., Lu S., Natapov L. M., Pease V., Pisarevsky S. A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, Configuration, and Break-Up History of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research. 2008. V. 160 (1–2). P. 179–210. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021.
13. Torsvik T. H., Smethurst M. A., Meert J. G., Van der Voo R., McKerrow W. S., Brasie M. D., Sturt B. A., Walderhaug H. J. Continental Break–Up and Collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews. 1996. V. 40 (3–4). P. 229–258. https://doi.org/10.1016/0012-8252(96)00008-6.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.075

Нефелиновые сиениты-миаскиты Ильменогорского комплекса, Южный Урал: предварительные данные минералогии, геохимии, Rb-Sr и Sm-Nd изотопии

Е. С. Сорокина [1], А. Б. Немов [2], Е. В. Медведева [2]

[1] Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: esorokina@geokhi.ru

[2] Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, e-mail: mev_62@inbox.ru

Введение

Ильменогорский миаскитовый массив (ИММ), расположенный в южной части Ильмено-вишневогорского комплекса (ИВК), сложен преимущественно уникальными разновидностями нефелиновых сиенитов, названных миаскитами (коэф. агпаитности < 1) из-за локализации вблизи г. Миасс, Челябинской области. Присутствие этих щелочных пород существенно влияет на минеральное разнообразие комплекса, в том числе обуславливает наличие редкоземельно-редкометальной минерализации на данной территории. Несмотря на практическую значимость, массив является во многом недоизученным с минералогической и изотопно-геохимической точек зрения, а теории его образования остаются во многом дискуссионными.

Нами были выделены разновидности нефелиновых сиенитов-миаскитов ИММ, исследованы химических состав пород (петрогенные и микро-примесный элементы) и отдельных минеральных зерен разновидностей, впервые получены Rb-Sr и Sm-Nd метки в целью определения генетической природы образования данных пород.

Краткое геологическое описание

Комплекс щелочных пород ИВК представлен Ильменогорским (на юге) и Вишневогорским (на севере) миаскитовыми массивами, соединенными Центральной Щелочной Полосой (ЦЩП) интенсивно дислоцированных щелочных пород сиенитового состава. Последние включают в себя тела карбонатитов, метасоматитов, а также глыбообразные (будинированные) тела метаморфических и магматических пород. Ильменогорский миаскитовый массив (ИММ) каплевидной формы размером 18×4.5 км.

Были выделены 6 разновидностей нефеленовых сиенитов – миаскитов, которые расположены разных участках ИММ. Так, на западе комплекса локализуются преимущественно амфиболовые миаскиты. Восточная часть выполнена биотитовыми миаскитами. Центральная область ИММ сложена чередующимися пластообразными телами миаскитов и фенитизированных пород. Среди миаскитовых разновидностей этой области выделяются пироксен-амфиболовые (сандыиты – в западной части) и гранат-амфиболовые (фирситы), реже – жильные тела альбитизированных миаскитов, секущих вмещающие амфиболовые миаскиты. В районе развития ЦЩП встречаются линзовидные тела биотитовых миаскитов субмеридионального простирания. Все породы ИММ, включая миаскиты, интенсивно проработаны поздними тектоно-метаморфическими процессами. Изотопно-геохимические исследования миаскитов указывают на два этапа в формировании пород: 460–420 млн лет время образования или внедрения миаскит-карбонатитового расплава (Kramm et al., 1983; Недосекова, 2012); 280–220 млн лет коллизионные процессы, связанные с заложением регионального сдвига (Kramm et al., 1983; Недосекова, 2012; Краснобаев и др., 2016; Sorokina et al., 2021)

Краткие минералогические и изотопно-геохимические характеристики пород

Были выделены 6 разновидностей нефелиновых сиенитов-миаскитов (см. выше). Основными минералами-концентраторами РЗЭ в данных разновидностях являются апатит, ильменит, титанит, ортит, бастнезит, пирохлор, монацит, анкилит, эшинит и банальсит.

Среди разновидностей миаскитов, пироксен-амфиболовые разности (сандыиты) являются наиболее перспективными на редкоземельную минерализацию (содержание РЗЭ – до 1000 г/т). В отличие от других разновидностей, валовые РФА анализы показали их недосыщенность по алюминию (Al_2O_3 – 13.4–21 мас. %) и кремнию (44 – 53.2 мас. %) при обогащении титаном (TiO_2 – 1–3.2 мас. %), магнием (MgO – 0.8–3.1 мас. %), железом ($Fe_{общ}$ – 6–12 мас. %) и кальцием (CaO – 3.6–9.3 мас. %). Подобные особенности пород связаны с их минеральным состав, где преобладают эгирин (до 35 об. %) и тарамит (до 35 об. %) при более низких количества ортоклаза-микроклина (до 15 об. %). В подчиненных количествах находится альбит и нефелин. Среди акцессорных минералов выделяется титанит (кол-во Nb_2O_3 и Ce_2O_3 до 1 мас %), фторапатит и Ce-алланит, обогащенный ЛРЗЭ (до 20–30 мас. %), ильменит, циркон и кальцит (рис. 1).

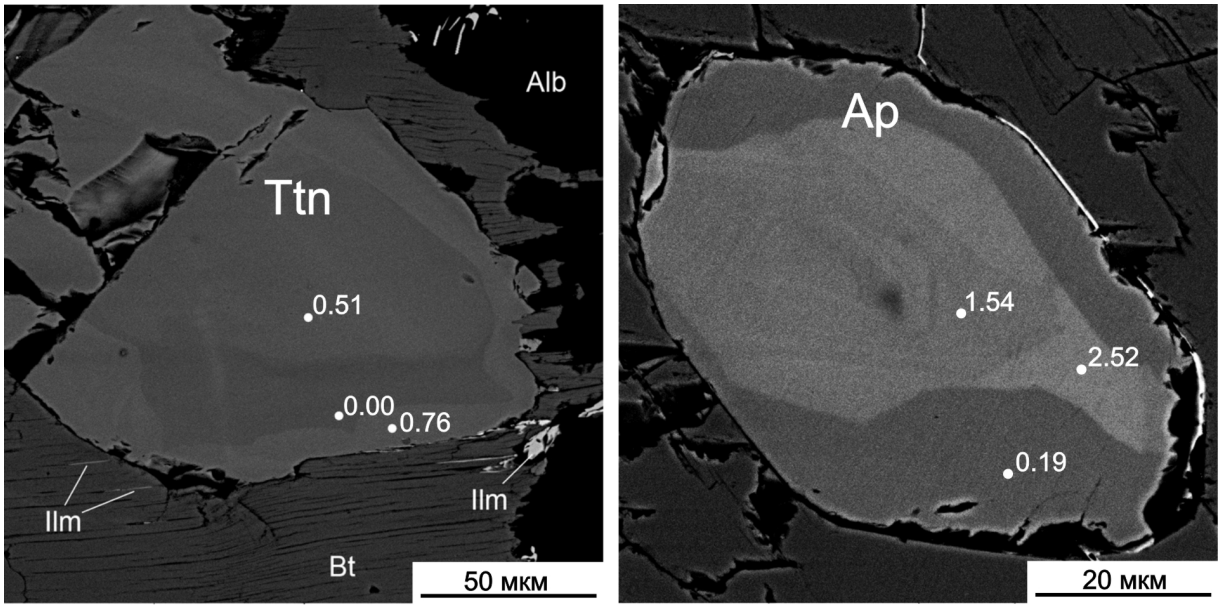


Рис. 1. Изображения в обратно-рассеянных электронах зональных зерен титанита (левый снимок) и апатита (правый снимок). Ttn – титанит, Ap – апатит, Ilm – ильменит, Bt – биотит, Alb – альбит. Точки и значения показаны для содержаний Ce_2O_3 в титаните и суммы REE_2O_3 в апатите (значения в мас. %)

В проанализированных пробах миаскитов количество Sr варьировало от 393 до 808 μg/g, Rb 19.82 – 42.8 μg/g, Sm 0.3 – 0.6 μg/g, Nd 2.2 – 4.3 μg/g. Начальные изотопные отношения стронция, пересчитанные на Rb-Sr возраст образования миаскитов 450 млн лет $^{87}Sr/^{86}Sr_{(450\ Ma)}$ (по Kramm et al., 1983) составили 0.70372 to 0.70385. Значения эпсилон ниодима $\varepsilon Nd_{(450\ Ma)}$, пересчитанные на этот же возраст, варьировали от -0.5 до -1.2. Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(450\ Ma)}$ и $\varepsilon Nd_{(450\ Ma)}$ свидетельствую о мантийном источнике флюидов, участвовавших в образовании миаскитов ИММ, и близки к таковым, полученным ранее по более северным разностям пород из ИВК (Sorokina et al. 2021).

Миаскиты характеризуются обогащением LREE по сравнению с HREE на диаграмме, нормализованной к хондриту, положительной аномалией по Eu, связанной, вероятно, с наличием полевых шпатов в составе пород. При этом общее содержание REE мень-

ше по сравнению с ранее проанализированными разностями, отобранными из северных участков ИВК (Недосекова и др., 2009). На диаграммах отношения распределения химических элементов к примитивной мантии наблюдаются отчетливая отрицательная аномалия по Nb при положительной аномалии Pb, которые характеризуют породы континентальной коры (Hofmann, 1997). Таким образом, химические элементы значительно фракционировали при последующих тектоно-метаморфических событиях и не могут быть использованы в качестве маркеров генезиса миаскитовой магмы.

Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта Минобрнауки ГМ-НИР-01-2023 от 3 июля 2023г.

Литература

1. Краснобаев А. А., Вализер П. М. Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал) // Геохимия. 2016. № 9. С. 797–813. https://doi.org/10.7868/S0016752516070050.
2. Недосекова И. Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.
3. Недосекова И. Л., Владыкин Н. В., Прибавкин С. В., Банова Т. Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 157–181.
4. Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. No 6613. P. 219–229.. https://doi.org/10.1038/385219a0.
5. Kramm U., Blaxland A. B., Kononova V. A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplasement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // Journal of geology. 1983. V. 91. P. 427–435.
6. Sorokina E. S., Botcharnikov R., Kostitsyn Yu. A., Rösel D., Häger T., Rassomakhin M. A., Kononkova N. N., Somsikova A. V., Berndt J., Ludwig T., Medvedeva E. V., Hofmeister W. Sapphire-bearing magmatic rocks trace the boundary between paleo-continents: a case study of Ilmenogorsky alkaline complex, Uralian collision zone of Russia // Gondwana research. 2021. V. 92. P. 239–252. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.001.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.076

Геохимические особенности редкометалльного месторождения щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви Кольский п-ов

Н. В. Сорохтина [1], Б. В. Беляцкий [2] , Т. А. Липницкий [1]

[1] Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: nat_sor@rambler.ru

[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Введение

Дифференцированные щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы уникальны по набору геохимически контрастных пород, с ними связаны месторождения с многокомпонентным составом руд. Задача настоящего исследования – геохимическая и минералогическая характеристика пород редкометалльного месторождения Нескевара щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви, изучение эволюции редкометалльной минерализации и закономерностей концентрирования редкометалльных и редкоземельных элементов (РЗЭ) в процессе дифференциации карбонатитового расплава.

Эволюция редкометалльной минерализации

Редкометалльная минерализация в породах комплекса проявлена неравномерно, наиболее перспективен участок Нескевара, где в пироксенитах развиты перовскит-магнетитовые, а в фоскоритах и карбонатитах − редкометалльные руды (Афанасьев, 2011). Породы карбонатитовой серии на участке занимают больший объем, чем породы щелочно-ультраосновного ряда, и формируются в несколько магматических и карботермальную стадий. Акцессорные редкометалльные парагенезисы фоскоритов и карбонатитов эволюционируют от ранних к средним магматическим стадиям, на которых формируется основной объем редкометалльных руд. Перовскит, шорломит и бадделеит, Ti-Zr минералы с преимущественно рассеянным состоянием редких металлов и РЗЭ, закономерно сменяются на – кальциртит, цирконолит и минералы гр. пирохлора, т. е. Zr-Nb минералы. На поздних карботермальных стадиях при внедрении доломитовых карбонатитов в фоскориты и карбонатиты ранних стадий, редкометалльная минерализация формируется как из гидротермального флюидонасыщенного раствора, так и за счет преобразования первичных комулятивных Ti-Zr-Nb минеральных фаз. В ассоциациях появляются циркон, бельковит, минералы гр. франконита и лабунцевита (Субботин, 1998; Сорохтина и др., 2019). Пирохлор − главный рудный минерал месторождения, его содержание в породах может достигать 10 об. %. Ранние кумулятивные генерации пирохлора характеризуются концентрической зональностью распределения Nb, Ta, Ti, U, Ca, РЗЭ, многочисленными минеральными включениями породообразующих карбонатов, тетраферрифлогопита, фторапатита и магнетита; реликтовых − бадделеита, цирконолита, Nb-рутила, ильменита; поздних − Sr-Ca-Ba карбонатов, флюорита, цирконосиликатов, галенита, сфалерита и пирита. При воздействии карботермальных растворов пирохлор преобразуется, появляется диффузная зональность, краевые части зерен замещаются минералами гр. франконита, цирконом, поздними генерациями пирохлора с дефицитом суммы катионов в позиции *A* и с повышенным содержанием Th, Ba, Sr и Si, в позиции *Y* F замещается на (OH)-группу или H_2O. Эволюция состава пирохлора проходит согласно реакциям замещения: $2Ti^{4+}+(Th,U)^{4+} \rightarrow Nb^{5+}+Ca^{2+}$; $Ta^{5+} \leftrightarrow Nb^{5+}$; $(Th,U)^{4+}$+вакансия $\rightarrow 2Ca^{2+}$; $2Ca^{2+} \rightarrow Ba^{2+}+Sr^{2+}$ и характерна для щелочных пород и карбонатитов интрузивного генезиса. Для пирохлора из Вуориярви типичным является уменьшение содержания Pb и Th/U отношения от ранних карбонатитов к поздним (Сорохтина и др., 2019).

Геохимия пород

Магматические породы месторождения обогащены несовместимыми элементами как относительно примитивной мантии, так и первичного щелочно-ультраосновного расплава (рис. 1). Высокие содержания высокозарядных элементов и РЗЭ характерны для кумулятивных породообразующих и акцессорных фаз пироксенитов комплекса, например, Zr в пироксене, Nb и РЗЭ в перовските, Nb и Th в ильмените, РЗЭ в перовските и апатите (Chakhmouradian, 2006; Арзамасцев, Арзамасцева, 2013). Породы карбонатитовой серии содержат редких металлов и РЗЭ на порядок больше, чем первичный щелочно-ультраосновной расплав и его производные. Максимальные концентрации редких металлов установлены в кальцит-тетраферрифлогопитовых фоскоритах: Nb − 16000, Th − 2800 и Zr − 4000 мкг/г, а РЗЭ − 25800 мкг/г в кальцит-доломитовых карбонатитах.

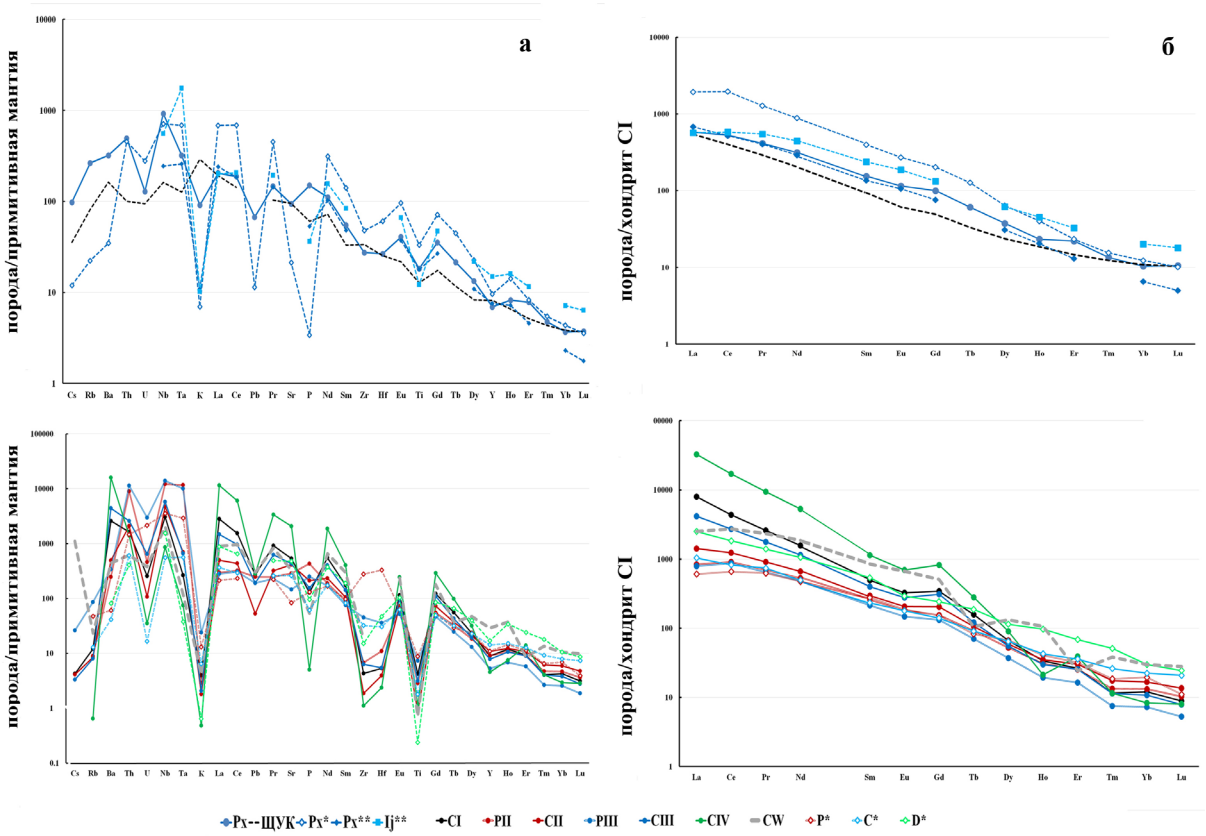


Рис. 1. Распределение редких (а) и РЗЭ (б), нормализованное к примитивной мантии и к углистому хондриту (Palme, O'Neill, 2014) в породах комплекса Вуориярви. Оригинальные данные для пироксенитов (Px), фоскоритов (PII-III) и карбонатитов (CI-IV) разных стадий формирования редкометалльного месторождения Нескевара; *, ** – литературные данные для пироксенитов, ийолитов (Ij), фоскоритов (P) и карбонатитов (C, D) комплекса Вуориярви (Арзамасцев и др., 2001; Арзамасцев, Арзамасцева, 2013 Brassinnes et al., 2005; Zaitsev et al., 2015), ЩУК – первичный расплав для щелочно-ультраосновных комплексов КЩП (Арзамасцев, Митрофанов, 2009), CW – кальцитовые карбонатиты мира (Woolley, Kempe, 1989)

Конфигурации спектров распределения несовместимых элементов и РЗЭ для фоскоритов и карбонатитов редкометалльного месторождения аналогичны спектрам пироксенитов комплекса, но амплитуда отрицательных и положительных аномалий больше. Фоскориты средних стадий формирования максимально обогащены высокозарядными элементами, сосуществующие с ними карбонатиты близки по содержанию Th, Nb

и Ta к фоскоритам других участков комплекса. Величина отношения Nb/Ta в изученных фоскоритах соответствует среднему значению для фоскоритов мира. Фоскориты являются начальными выплавками обогащенного высокозарядными элементами карбонатитового расплава, где на ликвидусе в рудных количествах кристаллизуются редкометалльные фазы. Изменение величины Nb/Ta отношения (от 5 до 460) от обедненных акцессорными минералами ранних карбонатитов к поздним, состав которых варьирует в зависимости от степени воздействия карботермального флюида, соответствует общему тренду эволюции карбонатитовых магм и их флюидных производных в КЩП – уменьшению общего содержания редких металлов в процессе фракционирования (Chakhmouradian, 2006). Породы карбонатитовой серии обеднены Zr и Hf относительно состава первичного расплава и пироксенитов, при этом отношение Zr/Hf уменьшается от раннемагматических фаз к поздним, что может объясняться кристаллизацией высокотемпературных минералов-концентраторов Zr на ранних магматических стадиях (Chakhmouradian, 2006). Фоскориты обогащены Th и U (Th>U), но их содержание в сосуществующих карбонатитах – уменьшается, что связано с ранней кристаллизацией апатита, цирконолита и пирохлора, минералов с различной величиной коэффициентов распределения Th и U. Высокое Th/U отношение в поздних карбонатитах фиксируется локально, в случае их контакта с фоскоритами и при реакционном воздействии карботермального флюида. При этом, Th мог извлекаться из раннего пирохлора и перераспределяться в РЗЭ фосфаты и карбонаты.

Породы редкометалльного месторождения имеют подобную первичному расплаву конфигурацию спектров распределения РЗЭ с преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ. Eu аномалия на спектрах не выражена, но тетрадный эффект фракционирования РЗЭ заметен, особенно для поздних карбонатитов с максимальным содержанием РЗЭ, Ba и Sr. Такое обогащение, вероятно, определяется тем, что первичный щелочно-ультраосновной расплав КЩП (Арзамасцев, Митрофанов, 2009) содержал относительно высокие концентрации РЗЭ, а ранняя кристаллизация перовскита не привела к обеднению отделившегося карбонатитового расплава. Накопление РЗЭ происходило и за счет меньшего объема карбонатитового расплава по сравнению со щелочно-ультраосновным. Во всех магматических породах величина Y/Ho отношения варьирует в узком интервале 21−24, отражая когенетичность всех дифференциатов первичного расплава, и только в поздних карбонатитах это отношение уменьшается до 15. Для поздних дифференциатов карбонатитовых расплавов, обогащенных H_2O, щелочными элементами, P, F, Cl и CO_2, степень фракционирования РЗЭ нарушается, возрастая в гидротермальных системах при комплексообразовании и связывании этих элементов (Bau, 1996). Фракционирование РЗЭ совместно с редкими металлами и их аномальное распределение в минералах-носителях проявляется только в дифференцированных расплавах и указывает на переход магматического процесса в магмато-гидротермальный и гидротермальный. Степень фракционирования РЗЭ и $(La/Yb)_N$ отношение увеличиваются от щелочно-ультраосновных к породам дайковых серий КЩП (Арзамасцев, Митрофанов, 2009), что характерно и для пород месторождения Нескевара. Высокая щелочность и насыщенность летучими компонентами карбонатитовых систем повышает их способность к растворению и переносу РЗЭ совместно с редкими металлами, Ba и Sr, особенно в поздних карбонатитах, а при их воздействии на вмещающие пироксениты или ийолиты происходит дополнительное обогащение РЗЭ, Ba и Sr.

Изучение последовательности кристаллизации минералов в редкометалльных фоскоритах и карбонатитах показало, что магнетит и пирохлор кристаллизуют-

ся близко-одновременно. Оценка температуры кристаллизации редкометалльных руд по магнетит-ильменитовому геотермометру свидетельствует, что они сформировались при температурах не ниже 500–600 °С и ΔNNO от -0.3 и + 1.5, соответственно. С ростом окислительно-восстановительного потенциала и уменьшением температуры создаются условия для концентрирования высокозарядных элементов в собственных минеральных фазах.

Кристаллизация основных магматических фаз, слагающих Вуориярви, согласно результатам Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопного анализа породообразующих минералов и бадделеита, находится в интервале 375–383 млн лет назад (Rukhlov et al., 2015). Тогда как процесс формирования редкометалльной минерализации, согласно U-Pb изотопной систематики пирохлора, соответствует интервалу 360–320 млн лет назад, отражая его полистадийный характер. Начальная магматическая фаза этого процесса подтверждается U-Pb возрастом перовскита и апатита щелочных пород 368–361 млн лет (Arzamastsev, Wu, 2014). Первичным источником редкометалльно-редкоземельной минерализации согласно изотопно-геохимическим данным по многим щелочно-ультраосновным карбонатитовым комплексам Мира является обогащенная мантия, характеристики которой сохраняются лишь в отдельных минеральных фазах (первичные апатит и пирохлор), т. к. дальнейшая эволюция магматических расплавов и воздействие гидротермальных флюидов с существенной долей корового вещества трансформирует состав всех компонентов рудной системы (Mitchell, 2015; Beard et al., 2022).

Выводы

Выявлено дифференцированное обогащение несовместимыми элементами пироксенитов, фоскоритов и карбонатитов месторождения Нескевара. На магматическом этапе при кристаллизации обогащенного редкими металлами карбонатитового расплава, его фосфатно-силикатная часть аккумулировала Nb, Ta, Zr, Th и U, а карбонатная – РЗЭ, Ba и Sr, при постмагматических процессах происходило дополнительное обогащение этими компонентами. Сходный характер распределения несовместимых элементов для пироксенитов и пород карбонатитовой серии может указывать на единый источник формирования. Карбонатитовые и щелочно-ультраосновные расплавы могли сформироваться близко-одновременно и являться дифференциатами обогащенного меланефелинитового расплава, рассчитанного для КЩП (Арзамасцев, Митрофанов, 2009). Эволюция дифференциатов первичного расплава в сторону обогащения редкими металлами контролировалась последовательным образованием ликвидусных фаз с варьирующим содержанием парных высокозарядных элементов – примесных в главных минералах (перовскит, титановые гранаты, ильменит) и основных в акцессорных фазах (кальциртит, бадделеит, минералы гр. цирконолита и пирохлора). Фракционирование ликвидусных фаз-носителей высокозарядных элементов в первичном расплаве изменяло Nb/Ta, Zr/Hf и Th/U отношения от ранних к поздним его дифференциатам. Уменьшение содержания редких металлов и увеличение РЗЭ, Sr и Ba сопровождалось уменьшением Y/Ho и увеличением $(La/Yb)_N$ отношений. Такие геохимические изменения являются характеристическими для процессов эволюции щелочно-ультраосновных, карбонатитовых расплавов и их карботермальных производных.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277–308. https://doi.org/10.7868/S0869590313020027.
2. Арзамасцев А. А., Беа Ф., Глазнев В. Н., Арзамасцева Л. В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 1–35.
3. Арзамасцев А. А., Митрофанов Ф. П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в Северо-Восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 324–336.
4. Арзамасцев А. А., Фу Ян Ву U-Pb Геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515. https://doi.org/10.7868/S0869590314050021.
5. Афанасьев Б. В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Роза ветров. 2011. 152 с.
6. Сорохтина Н. В., Беляцкий Б. В., Антонов А. В., Лепехина Е. В., Кононкова Н. Н. Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пирохлора и вариации возраста формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов // Труды Ферсмановской научной сессии. 2019. № 16. С. 559–564. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.114
7. Субботин В. В. Минералогия циркония и ниобия в породах карбонатитовой серии щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова: автореф. дис. ... к.г.-м.н. СП.: СПБГУ. 1998. 20 с.
8. Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 12. P. 323–333.
9. Beard C. D., Goodenough K. M., Borst A. M., Wall F, Siegfried P. R.. Deady E. A., Pohl C., Hutchison W., Finch A. A., Walter B. F., Elliott H.A.L., Brauch K. Alkaline-Silicate REE-HFSE Systems. Economic Geology. 2023. V. 118. No 1. P. 177–208. https://doi.org/10.5382/econgeo.4956.
10. Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula. Russia). A LA-ICP-MS study of apatite // Lithos. 2005. V. 85. No 1–4. P. 76–92. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.017.
11. Chakhmouradian A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chemical Geology. 2006. V. 235. P. 138–160. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.06.008.
12. Kozlov E., Fomina E., Sidorov M., Shilovskikh V., Bocharov V., Chernyavsky A., Huber M. The Petyayan-Vara carbonatite-hosted rare earth deposit (Vuoriyarvi, NW Russia): mineralogy and geochemistry // Minerals. 2020. V. 10. No 1. P. 73. https://doi.org/10.3390/min10010073.
13. Mitchell R. H. Primary and secondary niobium mineral deposits associated with carbonatites. Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 626–641. http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.010.
14. Palme H., O'Neill H.S.C. Cosmochemical estimates of mantle composition. In Treatise on Geochemistry (Second Edition). 3: The Mantle and Core. Oxford: Elsevier. 2014. V. 3. P. 1–39. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1.
15. Rukhlov A. S., Bell K., Amelin Y. Carbonatites, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: an overview. Symposium on strategic and critical materials proceedings / (eds.) Simand G.J., Neetz M.. British Columbia Geological Survey. 2015. V. 3. P. 39–64.
16. Woolley A. R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element istribution. Carbonatites: Genesis and Evolution (ed. Bell K.). London: Unwin Hyman. 1989. P. 1–14.
17. Zaitsev A. N., Williams T. C., Jeffries T. E., Strekopytov S., Moutte J., Ivashchenkova O.V., Spratt J., Petrov S.V., Wall F., Seltmann R., Borozdin A.P. () Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province. Russia: examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes // Ore Geol. Rev. 2015. V. 64. P. 477–498. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.06.004.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.077

Особенности состава циркона из редкометалльного месторождения Нескевара щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви, Кольский полуостров

Н. В. Сорохтина, Т. А. Липницкий

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: nsorokhtina@gmail.com

Введение

Породы палеозойских щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами Кольской щелочной провинции (КЩП) по отношению к примитивной мантии обогащены высокозарядными элементами, в т.ч. Zr, распределение которого в фоскоритах и карбонатитах крайне неравномерно. Наиболее высокие концентрации Zr характерны для фоскоритов и карбонатитов ранних стадий формирования (Chakhmouradian, 2006), которые недосыщены SiO_2, а Zr входит в состав акцессорных бадделеита, цирконолита, кальциртита, реже минералов группы шорломита (Сорохтина,2000; Chakhmouradian, Williams, 2004). Циркон в щелочно-ультраосновных комплексах встречается в поздних карбонатитах и зонах карботермального изменения вмещающих их пироксенитов, ийолитов, ранних фоскоритов и карбонатитов, а также фенитах, где образуется в условиях повышенной активности SiO_2. Минерал описан в комплексах Вуориярви, Ковдор, Себльявр Турий мыс, Лесная и Озерная Вараки и Африканда (Кухаренко и др., 1965; Козырева и др., 1990; Chakhmouradian, Williams, 2004). Обычно циркон является редкой акцессорной фазой, только в массивах Ковдор и Себльявр выявлены участки карбонатитов, обогащенные до 30 об. % этим минералом (Козырева и др., 1990; Сорохтина, 2000; Amelin, Zaitsev, 2002). В поздних карбонатитах циркон обычно ассоциирует с карбонатами REE, Ba и Sr, баритом, пиритом, халькопиритом, хлоритом, силикатами Nb, пирохлором, кварцем. В контактовых зонах этих карбонатитов с щелочно-ультраосновными породами и фоскоритами циркон может образовывать как самостоятельные выделения, так и псевдоморфозы по реликтовым бадделеиту, кальциртиту, цирконолиту, шорломиту (Сорохтина, 2000; Chakhmouradian, Williams, 2004). Среди вторичных минералов, развивающихся по циркону в Вуориярви установлены – катаплеит, гейдоннеит, илерит и джорджчаоит (Волошин и др., 1989), в Африканде – гиттинсит и катаплеит (Chakhmouradian, Zaitsev, 2002).

Характеристика циркона из редкометалльного месторождения Нескевара

При изучении карбонатитов и карботермалитов одного из рудных участков редкометалльного месторождения Нескевара выявлены две ассоциации циркона – одна в контактовых зонах поздних карбонатитов с пироксенитами и вторая – в доломитизированных тетраферрифлогопит-гумит-кальцитовых карбонатитах. В обоих ассоциациях минерал встречается в виде короткопризматических или дипирамидальных кристаллы и их сростки, наиболее развиты грани {111}, {211}, {101}, {100} и {110}, что характерно для карбонатитовых комплексов КЩП (Козырева и др., 1990; Сорохтина, 2000) и агпаитовых условий образования (Pupin, Turco, 1972). Размер кристаллов из поздних карбонатитов контактовых зон с пироксенитами не превышает 100 мкм, а в доломитизированных карбонатитах может достигать 1см. Для минерала обоих ассоциаций характерна концентрическая ростовая зональность (рис. 1, 2). В цирконе из контактовых зон с пироксенитами присутствуют редкие включения магнетита и галенита, в доломитизированных карбонатитах они многочисленные и представлены магнетитом, апатитом, пирохлором, доломитом, гумитом, анкилитом-(Ce) и баритом.

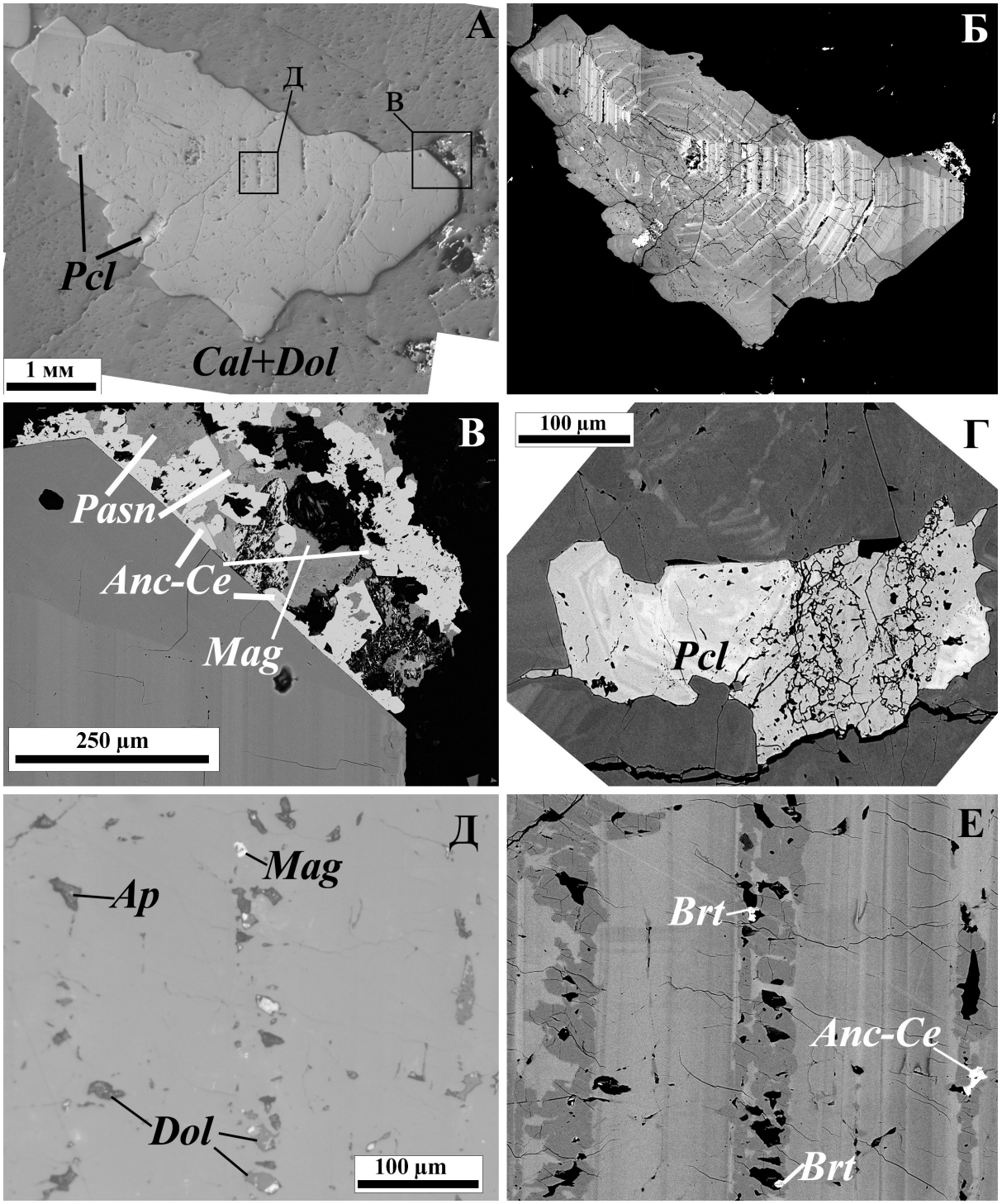


Рис. 1. Морфология и внутренняя неоднородность циркона из доломитизированных тетриферифлогопит-гумит-кальцитовых карбонатитов, обр. NV-20-15. Изображения а, д – в отраженном свете, б, в, г, е – в BSE. Pcl – пирохлор, Mag – магнетит, Ap – апатит, Dol – доломит, Pasn – паральстонит, Anc-Ce –анкилит цериевый, Brt – барит

Химический состав циркона из двух ассоциаций изучен методом EMPA-EDS (TESCAN-MIRA, ГЕОХИ РАН). Состав минерала варьирует, в центральных и промежуточных зонах ярких в отраженных электронах, он обычно слабо примесный, близок к формульному, сумма анализа близка к 100 мас. %, в промежуточных и краевых зонах с темным отражением в электронах сумма анализа может уменьшаться до 80 мас. %. Средний

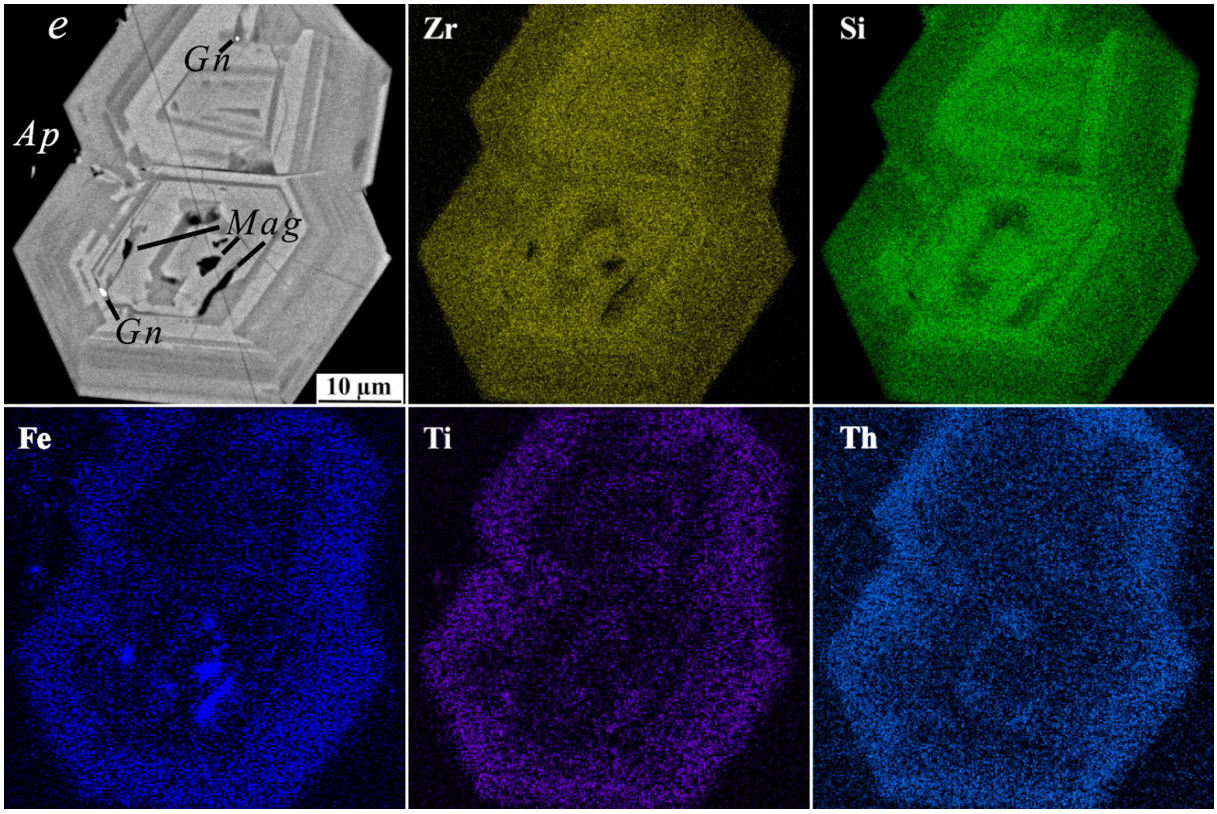


Рис. 2. Зональное распределение элементов в цирконе из контактовых зон поздних карбонатитов с пироксенитами, обр. NV-2013. Изображение в BSE и характеристическом излучении элементов. Ap – апатит, Mag – магнетит, Gn – галенит

состав центральных и промежуточных зон циркона из доломитизированных карбонатитов отвечает формуле $(Zr_{0.99}Hf_{0.01})_1Si_1O_4$, основным примесным компонентом в этих участках является гафний до 1.9 мас. % HfO_2, в краевой зоне накапливаются Fe, Ti, Ca и Al, а содержание Hf уменьшается до пределов обнаружения микрозондовым методом. Состав краевого участка с максимальным содержанием примесных элементов отвечает формуле $(Zr_{0.86}Hf_{0.01}Ti_{0.01}Fe_{0.24})_{1.14}(Si0_{.88}Al_{0.07})_{0.95}O_4$. Циркон из поздних карбонатитов контактовых зон с пироксенитами отличается наибольшим разнообразием примесных элементов, содержание которых увеличивается к краям кристалла – Fe_3O_2 до 2.6, TiO_2 до 1.2, Nb_2O_5 до 1.8, CaO до 1.5, SrO до 0.9, Y_2O_3 до 1.9, Ce_2O_3 до 1.1, ThO_2 до 3.4, P_2O_5 до 1 и Al_2O_3 до 0.3 мас. %. Центральные и промежуточных зоны в качестве примесного компонента концентрируют гафний до 2.4 мас. % HfO_2, в краевых зонах его содержание уменьшается, как и в цирконе из доломитизированных карбонатитов. Подобная тенденция отмечалась и для циркона из карбонатитов других щелочно-ультраосновных комплексов КЩП (Козырева и др., 1990). Средний состав центральных зон отвечает формуле $(Zr_{0.98}Hf_{0.02})_1Si_1O_4$, краевых – $(Zr_{0.89}Hf_{0.01}Th_{0.03}Y+REE_{0.05}Ti_{0.03}Nb_{0.03}Fe_{0.05}Ca_{0.05}Sr_{0.02})_{1.16}(Si_{0.87}Al_{0.01}P_{0.03})_{0.91}O_4$.

На классификационной диаграмме (рис. 3 а) состав центральных и промежуточных зон циркона из доломитизированных карбонатитов и центральных зон минерала из поздних карбонатитов контактовых зон с пироксенитами близок к формульному и близок с среднему составу циркона из палеозойских карбонатитовых комплексов КЩП. Промежуточные и краевые зоны циркона из поздних карбонатитов контактовых зон с пироксенитами образуют отдельное поле составов, в котором доля торитового и ксенотимового компонентов увеличивается. Отмечается отчетливая отрицательная корреляция между Zr и суммой всех примесных компонентов, а также между Zr и Nb, Ti, Fe (рис. 3 б),

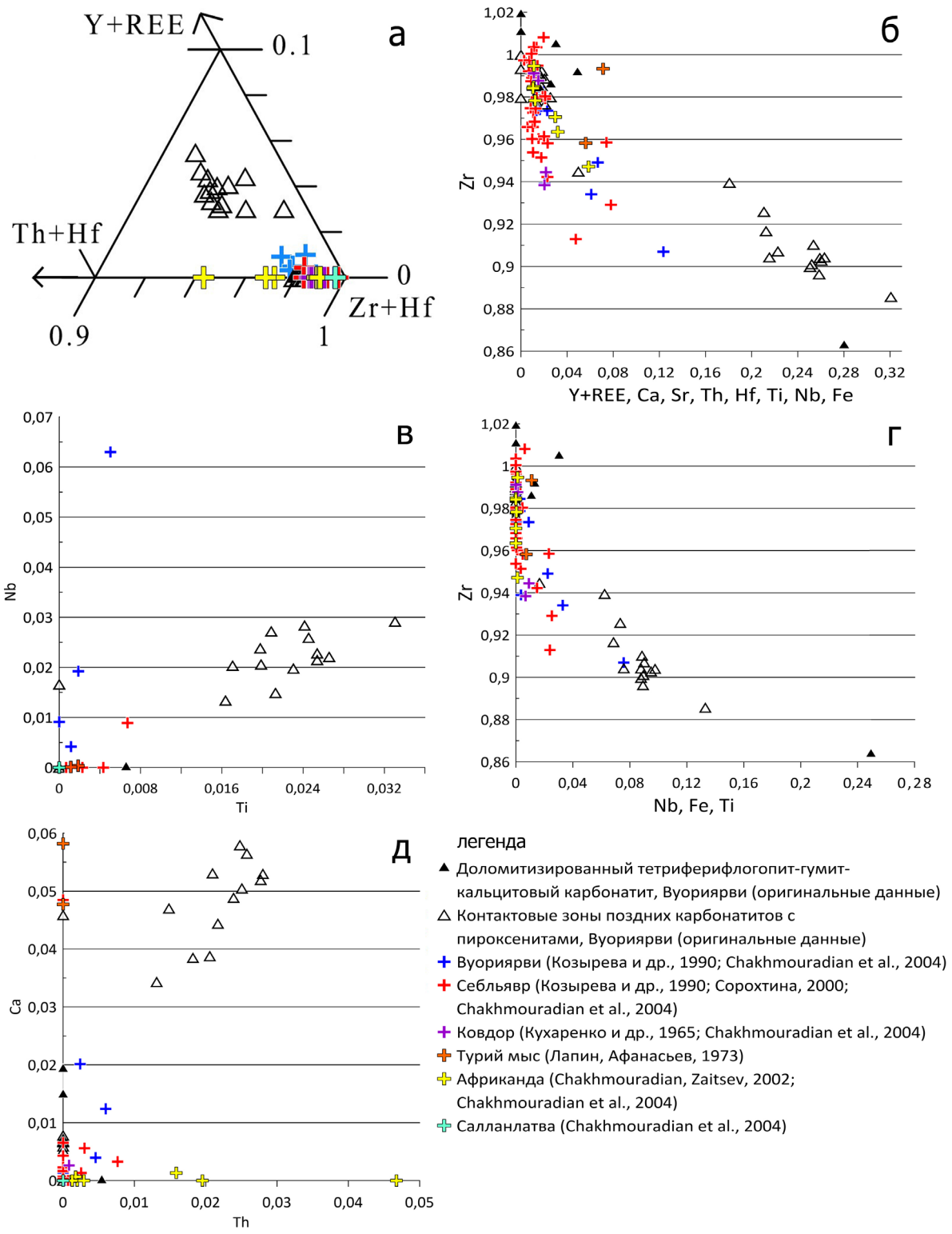


Рис. 3. Вариации состава примесных элементов в цирконе из карбонатитовых комплексов КЩП: (а) – в системе твердых растворов торит-ксенотим-циркон и (б) – наблюдаемые корреляционные взаимоотношения главных и примесных элементов. Данные приведены в формульных единицах

данные примеси могут входить в октаэдрическую позицию. Nb положительно коррелирует с Ti, а Ca с Th, что можно объяснить совместным вхождением элементов в эту Zr. С другой стороны, избыток в отношении Ca и Fe может быть связан и с их вхождением в межузельное положение, что может приводить к избытку катионов в октаэдрической позиции. Отклонение от стехиометрии в зонах циркона, обогащенных примесями, проявляется в общем увеличении суммы катионов в позиции Zr и уменьшением в позиции Si, такие цирконы характеризуются уменьшением суммы анализа до 20 мас. %, что возможно при вхождении в тетраэдрическую позицию OH-группы (Вотяков и др., 2011).

Вариаций состава циркона из двух ассоциаций можно описать следующими схемами изоморфизма: $Zr^{4+} \rightarrow Hf^{4+}, Th^{4+}$, Ti^{4+}; $2Zr^{4+} \rightarrow (Y+REE)^{3+} + Nb^{5+}$; $Zr^{4+}+Si^{4+} \rightarrow (Fe)^{3+}+P^{5+}$; $Zr^{4+}+Si^{4+} \rightarrow (Y+REE)^{3+}+P^{5+}$.

Выводы

Таким образом, циркон рудных зонах редкометального месторождения Нескевара, как и в других щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексах КЩП всегда является поздним или переотложенным минералом и связан с поздними карботермалитовыми парагенезисами. Минерал мог сформироваться как в поздних карбонатитах доломит-кальцитового состава в процессе увеличения активности SiO_2 во флюиде, сопровождающим карбонатитовый расплав, отделявшемся на поздних магматически-гидротермальных стадиях, так и в зонах контакта поздних карбонатитов с вмещающими щелочно-ультраосновными породами за счет их гидротермальной переработки. Высвобождающиеся при этом редкие элементы, первоначально рассеянные в виде изоморфной примеси среди акцессорных минералов (бадделеит, кальциртит, циркелит, шорломит, перовскит), могли концентрироваться в цирконе. Химический состав примесей зависит от типа контактирующих с карботермальным флюидом породы и содержания в ней акцессорных фаз.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Волошин А. В., Субботин В. В., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Натриевые цирконосиликаты из карбонатитов Вуориярви (Кольский полуостров). Новые данные о минералах. 1989. № 36. С. 3–12.
2. Вотяков С. Л., Щапова Ю. В., Хиллер В. В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. 340 с.
3. Козырева Л. В., Субботина Г. Ф., Субботин В. В. Циркон в палеозойских щелочных комплексах Кольского полуострова // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 139.
4. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Е. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных. щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии: (Геология, петрология, минералогия и геохимия). Л: Недра, 1965. 776 с.
5. Лапин А. В., Афанасьев Б. В. Новые данные об апатит-магнетитовых породах и карбонатитах Центрального массива ультраосновных щелочных пород на Турьем полуострове (Карело-Кольская провинция) // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука. 1973. С. 157–163.

6. Сорохтина Н. В. Минералогия карбонатитов в зонах контакта с ультраосновными, щелочными породами и фенитами Себльяврского массива: автореф. дис. ... к.г.-м.н. М.: МГУ. 2000. 25 с.
7. Amelin Y., Zaitsev A. N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. No 13. P. 2399–2419.
8. Chakhmouradian A. R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chemical Geology. 2006. V. 235. P. 138–160.
9. Chakhmouradian A. R., Williams C. T. Mineralogy of high-field-strength elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscorititic and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia. Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province (eds. Wall F., Zaitsev A.N.). UK. London: Mineralogical Society. 2004. V. 10. P. 293–340.
10. Chakhmouradian A. R., Zaitsev A. N. Calcite – amphibole – clinopyroxene rock from the Afrikanda complex, Kola Peninsula, Russia: mineralogy and a possible link to carbonatites. III. Silicate minerals. The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 1347–1374.
11. Pupin J. P, Turco G. Une typologie originale du zircon accessoire. Bull Soc Fr Mineral Cristallogr 1972. V. 95. P. 348–359.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.078

Состав апатита и флюорита из пород щелочного массива Бурпала, Северное Прибайкалье

А. Е. Старикова [1, 2], И. А. Избродин [1, 2], А. Г. Дорошкевич [1, 2], А. Т. Исакова [1, 2], А. В. Малютина [1, 2]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: starikova@igm.nsc.ru
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Введение

Минералы группы апатита и флюорит, являются полигенными минералами, и нередко служат основными концентраторами летучих компонентов: F, P_2O_5 и H_2O, а также редких и редкоземельных элементов: лантаноидов, Y, Sr и т.д. Их состав чувствителен к условиям образования и составу минералообразующих сред, что делает их возможным источником информации о параметрах кристаллизации и генетических особенностях вмещающих их пород. В породах Бурпалинского щелочного массива эти минералы являются сквозными и встречаются в виде акцессорных как в магматических, так и метасоматических породах. Кроме того, они слагают жильное тело в центральной части массива, природа которого до конца не ясна.

Геологическое строение массива Бурпала

Бурпалинский массив редкометальных щелочных пород расположен в Северном Прибайкалье и входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции (Жидков, 1961). Массив является интрузией центрального типа площадью около 200 км^2 и имеет явное зональное строение: внешняя часть сложена кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами, внутренняя – щелочными трахитоидными и нефелиновыми сиенитами (Сотникова, 2009; Сотникова и др., 2022). Кроме того, в центральной части присутствуют линзообразные тела фойяитов и жильные тела гранитов, аплитов и пегматитов. Также в пределах массива широко представлены метасоматические породы: альбититы, эгириниты, фениты и другие. Особый интерес представляют необычные апатит-флюоритовые породы, слагающие жильное тело в центральной части массива, и имеющие характеристики, схожие с фоскоритами и карбонатитами (Vladykin, Sotnikova, 2017; Сотникова и др., 2022 и ссылки там). По полученным нами геохронологическим данным возраст формирования массива составляет 298–291 млн лет. (Избродин и др., в печати). Вмещающими массив породами являются слабометаморфизованные песчаники, алевропесчаники и алевролиты с редкими прослоями известняков.

Материал и методы исследования

Объектом нашего исследования послужили минералы группы апатита и флюорит из щелочных и нефелиновых сиенитов, а также из апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива. Химический состав минералов был получен с помощью электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU, оснащенного системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) (ИГМ СО РАН). Параметры съемки: ускоряющее напряжение – 20 кэВ, ток – 1.5 нА. Микроэлементный состав флюоритов определялся с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific) и устройством для лазерного пробоотбора NWR 213 ESi, New Wave Research.

Апатит

В нефелиновых сиенитах Бурпалинского массива содержание апатита не превышает 1 об. %. Он образует мелкие (до 0.6 мм) зерна различной морфологии: от идио-

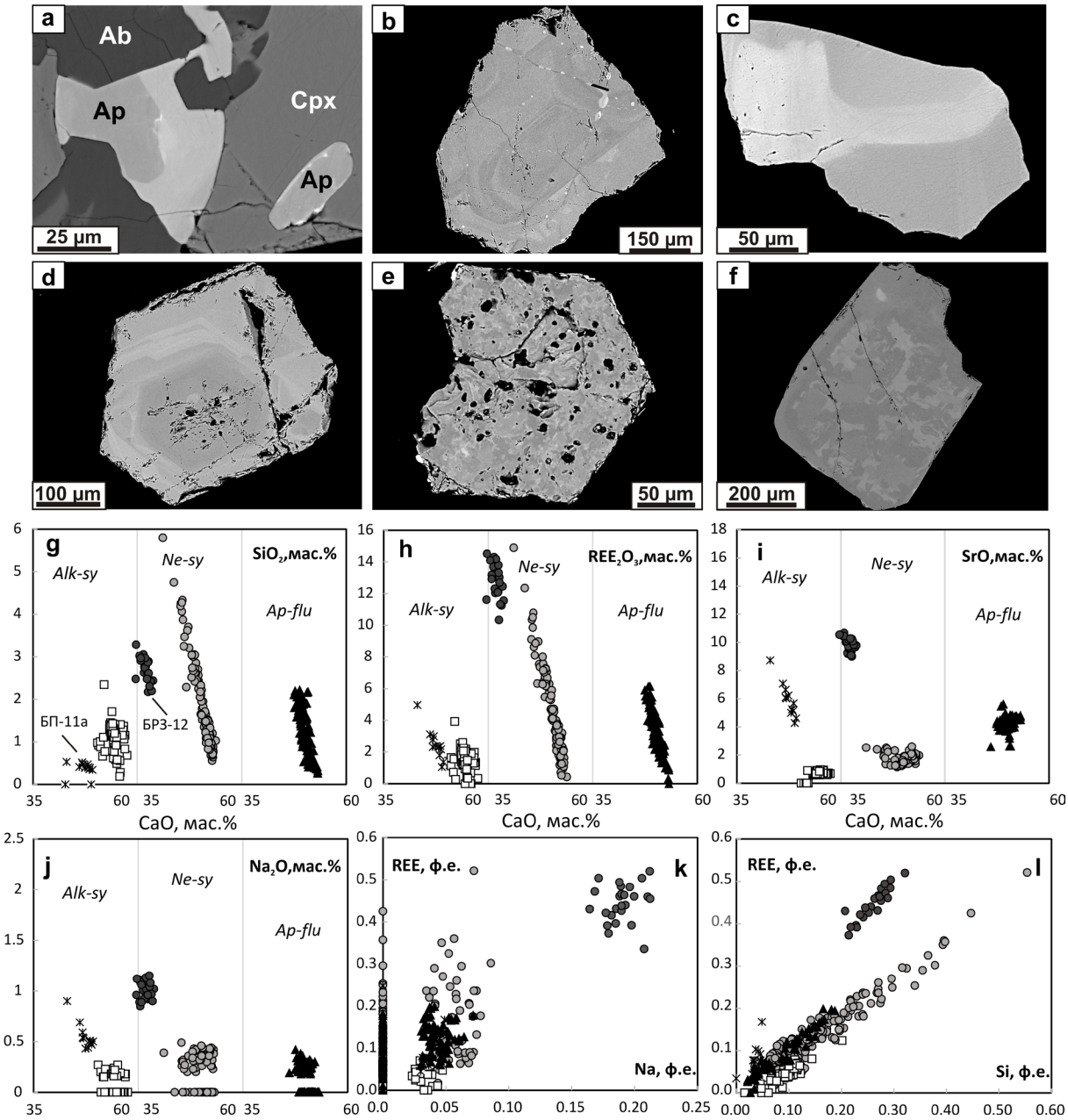


Рис. 1. Апатиты из пород Бурпалинского массива: a–f – изображения в обратно-рассеянных электронах; a–c – из нефелиновых сиенитов (c – БРЗ-12); d, e – из щелочных сиенитов (e – БП-11а); f – из апатит-флюоритовых пород. g–l – бинарные диаграммы вариации составов апатитов из различных пород: щелочных сиенитов (Alk-sy), нефелиновых сиенитов (Ne-sy) и апатит-флюоритовых пород (Ap-flu)

морфной короткопризматической до аллотриоморфной. Нередко встречается в срастании с темноцветными и акцессорными минералами (амфиболом, клинопироксеном, титанитом). Апатит в щелочных сиенитах образует призматические зерна до 1.2 мм, а также наряду с другими акцессорными минералами (циркон, титанит) встречается в виде включений в темноцветных минералах. В одной из проб щелочных сиенитов (БП-11а) апатит образует длиннопризматические кристаллы, содержащие большое количество (до 40 об. %) первичных газово-жидких включений. В апатит-флюоритовых породах апатит встречается в виде крупных > 1 мм идиоморфных или гипидиоморфных призматических кристаллов и может содержать минеральные включения флюорита, реже тем-

ноцветов, магнетита и других акцессорных минералов (циркона, торита и др.). Доля апатита в породе достигает 15 об. %.

По составу все исследованные минералы группы апатита относятся к фторапатитам и имеют низкие содержания других анионов в позиции X (OH до 0.1 ф. е.). Основными примесными компонентами апатитов Бурпалинского массива являются Sr, легкие редкоземельные элементы (LREE) с преимущественным преобладанием Ce (Ce≥La>>Nd); и Si (рис. 1). Также в составе минерала отмечается некоторое количество Na и S (SO_3 до 1.3 мас. %, в среднем 0.6 мас. %) (рис. 1j). Для апатита из щелочных и нефелиновых сиенитов характерна сложная ростовая зональность (рис. 1 a–d), связанная с вариациями содержаний REE и Si, входящих в структуру минерала по апатит-бритолитовой схеме изоморфных замещений $Ca^{2+}+P^{5+}\leftrightarrow Si^{4+}+REE^{3+}$(рис. 1l), в то время как концентрация Sr меняется слабо(рис. 1i). Стоит отметить, что в высокостронциевых апатитах (SrO>9 мас. %) из пробы нефелиновых сиенитов с повышенными концентрациями щелочей и Zr (БРЗ-12) и, вероятно, кристаллизовавшихся из более продвинутых расплавов, существенную роль играет апатит-беловитовая схема изоморфизма $5Ca^{2+}\leftrightarrow 3Sr^{2+}+REE^{3+}+Na^{+}$ (рис. 1k, l). Апатиты из апатит-флюоритовых пород имеют неоднородное пятнистое внутреннее строение, хорошо заметное на BSE изображениях (рис. 1f), которое, как и ростовая зональность большинства изученных апатитов связана с вариациями содержаний REE и Si.

Для апатитов из пробы БП-11а, содержащих многочисленные газово-жидкие включения, наблюдается пятнистая зональность (рис. 1 e), которая в отличие от зональности апатитов из апатит-флюоритовых пород связана исключительно с апатит-беловитовой схемой изоморфизма, в то время как содержания Si низки (рис. 1 g-j).

Флюорит

Флюорит – типичный акцессорный минерал щелочных и нефелиновых сиенитов (<1 об %) Бурпалинского массива, также он является породообразующим (до 80 об. %) в апатит-флюоритовых породах. Кроме того, флюорит в значительных количествах присутствует в метасоматитах массива, но в данной работе не рассматривается. В щелочных и нефелиновых сиенитах он образует одиночные ксеноморфные зерна различной размерности (до 0.5 мм) и их скопления и имеет неравномерную окраску: от бесцветной до темно-фиолетовой. В апатит-флюоритовых породах от образует крупнозернистый агрегат и не имеет окраски. Основным примесным компонентом является Sr (рис. 2 a), в щелочных и нефелиновых сиенитах не превышающий 1 мас. %. Исключение составляют флюориты из пробы БП-11а (щелочного сиенита) и БРЗ-12 (рудного нефелинового сиенита). Во флюоритах из рудного нефелинового сиенита наблюдается зональность с центральными частями, обогащенными Sr (до 3.8 мас. %). Флюориты из БП-11а имеют сложную неоднородность состава с широкими вариациями Sr (от < 0.1 до 3.5 мас. %). Зависимости цвета флюоритов от состава не наблюдалось. Флюориты из апатит-флюоритовых пород характеризуются повышенными содержаниями Sr 1.2–1.65 мас. %.

REE спектры флюоритов из щелочных и нефелиновых сиенитов (за исключением БП-11а), а также из апатит-флюоритовых пород имеют схожие характеристики (рис. 2b, c): положительный наклон (La_n/Yb_n 4–25), слабая отрицательная Eu (Eu* 0.66–0.77) и значимая положительная Y (Y* 1.9–3.4) аномалии. Повышенные концентрации REE и максимальное обогащение LREE наблюдается у флюоритов из пробы рудного нефелинового сиенита (БП-12), что подтверждает кристаллизацию этих пород из более продвинутых расплавов. Для флюоритов из щелочных сиенитов БП-11а наблюдается обогащение

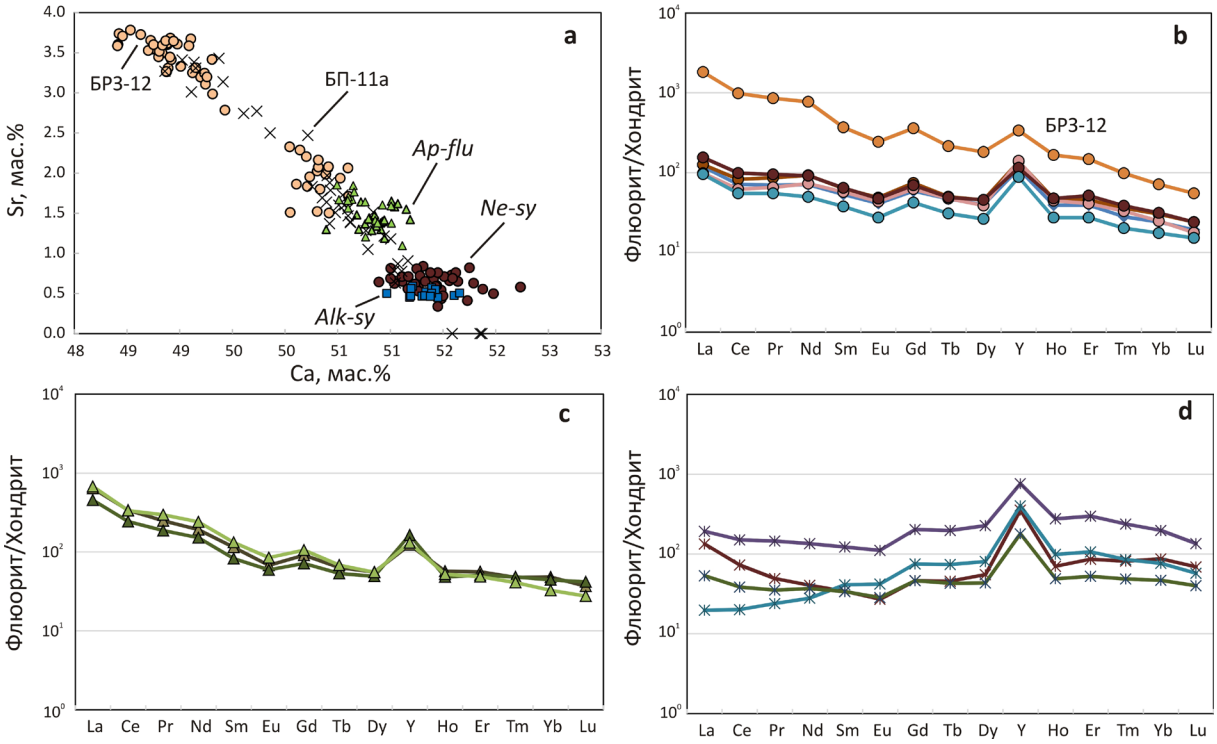


Рис. 2. Вариации составов флюоритов из пород Бурпалинского массива: a – общая бинарная диаграмма Ca vs Sr; b–d – нормированные редкоземельные спектры для щелочных и нефелиновых сиенитов (b), апатит-флюоритовых пород (c) и для пробы БП-11а щелочных сиенитов (d)

средними редкоземельными элементами по сравнению с бо́льшие значения Eu* (3–4.7) и широкие вариации LREE (рис. 2 d), что предполагает совершенно другие условия образования.

Подводя итог, можно говорить о том, что для апатитов и флюоритов из разных пород Бурпалинского массива наблюдаются следующие закономерности: увеличение концентрации Sr в ряду щелочные сиениты → нефелиновые сиениты → апатит-флюоритовые породы → рудные нефелиновые сиениты (БП-12). Для последних также отмечаются максимальные содержания REE как в апатитах, так и в флюоритах. Схожие закономерности изоморфных замещений в апатитах и характеры редкоземельных спектров для флюоритов указывают на единые механизмы их образования в различных типах пород Бурпалинского массива. Присутствие во флюоритах из апатит-флюоритовых пород высокотемпературных солевых включений (Т гомогенизации 520–560 °С (Сотникова и др., 2011); 595–620 °С (наши данные)), может свидетельствовать о магматической природе флюоритов и их кристаллизации при участии остаточных солевых расплавов хлоридно-фторидной специализации. Для подтверждения последнего тезиса в дальнейшем будут проведены исследования включений во флюоритах из щелочных и нефелиновых сиенитов Бурпалинского массива.

Явные отличия характеристик состава флюоритов и апатитов из щелочных сиенитов пробы БП-11а, может быть следствием метасоматического преобразования этих пород и кристаллизацией (или перекристаллизацией) под воздействием поздних флюидов/растворов. Более низкотемпературный генезис подтверждается присутствием многочисленных газово-жидких включений в апатите.

Благодарности

Геология района изучена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (22041400241-5). Исследования состава флюоритов и апатитов проводились за счет средств гранта РНФ 22-17-00078, https://rscf.ru/project/22-17-00078/.

Литература

1. Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород // ДАН СССР. 1961. Т. 140. №.1. С. 181–184.
2. Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Малютина А. В., Семенова Д. В., Радомская Т. А., Крук М. Н., Прокопьев И. Р., Старикова А. Е., Рампилов М. О. Геохронология пород щелочного комплекса Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. В печати.
3. Сотникова И. А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья: автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2009. 22 с.
4. Сотникова И. А., Алымова Н. В., Щербаков Ю. Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. С. 1–10.https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0657.
5. Сотникова И. А., Прокофьев В. Ю., Владыкин Н. В. Генезис апатит-флюоритовых пород массива Бурпала // ДАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 682–684.
6. Vladykin N. V., Sotnikova I. A. Petrology, mineralogical and geochemical features and mantle sources of the Burpala rare-metal alkaline massif, northern Baikal region // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. No 4. P. 711–719. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.04.006.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.079

Новый природный стандарт граната «Ковдор» для U-Th-Pb локальных геохронологических исследований

М. В. Стифеева [1], Е. Б. Сальникова [1], Е. В. Адамская [1], А. Б. Котов [1], А. В. Иванов [2], J. L. Millonig [3], A. Gerdes [3], Ю. Д. Гриценко [4]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: stifeeva.maria@yandex.ru

[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск

[3] Frankfurt Isotope and Element Research Center, Goethe-University, Frankfurt am Main

[4] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Введение

Ca-Fe гранаты заняли своё место в ряду U-Pb минералов-геохронометров сравнительно недавно. Для целого ряда реперных геологических объектов России и мира по гранату получены надёжные оценки U-Pb возраста, однако значительная часть опубликованных данных является результатом локальных методов геохронологических исследований. В то же время отсутствие общедоступного природного стандарта граната для проведения этих исследований, влечёт за собой появление систематических и случайных погрешностей в полученных данных.

В качестве нового природного стандарта граната для осуществления локальных методов геохронологических исследований предлагается гранат из щелочных пород Ковдорского массива (Кольская щелочная провинция).

Объект исследований

Кольская провинция щелочных пород является одной из крупнейших изверженных провинций мира. Многочисленные интрузивные образования, входящие в состав этого магматического ареала, на протяжении многих лет детально и всесторонне изучались большим количеством исследователей. Для пород Кольской щелочной провинции накоплен значительный массив геохронологических данных, что послужило надёжной основой для работ по апробации нового U-Pb минерала-геохронометра. Были проведены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования гранатов из различных пород пяти массивов Кольской провинции (Африканда, Ковдор, Салланлатва, Салмагора, Вуориярви). Полученные U-Pb оценки возраста согласуются между собой (373–377 млн лет) и соответствуют выделенному ранее главному этапу проявления щёлочно-ультраосновного магматизма Кольского региона (360–380 млн лет). Это свидетельствует о принципиальной возможности использования граната для получения надёжных U-Pb оценок возраста различных щёлочно-ультраосновных пород, а также оценки длительности магматических событий (Сальникова и др., 2018; Стифеева и др., 2020). Дальнейшие геохронологические исследования Ca-Fe гранатов из щёлочно-ультраосновных пород других изверженных провинций России и мира (Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская, Западно-Алданская, Сьюпериор) окончательно утвердили гранаты в качестве надёжных минералов-геохронометров (Стифеева, 2022).

Гранат является одним и породообразующих минералов контактово-реакционных апооливинитовых пород, проявленных в зоне контакта ультраосновных пород и пород фоидолитовой серии в северной части массива Ковдор. Гранат представлен крупными (до 1.5 см в диаметре) хорошо огранёнными кристаллами чёрного цвета. Состав граната отвечает ряду андрадит (41.47–46.36 %) – моримотоит (29.37–33.74 %) – шорломит (13.10–14.47 %). Присутствие зональности обусловлено чередованием зон с вариациями

главных элементов. Гранат характеризуется высоким содержанием REE (977–1953 мкг/г) с незначительным обеднением группой LREE ($[La/Sm]_N$ = 0.07–0.17) и максимумом содержания для MREE ($[Gd/Yb]_N$ = 1.44–3.55).

Были выполнены U-Pb (ID-TIMS) и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования граната из пород Ковдорского массива.

U-Pb (ID-TIMS)(ИГГД РАН, Санкт-Петербург)

U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования проведены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Гранаты из пород Ковдорского массива отличаются высоким содержанием урана (12.41–25.43 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t 0.06–0.08). По этим характеристикам гранат из апооливинитовых пород Ковдорского массива заметно выделяется среди других изученных гранатов щелочно-ультраосновных пород Кольской провинции. Получен конкордантный возраст 377 ± 1 млн лет (СКВО = 1.9) (рис. 1).

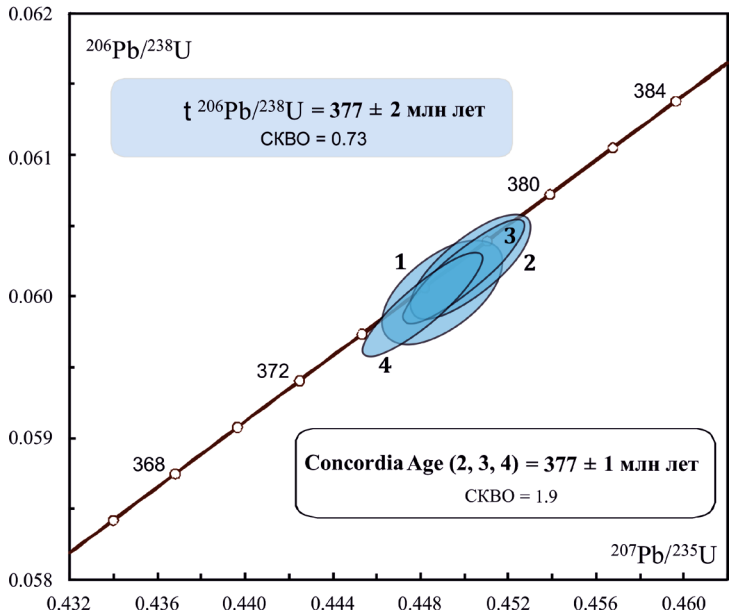


Рис. 1. Диаграмма для граната из апооливинитовых пород Ковдорского массива U-Pb (ID-TIMS) (ИГГД)

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) (ELEMENT XR) (ИГГД РАН, Санкт-Петербург)

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (Санкт-Петербург) по методике аналогичной (Ковач и др., 2018). Гранат из апооливинитовых пород Ковдорского массива использовался в качестве первичного стандарта. В качестве неизвестных образцов выступали гранаты скарновых образований Дашкесанского месторождения, кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда и сам образец из апооливинитовых пород Ковдорского массива. Для граната из массива Ковдор, проанализированного в качестве вторичного стандарта, получена оценка возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) 377±1 млн лет (СКВО=0.61, вероятность = 0.98, n = 18), которая хорошо совпадает с значением возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) 377±2 (СКВО=0.73) рассчитанная по результатам U-Pb (ID-TIMS) исследований (рис. 2). Для граната из скарнов Дашкесанского месторождения также получена оценка возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) 148±2 млн лет (СКВО=0.09, вероятность=0.48, n=7) согласующаяся с ранее опубликованными данными (Стифеева и др., 2019).

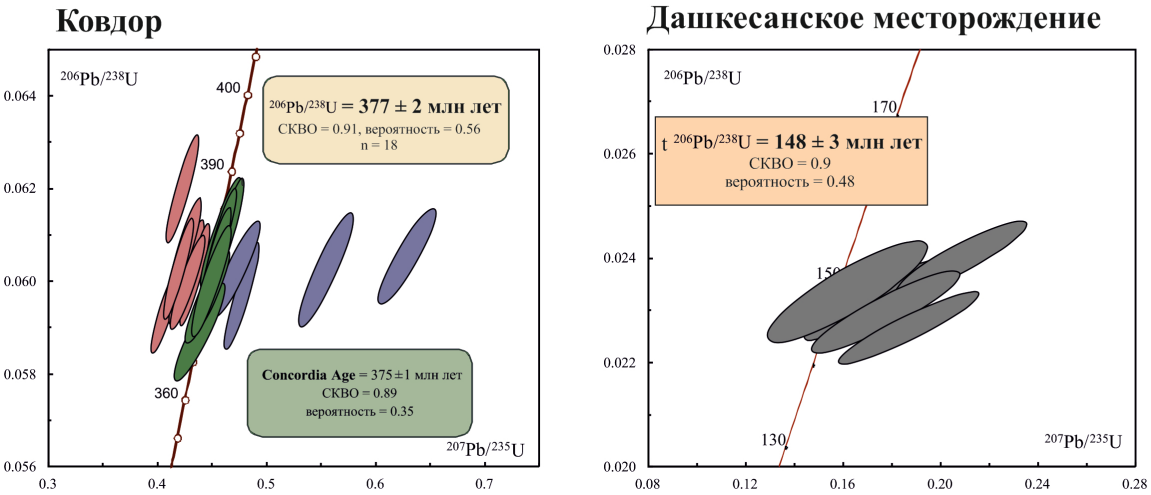


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для гранатов из апооливинитовых пород Ковдорского массива и скарнов Дашкесанского месторождения (U-Th-Pb, LA-ICP-MS, ИГГД)

U-Th-Pb (LA-Q-ICP-MS)(Agilent 7900)(ЦКП «Геодинамика и геохронология», ИЗК СО РАН, Иркутск)

U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования также были выполнены в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (Иркутск). Для первичной коррекции $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$ отношений использовалось стекло SRM NIST 610 с известными изотопными отношениями. Итоговые значения рассчитывались для граната из Дашкесанского месторождения, используя конкордантные значения граната из пород Ковдорского массива, и наоборот. Воспроизводимость контролировалась при помощи стандартного циркона 91500 и внутрилабораторного стандарта низкоуранового циркона ES-1.

Конкордантный возраст граната из пород Ковдорского массива, составляет 365.3 ± 9 млн лет (СКВО = 0.33, вероятность = 0.25, n = 7). Средневзвешенный воз-

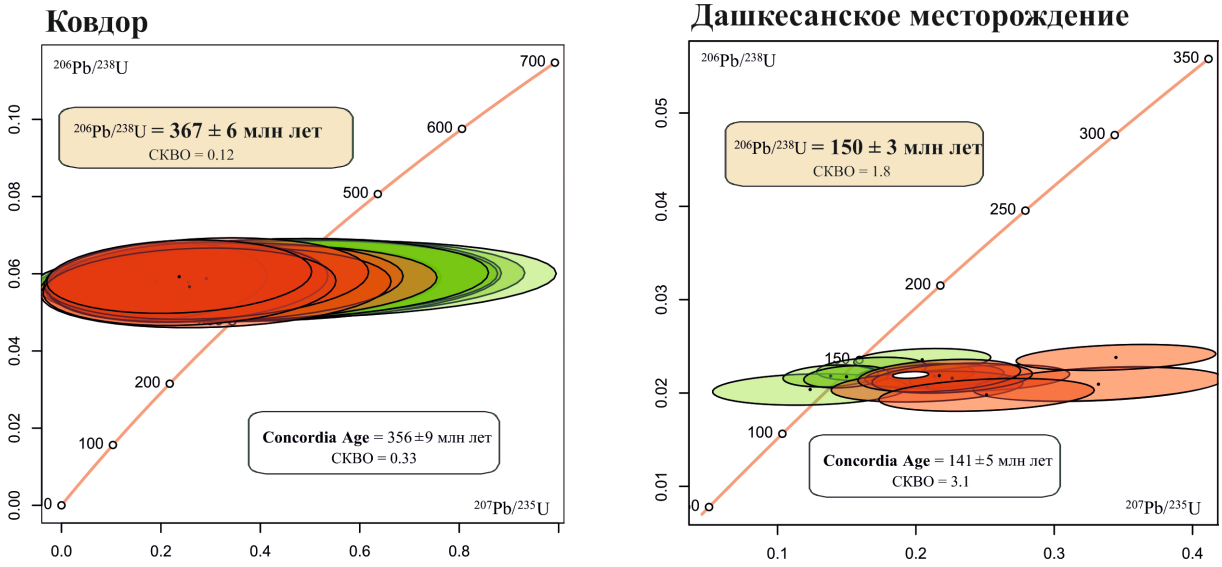


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для гранатов из апооливинитовых пород Ковдорского массива и скарнов Дашкесанского месторождения (U-Th-Pb, LA-Q-ICP-MS, ИЗК СО РАН)

раст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 367±6 млн лет (СКВО=0.12, n = 16). Полученный возраст граната из скарнов Дашкесанского месторождения ($^{206}Pb/^{238}U$ = 150±3 млн лет СКВО=1.8, вероятность = 0.04, n = 16) также сопоставим с имеющимися данными (рис. 3).

U-Th-Pb (LA-ICP-MS)(Neptune Plus)(Frankfurt Isotopes & Element Research Center, Goethe Universitäat, Frankfurt Am Main)

Геохронологические U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследования проведены в FIERCE (Frankfurt Isotopes & Element Research Center). геохронологические исследования фрагментов граната из пород Ковдорского массива. Для контроля качества аналитических исследования использован стандарт NIST614, воспроизводимость и точность получаемых данных контролировалась измерением гранатов с известными характеристиками – UIC-1 (20.64 ± 0.27 млн лет; Фныфд уе фдюб, 2023), Дашкесан (148.8 ± 1.9 млн лет; Стифеева и др., 2019) и Одихинча (250 ± 3.2 млн лет; Salnikova et al., 2019). Полученная оценка возраста граната из пород массива Ковдор составляет 375.1 ± 1.3 / 4.8 млн лет (n = 15/15; СКВО = 0.68; $^{207}Pb/^{206}Pb$ принимается равным 0.86 (Stacey and Kramers, 1975) (рис. 4).

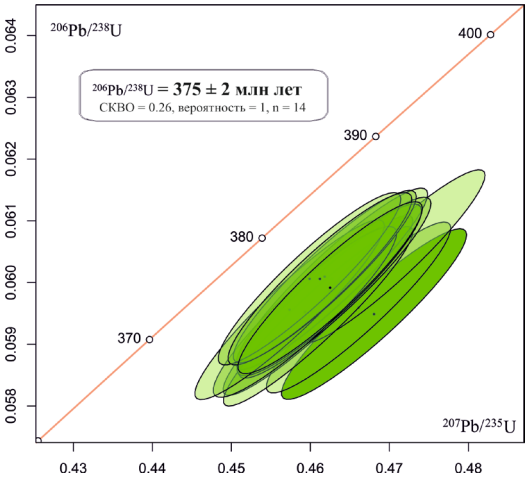


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для гранатов из апооливинитовых пород Ковдорского массива (U-Th-Pb, LA-ICP-MS)

Гранат из пород Ковдорского массива характеризуется высоким содержанием урана и низкой долей обыкновенного свинца. Результаты геохронологических исследований проведённых в трёх различных лабораториях демонстрируют высокую степень воспроизводимости и сходимость полученных оценок возраста. Гранат из апооливинитовых пород массива Ковдор может использоваться в качестве стандарта для локальных U-Th-Pb (SIMS, LA-ICP-MS) геохронологических исследований.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке из средств грантов РНФ (проект № 22-17-00211).

Литература

1. Ковач В. П., Котов А. Б., Гладкочуб Д. П., Толмачева Е. В., Великославинский С. Д., Гороховский Б. М., Подковыров В. Н., Загорная Н. Ю., Плоткина Ю. В. Возраст и источники петапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 177–180. https://doi.org/10.31857/S086956520003184-5.
2. Сальникова Е. Б., Стифеева М. В., Шахмурадян А. Р., Глебовицкий В. А., Регир Е. П. U-Pb-систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда (Кольский полуостров) // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 443–446 https://doi.org/10.7868/S086956521804014x.
3. Стифеева М. В., Сальникова Е. Б., Арзамасцев А. А., Котов А. Б., Гроздев В. Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84. https://doi.org/ 10.31857/S0869590320010069.

4. Стифеева М. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Котов А. Б., Гриценко Ю. В. U-Pb возраст граната из скарнов Дашкесанского месторождения (Малый Кавказ) // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 554–557. https://doi.org/ 10.31857/S0869-56524875554-557.
5. Стифеева М. В. U-Pb систематика Ca-Fe гранатов как источник информации о возрасте щелочных, щелочно-ультраосновных комплексов и известковых скарнов: автореф. дис. ... к.г.-м. наук. Санкт-Петербург, 2022.
6. Salnikova E. B., Chakhmouradian A. R., Stifeeva M. V., Reguir E. P., Kotov A. B., Gritsenko Y. D., Nikiforov A. V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032.
7. Aysal N., Guillong M., Bayanova T., Fukuyama M., Leonard N., Yılmaz İ., Varol E., Tükel F. Ş., Kadıoğlu Y. K., Hanilçi N., Uzun F., Kaygısız E. n.d. A New Natural Secondary Reference Material for Garnet U-Pb Dating by TIMS and LA-ICP-MS. Geostandards and Geoanalytical Research n/a. https://doi.org/10.1111/ggr.12493.
8. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters 1975. V. 26. P. 207–221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.080

Бючлиит-ньеререитовые карбонатиты – новый тип карбонатных жидкостей по данным изучения расплавных включений в оливинах лампроита Сильвери Хоум (складчатый пояс Намаква-Натал, Южная Африка)

А. А. Тарасов [1, 2], А. В. Головин [2]

[1] Новосибирский государственный университет, e-mail: a.tarasov2@g.nsu.ru

[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: tarasov.alexey@igm.nsc.ru

Введение

В Южной Африке находятся многочисленные алмазоносные породы, которые ранее подразделялись на два типа на основе их петрографических, геохимических и изотопных характеристик (Mitchell, 1995). Первый и наиболее распространенный тип — *архетипические* кимберлиты (кимберлиты группы I), богатые летучими компонентами ультраосновные магматические породы с щелочным (калиевым) уклоном. Вторая группа – оранжеиты (слюдяные кимберлиты, кимберлиты группы-II), от кимберлитов группы I эти породы отличаются более высоким содержанием флогопита и K_2O. Кроме того, оранжеиты и кимберлиты группы I различаются изотопным составом в системе Sr-Nd-Hf (Mitchell, 1995; Tappe et al., 2021). Недавно оранжеиты были реклассифицированы как разновидность оливиновых лампроитов (Pearson et al., 2019), однако некоторые авторы не согласны с такой реклассификацией (Tappe et al., 2021). Для описания пород, которые имеют петрографические, геохимические и изотопные характеристики, промежуточные между кимберлитами группы-I и группы-II использовался термин «переходный» кимберлит (Becker and Le Roex, 2006). Недавние исследования нескольких представителей переходных кимберлитов показали, что они относятся либо к кимберлитами группы I, либо к оливиновым лампроитам (т. е. оранжеитам/кимберлитам группы II) (Sarkar et al., 2023).

Реконструкция состава и эволюции расплавов, связанных с формированием мантийных алмазоносных пород, представляется сложной и актуальной задачей петрологии кимберлитов и лампроитов. Такая информация может пролить свет на состав, природу и режимы плавления мантийного источника кимберлитовых и лампроитовых жидкостей, а также поможет усовершенствовать модели формирования месторождений алмаза. Один из подходов к реконструкции состава магматических расплавов и их эволюции заключается в изучении микропорций этих жидкостей – расплавных включений в минералах. Согласно результатам исследований с применением этого подхода, кимберлитовые (группы 1) расплавы представляют собой щелочно-карбонатитовые жидкости с натровой специализацией: соотношения Na : K : Ca варьируют от 1.4 : 0.6 : 1 до 2.2 : 1.2 : 1 в ат. %. (Golovin and Kamenetsky, 2023); лампроитовые расплавы представляют собой силикатные или карбонатно-силикатные жидкости с высоким содержанием летучих компонентов (CO_2, H_2O), высокими концентрациями щелочей и преобладанием калия над натрием (Abersteiner et al., 2022).

В этой работе мы представляем первые результаты изучения расплавных включений в оливинах лампроита (ранее переходного кимберлита) Сильвери Хоум (Южная Африка) и показываем, что по крайне мере на одном из этапов своей эволюции, расплав, связанный с формированием этой лампроитовой породы представлял собой необычную «бючлиит-ньеререитовую» K-Ca-Na-карбонатную жидкость.

Лампроит Сильвери Хоум

Оливиновый лампроит Сильвери Хоум расположен в мезопротерозойском складчатом поясе Намаква-Наталь, в юго-западном обрамлении архейского кратона Каапва-

аль (Южная Африка). Возраст лампроита составляет 181 млн лет (Woodhead et al., 2019). Исследуемый образец (SLH-7) представляет собой фрагмент гипабиссального лампроита, имеет порфировую структуру, характеризующуюся наличием крупных частично замещённых серпентином макрокристов оливина, занимающих ~ 30–40 % породы и мелкозернистой основной массы**.** Основная масса состоит из лейстов флогопита, идиоморфных кристаллов диопсида и серпентин-кальцитового скрытокристаллического агрегата. Другие второстепенные фазы основной массы представлены микровкрапленники оливина, перовскита, апатита и шпинели. Согласно наблюдениям (Sarkar et al., 2023), другой образец лампроита Силвери Хоум содержит до 48 об. % флогопита, 10 об. % диопсида и 12 об. % кальцита.

Методы

Зерна оливина из образца лампроита Сильвери Хоум были вмонтированы в эпоксидную шашку. Шлифовка и полировка зёрен производилась без использования воды, а остатки абразива удалялись с помощью отчищенного бензина во избежание растворения дочерних минералов. Расплавные включения были идентифицированы с помощью оптического микроскопа Olimpus BX-51. Минеральный состав включений исследовался методом КР-спектроскопии, с использованием конфокального рамановского спектрометра Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с 532□нм лазером и спектрометра WITec alpha 300R с 488□нм лазером. BSE-изображения вскрытых расплавных включений, анализы химического состава индивидуальных минералов и включений в целом были получены на электронном микроскопе Tescan MIRA3 LMU с энергодисперсионной системой микроанализа Aztec Energy X-Max 50+ в ИГМ СО РАН.

Расплавные включения в оливине: состав и происхождение

Зёрна оливина содержат значительное количество залеченных трещин, в которых расположены вторичные расплавные включения (см. рис. 1 а). Включения имеют следующий фазовый состав: дочерне минералы (до 12 минеральных видов в индивидуальных включениях) и газовый пузырёк (занимает менее 30 % объёма включений). Среди дочерних минералов идентифицированы различные K-Na-Ca-, K-Ca-, Na-Mg-, Ca-Mg-, Ba-Mg-, Ca-, Mg-, Na-, Ba- и Na-Ca-Sr-Ba-LREE-карбонаты, Na-Mg- и Na-K-Mg-карбонаты с дополнительными анионами PO_4^{3-}, Cl^- и F^-, K- и Na-гидрокарбонаты, оксалат натрия, сульфат калия, Ca- и Ca-K-фосфаты, K- и Na-хлориды, Fe-Mg-Ti- и Zr-Ti-Ca-оксиды, K-Mg-Fe-Al-, Mg-Ca-, K-Al-, Zr-K-силикаты (см. табл. 1). Всего идентифицировано 34 различных дочерних минеральных вида. Среди летучих компонентов в газовых пузырьках диагностированы углекислый газ (преобладает) и метан (см. табл. 1). EDS анализы дочерних минералов включений показывают, что карбонаты, содержат примеси Sr, Ba и LREE (доломит – до 0.6 мас. % SrO, калиевый ньеререит – до 1.4 мас. % SrO и до 3.2 мас. % BaO, бурбанкит до 8.9 мас. % La_2O_3 и до 6.3 мас. % Nd_2O_3), апатит – примеси F (до 2.6 мас. %),слюды – примеси F (до 1 мас. %), Zr-K-силикат – примеси Nb_2O_5 (до 4.4 мас. %). Анализы гиперспектральных рамановских изображений (Раман карт) вскрытых и невскрытых включений (см. рис. 1 г), BSE-изображений вскрытых включений (см. рис. 1 б-в), а также данные о количестве определений той или иной фазы (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что среди дочерних минералов преобладают карбонаты и карбонаты с дополнительными анионами (более 70 об. %). Силикаты в основном представлены слюдами ряда флогопит-тетраферрифлогопит и занимают менее 15 % объёма включений.

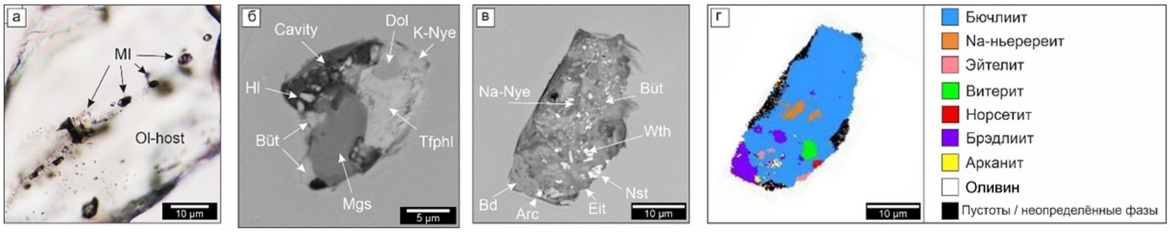


Рис. 1. Расплавные включения в оливине Сильвери Хоум: а – группа вторичных расплавных включений на месте залеченной трещины в оливине; б, в – BSE-изображения индивидуальных вскрытых включений; г – Раман-карта индивидуального вскрытого включения, изображённого на рисунке в

Анализы химического состава расплавных включений, полученные методом SEM-EDS показывают, что соотношение Na : K : Ca , усреднённое по 17 включениям составляет 0.9 : 1.3 : 1. В общей сумме диагностированных дочерних минералов во включениях K-содержащие фазы преобладают над Na-содержащими, было идентифицировано 115 индивидуальных фаз с преобладанием калия и 89 индивидуальных фаз с преобладанием натрия (см. табл. 1). В расплавных включениях среди карбонатов преобладает бютчлиит $K_2Ca(CO_3)_2$, среди хлоридов – сильвин KCl, сульфаты и сульфиды представлены только K-содержащими минералами (арканитом K_2SO_4 и джерфишеритом $K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{26}Cl$), среди силикатов содержащих натрий фаз идентифицировано также не было. Присутствие калиевого ньеререита (минерала со структурой ньеререита и преобладанием K над Na в позиции A_2) косвенно указывает на доминирование калия среди катионов в расплаве, из которого этот минерал кристаллизовался (Zucchini et al., 2022). Химический состав расплавных включений, набор дочерних минералов, объёмные соотношения между ними и их примесный состав, а также состав газовой фазы свидетельствуют о том, что расплав захваченный оливинами представлял собой карбонатитовую жидкость с преимущественно калиевой специализацией, высокими концентрациями летучих, среди которых преобладал CO_2, а также присутствовали Cl^-, PO_4^{3-}, F^-, SO_4^{2-}, S^{2-}. Также эта жидкость характеризуется низкими концентрациями SiO_2 и H_2O, и высокими концентрациях совместимых редких элементов (как крупноионных литофильных – Sr, Ba, так и высокозарядных Zr, Nb и лёгких редкоземельных Ce, La, Nd).

В целом, изученные расплавные включения должны представлять собой реликты законсервированного лампроитового расплава Силвери Хоум на одной из стадий его эволюции. Насколько нам известно, среди земных магм и пород не описано аналогичных «бючлиит-ньеререитовых» щелочно-карбонатитовых разновидностей с калиевой специализацией, но в тоже время довольно высокими (сравнимыми с калием) содержаниями натрия и кальция.

Процессы эволюции магм и пород лампроита Сильвери Хоум

Минеральный и валовый химический состав лампроита Силвери Хоум существенно отличается от дочерней ассоциации и валового состава, установленных в раскристаллизованных расплавных включениях (см. раздел Лампроит Сильвери Хоум, табл. 1). Эти существенные различия могут быть обусловлены рядом следующих процессов. Во-первых, контаминация лампроитового расплава мантийными и коровыми ксенолитами и реакции с минералами этих ксенолитов (особенно с ортопироксеном) могли приводить к обогащению расплава SiO_2 и выделению CO_2 и других летучих (в ходе реакции декарбонатизации) в виде отдельной флюидной фазы, которая в дальнейшем была удалена из расплава. Выделившаяся из расплава флюидная фаза также могла концентрировать

Таблица 1. Ассоциация дочерних фаз вторичных расплавных включений в оливинах из лампроита Сильвери-Хоум

Минерал	Формула	Символ	Раман	SEM-EDS	Частота (доля)*
Карбонаты и карбонаты с дополнительными анионами					
Ньеререит	$(Na,K)_2Ca(CO_3)_2$	Nye	+	+	20 (6.3 %)
K-ньеререит	$(K,Na)_2Ca(CO_3)_2$	K-Nye	+	+	14 (4.4 %)
Na- ньеререит	$Na_2Ca(CO_3)_2$	Na-Nye	+		2 (0.6 %)
Грегориит/натирит	$(Na,K,Ca)_2CO_3$	Gge/Nat	+		3 (0.9 %)
Эйтелит	$Na_2Mg(CO_3)_2$	Eit	+	+	21 (6.6 %)
Бючлиит	$K_2Ca(CO_3)_2$	Büt	+	+	60 (19.0 %)
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	Dol	+	+	22 (7.0 %)
Кальцит	$CaCO_3$	Cal	+	+	5 (1.6 %)
Магнезит	$MgCO_3$	Mgs	+	+	18 (5.7 %)
Витерит	$BaCO_3$	Wth	+	+	7 (2.2 %)
Норсетит	$BaMg(CO_3)_2$	Nst	+	+	16 (5.1 %)
Нортупит	$Na_3Mg(CO_3)_2Cl$	Nup	+		3 (0.9 %)
Брэдлиит	$Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$	Bd	+	+	32 (10.1 %)
Нахколит	$NaHCO_3$	Nah	+		2 (0.6 %)
Калицинит	$KHCO_3$	Kcn	+		1 (0.3 %)
Sr-Ce-La- карбонат (Бурбанкит?)	$(Na,Ca)_3(Sr,Ba,Ce)_3(CO_3)_5$?	REE-Cb		+	2 (0.6 %)
Na-Mg-F-карбонат	$(Na,K)Mg(CO_3)F$?	Na-Mg-F-Cb	+	+	5 (1.6 %)
Оксалаты					
Натроксалат	$Na_2(C_2O_4)$	Nx	+		3 (0.9%)
Сульфаты					
Арканит	K_2SO_4	Acn	+	+	3 (1.0 %)
Фосфаты					
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Ap	+	+	4 (1.3 %)
K-Ca-фосфат (Пирофосфит?)	$K_2CaP_2O_7$?	K-Ca-Phsp		+	1 (0.3 %)
Галогениды					
Сильвин	KCl	Syl		+	10 (3.2 %)
Галит	NaCl	Hl		+	3 (0.9 %)
Оксиды					
Ильменит	$(Fe,Mg)TiO_3$	Ilm		+	8 (2.5 %)
Гейкелит	$(Mg,Fe)TiO_3$	Gk		+	3 (0.9 %)
Fe-Ti-Mg шпинелид	$(Fe,Mg)(Fe,Al,Ti)_2O_4$	Fe-Ti-Mg Spl		+	7 (2.2 %)
Zr-Ti-Ca-оксид (Цирконолит?)	$CaZr(Ti,Mg,Al)_2O_7$?	Zr-Oxd		+	2 (0.6 %)
Сульфиды					
Джерфишерит	$K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{26}Cl$	Djr	+	+	3 (0.9 %)

Продолжение таблицы 1.

Минерал	Формула	Символ	Раман	SEM-EDS	Частота (доля)*
Силикаты					
Флогопит	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Phl	+	+	9 (2.8 %)
Тетраферрифлогопит	$KMg_3FeSi_3O_{10}(OH)_2$	Tfphl	+	+	20 (6.3 %)
Диопсид	$MgCaSi_2O_6$	Di	+	+	3 (0.9 %)
Кальсилит	$KAlSiO_4$	Kal		+	1 (0.3 %)
Оливин	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	Ol		+	1 (0.3 %)
Zr-K-силикат (Хибинскит?)	$K_2ZrSi_2O_7$?	Zr-Sil		+	2 (0.6 %)
Летучие					
Углекислый газ	CO_2	CO_2	+		2**
Метан	CH_4	CH_4	+		2**

Примечание: *Частота встречаемости – количество анализов, подтвердивших данную фазу, доля (в %) среди всех анализов. ** Были исследованы только два пузырька, оба содержали углекислый газ и метан.

щелочи. Этот процесс должен приводить к понижению концентраций карбонатов и повышению концентраций флогопита и диопсида в лампроите. Во-вторых, отделение летучих компонентов из расплава могло происходить просто в процессе дегазации в момент формирования лампроитового тела. Этот процесс приводит к потери летучих компонентов, таких как CO_2, Cl^-, PO_4^{3-}, F^-, SO_4^{2-}, S^{2-}, а также, возможно, Na_2O и в меньшей степени K_2O, что в свою очередь ведёт к уменьшению концентраций этих компонентов в породе по сравнению с расплавом. Также в породе по сравнению с расплавом из-за процесса дегазации должно изменяться соотношение H_2O : CO_2 и, возможно, Na : K : Ca . В-третьих, взаимодействие с метеорными и/или погребёнными водами во время и после формирования лампроитового тела должно вызывать массовое растворение первично магматических щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов, замещение щелочесодержащих карбонатов кальцитом, а также серпентинизацию магматических силикатов, что также ведёт к существенному изменению как минерального, так и химического состава лампроитовых пород. В-четвёртых, изначально гомогенные лампроитовые расплавы при изменении P-T параметров могут быть разделены на две несмешивающиеся жидкости: карбонатитовую и силикатную. В этом случае, возможно, породы лампроита Сильвери Хоум представляют собой продукты кристаллизации силикатной жидкости, продукты же кристаллизации карбонатной жидкости каким-то образом могли быть денудированы.

Заключение

Результаты проведённых исследований можно обобщить следующим образом: (1) вторичные расплавные включения в оливинах лампроита Сильвери Хоум представляют собой реликты необычного K-Ca-Na-карбонатитового расплава с незначительным преобладанием калия, высоким содержанием таких летучих, как CO_2, Cl^-, PO_4^{3-}, F^-, SO_4^{2-}, S^{2-} и низкими концентрациями SiO_2 и H_2O; (2) расплав такого экзотического состава генетически связан с магматизмом, который сформировал лампроиты и вероятно отража-

ет состав расплава Сильвери Хоум на одном из этапов его эволюции; (3) валовый химический состав лампроитов Сильвери Хоум не соответствует каким-либо вариациям составов расплава Сильвери Хоум, которые могли быть обусловлены эволюционными трендами первоначальной жидкости; (4) минеральная ассоциация лампроитов Сильвери Хоум не отображает вероятную магматическую минеральную ассоциацию, которая могла кристаллизоваться из первичного расплава Сильвери Хоум; (5) в истории Земле могли быть значительные объемы необычных бючлиит-ньеререитовых карбонатитов, которые впоследствии были разрушены или замещены другими породами.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400157-9).

Литература

1. Abersteiner A., Golovin A., Chayka I., Kamenetsky V.S., Goemann K., Rodemann T., Ehrig K. Carbon compounds in the West Kimberley lamproites (Australia): Insights from melt and fluid inclusions // Gondwana Research. 2022. V. 109. P. 536–557. https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.06.005.
2. Becker M., Le Roex A. P. Geochemistry of South African On- and Off-craton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 673–703.
3. Golovin A. V., Kamenetsky V. S. Compositions of Kimberlite Melts: A Review of Melt Inclusions in Kimberlite Minerals // Petrology. 2023. V. 31. P. 143–178. https://doi.org/10.1134/S0869591123020030.
4. Mitchell R. H. Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. Plenum Press, New York. 1995.
5. Pearson D. G., Woodhead J., Janney P. E. Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle // Elements. 2019. V. 15. P. 387–392. https://doi.org/10.2138/gselements.15.6.387.
6. Sarkar S., Giuliani A., Dalton H., Phillips D., Ghosh S., Misev S., Maas R. Derivation of Lamproites and Kimberlites from a Common Evolving Source in the Convective Mantle: the Case for Southern African 'Transitional Kimberlites' // Journal of Petrology. 2023. 64. p. https://doi.org/10.1093/petrology/egad043.
7. Tappe S., Shaikh A. M., Wilson A. H., Stracke A. Evolution of ultrapotassic volcanism on the Kaapvaal craton: deepening the orangeite versus lamproite debate // Geological Society, London, pecial Publications. 2021.
8. Woodhead J., Hergt J., Giuliani A., Maas R., Phillips D., Pearson D.G., Nowell G. Kimberlites reveal 2.5-billion-year evolution of a deep, isolated mantle reservoir // Nature. 2019. V. 573. P. 578–581. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1574-8
9. Zucchini A., Gavryushkin P. N., Golovin A. V., Bolotina N. B., Stabile P., Carroll M. R., Comodi P., Frondini F., Morgavi D., Perugini D., Arzilli F., Cherin M., Kazimoto E., Kokh K., Kuznetsov A., Medrish I.V. Crystal structure of nyerereite: A possible messenger from the deep Earth // American Mineralogist. 2022. V. 107. P. 2054–2064.https://doi.org/10.2138/am-2022-8106.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.081

Минеральные ассоциации вторичных расплавных включений в шпинелях и оливинах мантийного ксенолита из трубки им. В. Гриба: составы мантийных расплавов и проблемы серпентинизации

А. А. Тарасов [1, 2], А. В. Головин [2], Е. А. Агашева [2]

[1] Новосибирский государственный университет, e-mail: a.tarasov2@g.nsu.ru

[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: tarasov.alexey@igm.nsc.ru

Введение

Проблема вариации состава кимберлитовых расплавов на различных этапах их эволюции является одним из важнейших вопросов петрогенезиса кимберлитов. Особенно актуальным и дискуссионным вопросом является содержание воды в кимберлитовых расплавах на разных этапах их эволюции и кристаллизации. Решение этого вопроса оказывает влияние на построение моделей режимов плавления мантии и генерации первичных кимберлитовых жидкостей, а также моделей серпентинизации кимберлитовых тел и мантийных ксенолитов. Для реконструкции составов кимберлитовых расплавов используется несколько подходов, один из которых заключается в изучении микропорций этих законсервированных жидкостей – расплавных включений в минералах кимберлитов и мантийных ксенолитов (Golovin and Kamenetsky, 2023). Большинство исследований с использованием этого подхода посвящено изучению включений в оливине, так как этот минерал обладает простым химическим составом и содержит самое минимальное количество элементов-примесей, что позволяет исключить контаминацию вещества включений какими-либо компонентами кроме SiO_2, MgO и FeO за счёт взаимодействия с оливином. Оливин активно реагирует с водой с образованием серпентина и брусита (Evans, 2004), а хорошая спайность этого минерала способствует формированию сети трещин и микротрещин, через которые во включения могут проникать водные растворы. Эти растворы могут разрушать нестабильные в водной среде дочерние фазы включений, такие, как щёлочесодержащее карбонаты, сульфаты и галогениды (Golovin and Kamenetsky, 2023), а так же замещать дочерний оливин включений серпентином и формировать вторичный серпентин по оливину-хозяину на границах с включениями. Поэтому включения в оливине, претерпевшие вторичные изменения и содержащие серпентин, не могут быть использованы для определения концентраций воды в кимберлитовых расплавах. В отличие от оливина, минералы группы шпинели (далее шпинель) практически не подвержены гидротермальным изменениям и обладают большей устойчивостью к растрескиванию. Поэтому на состав расплавных включений в этих минералах влияет только контаминация веществом минерала-хозяина, но не взаимодействие с внешними водными растворами.

В этой работе приводится описание и сравнение минерального и химического состава вторичных расплавных включений в зёрнах шпинели и оливина ксенолита G1-25 из трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). На основании полученных данных сформулированы выводы относительно: (1) состава расплава, законсервированного в этих минералах, (2) вторичных изменений включений в оливине, (3) процессов серпентинизации кимберлита трубки им. В. Гриба.

Объект исследования

Трубка им. В. Гриба расположена на Кольском архейском кратоне и относится к Архангельской алмазоносной провинции. Кимберлит имеет позднедевонский возраст. Ксенолит G1-25 представляет собой зернистый шпинель-гранатовый лерцолит из этого

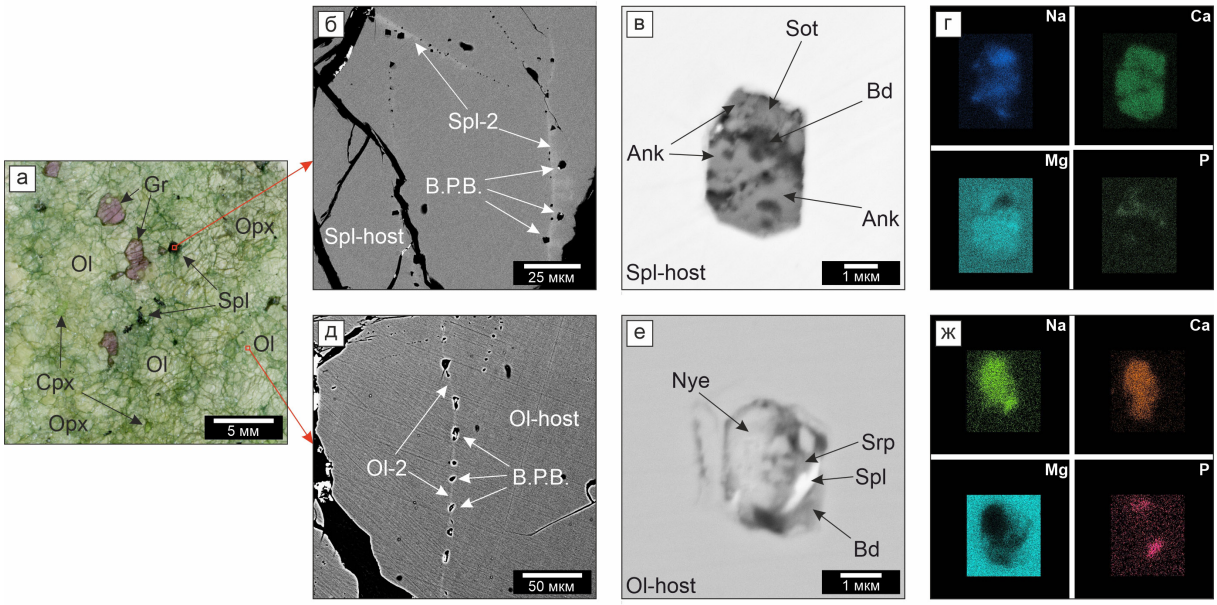


Рис. 1. Вторичные расплавные включения в шпинели и оливине мантийного ксенолита G1-25 из кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Фотография тонкой полированной пластинки, изготовленной из ксенолита G1-25 (а). BSE изображения зерен шпинели (Spl-host) и оливина (Ol-host) с залеченными второй генерацией шпинели (Spl-2) и оливина (Ol-2) трещинами, в которых расположены вторичные расплавные включения (B.P.B) (б, д). BSE изображения индивидуальных вторичных расплавных включений в шпинели (в) и в оливине (е) и карты распределения элементов в них (г, ж)

кимберлита (см. рис. 1 а). Оценки P-T параметров последнего минерального равновесия этого нодуля составляют 3.3 ГПа и 750 °C, что соответствует глубине 101 км в разрезе литосферной мантии Кольского кратона (Golovin et al., 2023).

Методы

Включения в минералах ксенолита были идентифицированы с помощью оптического микроскопа Olimpus BX-51. Минеральный состав включений исследовался методом КР-спектроскопии с помощью конфокального рамановского спектрометра Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с 532 нм Nd:YAG лазером и спектрометра WITec alpha 300R оснащённого 488 нм лазером, в том числе с использованием методики получения гиперспектральных конфокальных рамановских изображений (Раман- картирования). Изображения в отраженных электронах (BSE) выведенных на поверхность расплавных включений, карты распределения элементов в них, химические анализы дочерних минералов и минералов-хозяев, а также валовые химические анализы включений получены на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA3 LMU с энергодисперсионной системой микроанализа Aztec Energy X-Max 50+ в ИГМ СО РАН.

Результаты

Все породообразующие минералы ксенолита содержат залеченные трещины, в которых расположены группы вторичных расплавных включений.

Залеченные трещины в оливине маркируются оливном с повышенным относительно оливина-хозяина содержанием FeO (см. рис. 1 д). Расплавные включения состоят из различных Na-K-Ca-, Na-Ca-, Na-Mg-, Ca-Mg-, Mg- и Ca-карбонатов, Na-Mg-карбонатов с дополнительными анионами Cl^-, SO_4^{2-} и PO_4^{3-}, сульфатов и хлоридов щелочных металлов, фосфатов, сульфидов, оксидов и силикатов, кроме того во включениях идентифицированы

Таблица 1. Список дочерних минералов вторичных расплавных включениях в оливине и шпинели ксенолита мантийного перидотита G1-25 из трубки им. В. Гриба

Минерал	Формула	Символ	Включения в оливине	Включения в шпинели
Карбонаты				
Ньеререит	$(Na,K)_2Ca(CO_3)_2$	Nye	КР, ЭДС	КР
Шортит	$Na_2Ca_2(CO_3)_3$	Sot	КР, ЭДС	ЭДС
Грегориит/ Натрит	$(Na,K,Ca)_2CO_3$	Gge/Nat	КР, ЭДС	КР
Эйтелит	$Na_2Mg(CO_3)_2$	Eit	КР, ЭДС	КР, ЭДС
Брэдлиит	$Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$	Bd	КР, ЭДС	ЭДС
Нортупит	$Na_3Mg(CO_3)_2Cl$	Nup	КР	КР, ЭДС
Тихит	$Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$	Tyc	–	КР, ЭДС
Беркеит	$Na_6CO_3(SO_4)_2$	Bke	КР	–
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	Dol	КР, ЭДС	КР, ЭДС
Магнезит	$MgCO_3$	Mgs	КР, ЭДС	–
Кальцит	$CaCO_3$	Cal	КР, ЭДС	–
Анкерит	$Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2$	Ank	–	КР, ЭДС
Ba-карбонат		Ba-Cb	ЭДС	ЭДС
Сульфаты				
Афтиталит	$K_3Na(SO_4)_2$	Att	КР, ЭДС	–
Арканит	K_2SO_4	Arc	КР	КР
Фосфаты				
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Ap	КР, ЭДС	КР, ЭДС
Галогениды				
Сильвин	KCl	Slv	ЭДС	–
Галит	NaCl	Hlt	ЭДС	ЭДС
Оксиды				
Mg-магнетит	$(Fe,Mg)(Fe,Al,Ti)_2O_4$	Spl	КР, ЭДС	КР, ЭДС
Сульфиды				
Fe-Ni-сульфит		Fe-Ni-Sulf	ЭДС	–
Силикаты				
Тетраферрифлогопит	$KMg_3FeSi_3O_{10}(OH)_2$	Tfphl	КР, ЭДС	КР, ЭДС
Вторичные гидротермальные минералы				
Серпентин	$Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$	Srp	КР, ЭДС	–
Магнетит	$FeFe_2O_4$	Mgt	ЭДС	–
Брусит	$Mg(OH)_2$	Brc	КР	–

Примечание. КР – минерал идентифицирован методом спектроскопии комбинационного рассеяния; ЭДС – минерал идентифицирован методом электронной сканирующей микроскопии с энергодисперсионной спектроскопией; «–» – минерал не идентифицирован в данном типе включений.

серпентин и брусит (см. табл. 1, рис. 1 е). Среди дочерних фаз расплавных включений карбонаты и карбонаты с дополнительными анионами занимают 62 об. %. Соотношение Ca : Na : K в расплавных включений составляет 1.2 : 1 : 0.2 в ат.%.

Расплавные включения в шпинели (как и включения в оливине) ксенолита G1-25 расположены в залеченных трещинах, которые маркируются шпинелью, отличающейся по составу и яркости на BSE изображениях от шпинели-хозяина (см. рис 1 б). Ассоциация дочерних минералов расплавных включений в шпинели представлена различными Ca-Fe-Mg-, Na-Ca-, Na-Mg-, Ca-Mg-, Mg- и Ca-карбонатами, среди которых преобладает анкерит $Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2$; Na-Mg-карбонатами с дополнительными анионами, сульфатом, фосфатом, хлоридом и силикатом – тетраферрифлогопитом (см. рис. 1 в, табл. 1). Несмотря на то, что преобладающая во включениях фаза, анкерит, не содержит щелочей, соединения натрия и калия занимают существенный объём среди дочерних минералов (см. рис. 1 г). Соотношение Ca: Na : K усреднённые по валовому составу 5 включений составляет 1.3 : 1 : 0.1 в ат. %. Среднее отношение Si/Na, в расплавных включениях составляет 0.2 в ат. %. Серпентин и брусит в расплавных включениях в шпинели не идентифицированы, единственной среди дочерних минералов фазой, содержащей SiO_2 и H_2O является тетраферрифлогопит.

Обсуждение результатов

Время и P-T параметры формирования расплавных включений в минералах ксенолита

Неоднородности химического состава минералов, не могут существовать долгое время при P-T параметрах литосферной мантии. Моделирование диффузии между различающимися составами шпинели, залечивающей трещины и собственно шпинели ксенолита показало, что время, в течении которого эти две генерации шпинели перестали бы различаться по химическому составу, при P-T условиях последнего равновесия ксенолита G1-25 составляет менее 5 лет, аналогичные оценки для залеченных трещин в оливине показывают время менее 1 года (Golovin et al., 2023). Таким образом, время формирования включений в зёрнах оливина и шпинели одного ксенолита ограничены очень коротким промежутком времени, следовательно, вторичные расплавные включения в этих двух минералах сформировались в ходе единого процесса и представляют собой микропорции единого расплава.

Короткие времена присутствия расплавных включений в литосферной мантии свидетельствуют о том, что эти включения генетически связаны с кимберлитовым магматизмом. Происхождение вторичных расплавных включений в минералах ксенолита может быть рассмотрено в рамках двух моделей: (1) включения формируются in-situ в мантии, незадолго до попадания ксенолита в кимберлитовую магму, при инфильтрации порций кимберлитового расплава через породы литосферной мантии (Golovin et al., 2018); (2) включения формируются в короткий промежуток после попадания ксенолита в кимберлитовую магму из-за декомпрессионного растрескивания оливина и шпинели и консервации в этих минералах транспортирующего кимберлитового расплава (Brett et al., 2015). Обе модели предполагают, что жидкость, законсервированная в зёрнах оливина и шпинели ксенолита в виде расплавных включений, представляла собой кимберлитовый расплав на мантийных стадиях его эволюции.

Минеральный и химический состав расплавных включений в оливинах и шпинелях в целом можно назвать подобным. Во-первых, из 21 дочернего минерала, обнаруженного во всех вторичных расплавных включениях, 14 идентифицированы как в оливине, так и шпинели (см. табл. 1). Во-вторых, карбонаты и карбонаты с дополнительными анионами занимают наибольший объём и среди дочерних минералов расплавных включе-

ний в шпинелях (85 %) и в оливинах (> 62 %), что указывает на карбонатитовую природу расплава. В-третьих, соотношение Ca : Na : K в расплавных включениях схожи: во включениях в шпинели это соотношение соответствует 1.3 : 1 : 0.1 в ат. %, во включениях в оливинах – 1.2 : 1 : 0.2 в ат.%, что указывает на щелочную, натровую специализацию законсервированного в минералах мантийного ксенолита расплава.

Концентрации воды в кимберлитовом расплаве

Включения в оливине характеризуются повышенной концентрацией воды. В них присутствуют фазы-концентраторы H_2O – серпентин $Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$, брусит $Mg(OH)_2$ и тетраферрифлогопит $KMg_3FeSi_3O_{10}(OH)$. Рассчитанная из объёмных долей этих дочерних минералов и содержаний воды в них, концентрация H_2O во включениях в оливине составляет 2.6 мас. %. В то время как во включениях в шпинели присутствует только один водосодержащий минерал – тетраферрифлогопит, занимающий 2.5 % объёма исследованных включений, что соответствует 0.1 мас. % воды во включениях. Заслуживает внимания, что объёмные доли тетраферрифлогопита во включениях в оливине и в шпинели практически равны и составляют 2.3 и 2.5 об. %, соответственно. Мы предполагаем, что содержание воды в расплавных включениях в шпинелях отражает концентрацию этого компонента в захваченном зёрнами оливина и шпинели расплаве, то есть в кимберлитовом расплаве трубки им. В. Гриба на мантийных этапах его эволюции. Повышенные концентрации H_2O во включениях в оливине связаны с вторичными изменениями этих включений за счёт проникновения в них водных растворов не магматического происхождения через микротрещины в минерале-хозяине.

Интенсивность вторичных гидротермальных изменений кимберлита трубки им. В. Гриба

Согласно опубликованным анализам химического состава кимберлитов из трубки им. В. Гриба, эти породы содержат от 10 до 12 мас. % H_2O (Golubeva et al., 2006), что более чем в 100 раз превышает, концентрацию воды в расплаве из которого сформировались кимберлиты данной трубки. Кроме того, щелочесодержащие карбонаты, сульфаты и хлориды, присутствующие в расплавных включениях, не идентифицированы в основной массе этих кимберлитов. Два этих факта свидетельствуют о привносе значительного количества внешних водных флюидов в кимберлиты им. В. Гриба во время или после их формирования. Эти процессы вероятно вызвали массовое растворение щелочесодержащих первично-магматических минералов и замещение магматических силикатов серпентином.

Заключение

Основные результаты проведённых исследований можно сформулировать следующим образом: (1) расплавные включения в зёрнах оливина и шпинели мантийного ксенолита G1-25 представляют собой реликты кимберлитового расплава, связанного с образованием трубки им. В. Гриба, на мантийном этапе его эволюции; (2) состав этого расплава соответствует щелочно-карбонатитовой жидкости с натровой специализацией, высокими концентрациями SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, Cl^- и низкими содержаниями SiO_2 (Si/Na = 0.2 в ат. %) и H_2O (~ 0.1 мас. %); (3) кимберлит трубки им. В. Гриба был подвергнут массовым гидротермальным изменениям за счёт внешних не магматического происхождения флюидов в результате чего первично-магматические водорастворимые щелочесодержащие карбонаты, сульфаты и хлориды были полностью разрушены, а первичные силикаты в существенной степени замещены серпентином.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 20-77-10018.

Литература

1. Brett R. C., Russell J. K., Andrews G. D. M., Jones T. J. The ascent of kimberlite: Insights from olivine // Earth and Planetary Science Letters.2015. V. 424. P. 119–131. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.05.024.
2. Evans B. W. The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 479–506. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.6.479.
3. Golovin A. V., Kamenetsky V. S. Compositions of Kimberlite Melts: A Review of Melt Inclusions in Kimberlite Minerals // Petrology. 2023. V. 31. P. 143–178. https://doi.org/10.1134/S0869591123020030.
4. Golovin A. V., Sharygin I. S., Kamenetsky V. S., Korsakov A. V., Yaxley G. M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.02.016.
5. Golubeva Y. Y., Pervov V. A., Kononova V. A. Petrogenesis of autoliths from kimberlitic breccias in the V. Grib Pipe (Arkhangelsk district) // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 411. P. 1257–1262. https://doi.org/10.1134/S1028334X06080228.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.082

Перспективы Томторского рудного поля на месторождения марганца

А. В. Толстов [1, 3], Н. П. Похиленко [1], А. П. Слепцов [2]

[1] Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева РАН, Новосибирск, e-mail: tols61@mail.ru

[2] ООО «Геовектор», Якутск,

[3] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

Введение

Томторское рудное поле расположено в северо-западной части Республики Саха (Якутия) и приурочено к типичному массиву ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК). Комплексное оруденение, приуроченное к массиву Томтор, впервые выявлено в 1977 г. НПО «Севморгео» при проведении поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы, бокситы, фосфор и редкие металлы (Толстов, 1994, 2006). Последующие работы в пределах рудного поля проводились в центральной части массива Томтор геологами ПГО Якутскгеология в 1985–1991 гг. на ниобий, фосфор, редкие земли и алюминиевое сырье, в результате чего в верхней части гипергенного комплекса под перекрывающими юрскими и пермскими осадочными отложениями впервые были выявлены уникально-богатые пирохлор-монацит-крандаллитовые руды (Лапин, Толстов, 1991), диагностированные как сложные образования в переотложенных (эпигенетически измененных) корах выветривания. В 1991–1997 гг. пределах участка Буранный была проведена предварительная разведка богатых руд (Толстов, Гунин, 2001; Толстов, 2006). В результате этих работ было подтверждено наличие уникального редкометалльного и фосфорно-редкометалльного оруденения в коренных карбонатитах и железисто-фосфатных корах выветривания. На полную мощность были вскрыты и изучены подстилающие коренные рудоносные породы (кальцитовые, доломит-кальцитовые, полиминеральные редкометалльные, фосфорно-редкометалльные карбонатиты) и апатит-магнетитовые руды в фоскоритах.

Кроме участка Буранного, расположенного в центре массива в восточном секторе карбонатитового ядра выделяются еще два подобных участка с ниобий-редкоземельным оруденением: Северный и Южный, на которых в последующем были проведены поисково-оценочные геологоразведочные работы (2015–2018, ОАО «Якутскгеология»).

На первом этапе поисково-оценочных работ, в 1985–1990 гг. на массиве в латеритных корах выветривания были неоднократно отмечены повышенные содержания марганца, а работы на участках Северный и Южный в 2015–2018 гг. подтвердили повышенные содержания марганца. В частности, разведочных пробах фиксировались концентрации оксида марганца, превышающие 20–30 %, однако специальных исследований по нему не проводились (Похиленко и др., 2014; Рылов и др., 2016).

Первые результаты, свидетельствующие достоверно о высоких концентрациях и скоплениях диоксида марганца в латеритных корах выветривания выявлены в пробах из керна скважины D1, пройденной НПО Севморгео, а также в ряде других скважин, отмечены геологами Центральной комплексной тематической экспедиции ПГО Якутскгеология А. Н. Орловым, Н. А. Москвиным и ученым из ИГАБМ А. Р. Энтиным. По их сообщениям, охристые железистые руды содержали концентрации оксида марганца в количествах, превышающих 30 % и представляющих потенциально промышленный интерес. Формы рудных тел – пластово-линзовые в мощных горизонтах лимонитовых руд. Минеральные формы оксидов марганца – пиролюзит, псиломелан и гроутит. Интервалы оруденения в составе гипергенного комплекса превышали 30–40 м. Таким образом,

было установлено наличие железо-марганцевого оруденения в латеритных корах выветривания карбонатитов (Энтин и др, 1990; Толстов, 2006).

Позже в ходе поисково-оценочных работ нами продублирована эта скважина (скв. 3665), в результате чего была подтверждена предварительная информация о высоких концентрациях марганца в латеритных корах выветривания. Так на 30-метровый интервал, охарактеризованный 10-метровыми пробами, средние содержания оксида марганца превысили 20 %, что говорит о высоких перспективах данного участка (табл. 1).

Таблица 1. Химические анализы проб скважины 3665, % (Томтор, Северный)

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	**MnO**	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	ппп
1	0.8	0.67	7.00	4.75	25.87	**15.80**	0.50	3.00	0.05	0.08	2.98	7.1	19.15	9.7
2	1.6	0.16	0.10	12.29	3.52	**30.30**	1.75	9.12	0.05	0.08	2.58	0.01	27.88	4.09
3	3.6	0.67	0.10	14.09	3.88	**21.60**	1.87	1.00	0.05	0.08	3.75	0.01	22.72	8.49

Геологическая позиция и предпосылки выявления оруденения марганца

Собственно карбонатитовый комплекс массива Томтор сложен породами двух совокупностей (двух групп), названных по рудной нагрузке безрудной и рудной (Толстов, Тян, 1999; Толстов Гунин, 2001). Каждая группа включает два главных минеральных типа пород: первый смешанный, имеющий, в основном, карбонатно-силикатный состав, и второй – собственно карбонатитовый, сложенный карбонатами кальция, магния, марганца и железа (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и с сочетанием этих ведущих минералов).

Образования рудной группы карбонатитового комплекса подразделяются по рудной нагрузке на две подгруппы: фосфорно-редкометалльную и редкометалльную. По количественному соотношению и составу карбонатов различаются:

– карбонатиты с преобладанием кальцита (анкерит-кальцитовые);

– карбонатиты с преобладанием доломита (кальцит-доломитовые).

В некоторых разновидностях доломит имеет специфический состав – он сильно обогащен марганцем (марганцовистый доломит), содержание которого в 1.5–2 раза превышает содержание железа. В редкометальной подгруппе выделяются два главных минеральных типа пород – анкерит-шамозитовые породы и анкеритовые карбонатиты.

Минеральный состав их широко варьирует и принятое нами название «анкерит-шамозитовые» является условным, отражающим лишь постоянное присутствие в них анкерита с железистостью (fm) равной 30–40 % и тонкочешуйчатого минерала с рентгеновской характеристикой септехлорита и железистостью также 30–40 %. Кроме анкерита (20–30 %) и шамозита (10–20 %) в породе обычно присутствует кальцит (3–40 %), гидробиотит (5–20 %), серицит (5–15 %), апатит (3–5 %), гематит или гетит (2–15 %), часто отмечаются сидерит (до 10 %), родохрозит (до 5 %), кварц (до 10 %), пирит (до 10 %).

Для редкометалльной подгруппы характерен специфический тип карбонатитов выделенный под названием «анкеритовые карбонатиты». Они слагают овальное тело площадью 2.5 км^2, вытянутое в субмеридиональном направлении. Тело располагается в центральной части ядра, картируется значительной аномалией силы тяжести и пространственно сопряжено с анкерит-шамозитовыми породами. Суммарное количество карбонатов в этом типе составляет 70–95 %. Ведущим среди них является анкерит (45–70 %), расчетная железистость которого (fm) варьирует от 30 до 50 %, но большей частью ближе к 40 %. Как правило, в значительных количествах присутствует кальцит (2–20 %), часто много родохрозита (3–15 %), иногда присутствует сидерит (3–10 %).

Глубокая кора выветривания массива Томтор сложена весьма специфическими образованиями и в значительной мере отличается от большинства типичных латеритных кор выветривания карбонатитовых массивов, достаточно полно охарактеризованных в отечественной литературе (Кравченко и др., 1990; Лапин, Толстов, 1991, 1995).

Для высокомарганцевых участков латеритных кор выветривания, вероятно, анкеритовые разности пород карбонатитового комплекса, помимо апатит-магнетитовых руд (фоскоритов, камафоритов) могут являться коренными образованиями (Толстов, 1994; Баранов и др., 2018; Баранов, Толстов, 2022).

Среди главных отличий томторских карбонатитов, перспективных на марганцевое оруденение, особенно выделяются следующие:

1) Большая мощность коры выветривания, превышающая 300 м.

2) Значительная роль образований, более монолитных и прочных, чем исходные породы – карбонатиты.

3) Минеральный состав, с большим присутствием марганцевых минералов, содержащихся в меньшем количестве в коре массива.

Субпластовые тела камафаритов выделяются интенсивными локальными магнитными аномалиями (до 2000 γ) на фоне достаточно спокойных полей вмещающих пород и представлены пластообразными, дайковыми и жильными телами (Толстов, 1994, 2006; Толстов и др., 2017) вблизи контакта с нефелиновыми и щелочными сиенитами. По внешнему облику это крупно-, среднеравномернокристаллические породы с непостоянным составом: апатит – 10–14 %; магнетит – 90–60 %, при наличии кальцита, серпентина, хлорита и биотита – до 20 %. Для фоскоритов характерны повышенные концентрации оксида марганца, что позволяет рассматривать их, наряду с карбонатитами, как источник высоких концентраций марганца в латеритных корах выветривания (Толстов, 1994; Лапин, Толстов, 2011; Баранов, Толстов, 2022).

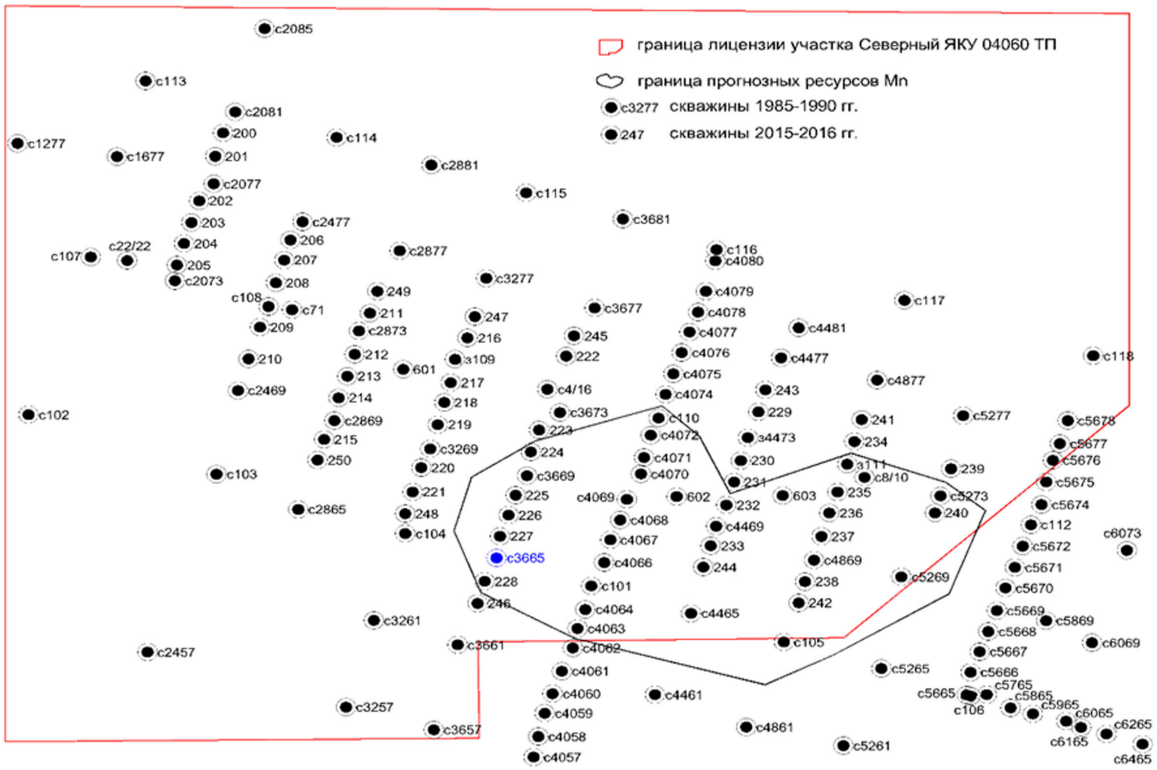


Рис. 1. Схема расположения скважин и оценка прогнозных ресурсов марганца

Карбонатиты содержат оксиды марганца, но в разном количестве. Максимальные концентрации марганца характерны для поздних доломин-анкеритовых, анкеритовых карбонатитов и анкерит-шамозитовых пород. Минеральные формы марганца в них самые разнообразные, но преимущественно это карбонаты: марганцовистый сидерит (олигонит) и родохрозит (Толстов, 2006; Толстов и др., 2017).

По результатам поисково-оценочных работ в северном секторе карбонатитового ядра массива Томтор выделен участок с повышенными концентрациями марганца в камафоритах (участок Северный) (рис. 1).

В гипергенно-измененных образованиях латеритных корах выветривания, развитых на карбонатитах, концентрации марганца возрастают аналогично концентрациям РЗЭ и суммарного железа (Коноплев и др, 1995; Лазарева и др., 2015). В результате чего образуются комплексные ниобий-редкоземельные Fe-Mn руды, ресурсы которых могут быть значительными. Ниже в таблицах 2 и 3 представлены средние содержания по выявленным содержаниям MnO в скважинах на участке Северный, и приведена оценка прогнозных ресурсов, показывающая внушительные результаты.

Таблица 2. Распределение марганца в гипергенном комплексе участка Северный

№ скважины	Мощность, м	Содержание MnO в %
101	28.4	11.71
105	110	13.75
108	40	10.58
111	13	12.25
3665	30	22.57
4465	70	12.72
Среднее по скважинам	48.6	12.83

Таблица 3. Прогнозные ресурсы марганца в латеритных корах выветривания участка Северный

Площадь рудоносного участка, тыс. $м^2$	Средняя мощность руд, м	Объём руды млн. $м^3$	Удельный вес руды, $т/м^3$	Объем руды, млн. т	Среднее содержание MnO в руде, %	Ресурсы руды, млн. т
1550.6	23	35.7	3.8	135.5	12.83	17.4

Выводы

В пределах карбонатитовой центральной части массива Томтор выявлен участок с повышенным содержанием оксидов марганца в латеритных корах выветривания с ресурсами марганцевых руд, превышающими 17 млн.т. Помимо изученного участка Северный по наличию в пределах массива магнитных аномалий, чем характерно отличаются апатит-магнетитовые породы – фоскориты, аналогичные руды могут быть выявлены и в других частях массива Томтор (Баранов, Толстов, 2022).

Полученные результаты позволяют прогнозировать наличие промышленных концентраций марганца в центральном и южном секторах карбонатитового ядра массива, что создает реальные перспективы выявления месторождений комплексных ниобий-редкоземельных железо-марганцевых руд в латеритных корах выветривания карбонатитов с уникальными ресурсами.

Благодарности

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и гранту РНФ № 23-63-10017.

Литература

1. Баранов Л. Н., Толстов А. В., Округин А. В., Слепцов А. П. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор, Северо-восток Сибирской платформы // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 42–54.
2. Баранов Л. Н., Толстов А. В. Роль фоскоритов в минерагении Томторского рудного поля // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2022. Т. 27. № 2. С. 195–206.
3. Коноплев А. Д., Толстов А. В., Васильев А. Т., Нечелюстов Г. Н., Кузьмин В. И., Скляднева В. М., Дубинчук В. Т., Коноплева Е В., Сидоренко Г. А. Особенности локализации редкометалльного оруденения на месторождении Томтор // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах: сб. науч. трудов. Москва, 1995. С. 223–241.
4. Кравченко С. М., Беляков А. Ю., Кубышев А. И., Толстов А. В. Скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевые руды – новый тип редкометалльного сырья // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 1. С. 105–109.
5. Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Добрецов Н. Л., Толстов А. В., Щербов Б. Л., Карманов Н. С., Герасимов Е. Ю., Брянская А. В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1080–1115.
6. Лапин А. В., Толстов А. В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 81–91.
7. Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов. 1995. М.: Наука, 208 с.
8. Лапин А. В., Толстов А. В. Минерагения кор выветривания карбонатитов. М., ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2011. 308 с.
9. Лапин А. В., Толстов А. В., Куликова И. М. Уникальные ультрабогатые редкометалльные руды месторождения Томтор и проблема их генезиса // Минералогия. 2019. № 5(3). С. 70–87.
10. Похиленко Н. П., Крюков В. А., Толстов А. В., Самсонов Н. Ю. Томтор как приоритетный инвестиционный проект обеспечения России собственным источником редкоземельных элементов // ЭКО. 2014. № 2 (476). С. 22–35.
11. Рылов Д. А., Слепцов А. П., Толстов А. В. Перспективы Томторского рудного поля на новые виды полезных ископаемых // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: сб. науч. трудов. 2017. С. 423–427.
12. Толстов А. В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магетитовых руд массива Томтор (Северо-западная Якутия) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С. 91–100.
13. Толстов А. В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы // М. ИМГРЭ, 2006, 212 с.
14. Толстов А. В., Гунин А. П. Комплексная оценка Томторского месторождения // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2001. № 11. С. 144–160.
15. Толстов А. В., Лапин А. В., Баранов Л. Н. Новые данные о составе редкоземельных элементов в рудах участка Буранный Томторского рудного поля // Актуальные вопросы получения и применения РЗМ и РМ-2017: сб. матер. междун. научно-практической конференции. 2017. С. 76–82.
16. Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И., Василенко В. Б., Орлов А. И., Тян О. А., Ольховик Ю. А., Ольштынский С. И., Толстов А. В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С. 42–51.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.083

Rare-metal-rare-earth mineralization of the Verkhne-Shchugorsk ore field (Middle Timan)

O. V. Udoratina [1], D. A. Varlamov [2], T. L. Panikorovskii [3], A. S. Shuyskiy [1]

[1] Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

[2] Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, e-mail: dima@iem.ac.ru

[3] Kola Science Centre RAS, Apatity, e-mail: t.panikorovskii@ksc.ru

Introduction

Ore rare-metal-rare-earth (Nb, Sr, LREE, Th) mineralization is developed in rocks of aluminous, phosphate-alumina and rare-metal-alumina subformations. They are formed from substrate of alkaline metasomatites. Alkaline metasomatites are developed from sedimentary terrigenous-carbonate rocks of the Pavyug and Vorykvinsk Formations on Middle Timan (Likhachev, 1993). Shchugorsk ore field (Middle Timan)

The list of minerals is wide: alkaline metasomatites – potash feldspar, albite, sericite, acmite, carbonates (calcite, dolomite, ankerite, bastnesite), columbite (Ti-columbite, Fe-columbite), pyrochlore (Sr-pyrochlore, Pb-pyrochlore, Th-pyrochlore), ilmenorutile, (V- ilmenorutile) leucoxene, monazite, pyrite, chalcopyrite, chalcocite, bornite, carrollite, nickeline, cobaltite); rocks of bauxite-bearing weathering crust (BBWC) – boehmite, hydro (?) iron niobate (?), columbite (Ti-columbite, Fe-columbite), pyrochlore (Sr-pyrochlore, Pb-pyrochlore, Th-pyrochlore), ilmenorutile, (V-ilmenorutile), leucoxene, monazite, rhabdophane, bastnesite, florencite, svanbergite, nickeline, annabergite, malachite, rosasite, chrysocolla, Cu, hematite.

Bauxite-bearing weathering crust (BBWC) of lateritic feldspar metasomatites inherits a texture pattern of primarily layered metasomatites and minerals.

Rare metal rare earth (Nb, LREE) minerals also inherited from alkaline metasomatites are represented by pyrochlore (pyrochlore, Sr-pyrochlore, Pb-pyrochlore), columbite (Fe-columbite), ilmenorutile, monazite.

Research Methodology

Using shared research facilities «Geoscience» (Syktyvkar, Russia), monofractions of columbite, pyrochlore, monazite of Verkhne-Schugorsk bauxite deposit (collection of V.V. Likhacheva, Institute of Geology FRC Komi UB RAS) were analyzed using a scanning electron microscope TESCAN VEGA3 LMH with an X-MAX Oxford Instruments energy-dispersion spectrometer attachment.

Results and Discussion of Results

Pyrochlore and columbite are the ore minerals that carry rare metals (mainly niobium) in feldspar metasomatites and BBWC developed from them. Minerals concentrators are ilmenorutile, rutile, leucoxene, carriers of the rare earths - exclusively monazite (from secondary – rhabdophane, florencite, REE carbonate – bastnaesite, Sr apatite) (Lihachev, 1993).

Pyrochlore is unevenly distributed in the BBWC profile and is inherited from the parent rock of bauxite - alkali metasomatites. Pyrochlore is a typomorphic mineral of the rear zone (acmite -quartz-carbonate-feldspar rocks). It is associated with ilmenorutile and monazite, forms a rare dissemination or small-nesting clusters. Often there are octahedral crystals of various colors up to 0.5 mm. Also, zonal crystals are often common (Fig. 1, a-b); variations in the chemical composition of the contents of Sr, Th, Pb, and Ba are observed. In BBWC, a greater presence of Pb pyrochlore is noted (Fig. 1, c).

Columbite in alkaline metasomatites and BBWC rocks occurs in the form of nesting clusters, veins, and rare inclusions.

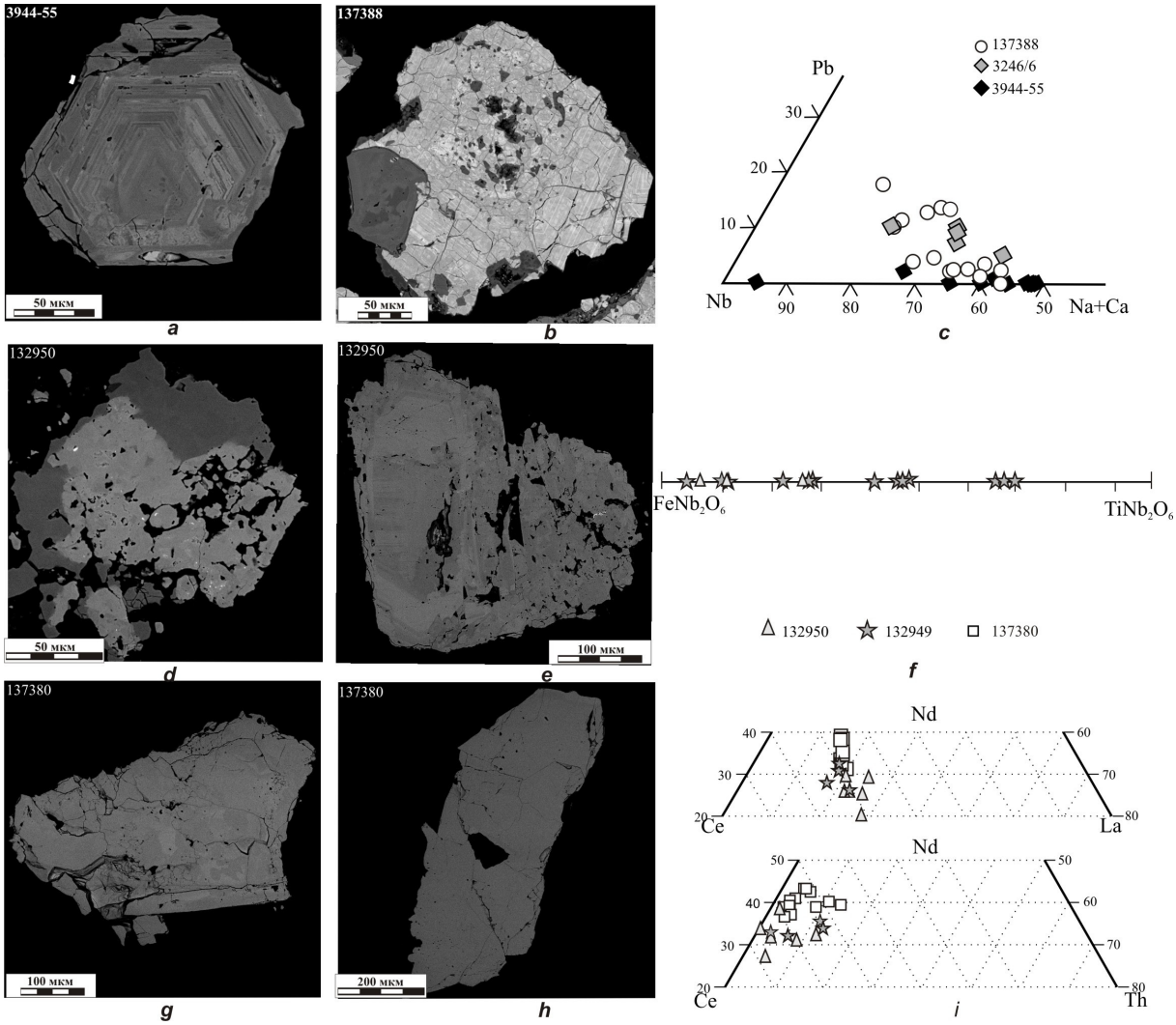


Fig. 1. Examples of zoning (polyphase structure) of crystals and pyrochlore grains (a-b), Ti-Fe-Nb aggregates (d-e), monazite (g-h). Pyrochlore from alkaline metasomatites (a), from BBWC (b), zoning is due to lead variations in composition. Ti-Fe-Nb aggregates: light – ferrocolumbite and Ti-ferrocolumbite, dark – high titanium Fe-Nb phases. Fragments of monazite aggregates from BBWC, heterogeneity of the structure, zonality (g), homogeneous crystals (h). Diagramms of the chemical composition of the pyrochlores (c), Ti-Fe-Nb phases (f), monazites (i)

The crystals and grains of columbite are heterogeneous and often zonal, reach dimensions in the first millimeters and have a complex internal structure (Fig. 1 d-e), due to the intergrowth of columbites proper (light-colored in the photos) and high titanium ferroniobium phases (dark), which have not been described in the literature. The chemical composition varies over a wide range within grains (Udoratina et al., 2020). In terms of chemical composition, low-titanium differences are practically pure $FeNb_2O_6$ ferrocolumbites; there are practically no manganese variations, as well as tantalum ones. Some of the compositions correspond to titanocolumbites (the term is old, the findings in the Vishnevye Mountains and the Yenisei Ridge are described), which contain up to 13 wt.% TiO_2. It is assumed that they develop in essentially alkaline environments (Eskova et al., 1964). However, a significant part of the phases in the chemical composition contains a much larger amount of titanium, the content of which can reach 35–40 wt. % TiO_2 (up to 50 % of cations), respectively, the niobium content at these points also drops to 40 wt. % (Fig. 1, f).

The compositions are shifting towards a higher content of Ti (a potentially new mineral in system Fe-Ti-Nb-O") and high-niobium ilmenorutiles (Nb_2O_5 up to 30 wt. %, TiO_2 up to 60, FeO up to 10).

Monazite is a carrier of rare earths in the rocks of rare-metal-alumina subformation. Its distribution in the studied sections is uneven. Monazite is in the form of crystals or aggregates of sheaf-like radiant concentrating a rare impregnation, veins, and small clusters (fragments of crystals and aggregates of Fig. 1, g – h), and it associates with pyrochlore, columbite, rutile, barite.

In BBWC, it is inherited from substrate rocks, and leached monazite is noted (forms spongy (lamellar aggregates)). Ce-monazite, wt.% (Ce_2O_3 – 28–33) is replaced by Nd-monazite (Nd_2O_3 – 7–14) in BBWC. All studied monazites are thorium; the ThO_2 content reaches 12 wt. % (Fig. 1, i).

Conclusions

Thus, studies of rare-metal (columbite, pyrochlore) and rare-earth (monazite) minerals of the Verkhne-Schugorsk ore field have established the features of their heterogeneous structure, as well as the features of the chemical composition.

References

1. Eskova E. M., Zhabin A. G., Mukhitdinov G. N. Mineralogy and Geochemistry of rare elements f the Vishnyevye mountains. Moscow: Science. 1964. 319 p.
2. Likhachev V. V. The rare metal bauxite-bearing weathering crust of Middle Timan. Syktyvkar: Komi SC UB RAS.
3. Udoratina O. V., Varlamov D. A., Makeev B. A., Shuyskiy A. S., Kapitanova V. A. Ti-Fe-Nb mineral phases from the bauxite-bearing weathering crust of the Verkhne-Schugorsk deposit (Middle Timan) // Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy. Yushkin Readings – 2020. Mat-ly Ross. conf. from int. participation. Syktyvkar. 2020. pp. 243–245.
4. Udoratina O. V., Varlamov D. A., Makeev B. A., Lutoev V. P., Shuyskiy A. S. Ti-Fe-Nb Mineral Phases from the Boxiton Bearing Weather Bark of the Verkhne-Shchugorsky Deposit (Middle Timan). In: Marin, Y. (eds) XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session. 2023, pp. 110–116 GMRMS 2021. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-23390-6_15.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.084

Конечные стадии дифференциации щелочных магм на примере агпаитовых сиенитов интрузии Нива (Кольский полуостров)

М. И. Филина

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, e-mail: makimm@mail.ru

Введение

Образование Кольской щелочно-карбонатитовой провинции, расположенной в северо-восточной части Балтийского щита, связано с девонским континентальным растяжением, и последующим плюмовым магматизмом (Ernst and Bell 2010; Kogarko et al. 2010). На площади около 100000 км^2, расположены крупнейшие щелочные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов - Ловозерский и Хибинский и щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами – более 20 интрузий (Ковдор, Вуориярви, Себльявр и др.), а также породы дайковой серии (Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев и др, 2009). Интрузия Нива была впервые описана А. А. Арзамасцевым (Arzamastsev et al., 2000), агпаитовые сиениты обогащенны REE, Zr, Nb, Sr, Ba и имеют необычный минеральный состав. Единственным известным аналогом агпаитовых сиенитов интрузии Нива с близким химическим и минеральным составом, является дайка агпаитовых сиенитов Мохнатые Рога (Filina et al., 2022), расположенная 35 км к юго-западу от интрузии.

Геологическое положение

Интрузия Нива расположена на южном берегу озера Бабинская Имандра и образует линзовидное тело диаметром 1.5–2 км, южная часть интрузии частично обнажена на площади 200×300 м, северная – покрыта четвертичной мореной. Вмещающими породами являются Архейские докембрийские амфибол-биотитовые гнейсы Беломорской серии. Большую часть интрузии слагает агпаитовый сиенит, возрастом 379 ± 21 (Rb–Sr система) млн лет и 383 ± 58 млн лет (Sm–Nd система) (Arzamastsev et al., 2000). Также в интрузии присутствует локальная протяженная зона тонкозернистых ортоклазитов и описаны ксенолиты фенитизированных гнейсов и зоны катаклаза, пересекающие агпаитовые сиениты. На контакте с вмещающими породами также была выявлена зона фенитизированных гнейсов мощностью 1–2 м.

Минеральный состав

Агпаитовый сиенит представляет собой мелко- и среднезернистую породу, темно-зеленого цвета с массивной текстурой. Порода сложена ортоклазом (35–45 об. %), натролитом (15–20 об.%), титанистым эгирин-авгитом (10–15 об.%), энигматитом+астрофиллитом (10–15 об. %), калио-арфведсонитом (10–15 об. %), минералами группы лампрофиллита (МГЛ) – (10–15 об. %). Акцессорные минералы представлены нунканбахитом, ильменитом и сульфидами. Характерной особенностью породы, является присутствие среди породообразующих минералов, типичных минералов агпаитовой ассоциации – энигматита и минералов группы лампрофиллита (МГЛ): лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и нового минерала этой группы – фторбаритолампрофиллита впервые описанного в агпаитовых сиенитах интрузии Нива (Filina, et al., 2019).

Ортоклаз в породе образует лейсты длиной 2–4 мм, которые пойкилитически заключают зерна других минералов. Мелкозернистая масса натролита заполняет пространство между темноцветными минералами и полевым шпатом. Энигматит образует ксеноморфные кристаллы с многочисленными включениями титанистого эгирин-авгита. Титанистый эгирин-авгит образуют зональные игольчатые или удлинено–призмати-

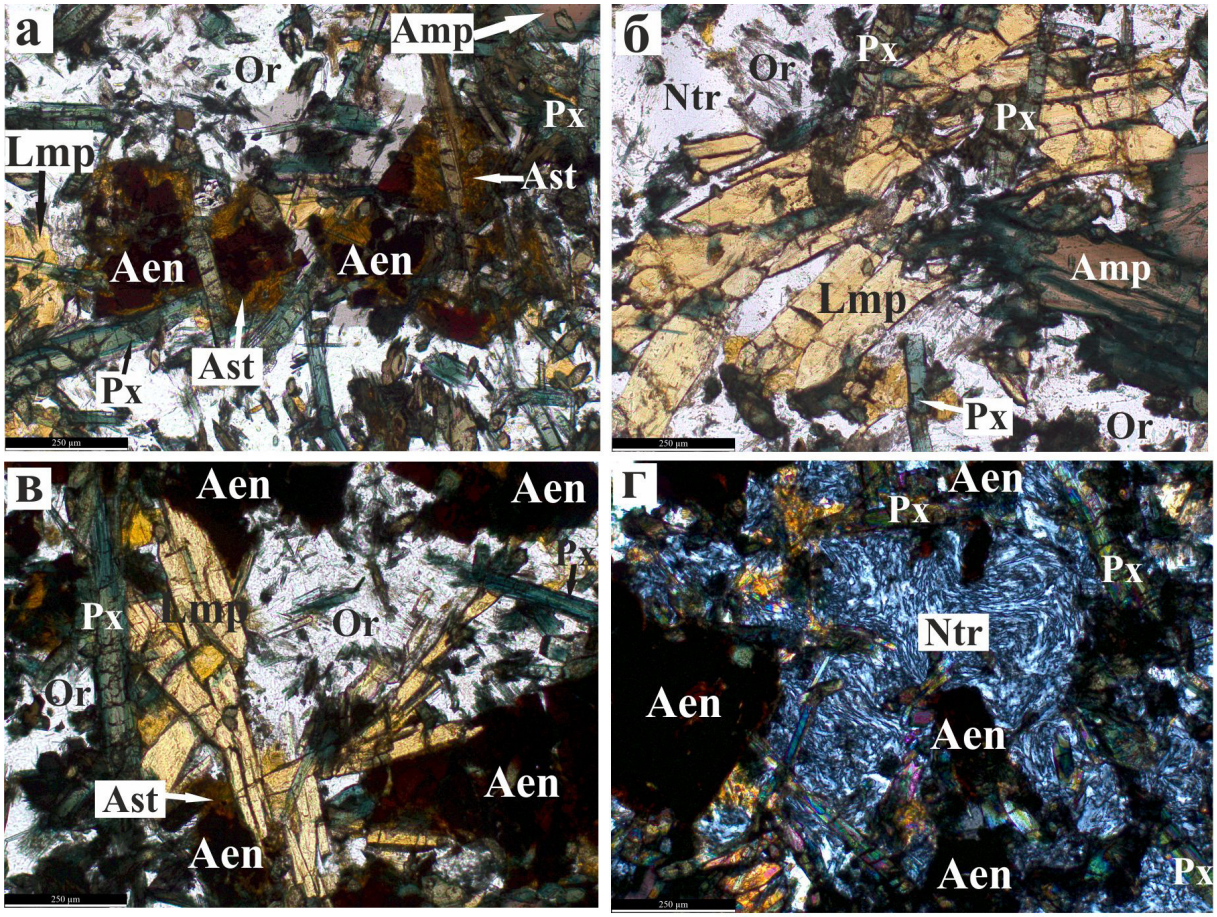


Рис. 1. Срастание призматических кристаллов МГЛ (Lmp), окруженных игольчатыми зелеными кристаллами эгирин-авгита (Px) и зональными розовато-коричневыми кристаллами калиоарфведсонита (Amp) (б, в). Коричневые кристаллы энигматита (Aen) (а, в, г), по краям замещенные астрофиллитом (Ast) (а, в). Ортоклаз (Or) с включениями темноцветных минералов (а, б, в), интерстиции сложены мелкозернистым ксеноморфным натролитом (Ntr) (г)

ческие кристаллы с светло-зелеными ядрами, отвечающими по составу авгиту и травянисто зелеными каймами эгиринового состава, и местами по трещинам замещается калио-арфведсонитом. Калио-арфведсонит образует идиоморфные кристаллы с коричневыми ядрами, и темно-зелеными каймами. МГЛ образуют светло-желтые удлиненно-призматические кристаллы или радиально-лучистыми сростки. Агрегаты игольчатого астрофиллита по краям замещают энигматит, вплоть до образованя псевдорофоз (рис. 1).

Первичное происхождение ортоклаза, этого конечного элемента калиевого полевого шпата в агпаитовых сиенитах кажется маловероятным и предполагается, что ортоклаз был образован по более раннему K-Na полевому шпату. Замещение первичного K-Na полевого шпата ортоклазом на позднемагматической стадии, описано на примере увит-уртитов и нефелин-кальсилитовых сиенитов (рисчорритов) Хибинского массива (Боруцкий, 1988). Натролит в породе был образован по более раннему нефелину, при температуре ≤ 300° (Barrer, 1982). Натролит широко распространен в измененных породах верхней части расслоенного луяврит-фойяит-уртитового комплекса Ловозерского массива (Ловская, 2011), а также в богатых натролитом поздних пегматитах, которые были описаны в массиве Гардинер (Nielsen, 1980).

Химический состав

Изучаемые агпаитовые сиениты характеризуется высоким коэффициентом агпаитности ($К_а$ ~ 1.4) (табл. 1). По сравнению с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами Ловозерского и Хибинского массивов, изучаемые породы содержат больше железа (до 14.06 мас. % Fe_2O_3), титана (до 4.09 мас. % TiO_2) и марганца (до 0.73 мас. % MnO), но меньше кремнезема (до 51.76 мас. % SiO_2), алюминия (до 11.81 мас. % Al_2O_3) и щелочных элементов (до 8.00 мас. % Na_2O и до 3.98 мас. % K_2O). На диаграмме суммы щелочей к кремнезему составы пород агпаитовых сиенитов интрузии Нива находятся в конце тренда кристаллизационной дифференциации от ультраосновных лампрофиров (мончикитов, саннаитов) к агпаитовым фонолитам (рис. 2).

Таблица 1. Химический состав агпаитовых сиенитов (вес. %) интрузии Нива, дайки Мохнатые Рога, Ловозерского и Хибинского массивов

	Интрузия Нива						Дайка МР	Ловозеро	Хибины
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Н-1-1	Н-2-3	Н-2-4	Н-4-3	Н-8-1	Ср. ан. 1-5	–	–	–
SiO_2	50.49	50.75	50.55	50.37	51.76	50.78	46.23	53.62	54.14
TiO_2	3.31	3.41	3.79	4.09	3.78	3.68	3.34	1.12	0.77
Al_2O_3	11.83	11.54	11.81	11.26	11.02	11.49	12.03	17.39	22.49
Fe_2O_3	13.31	13.21	13.38	14.06	13.10	13.41	16.95	4.93	2.34
FeO	–	–	–	–	–	–	15.32	1.01	1.44
MnO	0.45	0.60	0.73	0.63	0.59	0.60	0.55	0.34	0.15
MgO	2.71	2.10	1.98	1.88	2.18	2.17	1.45	0.98	0.64
CaO	1.77	2.57	1.89	2.65	2.63	2.30	2.42	1.22	1.43
Na_2O	7.41	7.54	8.00	7.53	7.28	7.55	6.24	10.97	9.35
K_2O	3.98	3.57	2.69	3.03	3.87	3.43	3.67	5.86	5.81
P_2O_5	0.15	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.13	0.20	0.13
п.п.п.	4.07	4.09	4.76	3.84	3.28	4.01	6.57	0.27	–
Сумма	99.48	99.44	99.63	99.40	99.54	99.50	99.23	97.91	98.69
Ка	1.39	1.41	1.36	1.39	1.47	1.40	1.19	1.40	0.98

Примечание. Анализы 1–6 – агпаитовый сиенит интрузии Нива, 7 – средний состав агпаитовых сиенитов дайки Мохнатые Рога (наши данные), 8 – средний химический состав Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966); 9 – средний химический состав фойяита Хибинского массива (Галахов, 1975). Анализы 1–6 Fe определено как Fe_2O_3 общее. Ка-коэффициент агпаитности.

Агпаитовые сиениты интрузии Нива содержат значительные концентрации REE, Zr, Nb, Sr и Ba. Так среднее содержание бария (6006 ppm) близко к содержанию в агпаитовом сиените дайки Мохнатые Рога (6051 ppm) и намного выше чем в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов (751 и 700 ppm, соответственно (Арзамасцев и др., 2001; Герасимовский и др., 1966). Среднее содержание стронция (5113 ppm) близко к содержанию стронция в агпаитовом сиените дайки Мохнатые Рога (4877 ppm), тогда как для нефелиновых сиенитов Хибинского массива среднее содержание стронция

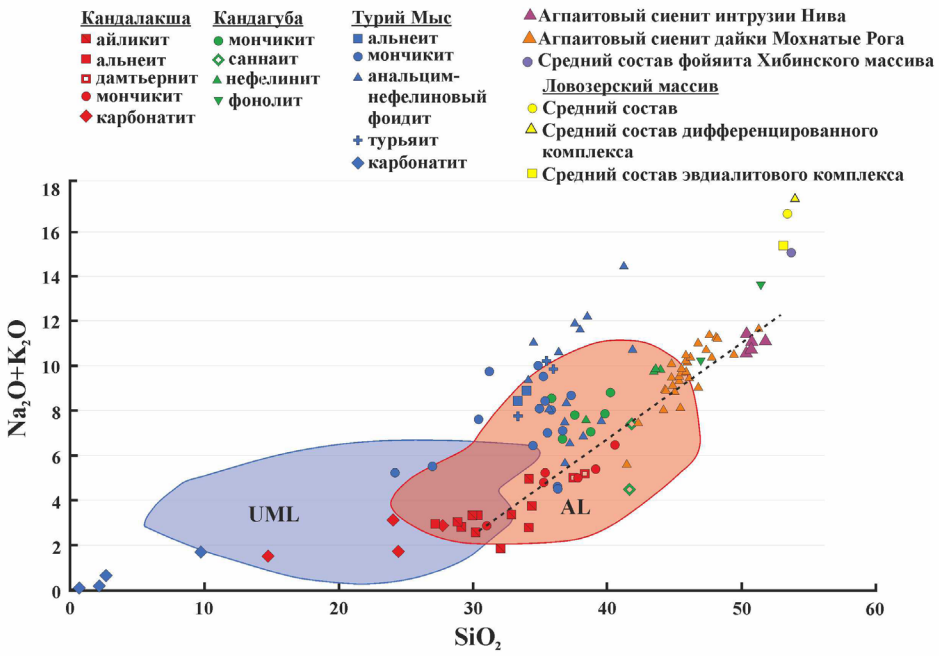


Рис. 2. Диаграмма сумма щелочей к кремнезему с нанесенными составами агпаитовых сиенитов интрузии Нива, дайки Мохнатые Рога (наши данные), Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966), Хибинского массива (Галахов, 1975), даек районов Кандалакша, Кандагуба и Турий Мыс (Nosova et al., 2021). Составы пород наложены на поля классификационной диаграммы IUGS для вулканитов (Le Maitre, 2002), ультраосновных лампрофиров (UML) и щелочных лампрофиров (AL) (Rock, 1991)

составляет 952 ppm, а для Ловозерского массива – 610 ppm. Среднее содержание циркония (1953 ppm) также близко к содержанию в агпаитовом сиените дайки Мохнатые Рога (2250 ppm), при этом, среднее содержание циркония в Ловозерском массиве выше (3480 ppm), чем в изучаемой породе, тогда как его среднее содержание в фойяитах Хибинского массива значительно ниже – 200 ppm. Среднее содержание ниобия составляет 566 ppm, что аналогично содержанию в агпаитовом сиените дайки Мохнатые Рога

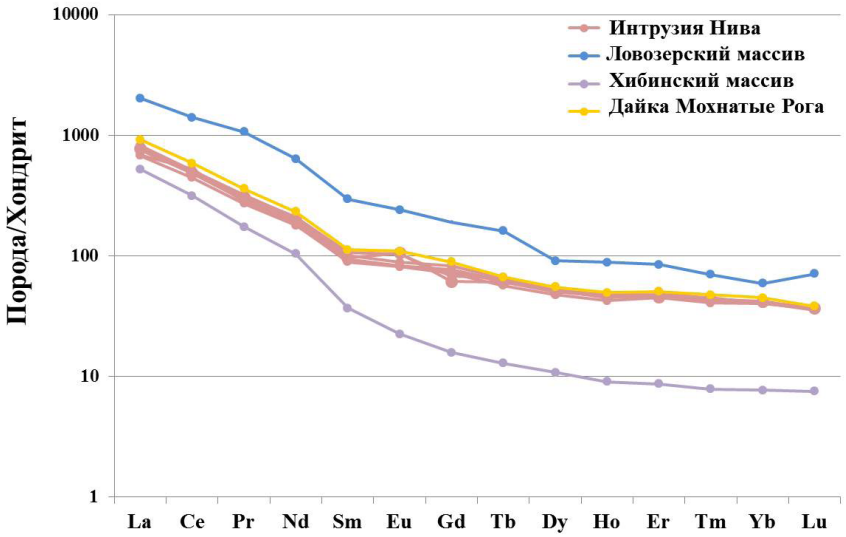


Рис. 3. Нормализованная к хондриту (Sun and McDonough, 1989) диаграмма РЗЭ для агпаитовых сиенитов интрузии Нива, дайки Мохнатые Рога, Ловозерского и Хибинского массивов

(598 ppm), а также в Ловозерском массиве (696 ppm), но примерно в шесть раз выше, чем в фойяитах Хибинского массива (114 ppm). На спайдер-диаграмме, нормализованной к хондриту (рис. 3), общая концентрация редкоземельных элементов ниже по сравнению с Ловозерским массивом, и аналогична концентрациям в дайке Мохнатые Рога, общая сумма редких земель – $\sum_{REE}$ = 724 ppm, Ce/Yb = 43.

Выводы

Отсутствие Eu-аномалии на спайдер-диаграмме, указывает на отсутствие плагиоклаза в процессе дифференциации щелочных первичных магм, а накопление REE, Zr, Nb, Sr и Ba, наблюдаемое в агпаитовых сиенитах, отражает длительную кристаллизационную дифференциацию и остаточный характер расплава (Герасимовский и др., 1966; Nosova et al., 2021). Предполагаемым источником агпаитовых сиенитов Нивы, по-видимому была ненасыщенная кремнеземом магма ларнит-нормативного меланефелинитового состава, близкая к описанной ранее в комплексе Гардинер (Восточная Гренландия) (Nielsen, 1994).

Также, более ранние исследования высокощелочных магматических комплексов показали, что высокое содержание летучих компонентов в эволюционирующем в сторону увеличения щелочности расплаве, приводит к стабилизации богатых летучими элементами фаз и позднему замещению нефелина, калий-натриевого полевого шпата поздней стадии – натролитом и ортоклазом. Этому процессу способствует низкая температура солидуса щелочных расплавов (Piotrowski and Edgar, 1970; Когарко, 1977) и очень широкий интервал их кристаллизации. Кроме того, экспериментальные исследования (Когарко, 1977; Giehl et al., 2013) показывают высокую растворимость воды и фтора в щелочной магме, что свидетельствует о постепенном переходе щелочного расплава в гидротермальный флюид. Таким образом, предполагается что изучаемые агпаитовые сиениты были образованы на этом этапе эволюции высокощелочной системы.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Беа Ф., Глазнев В. Н., Арзамасцева Л. В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 1–32.
2. Арзамасцев А. А., Федоров Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
3. Боруцкий Б. Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 216 с.
4. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. М.: Наука, 1975. 256 с.
5. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
6. 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. 550 с.
7. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
8. Ловская Е. В. Алюмосиликатные цеолиты щелочных интрузивных комплексов: химико-генетический анализ и экспериментальное моделирование природных ионообменных преобразований: дис... к.г.-м.н. Москва. 2011. 177 с.
9. Arzamastsev A. A., Belyatskiy B. V., Arzamastseva L. V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2000. V. 51. P. 27–46. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00073-0.
10. Barrer R. M. Hydrothermal Chemistry of Zeolites // Academic Press. London. 1982. 420 p.

11. Ernst R. E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Mineralogy and Petrology. 2010. V. 98. P. 55–76. https://doi.org/:10.1007/s00710-009-0074-1.
12. Filina M. I., Aksenov C. M., Sorokhtina N. V., Chukanov N. V., Kononkova N. N., Belakovskiy D. I., Britvin S. N., Kogarko L. N., Chervonnyi A. D., Rastsvetaeva R. K. The new mineral fluorbarytolamprophyllite $(Ba,Sr,K)_2[(Na,Fe^{2+})_3TiF_2][Ti_2(Si_2O_7)_2O_2]$ and chemical evolution of lamprophyllite-group minerals in agpaitic syenites of the Kola Peninsula // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. P. 533–553. https://doi.org/10.1007/s00710-019-00664-0.
13. Filina M. I., Kogarko L. N., Nielsen T. F. D. Mineralogical, geochemical, and isotopic data of a new special agpaitic dyke, enriched in high field strength elements (Eastern Part of Baltic Shield, Russia) // Lithos. 2022. V. 428–429. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106828.
14. Giehl C., Marks M., Nowak M. Phase relations and liquid lines of descent of an iron-rich peralkaline phonolitic melt: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165. P. 283–304. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0809-6.
15. Kogarko L. N., Lahaye Y., Brey G. P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // Mineralogy and Petrology. V. 98. P. 197–208. https://doi.org/10.1007/s00710-009-0066-1.
16. Le Maitre R. W. A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford. 2002. 236 p.
17. Nielsen T. F. D. The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dike system, in the Gardiner complex, East Greenland // Lithos. 1980. V. 13. No 2. P. 181–197.
18. Nielsen T.F.D. Alkaline dyke swarms of the Gardiner Complex and the origin of ultramafic alkaline Complexes // Geochem. International. 1994. V. 31. No 3. P. 37–56.
19. Nosova A. A., Kopylova M. G., Sazonova L. V., Vozniak A. A., Kargin A. V., Lebedeva N. M., Volkova G. D., Peresetskaya E. V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 398–399. No 3. P. 107307. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106277.
20. Piotrowski J. M., Edgar A. D. Melting relations of undersaturated alkaline rocks from South Greenland compared to those of Africa and Canada // Meddelelser om Grønland. 1970. V. 181. No 9. P. 62.
21. Rock N. M. S. Lamprophyres. Blackie, Glasgow and London, 1991. 285 p. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90087-L.
22. Sun S. S., McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society of London, Special Publications, 1989. V. 42. P. 313–345.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.085

Образование гранат-монтичеллит±магнетитовой и кварц-монацитовой ассоциаций под воздействием карбонатитовых расплавов на апатитовый пироксенит при 650°С и 100 МПа

Д. А. Чеботарев [1, 2], Е. Н. Козлов [2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: chebotarev@igm.nsc.ru

[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: e.kozlov@ksc.ru

Введение

Карбонатиты – малочисленные (не более 600 проявлений в мире), насыщенные летучими компонентами породы, состоящие из магматических карбонатов (> 50 % по объёму), силикатов, оксидов, фосфатов, фторидов (Le Maitre, 2002; Wooley, Kjarsgaard, 2008). Как правило, карбонатитовые тела в магматических комплексах генетически ассоциированы с силикатными породами, которые могли образоваться из общего родительского расплава.

Для карбонатитовых магм, как считается, характерны повышенные содержания редкоземельных и высокозарядных металлов, образующие богатые рудные минерализации внутри карбонатитовых тел (в апатите, монаците, бастнезите, пирохлоре и др.), либо в контактовых зонах во вмещающих породах. С отдельными проявлениями карбонатитового магматизма связаны основные мировые экономически значимые месторождения – Баян-Обо в Китае, Томтор, Ловозеро, Чуктукон, Белая Зима в России, Араша в Бразилии и другие. Однако не в каждом проявлении карбонатитов совпали условия для повышенного содержания этих рассеянных металлов. Помимо этого, ассоциирующие с карбонатитами силикатные породы содержат на порядки меньшие валовые количества этих элементов, хотя из экспериментальных и натурных наблюдений следует, что силикатная составляющая кристаллизуется раньше карбонатитовой, а экспериментальные исследования поведения редкоземельных элементов в расплавных силикатно-карбонатных системах показывают, что редкоземельные элементы предпочитают сегрегироваться в силикатную часть системы (расплав и минералы) (Veksler et al., 1998, 2012).

В силу насыщенности летучими, эти магмы являются агрессивными агентами не только ко вмещающим породам, но и к сингенетичным продуктам силикатных магм и даже к собственным ранним минералам. Такое взаимодействие играет важную роль в образовании рудной минерализации и перераспределении полезных компонентов. Однако такая агрессивность и высокая склонность карбонатитов к посткристаллизационным изменениям значительно осложняет натурное изучение ранних событий, связанных с карбонатитовым магматизмом. В связи с этим, особую важность в изучении щелочного магматизма приобретают методы экспериментальной петрологии.

В этой работе мы представляем результаты экспериментального моделирования перераспределения вещества и рудных компонентов при взаимодействии карбонатитового расплава с апатитовым пироксенитом при коровых условиях – 650 °С и 100 МПа.

Методы

Для моделирования взаимодействия карбонатита с апатитовым пироксенитом, на дно ампулы из золота (диаметр 3 мм, толщина стенки 0.5 мм) укладывали навеску фрагментов кристаллов диопсида из комплекса Африканда (Кольская щелочная изверженная провинция), поверх которой выкладывали навеску фрагментов кристаллов апа-

тита из карбонатитового комплекса Мушугай-Худуг (Монголия). Остаток ампулы плотно заполняли смесью химически чистых реактивов $CaCO_3$, MgO, FeO, MnO, моделирующей кальцитовый карбонатит различного состава, в которые были добавлены смеси оксидов редких элементов. Составы исходных компонентов приведены в таблице 1.

Таблица 1. Составы исходных компонентов (мас.%)

	Диопсид	Апатит	Карбонатит		
			К1	К3	К4
SiO_2	48.3	1.9	–	–	–
TiO_2	1.6	–	–	–	–
Al_2O_3	4	–	–	–	–
FeO	9	–	3	3	3
MnO	0.2	–	1	1	1
MgO	12	–	5	5	5
CaO	24.1	52.8	51	50	50.2
SrO	–	1.1	–	–	–
Na_2O	0.9	0.4	–	–	–
Ce_2O_3	–	1.1	–	–	–
P_2O_5	–	38.3	–	5	–
SO_3	–	1.9	–	–	5
CO_2	–	–	40	35	34.7
F	–	3.4	–	–	–
Оксиды HFSE и РЗЭ	–	–	1	1	1
Итого	100,1	100,8	100	100	100

Эксперименты были проведены при давлении 100 МПа (1 кбар) и температуре 650 °С в гидротермальных установках высокого давления с автоклавами с системой быстрой закалки в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Детальное описание устройства и принципа работы приведены в Matthews et al., 2003. Длительность экспериментов составила 30 часов и является достаточной для моделирования процессов в карбонатитовых системах (Chebotarev et al., 2019, 2022). Закалка образцов в таких аппаратах высокого давления происходит менее, чем за секунду.

После закалки, образцы извлекались из экспериментальной ампулы, помещались в эпоксидную смолу и полировались алмазными пастами без использования воды для предотвращения растворения карбонатов и вымывания щелочей. Анализ главных компонентов производился растровым сканирующим электронным микроскопом с EDS системой химического анализа MIRA 3LMU SEM (TESCAN Ltd.), оборудованном системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd.) в аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований в ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Результаты и обсуждение

В результате экспериментов, смеси химических реактивов из верхней части образцов с составом преобразовались в плотный агрегат расплава, кристаллов, смешанных оксидов железа, марганца и магния. Карбонатитовые смеси претерпели незначительное

плавление, и расплав не образовал больших обособлений, а оказался распределен в межзерновом пространстве, что затрудняет диагностику его состава (рис. 1 а, г, е). В его составе диагностируются незначительные содержания фосфора (К1), хлора и натрия, которые не были добавлены в стартовый состав, что указывает на прохождение реакции взаимодействия карбонатитовой составляющей с кристаллами апатита и диопсида из нижней части образцов. Также в карбонатитовой части образца отмечаются новообразованные карбонаты железа и магния, что также указывает на плавление и реакцию карбонатитовой смеси.

Агрегаты кристаллов апатита и диопсида после экспериментов оказались слабо сцементированы, из-за чего извлечь образцы из ампул в целости не удалось, однако в ряде осколков каждого из образцов отмечаются отдельные зерна как диопсида,

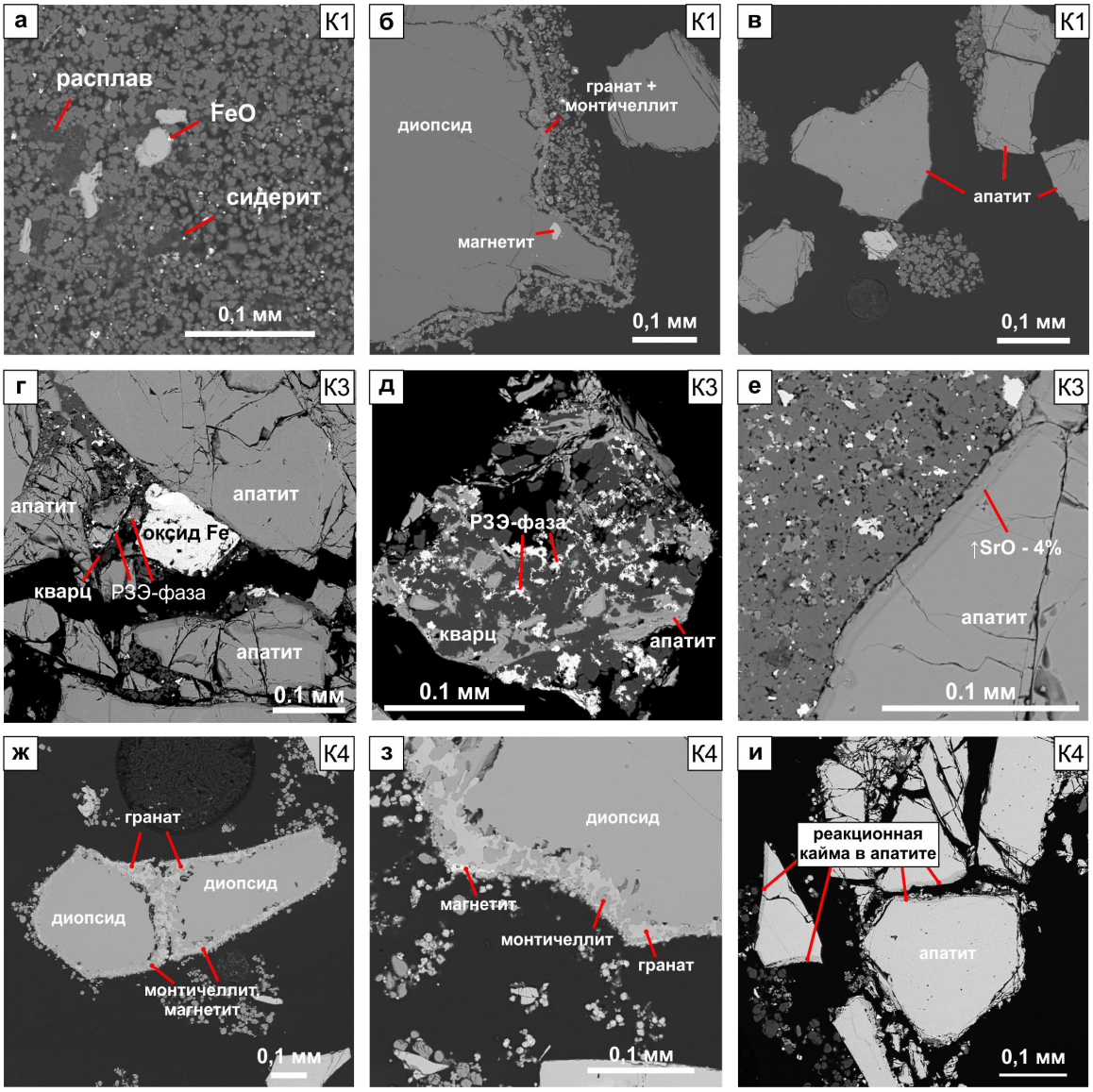


Рис. 1. Образцы после экспериментов: с составом К1 – сверху, с К4 – снизу. а – карбонатитовая смесь после эксперимента в верхней части образца К1; б – реакционная кайма из граната и монтичеллита на контакте диопсида и карбонатита; в – зерна апатита; г, д – реакционная кайма из граната, монтичеллита и магнетита на контакте диопсида с карбонатитовой смесью после эксперимента; е – реакционная кайма в зернах апатита на контакте с карбонатитовой смесью после эксперимента

так и апатита, окруженные карбонатами и расплавом, что указывает на распределение карбонатитовой составляющей во всем объеме образцов (рис. 1).

Из проведенных опытов можно сделать вывод о том, что воздействие кальцитового карбонатита на апатит и силикатные фазы имеет разнонаправленный характер. Апатит из образца с базовой смесью простого состава (К1) практически не вступает во взаимодействие с карбонатитовым веществом, сохраняя свой состав и форму зерен. Исследование редкоэлементного состава не проводилось, однако в образцах не было обнаружено новообразованных фаз РЗЭ, из чего можно заключить, что существенного влияния на редкоэлементный состав апатита и перераспределение РЗЭ кальцитовый карбонатит аналогичного состава при 650 °С и 100 МПа также не оказывает. Добавление в смесь К3 небольшого количества P_2O_5 привело к образованию реакционной каймы в апатите, обогащенной SrO до 4 вес. % (рис. 1 г, д, е). Добавка серы в образце К4 приводит к обогащению апатита стронцием до 13 мас. %, а также понижает содержание фтора до 2 вес. % (рис. 1 и). Вероятно, эти изменения повлияли и на редкоэлементный состав апатита.

Диопсид во всех образцах претерпел значительные изменения. В базовой смеси К1 произошло разложение пироксена с образованием мантии вокруг зерен из граната и монтичеллита (рис. 1 б). В образце К4, с серой, процесс разложения пироксена протекает интенсивнее и вглубь зерен – впрочем, разница в характере изменений может объясняться разным качество полировки образцов. Однако продукты реакции другие: к гранату и монтичеллиту добавляется магнетит (рис. 1 ж, з). В образце К 3, с фосфором, происходит растворение пироксена с образованием магнетита, шпинели и прожилок кварца, в котором отмечается частая вкрапленность оксидов железа и кристаллические фазы РЗЭ (рис. 1 г, д). Из-за малых размеров их трудно продиагностировать, но в их составе отмечается фосфор, что дает основание отнести их к монациту.

Новообразованные минеральные ассоциации весьма распространены в щелочных комплексах. Наблюдаемая реакция в образцах К1 и К4 может быть одной из причин происхождения гранат-монтичеллитовой ассоциации жерловой фации карбонатитовых вулканитов щелочного комплекса Контозеро (Fomina, Kozlov, 2020). Прожилки кварца с вкрапленностью мелких кристаллов фосфатов и других минералов РЗЭ также весьма распространены в карбонатитах – например, в комплексе Чуктукон, Красноярский край (Chebotarev et al., 2017; Doroshkevich et al., 2019). Часто подразумевается гидротермальная природа их образования, однако наши эксперименты демонстрируют, что подобные прожилки могут образовываться и на ранних и средних стадиях карбонатитового магматизма, до начала гидротермальных процессов.

В этой работе мы представили предварительные результаты серии экспериментов по моделированию взаимодействия двух довольно простых по составу карбонатитов с апатитом и пироксеном. В природных условиях этот процесс характеризуется гораздо более разнообразными параметрами: как по составу карбонатитовой магмы, наличию в её составе летучих, так и по температуре взаимодействия и разнообразию минералов, вступающих в реакцию. Отдельный интерес представляет перераспределение редких элементов.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Анне Михайловне Николенко и Илье Владимировичу Векслеру за помощь при подготовке к экспериментам.

Исследования проведены в рамках гранта РНФ № 19-77-10039-П (эксперименты) и государственного задания ИГМ СО РАН № (122041400241-5) (аналитика).

Литература

1. Fomina E., Kozlov E. Application of the method of statistical comparison of XRD- and XRF-data for identification of the most representative rock samples: a case study of an extensive collection of carbonatites and aluminosilicate rocks of the Kontozero alkaline complex (Kola peninsula, NW Russia) // 6th World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium. 2020. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. doi:10.1088/1755-1315/609/1/012050.
2. Chebotarev D. A., Doroshkevich A. G., Klemd R., Karmanov N. S. Evolution of Nb-mineralization in Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk territory, Russia) // Periodico di Mineralogia. 2017. V. 86. P. 99–118.
3. Chebotarev D. A., Veksler I. V., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Doroshkevich A. G., Koch-Müller M. Experimental study of trace element distribution between calcite, fluorite and carbonatitic melt in the system $CaCO^{3+}CaF^{2+}Na_2CO_3 \pm Ca_3(PO_4)_2$ at 100 MPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2019. V. 174. P. 4.
4. Chebotarev D. A., Wohlgemuth-Ueberwasser C. & Hou, T. Partitioning of REE between calcite and carbonatitic melt containing P, S, Si at 650–900 ° C and 100 MPa // Scientific Reports. 2022. V. 12. P. 3320. https://doi.org/10.1038/s41598-022-07330-0.
5. Doroshkevich A. G., Chebotarev D. A., Sharygin V. V., Prokopyev I. R., Nikolenko A. M. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 245–260. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.006.
6. Le Maitre R. W. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 2002. 236 p.
7. Matthews W., Linnen R.L., Guo Q. A filler-rod technique for controlling redox conditions in cold-seal pressure vessels // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 701–707.
8. Veksler I. V., Petibon C., Jenner G., Dorfman A. M, Dingwell D. B. Trace element partitioning in immiscible silicate and carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 2095–2104.
9. Veksler I. V., Dorfman A. M., Dulski P., Kamenetsky V. S., Danyushevsky L. V., Jeffries T., Dingwell D. B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts with implications to the origin of natrocarbonatite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 79. P. 20–40.
10. Woolley A. R. Kjarsgaard B. A. Carbonatite occurrences of the world: map and database // Geology. Survey of Canada. 2008. 28 p. doi:10.4095/225115.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.086

Особенности изоморфных замещений в минералах из высокофторной пневматолитовой ассоциации, связанной с санидинитами Айфеля (Германия)

Н. В. Чуканов [1, 2], И. В. Пеков [1, 3]

[1] Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, e-mail: chukanov@icp.ac.ru
[2] ФИЦ проблем химической физики и медицинской химии РАН, Черноголовка
[3] Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва

Введение

Среди пород Лаахерского палеовулкана (регион Айфель, Германия) принято выделять три разновидности санидинита, образование которых связано с существенно разными процессами (Brauns, 1922; Kalb, 1934, 1935, 1936, 1938; Frechen, 1947, 1976; Schmitt et al., 2010). Одна из них (собственно санидинит) представляет собой сплошную породу с низким содержанием акцессорных компонентов, т.е. почти чисто санидиновую, являющуюся продуктом глубокого щелочного метасоматоза вмещающих метаморфических пород (Frechen, 1947). Две другие разновидности представлены кавернозными равномернозернистыми агрегатами санидина с существенным содержанием других минералов.

Так называемый гаюиновый санидинит содержит в качестве второстепенных компонентов плагиоклаз и гаюин; акцессорные минералы представлены амфиболом, пироксеном, магнетитом, фторапатитом и титанитом. Все перечисленные минералы находятся как в массе породы, так и в виде совершенных кристаллов, нарастающих на стенки полостей. Характерным признаком этой породы является присутствие ярко-синего гаюина, содержащего в качестве хромофора анион-радикал $S_3^{\bullet-}$.

Полевошпатовая порода третьего типа – нозеановый сиенит (нозеановый санидинит). Он состоит преимущественно из санидина (реже ортоклаза) и содержит переменные количества второстепенных минералов (нозеана, нефелина, низководного канкринита, пироксена, амфибола, биотита, магнетита). Акцессорные компоненты нозеанового сиенита чрезвычайно разнообразны и представлены минералами редких, в т.ч. редкоземельных элементов (цирконом, бадделеитом, ловенитом, вёлеритом, торитом, монацитом, хаттонитом, различными членами групп пирохлора, чевкинита, алланита, самарскита и др.), а также силикатами марганца (мендигитом, родонитом, феррородонитом, тефроитом). В нозеановых сиенитах был открыт ряд новых минералов – ферриалланит-(La), перрьерит-(La), лаахит, штефанвайсит, нёггератит-(Ce), мендигит, гидроксиманганопирохлор, экебергит.

Гаюиновый и нозеановый санидиниты рассматривались как производные фойяитовой магмы, комагматической с фойяитом-монцонитом и с нозеансодержащим нефелиновым сиенитом соответственно (Frechen, 1976). Позже эти представления были частично пересмотрены и сделан вывод, что нозеановый сиенит когенетичен с фонолитовой магмой и кристаллизовался при относительно низких температурах (ниже 700 °C) в верхней части магматической камеры за 5000–20000 лет до взрывного извержения (Schmitt et al., 2010).

Недавние наши исследования позволили выделить среди пород Лаахерского палеовулкана четвертый тип санидинита, существенно отличающийся от описанных выше. Его можно назвать «болотинаитовым санидинитом». В эруптивном обломке этой породы недавно открыт болотинаит $(Na_6K\square)(Al_6Si_6O_{24})F\cdot 4H_2O$ – первый минерал группы содалита, в котором фтор играет видообразующую роль (Chukanov et al., 2022 a). Отметим, что чуть позже в метасоматически измененном сиените из палеовулкана Сакрофано

(Лацио, Италия) был открыт минерал группы канкринита штойделит $(Na_3\square)[(K,Na)_{17}Ca_7]Ca_4(Al_{24}Si_{24}O_{96})(SO_3)_6F_6\cdot 4H_2O$, в котором фтор также играет видообразующую роль (Chukanov et al., 2022 b). Новые находки содержащего болотинаит санидинита позволили более детально изучить эту породу. В настоящей работе приводятся данные о минералах, относящихся к пневмолитовой ассоциации, сформировавшейся в полостях «болотинаитового санидинита».

Минеральная ассоциация

Кавернозная порода, в полостях которой сформировалась изученная в настоящей работе пневматолитовая ассоциация, представляет собой мелкозернистый санидинит, содержащий до 5 % аннита в качестве практически единственного второстепенного компонента. На стенки миароловых полостей нарастают призматические двойники болотинаита, тонкоигольчатые кристаллы канкрисилита и фторапатита, изометричные и таблитчатые кристаллы санидина и нефелина, двойники содалита короткопризматического габитуса и циркона. Размеры кристаллов санидина и нефелина достигают 2 мм, тогда как размеры кристаллов остальных минералов, как правило, не превышают 1 мм. Нарастания каких-либо из перечисленных минералов на другие не наблюдаются, что, вероятно, говорит о почти одновременной их кристаллизации. Кристаллы канкрисилита покрыты корочками неидентифицированного Na, Al-фторида, толщина которых не превышает нескольких микрон.

Химический состав минералов

Эмпирическая формула голотипного образца болотинаита (Chukanov et al., 2022 a) следующая: $(Na_{5.92}K_{0.82}Ca_{0.10}H_{0.08})(Si_{6.33}Al_{5.67}O_{24})(SO_4)_{0.17}F_{0.84}Cl_{0.16}(H_2O)_{3.96}(CO_2)_{0.38}$. Присутствие в этом минерале нейтральных молекул CO_2, примесных катионов H^+ и значительных количеств молекул воды подтверждено методом ИК-спектроскопии. Состав болотинаита указывает на значительную роль целой серии летучих компонентов минералообразующего флюида (F_2 и/или HF, Cl_2, H_2O, CO_2, SO_2) в его формировании.

Эмпирическая формула ассоциирующего с болотинаитом содалита, выведенная из данных электронно-зондового анализа: $Na_{7.77}(Si_{6.21}Al_{5.68}Fe_{0.11}O_{24})Cl_{1.70}F_{0.16}(SO_4)_{0.06}$.

Электронно-зондовые данные для ассоциирующих друг с другом нефелина и циркона следующие (мас.%; в скобках указаны пределы содержаний):

нефелин – Na_2O 16.28 (15.97–16.61), K_2O 3.06 (2.85–3.28), Al_2O_3 30.46 (30.09–30.75), Fe_2O_3 1.23 (1.11–1.32), SiO_2 48.33 (47.97–48.80), сумма 99.33;

циркон – Fe_2O_3 0.52 (0.47–0.57), ZrO_2 54.65 (54.19–55.08), HfO_2 0.94 (0.87–1.00), ThO_2 12.28 (12.10–12.53), SiO_2 30.64 (30.32–30.95), сумма 100.07.

Эмпирическая формула нефелина, рассчитанная на 32 атома кислорода (Z = 1), с учётом кристаллохимических особенностей этого минерала, может быть записана в виде:

$(\square_{1.30}K_{0.70})_{\Sigma 2}(Na_{5.96}K_{0.04})_{\Sigma 6}(Si_{9.12}Al_{6.77}Fe_{0.17})_{\Sigma 16.06}O_{32}$.

Эмпирическая формула циркона, рассчитанная на 4 атома кислорода:

$(Zr_{0.87}Th_{0.09}Nb_{0.015}Fe_{0.01}Hf_{0.01})_{\Sigma 0.995}Si_{1.00}O_4$.

Минерал из группы канкринита, присутствующий в этой ассоциации, является канкрисилитом, о чем однозначно говорит совокупность данных по химическому составу и метрике гексагональной элементарной ячейки [a = 12.599(9), c = 5.106(2) Å, V = 701.9(8) Å^3: определено на монокристалле]. Электронно-зондовые анализы показали, что его кристаллы однородны по составу. Химический состав канкрисилита таков (типичный анализ, в мас. %; содержание CO_2 вычислено по балансу зарядов для формулы, рассчитанной на сумму атомов Al и Si, равную 12, а содержание H_2O – по стехиометрии,

для 3 молекул воды на формулу): Na_2O 20.32, K_2O 1.46, CaO 1.86, Al_2O_3 25.93, SiO_2 39.96, SO_3 0.22, F 0.35, CO_2 (выч.) 4.15, H_2O (выч.) 4.53, $–O=F_2$ 0.15, сумма 98.63. Эмпирическая формула $(Na_{6.70}Ca_{0.34}K_{0.32})_{\Sigma 7.36}(Si_{6.80}Al_{5.20})_{\Sigma 12}O_{24}(CO_3)_{1.125}F_{0.19}(SO_4)_{0.03}\cdot 3H_2O$ хорошо соответствует идеальной формуле канкрисилита $Na_7(Si_7Al_5)_{\Sigma 12}O_{24}(CO_3)\cdot 3H_2O$.

Обсуждение результатов

Данные о химическом составе минералов изученной пневматолитовой ассоциации свидетельствуют не просто о высокощелочной, но о ярко выраженной фтор-натриевой специфике. Отметим, что это резко контрастирует с составом сам**о**й породы, преимущественно сложенной калиевым полевым шпатом и содержащей в качестве второго породообразующего компонента тоже калиевый минерал – аннит. В этом отношении особенно показателен химический состав нефелина – минерала, для которого в целом принята идеализированная формула $K_2Na_6(Si_8Al_8O_{32})$. Нефелин из полостей в «болотинаитовом санидините» не только K-дефицитный, но и обладает еще одной интересной особенностью состава – весьма существенным отклонением от идеальной стехиометрии в части каркаса: $Si_{9.12}Al_{6.77}Fe_{0.17}$ вместо $Si_8(Al+Fe)_8$. Возникающий при этом общий избыток положительного заряда в формуле компенсируется соответствующим уменьшением количества внекаркасных катионов, и этот дефицит приходится именно на калий. Таким образом, идеализированная до главных компонентов формула нашего нефелина с целочисленными коэффициентами имеет такой вид: $(\square K)_{\Sigma 2}Na_6(Si_9Al_7)_{\Sigma 16}O_{32}$. Строго говоря, согласно принятым в настоящее время критериям выделения минеральных видов, такой фельдшпатоид должен рассматриваться как самостоятельный минерал, K-дефицитный аналог нефелина.

Примечательно, что содалит, ассоциирующий с болотинаитом, не проявляет широкого изоморфизма с последним. Учитывая отсутствие явных признаков стадийности в кристаллизации различных фельдшпатоидов, в качестве наиболее вероятных причин этого факта следует рассматривать структурные и кристаллохимические факторы. В частности, одной из причин отсутствия такого изоморфизма могло послужить существенное различие в объеме кубооктаэдоических полостей, отраженное в величине параметра *a* кубической элементарной ячейки (8.87–8.88 Å у содалита и 9.02 Å у болотинаита). Важно отметить, что наш содалит содержит заметную примесь фтора, что крайне редко отмечается для данного минерала.

Интересно обнаружение канкрисилита в полостях «болотинаитового санидинита». До настоящего времени этот редкий низкоглиноземистый высоконатриевый член группы канкринита был достоверно известен только в позднепегматитовых и гидротермальных парагенезисах в высокощелочных интрузивных массивах, где рассматривался как типоморфный для ультраагпаитовых обстановок минерал (Pekov et al., 2011). Айфельская находка канкрисилита – первая для этого фельдшпатоида, сделанная в вулканическом комплексе. Здесь его тоже можно считать индикатором высокой щелочности минералообразующей среды. Как и содалит, канкрисилит из «болотинаитового санидинита» представлен фторсодержащей разновидностью.

Присутствие в ассоциации высоководного минерала болотинаита, а также канкрисилита является индикатором относительно низкотемпературных условий кристаллизации (дегидратация канкринита и канкрисилита при низких давлениях начинается около 600 °C: Огородова и др., 2009). Химический состав циркона показывает, что, несмотря на относительно мягкие условия его кристаллизации, возможно вхождение в структуру этого минерала значительного количества тория. Хотя циркон и торит $ThSiO_4$ изоструктурны, сколь-либо существенного изоморфизма между Zr^{4+} и Th^{4+} в них не на-

блюдается (в отличие от более близких друг к другу по ионному радиусу Zr^{4+} и U^{4+}). Нам не удалось найти в литературе сведений о цирконе со столь высоким содержанием примесного тория.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ, гранты 22-17-00006 (изучение минералов групп содалита и канкринита) и 19-17-00050 (изучение нефелина и циркона).

Литература

1. Огородова Л. П., Мельчакова Л. В., Вигасина М. Ф., Олысыч Л. В., Пеков И. В. Канкринит и канкрисилит Хибино-Ловозерского щелочного комплекса: термохимическое и термическое исследования // Геохимия. 2009. № 3. С. 275–282.
2. Brauns R. Die Mineralien der niederrheinischen Vulkangebiete. Ed.: Erwin Nägele, Schweizerbart, Stuttgart, 1922. 225 p. (in German).
3. Chukanov N. V., Zubkova N. V., Schäfer C., Pekov I. V., Shendrik R. Yu., Vigasina M. F., Belakovskiy D. I., Britvin S. N., Yapaskurt V. O., Pushcharovsky D. Yu. Bolotinaite, $(Na_6K\square)(Al_6Si_6O_{24})F\cdot 4H_2O$, a new sodalite-group mineral from the Eifel paleovolcanic region, Germany // Mineralogical Magazine. 2022 a. V. 86. P. 920–928. DOI: 10.1180/mgm.2022.95.
4. Chukanov N. V., Zubkova N. V., Varlamov D. A., Pekov I. V., Belakovskiy D. I., Britvin S. N., Van K. V., Ermolaeva V. N., Vozchikova S. A., Pushcharovsky D. Yu. Steudelite, $(Na_3\square)[(K,Na)_{17}Ca_7]Ca_4(Al_{24}Si_{24}O_{96})(SO_3)_6F_6\cdot 4H_2O$, a new cancrinite-group mineral with afghanite-type framework topology // Physics and Chemistry of Minerals. 2022b. V. 49. No. 1. https://doi.org/10.1007/s00269-021-01172-4.
5. Frechen J. Vorgänge der Sanidinit-Bildung im Laacher Seegebiet // Fortschritte der Mineralogie. 1947. Vol. 26. P. 147–166 (in German).
6. Frechen J. Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. Sammlung geologischer Führer 56, 3. Auflage. Stuttgart, Schweitzerbart, 1976. 209 p. (in German).
7. Kalb G. Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge, im besonderen der Sanidinite des Laacher Seegebietes // Mineral. Petrogr. Mitteil. 1934. V. 46. P. 20–55 (in German).
8. Kalb G. Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge des Laacher Seegebietes II. Zwei Arten von Unbildungen Kristalliner Schiefer zu Sanidiniten // Mineral. Petrogr. Mitteil. 1935. V. 47. P. 185–210 (in German).
9. Kalb G. Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge des Laacher Seegebietes III. Mineral. Petrogr. Mitteil. 1936. V. 48. P. 1–26 (in German).
10. Kalb G. Beiträge zurKenntnis der Auswürflinge des Laacher Seegebietes IV. Sanidinite, deren Bildung einem nephelinsyenitischen Magma zuzuschreiben ist // Decheniana. 1938. V. 98 A(1). P. 1–11 (in German).
11. Pekov I. V., Olysych L. V., Chukanov N. V., Zubkova N. V., Pushcharovsky D. Yu., Van K. V., Giester G., Tillmanns E. Crystal chemistry of cancrinite-group minerals with an *AB*-type framework: a review and new data. I. Chemical and structural variations // Canad. Miner. 2011. V. 49(5). P. 1129–1150. https://doi.org/10.3749/canmin.49.5.1129.
12. Schmitt A. K., Wetzel F., Cooper K. M., Zou H., Wörner G. Magmatic longevity of Laacher See volcano (Eifel, Germany) indicated by U–Th dating of intrusive carbonatites // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 1053–1085.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.087

Петрографические признаки смешения магматических расплавов в трубке взрыва Намуайв (Хибинский массив, Кольская щелочная провинция)

Д. Р. Шайхутдинова [1, 2], Л. В. Сазонова [2], Н. М. Лебедева [1], А. А. Арзамасцев [3]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: darina.shai.petrol@gmail.com

[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Изучение пород дайковой серии дает возможность пролить свет на проблемы петрогенезиса плутоничеких пород Кольской щелочной провинции, в том числе, расшифровать особенности состава мантии на разных этапах становления магматической провинции.

В северно-восточной части Хибинского массива, в узлах пересечения кольцевых и радиальных тектонических нарушений, располагаются три трубки взрыва, прорывающие фоидолиты и щелочные сиениты массива (Арзамасцев и др., 2005). Нами были изучены петрографические особенности одной из них – трубки Намуайв, возраст которой, определенный Ar-Ar методом по флогопиту, составляет 363 ± 3 млн лет (Арзамасцев и др., 2005). Быстрый подъем магмы и выносимых ей обломков мантийных, коровых и вмещающих пород, при взрывных процессах приводили к закалке и сохранению реликтового глубинного материала, что позволяет выделить основные фазы внедрения расплавов, сформировавших трубку.

Петрография пород трубки взрыва была изучена по керну, выведенному вертикальной скважиной № 1635 глубиной 473.8 м на горе Намуайв. Породы трубки представлены эксплозивной брекчией, которая состоит из обломков пород (10–20 %), обломков минералов (до 5–20 %), магмакластов и связующего матрикса, в котором присутствуют фенокристы (70–50 %) (рис. 1). Чётких фациальных границ или корреляции с глубиной между разностями брекчии, отличающимися по количеству/составу ксенолитов или составу матрикса, не наблюдается, но в целом порода крайне неоднородна.

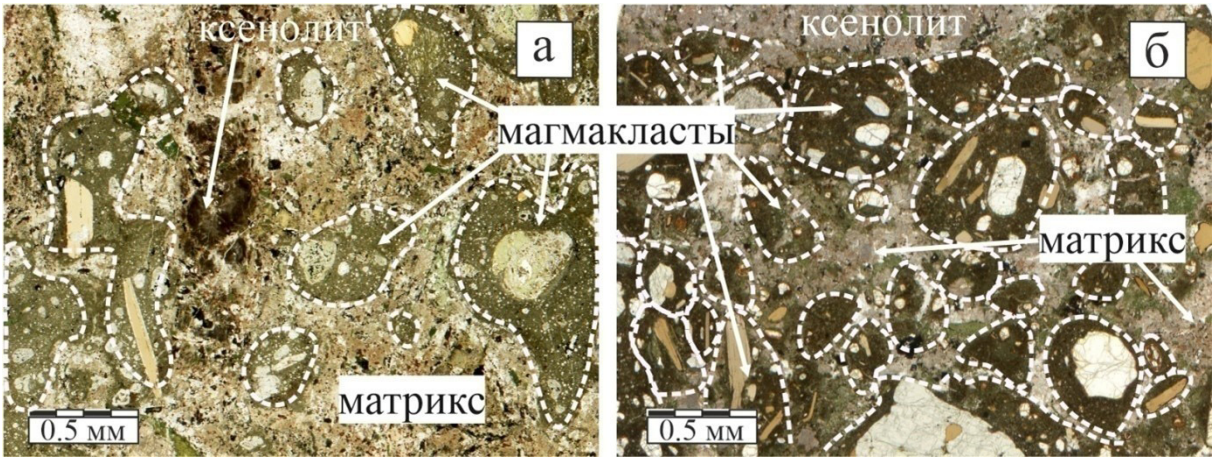


Рис. 1. Текстурные особенности магматической брекчии трубки взрыва г. Намуайв

Ксенолиты пород (рис. 2) в изученных брекчиях представлены: (1) фрагментами щелочных пород массива (нефелиновые сиениты, фоидолиты) и докембрийских пород фундамента (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы); (2) редкими фрагментами мантийных перидотитов; (3) фрагментами клинопироксен-флогопитовых метасо-

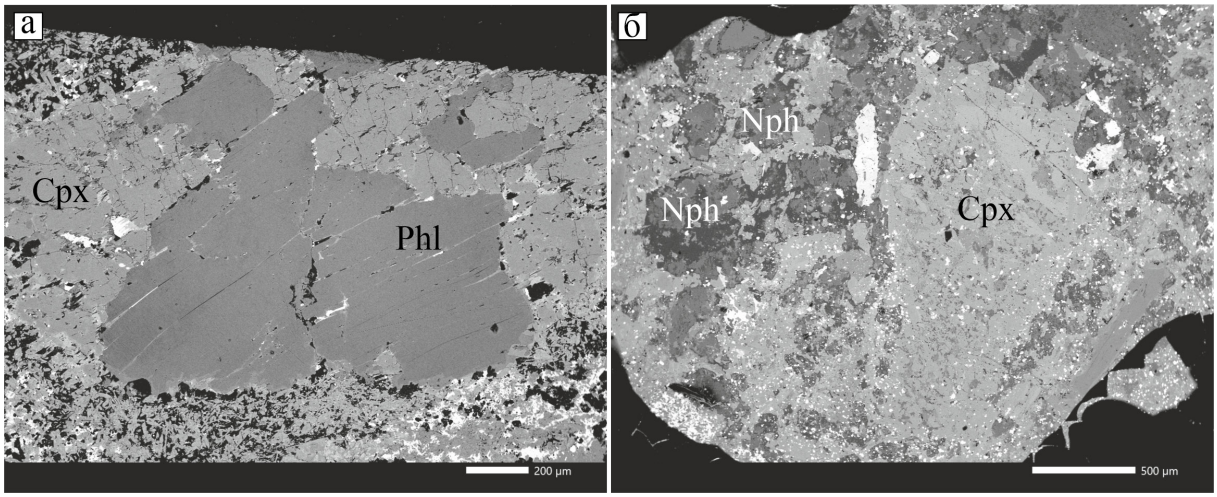


Рис. 2. Примеры обломков пород: а – оплавленный и метасоматизированный обломок клинопироксен-флогопитовой породы; б – частично ассимилированный и метасоматизированный окружающим расплавом обломок ультраосновной щелочной породы

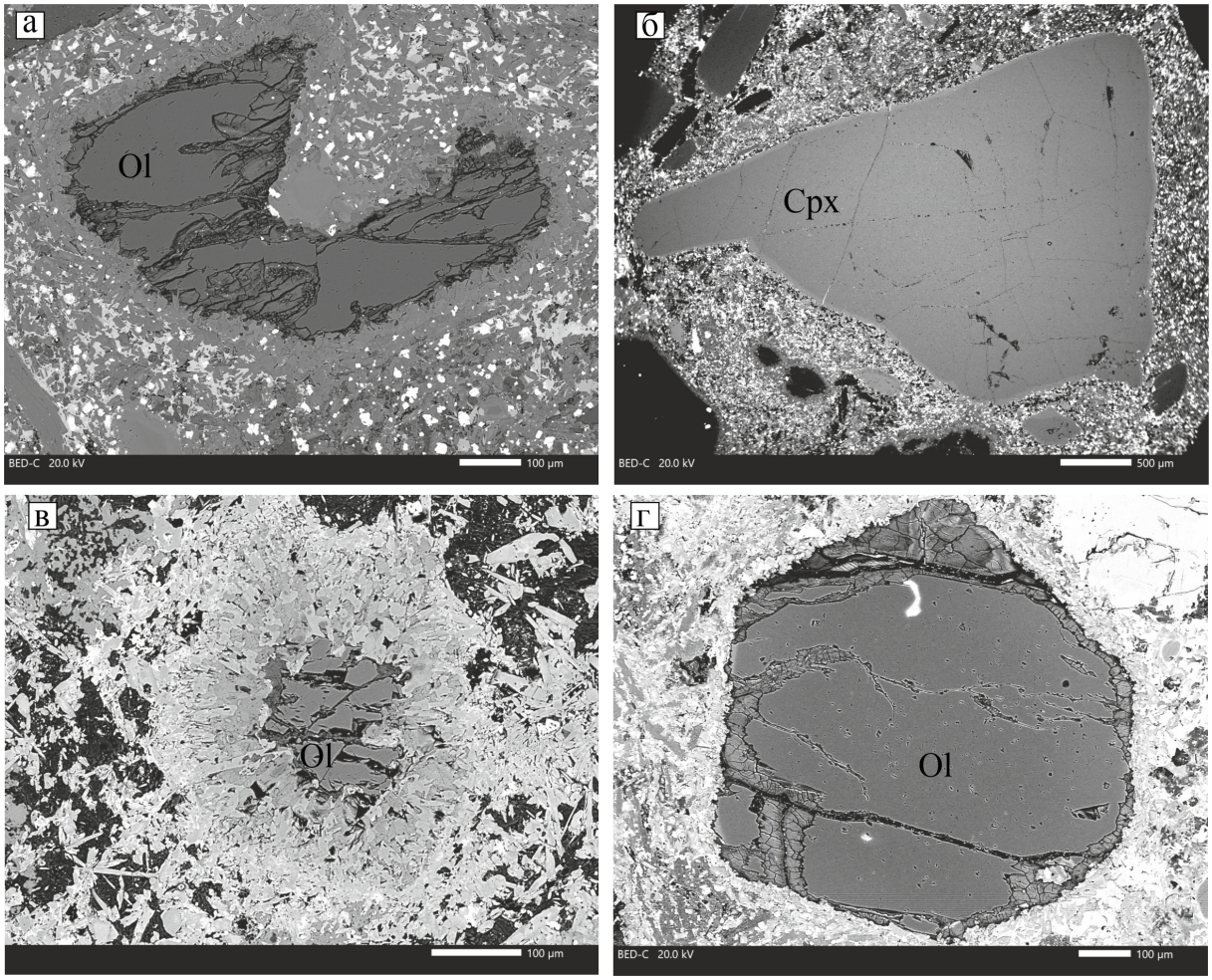


Рис. 3. Ксенокристы и фенокристы минералов в магматической брекчии: а – Корродированный обломок оливина; б – угловатый обломок клинопироксена, частично оплавленный с тонкой новообразованной эгириновой каймой; в – обломок оливина, замещаемый клинопироксен-флогопитовым агрегатом; г – фенокрист оливина в магматической матрице

матитов; (4) фрагментами клинопироксен-роговообманковых пород с апатитом, сульфидной и рудной минерализацией, а также гиперстен-роговообманковых пород с апатитом и рудными минералами. Последние разновидности примечательны тем, что представляют петрографические разности, не описанные в пределах Хибинского массива и его обрамления.

Ксенокристы минералов представлены, в первую очередь, клинопироксеном, флогопитом, нефелином, оливином и др. (рис. 3 а–в). Форма ксенокристов обломочная, оплавленная, корродированная (рис. 3 а), многие обломки имеют четко выраженные новообразованные краевые зоны (рис. 3 б), а также обнаруживают признаки частичной ассимиляции выносимыми расплавами с образованием реакционных кайм (рис. 3 в) и замещением минералами магматической матрицы.

Магмакласты (рис. 1, табл. 1), не имеют четких границ и выделены условно на основании неоднородности текстуры породы и набора в матриксе тех или иных фаз. Магмакласты были разделены на три разности: (1) ультрамафические щелочные с нефелином и без нефелина, отвечающие по составу меланефелиниту (мончикиту); (2) щелочные пикриты; (3) карбонат-содержащие щелочные пикриты.

Таблица 1. Состав магмакластов

Тип	Фенокристы	Макрокристы	Основная масса
меланефелинит (мончикит)	клинопироксен, нефелин(?), флогопит	нефелин	клинопироксен, титаномагнетит нефелин, содалит, кальцит, перовскит, апатит, гранат
щелочной пикрит	Флогопит	флогопит, клинопироксен, оливин	флогопит, титаномагнетит, перовскит, апатит, пектолит, гранат, хлорит, пирит, халькопирит, целестин,
карбонат-содержащий щелочной пикрит		оливин, флогопит, клинопироксен	флогопит, титаномагнетит, кальцит, апатит, эгирин, сфен, гранат, цеолит, ханнешит

Участки брекчии, содержащие щелочную ультрамафическую и ультрамафическую пикритовую разности, чередуются незакономерно. Однако с глубиной возрастает количество щелочно-пикритовых магмакластов относительно меланефелинитовых, и степень смешения двух типов расплавов увеличивается. Так, на нижних горизонтах (глубины около 350–400 м) границы между двумя расплавами почти исчезают. Выше по скважине наблюдаются отдельные округлые участки щелочного пикрита в меланефелините; в некоторых случаях меланефелинит выполняет промежутки между фрагментами щелочного пикрита.

Матрикс брекчии раскристаллизованы в разной степени и имеет микротонкозернистую структуру. Размеры фаз в нем изменяются от первых микрон до десятков микрон. Матрикс состоит (в разных соотношениях на разных участках) из оливина, клинопироксена, флогопита, нефелина, титаномагнетита, перовскита, сульфидов, анальцима, шорломита, калиевого полевого шпата, карбоната, хлорита, серпентина, цеолитов, канкринита, пектолита, рутила, ильменита и др. В этой тонко- микрозернистой, частично измененной массе сложно отличить микрообломки ксенокристов от зерен, кристаллизующихся из расплава. Однако, макроскопические и микроскопические исследования

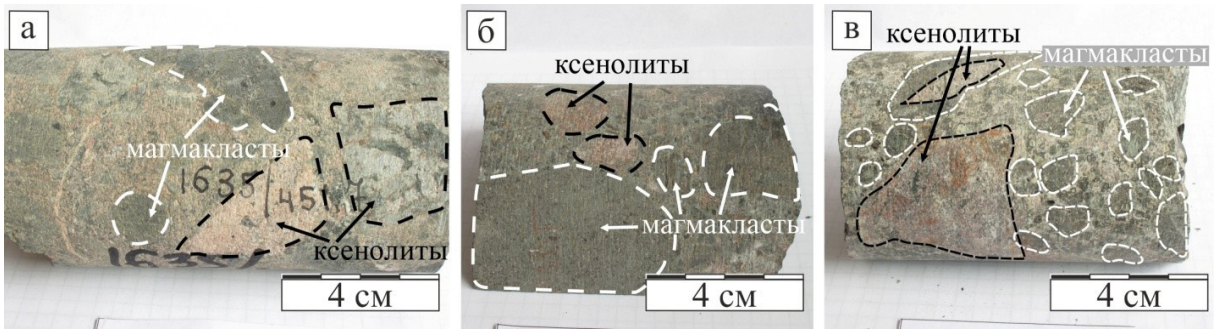


Рис. 4. Пирокластические брекчии с а – катакластическим, б – ювенильным, в – гидротермальным матриксом и ксенолитами нефелиновых сиенитов

(рис. 4) позволили выделить следующие типы матрикса: (1) катакластический матрикс; (2) магматический матрикс; (3) гидротермальный матрикс.

Катакластический матрикс сложен перетертыми и шпреуштейнизированными обломками пород Хибинского массива – нефелиновых сиенитов; имеет розоватый оттенок и выходит на различных глубинах по всей длине скважины.

Магматический матрикс имеет магматические структуры и состоит из минералов, кристаллизующихся из гибридных расплавов, образовавших при смешении расплавов магмакластов (меланефелинитового и щелочно-пикритового) и ассимилированных ими ксенолитов, и обладает зеленовато-серым цветом. В магматическом матриксе фиксируются большие вариации минерального состава, обусловленные отличием степени смешения и ассимиляции основных петрографических разностей изверженного материала. В целом можно выделить две крайние разности магматического матрикса – с нефелином и без нефелина (рис. 5). Фенокристы (рис. 3 г) магматического матрикса представлены небольшими зернами оливина, клинопироксена и нефелина, размером до 1 мм, идиоморфной и субидиоморфной формы.

Гидротермальный (поздний) матрикс сложен карбонатом, реже карбонатом с серпентином; имеет бежевый, белый цвета. Чаще всего накладывается на магматический матрикс, но встречаются фрагменты брекчии с карбонатизированным катакластическим матриксом.

Петрографические наблюдения позволяют предположить, что при взрывных процессах происходило смешение двух разных по щелочности ультраосновных расплавов

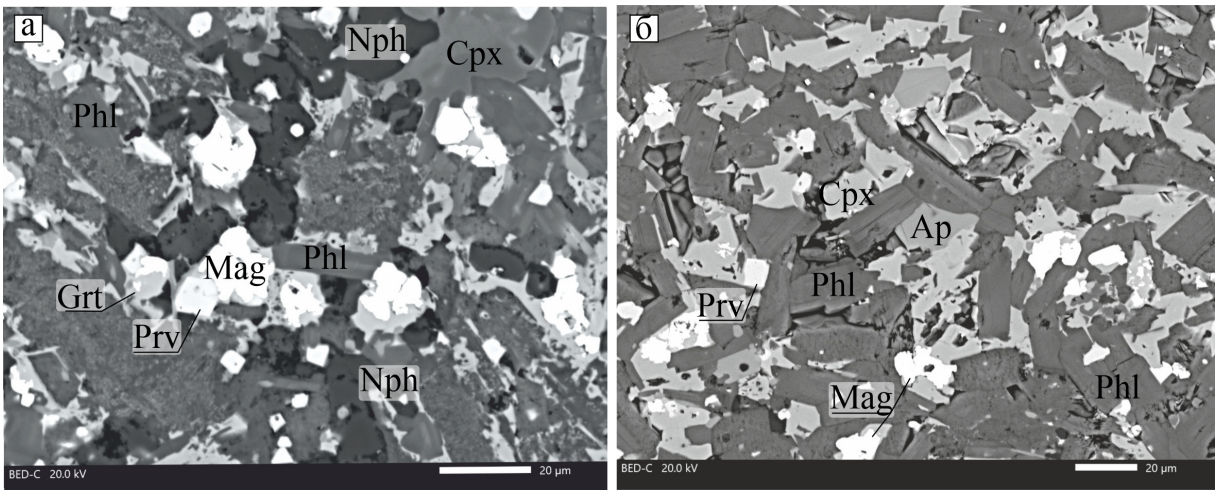


Рис. 5. Примеры матрикса с нефелином (а) и без нефелина (б)

и частичная ассимиляция ими вмещающих пород. Вначале внедрился щелочной ультрамафический расплав, который активно взаимодействовал с щелочными породами Хибинского массива, и внедрение которого сопровождалось формированием взрывной трубки. Далее последовало внедрение нескольких порций ультрамафического щелочно-пикритового расплава. При этом, до верхних горизонтов дошла меньшая часть пикритовой магмы, в то время как на глубине её задержалось значительно больше.

Более детальное определение состава смешивающихся магм было выполнено при изучении химических особенностей и характера зональности ксенокристов и фенокристов оливина (Сазонова и др., данный сборник).

Благодарности

Работа поддержана из средств гранта РНФ № 23-77-01052.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Беляцкий Б. В., Травин А. В., Арзамасцева Л. В., Царев С. Е. Дайковые породы в хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников. // Петрология. 2005. Т. 42. № 3. С. 1–23.
2. Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Носова А. А., Каргин А. В., Япаскурт В. О., Шайхутдинова Д. Р. Особенности состава оливина из магматической брекчии (трубка взрыва г. Намуайв, Хибинский Массив). 2023. Данный сборник.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.088

Строение и состав сложных Ca-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофире Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян

В. В. Шарыгин
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: sharygin@igm.nsc.ru

Введение

Небольшой ареал трубок взрыва и даек карбонатитовых лампрофиров располагается вблизи щелочного массива Средняя Зима, Зиминский (Восточносаянский, Нижнесаянский) щелочно-карбонатитовый комплекс, В. Саян (Ashchepkov et al., 2020; Шарыгин, Дорошкевич, 2022). Одна из трубок взрыва этого ареала содержит лампрофиры с большим количеством макро- и фенокристов. Данная работа посвящена изучению необычных Ca-Fe-Ti оксидных вкрапленников, выявленных в этих породах. Ранее в магнезиохромите этих лампрофиров были описаны полифазные включения, содержащие натровые карбонат-фосфаты и карбонаты (брэдлиит $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$ и нортупит $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$) и рихтерит $Na_2CaMg_5[Si_8O_{22}](OH,F)$ (Шарыгин, Дорошкевич, 2022).

Минералогия и петрография карбонатитового лампрофира

Изученный карбонатитовый лампрофир из трубки взрыва содержит большое количество макрокристов и фенокристов (до 50 об. %, размер – до 1 см), которые представлены оливином (ныне серпентин), флогопитом, диопсидом, Ti-магнетитом (TiO_2 – 10–14 мас.%), гастингситом, мелилитом (?), фторапатитом и магнезиохромитом (рис. 1). Основная масса состоит из кальцита, флогопита, Ti-магнетита (TiO_2 – 4–9 мас. %), Ca-граната (андрадит-гроссуляр, Ti-андрадит, Zr-шорломит), перовскита, фторапатита, титанита, хлорита и сульфидов (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, галенит). Циркон, бадделеит и Zr-титанит иногда присутствуют в виде полиминеральных включений в макрокристах диопсида.

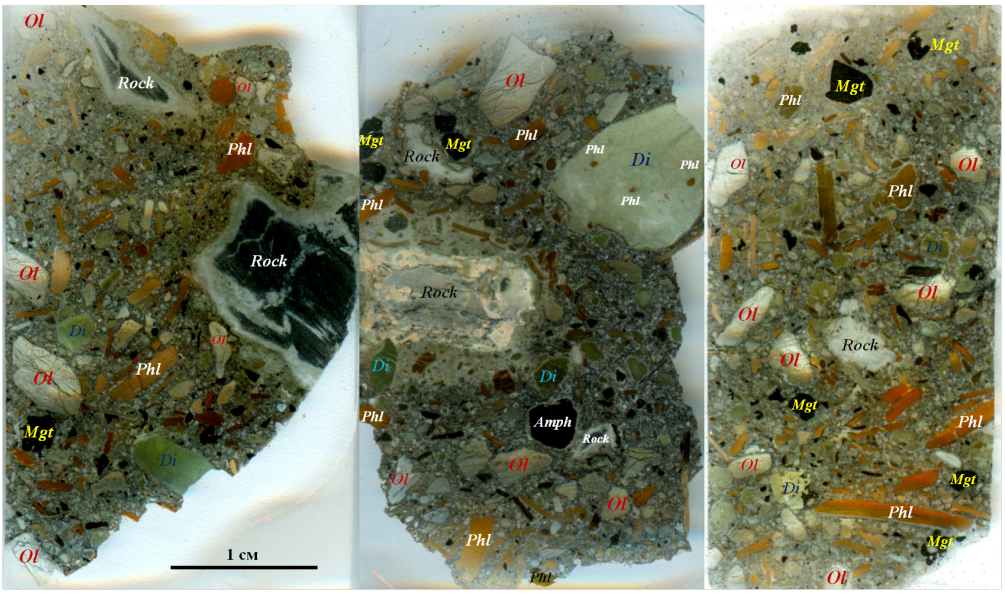


Рис. 1. Общий вид карбонатитового лампрофира, Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, проходящий свет: Ol – оливин (ныне серпентин); Phl – флогопит; Di – диопсид; Mgt – Ti-магнетит; Amph – амфибол; Rock – фрагменты вмещающих пород

Ксеногенный материал представлен фрагментами кварцсодержащих вмещающих пород (до 1 см), которые окружены реакционной оторочкой. Вторичные преобразования выражаются в полном замещении оливина серпентином и в частичном замещении флогопита основной массы хлоритом, а также в появлении минералов группы эпидота и везувиана, Ba-минералов. В целом, по минеральному составу породы изученной трубки напоминают айлликиты и другие карбонатитовые лампрофиры, которые присутствуют в виде жил, даек и трубок в пределах и вблизи интрузий Зиминского щелочного комплекса (Чернышова, 1991; Ashchepkov et al., 2020; Савельева и др., 2020, 2022; Жмодик и др., 2022).

Строение и состав макро-фенокристов Ti-магнетита

Как отмечалось выше, Ti-магнетит (TiO_2 – до 14 мас. %) – это обычный минерал макро-фенокристовой ассоциации в изученном лампрофире. Макрокристы (до 1 см) негомогенны по составу и представлены микроструктурами распада магнетита и ульвошпинели/ильменита (размер фаз – < 1 μm, рис. 2). В целом, состав магнетитов в породе эволюционирует от Ti-магнетита (макро-фенокристы, до 45 мол. % Fe_2TiO_4) до практически чистого магнетита (зерна основной массы и их краевые зоны, от 25 до 0 мол. % Fe_2TiO_4).

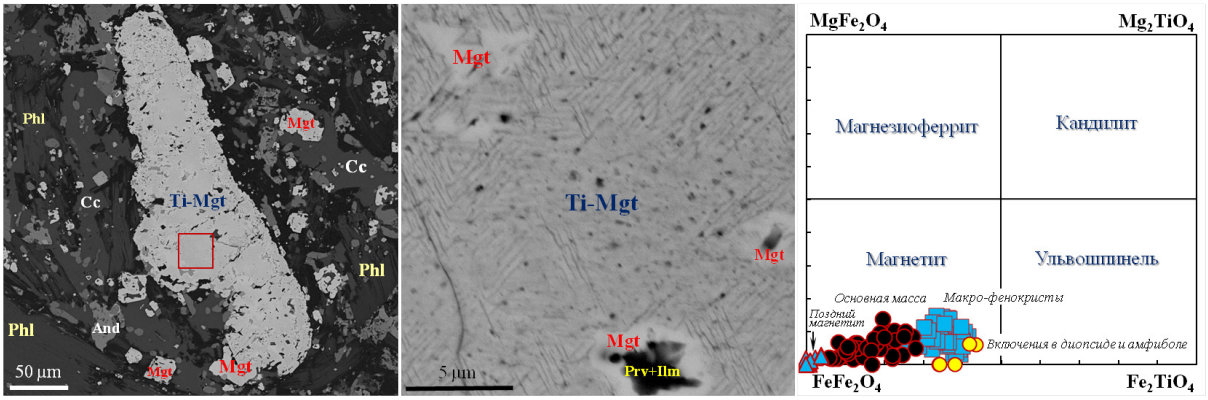


Рис. 2. Структуры распада в макро-фенокристе Ti-магнетита из карбонатитового лампрофира (BSE фотографии) и классификационная диаграмма для магнетитов.

Phl – флогопит; Di – диопсид; Ti-Mgt – Ti-магнетит (13–14 мас. % TiO_2; 3.2–3.4 мас. % MnO); Mgt – магнетит с низким TiO_2 (5.0–1.0 мас. %); Cc – кальцит; And – андрадит; Prv – перовскит; Ilm – ильменит

Строение сложных Ca-Fe-Ti-оксидных вкрапленников

Детальное изучение минералов надгруппы шпинели в этих породах показало, что некоторые редкие вкрапленники, диагностируемые изначально как Ti-магнетит со структурами распада, имеют более сложный состав и строение (рис. 3). BSE фотографии и элементные карты выявили, что их центральная часть представлена Ca-Fe-Ti-оксидной фазой (структуры распада), краевая часть – Ti-магнетитом (структуры распада), а самая внешняя зона и прожилки – это магнетит без структур распада. Очень тонкие микроструктуры распада имеют размер фаз – < 1 μm (рис. 3). Для Ca-Fe-Ti-оксидной фазы минералами распада являются магнетит и перовскит, а для Ti-магнетита – магнетит и ильменит/ульвошпинель. Соотношение фаз в ориентированных микроструктурах распада составляет примерно 60(Mgt):40(Prv). В Ca-Fe-Ti-оксидной фазе в качестве включений (1–3 μm) присутствуют зерна перовскита, ильменита, магнетита и Mg-Al-Cl-оксида (chlormagaluminite?, $Mg_4Al_2(OH)_{12}Cl_2 \cdot 3H_2O$), в частности – на границе отдельных зерен

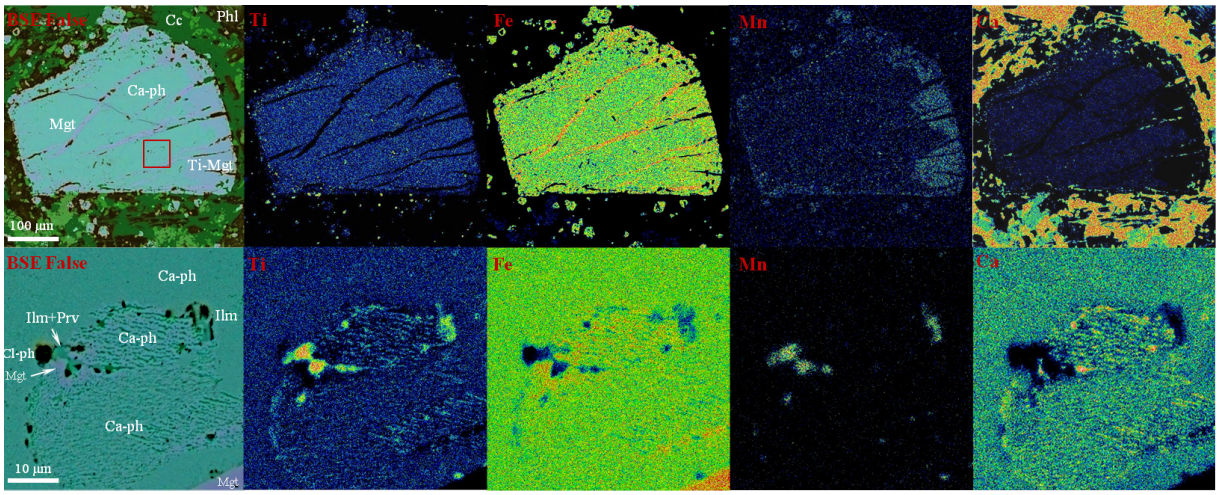


Рис. 3. BSE фотографии и элементные карты для вкрапленника Ca-Fe-Ti-оксидной фазы (зерно BZT4-7-2, ныне распад магнетит + перовскит) из карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян.

Ca-ph – Ca-Fe-Ti-оксидная фаза; Cc – кальцит, Phl – флогопит; Ti-Mgt – Ti-магнетит (13–14 мас. % TiO_2; 3.2–3.4 мас. % MnO); Mgt – магнетит с низким TiO_2 (< 1.0 мас. %); Ilm – ильменит; Prv – перовскит; Cl-ph – Mg-Al-Cl-оксид

(рис. 3). Химический состав для фаз со структурами распада определялся по площади (примерно 5×5 µm, EDS). В таблице 1 приведены средние составы для основных фаз из трех сложных вкрапленников.

Таблица 1. Химический состав (EDS, мас. %) Ca-Fe-Ti-оксидной фазы и магнетитов из зональных вкрапленников в карбонатитовом лампрофире Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян

Зерно	*n*	Фаза	TiO_2	V_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
BZT4-7-2	24	Ca-Fe-Ti-1	13.53	0.29	0.68	52.44	22.90	0.11	0.77	9.40	100.12
	4	Ti-Mgt	13.22	0.23	2.44	40.93	38.55	3.25	1.09	0.17	99.88
	5	Mgt	0.71	0.00	0.26	67.57	30.75	0.21	0.30	0.28	100.08
BZT4-7-2-n3	10	Ca-Fe-Ti-1	13.50	0.29	0.78	52.39	22.69	0.18	0.85	9.39	100.07
	3	Ti-Mgt	9.79	0.23	5.73	44.15	35.32	2.45	1.71	0.25	99.81
	4	Mgt	0.68	0.00	0.23	67.61	31.02	0.00	0.32	0.17	100.03
BZT4-7-Mel	4	Ca-Fe-Ti-2	15.26	0.37	0.86	51.21	20.83	0.11	0.95	10.63	100.21
	5	Ti-Mgt	13.19	0.27	3.23	40.07	38.14	3.14	1.19	0.36	99.59
	2	Mgt	0.74	0.00	0.41	67.36	30.24	0.21	0.46	0.51	99.93
Ideal-1		$CaTiFe_6O_{11}$	13.33			53.32	23.98			9.36	100.00
Ideal-2		$Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$	16.53			49.56	22.31			11.60	100.00

Примечание. SiO_2, Cr_2O_3 и NiO – ниже пределов обнаружения (< 0.01 мас. %); n – число анализов. Для вкрапленника BZT4-7-2 (см. рис. 3). Ca-Fe-Ti – Ca-Fe-Ti-оксидная фаза; Ti-Mgt – Ti-магнетит (> 5 мас. % TiO_2); Mgt – магнетит с низким TiO_2 (< 1.0 мас. %); Идеальные составы: Ideal-1 = $CaTiFe_6O_{11}$($CaTiO_3 \cdot 2Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$) = Ca-Fe-Ti-1; Ideal-2 = $Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$ ($2CaTiO_3 \cdot 3Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$) = Ca-Fe-Ti-2. Fe_2O_3 и FeO рассчитаны по стехиометрии

Химический состав сложных Ca-Fe-Ti-оксидных вкрапленников

Центральная часть вкрапленников (Ca-Fe-Ti-оксидная фаза) имеет варьирующий состав. В большинстве случаев она близка к $CaTiFe_6O_{11}$ ($CaTiO_3 \cdot 2Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$) и ее эмпирическая формула – $Ca_{1.0}Ti_{1.0}(Fe^{2+}{}_{1.89}Mg_{0.11})(Fe^{3+}{}_{3.9}Al_{0.08}V_{0.02})O_{11}$. В одном случае она относительно близко соответствует $Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$ ($2CaTiO_3 \cdot 3Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$), а ее эмпирическая формула – $(Ca_{1.81}Mg_{0.19})(Fe^{2+}{}_{2.78}Fe^{3+}{}_{0.18}Mg_{0.04})(Fe^{3+}{}_{5.96}Ti_{1.83}Al_{0.16}V_{0.05})O_{18}$ (табл. 1). Ti-магнетит также варьирует по составу: как по концентрации ульвошпинелевого компонента (27–37 мол. %), так и других оксидов (Al_2O_3 – 2.4–5.7 мас. %, MgO – 1.1–1.7 мас. %, MnO – 2.5–3.1 мас. %, иногда ZnO – 0.3–0.5 мас. %). Поздний магнетит близок к идеальному $Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$ и содержит минимальное количество примесей (< 1.0 мас. % для каждого из второстепенных оксидов, табл. 1).

Обсуждение и выводы

Следует отметить, что при снижении температуры твердофазный распад в Ti-магнетитах является достаточно обычным явлением для изверженных пород. Составы сосуществующих магнетита и ильменита/ульвошпинели позволяют оценить температуру распада исходного Ti-магнетита (Симаненко и др., 2012). Сосуществование магнетита и перовскита в центральных частях зональных вкрапленников карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса также можно трактовать как твердофазный распад. Это подразумевает кристаллизацию протофазы состава Ca-Fe-Ti-O (гипотетичекий ряд перовскит – магнетит) на ранних стадиях эволюции исходного расплава. Эта протофаза, скорее всего, является эфемерной, поскольку при снижении температуры она становится нестабильной и неизбежно распадается на два фазы (перовскит и магнетит). Малое количество полученных данных пока не дает четко установить состав этой протофазы или, возможно, нескольких протофаз в системе перовскит-магнетит. Сейчас можно говорить лишь о двух составах по соотношению перовскит/магнетит: $CaTiFe_6O_{11}$ (0.5) и $Ca_2Ti_2Fe_9O_{18}$ (0.666). К сожалению, пока не удалось выявить какие-либо экспериментальные данные, касающиеся системы перовскит-магнетит.

Следует отметить, что ориентированные структуры не всегда нужно рассматривать как твердофазный распад, возможен и вариант совместной кристаллизации. Однако для пары перовскит-магнетит пока не удалось найти каких-либо аналогий среди природных магматических систем. В основной массе изученного карбонатитового лампрофира

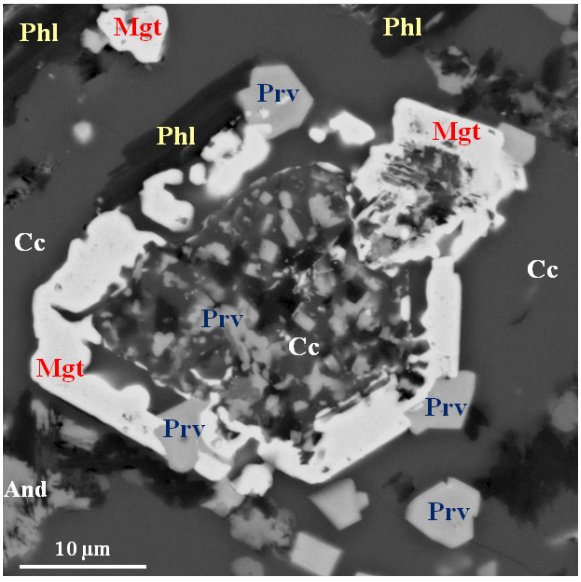


Рис. 4. Магнетит и перовскит в основной массе карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян (BSE фотография).

Phl – флогопит, частично замещенный хлоритом; Mgt – магнетит с низким TiO_2 (1.0 мас. %); Cc – кальцит; And – андрадит; Prv – перовскит

перовскит и магнетит присутствуют в виде отдельных ограненных зерен, иногда образуют кристаллические включения в друг друге, но они не формируют каких-либо ориентированных срастаний между собой (рис. 4).

Таким образом, минералогические исследования карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса показывают высокую вероятность появления протофазы Ca-Fe-Ti-O в составе сложных рудных вкрапленников, однако условия ее стабильности и распада на магнетит и перовскит пока не ясны.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 23-17-00098, сканирующая микроскопия) и государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2, № 122041400241-5, оптическая микроскопия, Рамановская спектроскопия).

Литература

1. Жмодик С. М., Ащепков И. В., Белянин Д. К., Айриянц Е. В., Киселева О. Н., Пономарчук В. А. Последовательность формирования айликитов и кальцитовых карбонатитов массива Белая Зима (Восточная Сибирь, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0654.
2. Савельева В. Б., Данилова Ю. В., Базарова Е. П., Данилов Б. С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присаянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 678–696. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500.
3. Савельева В. Б., Базарова Е. П., Данилова Ю. В., Данилов Б. С. Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присаянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614.
4. Симаненко Л. Ф., Шарова О. И., Щека С. А. Новые данные о структурах распада титаномагнетита из пироксенитов Кокшаровского массива (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 93–105.
5. Чернышова Е. А. Геохимия и петрология дайковых пород нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия. 1991. № 8. С. 1096–1110.
6. Шарыгин В. В., Дорошкевич А. Г. Полифазные включения в магнезиохромите из карбонатитовых лампрофиров Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И. Т. Бакуменко, ИГМ СО РАН, Новосибирск. 2022. С. 107–108.
7. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O. N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N. S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. P. 404. https://doi.org/10.3390/min10050404.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.089

Петрография, геохимия и рудный потенциал щелочных пород Рябинового массива (Южная Якутия)

Н. В. Шатова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: narlin.ros@mail.ru

Введение

Изучение проявления щелочного интрузивного магматизма мезозойского возраста имеют очень важное значение для металлогении Центральной части Алданского щита, так как с ними в регионе связано формирование многочисленных мезотермальных месторождений золота различных геолого-промышленных типов – золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-медно-порфирового, золото-уранового, золото-молибден-уранового и золото-малосульфидного.

Рябиновое рудное поле, в геологическом строении которого главная роль принадлежит мезозойским щелочным магматическим породам Рябинового массива, расположено в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации.

Внутренние, более эродированные, участки массива сложены щелочными сиенитами I-й фазы внедрения, тогда как щелочные сиениты и сиенит-порфиры II-ой фазы обнажаются в его наименее эродированных центральной и северо-восточной частях массива.

При сравнительно незначительных размерах Рябиновый массив обладает большим разнообразием плутонических, гипабиссальных и гидротермально-метасоматических пород, а также жильных, брекчиевых и рудных образований.

Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты

Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты являются наиболее распространенными разностями пород, которые в пределах Рябинового массива слагают его апикальные и центральные части. Макроскопически – это крупно среднекристаллические интрузивные породы светло-серого и розовато-серого цветов с порфировидным, иногда трахитоидным текстурными рисунками (рис. 1). Породы состоят из крупных таблитчатых кристаллов ортоклаза (40–60 %) незначительного количества темно-зеленого клинопироксена (15–20 %) и часто содержат мелкие вкрапления бурого биотита и флогопита (1–3 %). Альбит-олигоклаз (10–12 %) помимо обильных микропертитовых врастков в ортоклазе часто образует вокруг зерен последнего узкие неправильные каемки. Микроскопические исследования калиевых полевых шпатов по данным А. Я. Кочеткова с соавторами (1989), свидетельствуют о преобладании среди них слабо упорядоченных моноклинных разновидностей (2V = - 65–70 °), характерных для относительно гипабиссальных условий кристаллизации. Клинопироксен, по данным микрозондового анализа, отвечает по своему составу эгирин-авгиту. В ассоциации с биотитом, магнетитом, апатитом и сфеном он образует скопления между зернами ортоклаза. Биотит, как и кварц, присутствуют в породах в незначительных количествах, редко достигая 5–8 %.

По петрохимическим признакам эти породы характеризуются высокой щелочностью (Na_2O+K_2O = 12–13 %) при значительном преобладании калия над натрием (K_2O/Na_2O > 3–4), то есть они могут быть отнесены к высококалиевым щелочным породам сиенитового ряда. В геохимическом отношении эгирин-авгитовые щелочно-

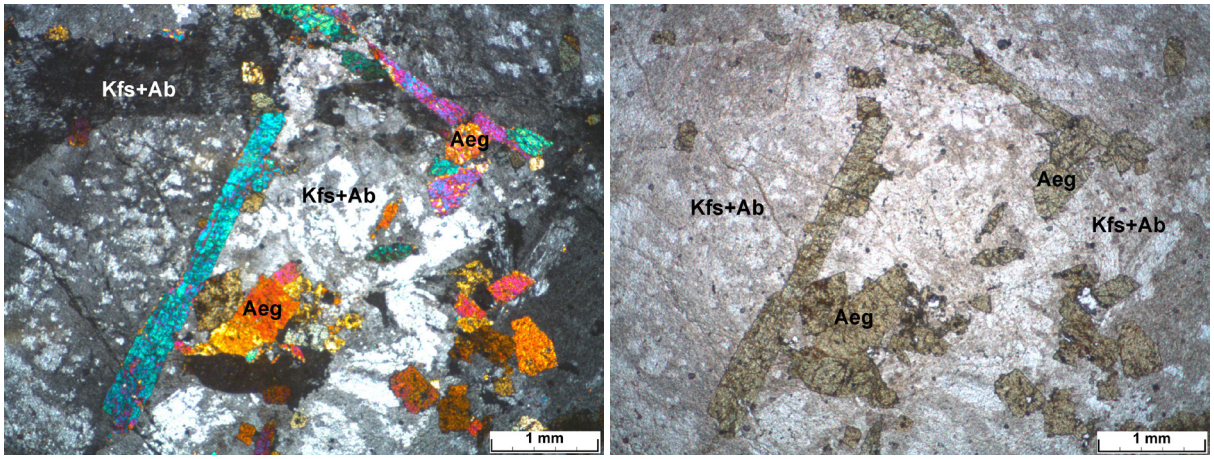


Рис. 1. Микрофотографии шлифов обр. МТ-64 (слева – без анализатора, справа – с анализатором) Увеличение 2.5×. МТ-64: Среднезернистый слабо порфировидный щелочнополевошпатовый эгирин-авгитовый кварцевый сиенит – нордмаркит, сложенный на 70–75 % лейстовидными кристаллами ортоклаза (Kfs), частично альбитизированным (Ab), на 15–20 % удлиненно призматическими кристаллами эгирин-авгита (Aeg) и на 5 % ксеноморфными зернами кварца – Qtz

полевошпатовые сиениты I-ой фазы отличаются ярко выраженной специализацией на Ba, Sr, W, Mo, Au, Ag, Cu и Pb (табл. 1). При этом особенно высокие концентрации установлены у свинца (до 80 г/т) и серебра (до 0.47 г/т), что превышает их кларковый уровень в 5–20 раз. Обращает на себя внимание в целом пониженный (в лучшем случае близкларковый) уровень концентраций в щелочнополевошпатовых сиенитах I-ой фазы элементов редкоземельной и редкометалльной (REE, Ta, Nb, Zr, Hf, Sn, U, Th, Be, Li) групп, обычно накапливающихся в породах подобного состава. Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые кварцевые сиениты (нордмаркиты) играют подчиненную роль среди пород I-ой фазы.

В петрогеохимическом отношении кварцевые сиениты(нордмаркиты) ничем не отличаются от рассмотренных выше эгирин-авгитовых щелочнополевошпатовых сиенитов. На TAS составы пород I-ой фазы образуют рои фигуративных точек в поле щелочных сиенитов.

Таблица 1.

Обр.	SiO_2, %	TiO_2 ,%	Fe_2O_3 общ %	MgO, %	Na_2O, %	K_2O, %	Au, г/т	Cu, г/т
МТ-64	64.0	0.2	5.0	0.1	5.3	8.3	0.003	60

Эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты, сиенит-порфиры и эгирин-авгитовые кварцевые сиениты-порфиры явно преобладают в составе пород II-ой фазы внедрения. Это средне-крупнокристаллические отчетливо порфировидные породы с массивной и трахитоидной структурой основной массы и неравномерным распределением темноцветных минералов – клинопироксена и биотита. Кристаллы ортоклаза длиной от 0.5 до 2.5 см часто имеют характерный розовато-серый цвет. Породы состоят из ортоклаза (40–75 %), эгирин-авгита (5–15 %) и биотита (5–10 %).

Содержания кварца колеблются от 5 до15 % и зависят от степени гидротермально-метасоматической проработки пород. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном. Породы практически всегда содержат вторичный серицит, мусковит и карбонат (иногда до 20–35 %), к которым приурочены скопления сульфидной минерализации (пирит, халькопирит и др.).

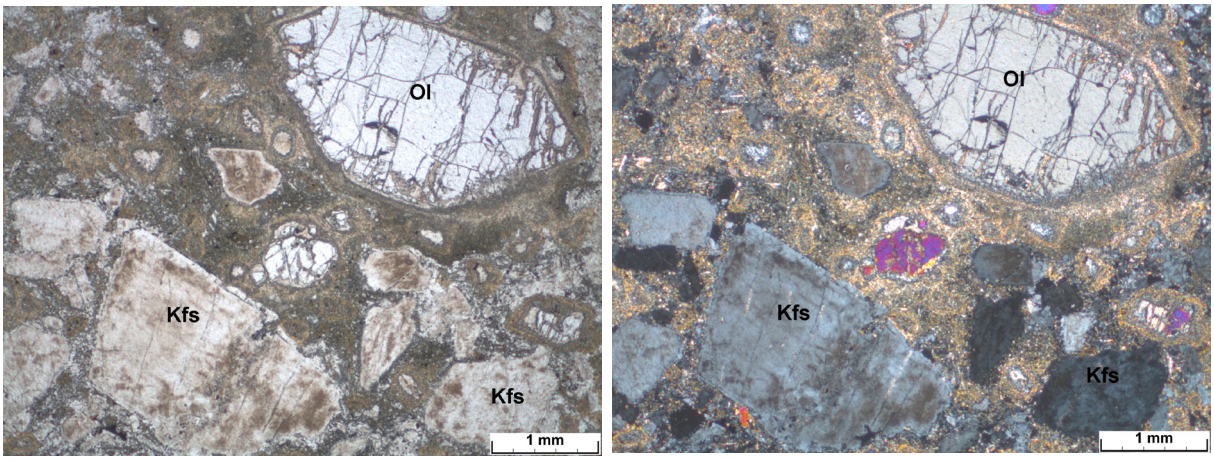


Рис. 2. Микрофотографии шлифов обр. 1003 (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Увеличение 2.5×. Эруптивная брекчия с лампроитовым цементом, сложенная обломками (35–40 %) щелочно-полевошпатовых сиенитов и ксеногенными осколками кристаллов калишпата – Kfs, «плавающими» в лампроитовом цементе темно-бурого цвета (55–60 %), представленном как правило идиоморфными фенокристаллами серпентинизированного (Serp) магнезиального оливина – Ol (10–15 %), заключенными в микрокристаллический агрегат, сложенный орто- и клинопироксеном – Opx (40–45 %), высокотитанистым биотитом-флогопитом – Phl (15–20 %) и калишпатом (3–5 %)

В петрогеохимическом отношении эта группа пород ничем не отличаются от рассмотренных выше эгирин-авгитовых щелочнополевошпатовых сиенитов I-ой фазы. В геохимическом отношении эгирин-авгитовые щелочнополевошпатовые сиениты и сиенит-порфиры, а также нордмаркиты II-ой фазы также характеризуются ярко выраженной специализацией на Ba, Sr, W, Mo, Au, Ag, Cu и Pb. Однако по сравнению с породами I-ой фазы уровень этой специализации становится здесь значительно выше и достигает в отдельных случаях 10–25 и более кларков концентрации.

Щелочные габброиды и монцониты

Щелочные габброиды и монцониты встречаются в виде даек и мелких штокообразных тел в тесной ассоциации со щелочными лампрофирами, проявляясь как в пределах самого Рябинового массива, так и во вмещающих его метаморфических породах.

Это, как правило, средне-мелкокристаллические породы с монцонитовой структурой, состоящие из ортоклаза (10–15 %), плагиоклаза (30–35 %), ортопироксена – энстатита и гиперстена (10–15 %), минералов группы амфибола (10–15 %) и биотита (5–10 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и сфеном. Породы практически всегда содержат вторичный серицит, мусковит и анкерит (иногда до10–25 %), к которым приурочены скопления сульфидной минерализации (пирит, халькопирит и др.). Это единственная группа пород, для которых установлено преобладание натрия над калием при сумме щелочей, достигающей 7–9 %. В геохимическом отношении монцониты и габбро-монцониты характеризуются повышенными (от 1.5 до 10) относительно кларкового уровня содержаниями W, Mo, Au, Ag, Cu, V, Cr, Ni и Co, то есть отличаются литосидерохалькофильной геохимической специализацией, как и остальные породы тобукского комплекса.

Эруптивные брекчии

Эруптивные брекчии с лампроитовым цементом формируют ряд даек, дайкообразных тел и трубок (диатрем). Трубка Рябиновая расположена в пределах штока Муско-

витового участка,). Она представляет собой сложное трубообразное тело длиной до 1500 м и с максимальной мощностью в раздувах до 350 м, с простиранием 20–25 и падением на юго-восток под углами 70–80°. Породы трубообразного тела прорывают мусковитизированные сиениты II-ой фазы алданского комплекса и представлены эруптивными брекчиями, цемент которых по составу отвечает щелочным лампроитам с многочисленными разноразмерными остроугольными обломками и осколками вмещающих пород (табл. 2).

Таблица 2.

Обр.	SiO_2, %	TiO_2 ,%	Al_2O_3, %	MgO, %	Na_2O, %	K_2O, %	P_2O_5, %	CO_2, %	Au, г/т	Cu, г/т
1003	54.2	0.51	12.1	9.9	1.54	8.3	0.53	0.15	0.013	500
Цемент	47.0	1.06	6.8	17.5	0.36	5.9	0.86	0.9	–	–

Щелочные лампрофиры(минетты)

Щелочные лампрофиры (минетты) слагают дайковые тела мощностью 1–2 м и протяжённостью 200–700 м, секущие в пределах Рябинового массива сиениты алданского комплекса. По составу выделяются биотит-флогопитовые и биотит-флогопит-пироксеновые разновидности (см. рис. 3). Флогопит-биотит-пироксеновые лампрофиры содержат во вкрапленниках (от 30–40 % до 60–75 % объёма породы) эгирин-авгит, диопсид, флогопит-биотит в самых различных соотношениях. Основная масса представляет собой либо довольно однородный мелкозернистый агрегат слюдисто-пироксен-щелочнополевошпатового состава, либо существенно щелочнополевошпатовую массу, с преобладанием калиевого полевого шпата над альбитом-олигоклазом. Часто имеет бостонитовую или трахитоидную текстуру. Основная масса породы неясно микролитовая, существенно ортоклазового состава с примесью мелких зерен биотита, пироксена и магнетита. Местами в ней встречается цеолит и другие вторичные минералы – карбонат, серицит и хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и цирконом.

Наименее гидротермально измененные разности располагаются в области щелочных сиенитов. В геохимическом отношении они характеризуются четко выраженной

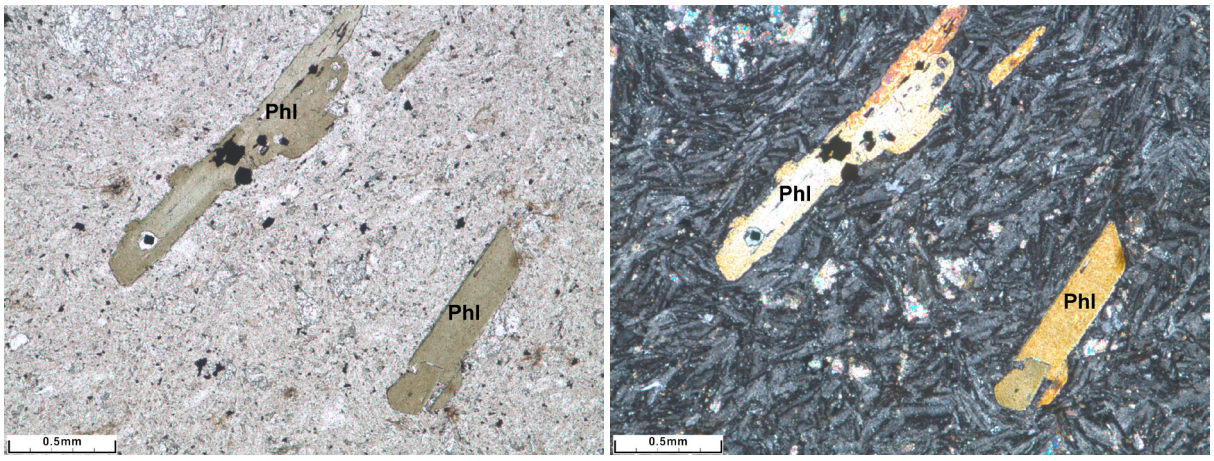


Рис. 3. Микрофотографий шлифов меланократовых клинопироксен-биотит-флогопитовых лампрофиров – минетт (обр. 1031) (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Увеличение 5×. Порфировые выделения биотита-флогопита (Phl) заключены в мелкокристаллический трахитоидный калишпатовый матрикс с микровключениями зерен карбонатизированного (Cc+Qtz) эгирин-авгита (Aeg)

сидеролитохалькофильной специализацией, обусловленной накоплением выше кларкового уровня Ba, Sr, W, Mo, Au, Ag, Cu, Pb, V, Cr, Co и Ni. (табл. 3).

Таблица 3.

Обр.	SiO_2, %	TiO_2 ,%	Fe_2O_3об%	MgO, %	Na_2O, %	K_2O, %	CO_2,%	Au, г/т	Cu, г/т	Cu, г/т
Ш-6	56.9	1.1	7.5	6.4	5.1	1.8	0.3	0.040	120	500
1031	60.2	0.5	5.0	2.2	4.3	6.6	0.6	0.004	160	–

Таким образом можно сделать вывод, что золото-медно-порфировое оруденение Рябинового месторождения связано с одноименным интрузивным массивом, в строении которого установлено две группы разновозрастных высококалиевых магматических пород. Ранняя группа – лейкократовых пород преобладает по объему и включает разнообразные сиениты алданского комплекса. Поздняя группа – меланократовых пород является подчиненной по объему и представлена щелочными габброидами, лампрофирами и эруптивными брекчиями тобукского комплекса, слагающими многочисленные дайки и малые штокообразные тела, к экзоконтактовым участкам которых и приурочено промышленно значимое оруденение, локализованное в сиенитах алданского комплекса.

Литература

1. Дворник Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 329 с.
2. Кислый А. В., Сотникова О. В., Уткина Н. Е. и др. Отчет о результатах пересчета запасов золоторудного месторождения Рябиновое в Алданском районе Республики Саха (Якутия) по состоянию на 01.06.2011 г. СПб: ООО «Арджейси Консалтинг», ООО «Рябиновое», 2011. 250 с.
3. Кочетков А. Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск: Наука, 1989. С. 79–110.
4. Byrne K., Tosdal R. M. Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkalic porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada // Econ. Geology. 2014. V. 109. P. 915–938.
5. Шатов В. В., Молчанов А. В., Шатова Н. В., Сергеев С. А., Белова В. Н., Терехов А. В., Радьков А. В., Соловьев О. Л. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2012. № 5. С. 62–78.
6. Cathles L. M. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // Econ. Geology. 1977. V. 72. P. 804–826.
7. Devine F. A. M., Chamberlain C. M., Davies A. G. S., Friedman R., Baxter P. Geology and district-scale setting of Tilted alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia // Econ. Geology. 2014. V. 109. P. 939–977.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.090

Фторкарлтонит из щелочных пород Мурунского массива: спектроскопия и кристаллохимические особенности

Р. Ю. Шендрик, Е. В. Канева, Т. А. Радомская, А. И. Богданов

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: r.shendrik@gmail.com

Люминесценция и окраска минералов в большинстве случаев обусловлены наличием структурных примесей лантаноидов и переходных металлов. Особенно большое разнообразие таких примесей наблюдается в минералах из щелочных массивов. Так люминесценция силикатов из Мурунского массива зачастую обусловлена наличием примесных ионов Ce^{3+} и Mn^{2+}, а их окраска наличием примесных ионов переходных металлов с различной степенью окисления (Kaneva et al., 2020).

Также интенсивная окраска некоторых минералов может свидетельствовать о наличии в них анион-радикалов, которые образуются в результате сложных магматических и метасоматических процессов, реже совмещенных с воздействием ионизирующего излучения.

В настоящей работе мы рассмотрим природу голубой окраски, механизм ее возникновения и обесцвечивания в редких слоистых силикатах – карлтоните и фторкарлтоните. А также покажем, что аналогичную природу окраски имеют ряд микропористых минералов групп скаполита (Chukanov et al., 2022), канкринита (Shendrik et al., 2021) и берилла (Pinheiro et al., 2007).

Фторкарлтонит – $KNa_4Ca_4Si_8O_{18}(CO_3)_4F{\bullet}H_2O$ – очень редкий и относительно новый минерал, имеющий нежный голубой цвет, был впервые описан в работе (Kaneva et al., 2020). Он встречается в ассоциации с чароитом на Северном участке месторождения «Сиреневый камень» Мурунского массива. В геологическом отношении Мурунский массив находится на северо-западе Алданского щита Сибирского кратона и входит в группу мезозойских щелочных массивов Алданской щелочной провинции. Многофазная Мурунская интрузия проявлена на дневной поверхности тремя ее крупными выходами (Большемурунским, Маломурунским и Догалдынским массивами) и несколькими мелких. Мурунский массив сложен широкой вариацией по составу щелочных пород от калиево-щелочно-ультраосновных, через основные и средние до щелочных гранитов и уникальных силикатно-карбонатных пород – чароититов и барий-стронциевых карбонатитов. Щелочные породы Мурунского вулкано-плутонического калиевого щелочного комплекса относятся к агпаитовому ряду и характеризуются аномальной ультракалиевостью. Дифференциация расплава, характеризующегося высокими концентрациями K_2O, SrO, BaO и TiO_2, привела к образованию редких минеральных ассоциаций в массиве в том числе и чароитовых пород с фторкарлтонитом.

В исследованных образцах фторкарлтонит в основном встречается в ассоциации с сиреневыми спутанно-волокнистыми кристаллами чароита, розовыми кристаллами калиевого фторапофиллита, игольчатыми призматическими зеленовато-чёрными кристаллами эгирина и буровато-зеленоватым пектолитом. Также были обнаружены незначительные количества апатита, кальцита, волластонита, кварца, микроклина, самородной меди, сульфидов меди и свинца. Фторкарлтонит ксеноморфен по отношению к эгирину и пектолиту и присутствует в чароитовой породе преимущественно в виде неравномерно распределенных голубых аллотриоморфных призматических зерен (бесцветных в шлифе) размерами до 0.5×0.7–0.3×0.5 см, формирующих скопления до 0.7×1.5 см. Наблюдаются срастания фторкарлтонита и калиевого фторапофиллита. Парагенезис фторкарлтонита с калиевым фторапофиллитом может указывать на их совместную кристаллизацию.

Фторкарлтонит является F-аналогом карлтонита – $KNa_4Ca_4Si_8O_{18}(CO_3)_4(OH)•H_2O$ – редкого минерала, который был назван в честь Карлтонского университета в Оттаве, Канада, единственным месторождением которого до недавнего времени являлся карьер Пудрет в Канаде. Фторкарлтонит и карлтонит представляют собой пример твердых растворов, при котором F заменяется группой OH и наоборот в зависимости от условий образования.

В работе с помощью комплексного подхода, включающего в себя методы кристаллохимии, электронной, колебательной и ЭПР спектроскопии, а также теоретические квантово-химические расчеты из первых принципов, была исследована природа окраски карлтонита и фторкарлтонита.

Голубая окраска фторкарлтонита и карлтонита связана с широкой полосой поглощения в области 600 нм (рис. 1), которая вызвана электронными переходами в анион-радикалах $(CO_3)^{\bullet-}$, где •– показывает наличие неспаренного электрона. Данный вывод о природе окраски подтверждается результатами электронной спектроскопии, ЭПР и квантово-химическими расчетами. Анион-радикалы $(CO_3)^{\bullet-}$ образовались в кристаллической структуре фторкарлтонита в результате длительного воздействия ионизирующего излучения.

В настоящей работе были исследованы механизмы обесцвечивания кристаллов фторкарлтонита путем их нагревания, а также восстановления окраски путем облучения рентгеновским излучением или вакуумным ультрафиолетом с длиной волны $\lambda < 160$ нм. Интенсивность окраски фторкарлтонита уменьшается вдвое при нагреве выше 300 °C, а полностью бесцветным образец становится при нагреве выше 400 °C. При этом окраска фторкарлтонита устойчива к федингу инфракрасным, видимым и ультрафиолетовым излучением (Kaneva et al., 2023).

Ранее было показано, что подобные анион-радикалы являются причиной голубой окраски Максис-берилла (Pinheiro et al., 2007), голубого канкринита (Shendrik et al., 2021), а также глауколита – синего CO_3-содержащего мейонита (Chukanov et al., 2022). Для понимания механизмов возникновения окраски была исследована собственная люминесценция фторкарлтонита по методике, описанной в работе (Kaneva and Shendrik, 2022). Установлено, что фторкарлтонит начинает окрашиваться при облучении светом с длиной волны близкой к энергии выхода анионов фтора из узла, что подтверждает ранее предложенный в работе (Kaneva and Shendrik, 2022) экситонный механизм образования карбонатных анион-радикалов. В этом случае происходит распад электронных возбуждений вблизи карбонатных групп с образованием вакансий галогенов (фтора в случае фторкарлтонита и хлора в случае канкринита и мейонита), захватывающих электроны – F-подобные центры, и анион-радикалов $(CO_3)^{\bullet-}$. Так как электронные уровни F-подобных центров и $(CO_3)^{\bullet-}$ анион-радикалов расположены глубоко в запрещенной зоне фторкарлтонита, то наведенная радиационная окраска сохраняется при высоких температурах и не подвержена фотообесцвечиванию, что делает возможным в будущем датирование карлтонита и фторкарлтонита методами ЭПР.

На рис. 1 представлены цветовые координаты окраски фторкарлтонита, карлтонита, канкринита (Shendrik et al., 2021), Максис-берилла (Pinheiro et al., 2007) и мейонита (Слюдянка). Видно, что окраска мейонита немного отличается от фторкарлтонита, что вызвано искажением геометрии карбонатного радикала окружающими его катионами в мейоните. Важным является вопрос возникновения розовой окраски карлтонита, которая также может встречаться. С одной стороны, это может быть просто необлученный или прогретый образец. Однако встречаются розовые образцы мейонита (Choudhary, 2015), в котором, судя по спектрам поглощения и комбинационного рассеяния, также

присутствуют $(CO_3)^{\bullet-}$, но одновременно с ними значительное количество катионов Fe^{3+}, которые имеют край поглощения в области 400-450 нм, что изменяет цвет окраски с голубой на пурпуровый или розовый. На основании исследований фторкарлтонита и карлтонита можно составить спектр поглощения гипотетического фторкарлтонита, содержащего значительную концентрацию Fe^{3+} ионов. Цветовые координаты такого образца приведены на рис. 1 (точка 7), и его окраска действительно имеет розовый оттенок. При уменьшении концентрации железа его оттенок будет приближаться сначала к фиолетовому, а потом к голубому. Подобный образец в настоящее время находится в коллекции Минералогического музея им. Ферсмана.

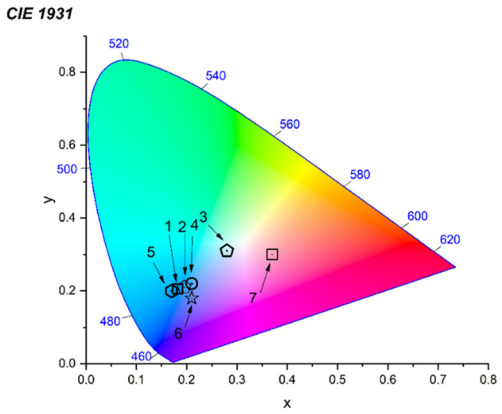


Рис. 1. Диаграмма хроматичности с цветовыми координатами различных минералов, содержащих $(CO_3)^{\bullet-}$ анион-радикалы: 1) Фторкарлтонит (Мурун), 2) Карлтонит (Пудрет), 3) термически обесцвеченный фторкарлтонит, 4) Максис-берилл (Pinheiro et al., 2007), 5) облученный канкринит (Shendrik et al., 2021), 6) CO_3 содержащий мейонит (Слюдянка), 7) гипотетический образец Fe^{3+} содержащего фторкарлтонита или карлтонита

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–00183, https://rscf.ru/project/22-27-00183/.

Литература

1. Choudhary G. Purple scapolite // GEMS & GEMOLOGY. 2015. V. 51. P. 202–203.
2. Chukanov N. V., Shchipalkina N. V., Shendrik R. Yu., Vigasina M. F., Tauson V. L., Lipko S. V., Varlamov D. A., Shcherbakov V. D., Sapozhnikov A. N., Kasatkin A. V., Zubkova N. V., Pekov I. V. Isomorphism and Mutual Transformations of S-Bearing Components in Feldspathoids with Microporous Structures // Minerals. 2022. V. 12. P. 1456.
3. Kaneva E., Bogdanov A., Radomskaya T., Belozerova O., and Shendrik R. Crystal-chemical characterisation and spectroscopy of fluorcarletonite and carletonite // Mineralogical Magazine. 2023. V. 87. No 3. P. 356.
4. Kaneva E., Radomskaya T., Shendrik R. Fluorcarletonite – A New Blue Gem Material // Journal of Gemmology. 2022. V. 38. P. 376.
5. Kaneva E., Radomskaya T., Suvorova L., Sterkhova I., Mitichkin M. Crystal chemistry of fluorcarletonite, a new mineral from the Murun alkaline complex (Russia) // European Journal of Mineralogy. 2020. V. 32. P. 137.
6. Kaneva E., Shendrik R. Radiation defects and intrinsic luminescence of cancrinite // Journal of Luminescence. 2022. V. 243. P. 118628.
7. Kaneva E. V., Shendrik R., Radomskaya T. A., Suvorova L. F. Fedorite from Murun Alkaline Complex (Russia): Spectroscopy and Crystal Chemical Features // Minerals. 2020. V. 10. P. 702.
8. Pinheiro M., Krambrock K., Guedes K., Spaeth J.-M. Optically detected magnetic resonance of molecular color centers CO_3^- and NO_3^- in gamma-irradiated beryl // Physica Status Solidi C. 2007. V. 4. P. 1293–1296.
9. Shendrik R., Kaneva E., Radomskaya T., Sharygin I., Marfin A. Relationships between the Structural, Vibrational, and Optical Properties of Microporous Cancrinite // Crystals. 2021. V. 11. P. 280.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.091

Минералогическая и геохимическая характеристика нижней зоны Ловозерского массива

И. И. Шубин, Л. Н. Когарко

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва,
e-mail: shubin.ivann@mail.ru; kogarko@geokhi.ru

Введение

Ловозерский щелочной массив является крупнейшим в мире ультращелочным плутоном, расположенным в центральной части Кольского полуострова, с запада отделен от Хибинского массива озером Умбозером, с Востока ограничен озером Ловозером. Уникальность этого объекта заключается в присутствие гигантских по запасам месторождений стратегических металлов, а также присутствие боле 500 минеральных видов в породах Ловозеро. За более чем сто летнюю историю исследования этого объекта подробно исследована поверхностная часть интрузива ((Власов и др., 1959; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1969, 1972; Пеков, 2001 и др.) однако строение нижней зоны Ловозерского месторождения, которая не выходит на поверхность, не была достаточно изучена. В этой работе впервые проведено детальное минералого-геохимическое изучение нижней зоны Ловозерского редкометального месторождения.

Геология массива

Ловозерский плутон, сложенный нефелиновыми сиенитами прорывает толщу архейских гнейсов. Изотопный возраст щелочных пород определен рубидий-стронциевым методом 370 ± 7 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994). В строение массива выделено 4 интрузивные фазы (Герасимовский и др., 1966).

Первая интрузивная фаза представлена равномернозернистыми нефелиновыми сиенитами, нефелин-содалитовыми сиенитами, пойкилитовыми сиенитами. Минеральный состав представлен калиевым полевым шпатом, нефелином, эгирином-диопсидом, щелочным амфиболом, содалитом, апатитом, сфеном. Рудные минералы представлены марганцевым ильменитом и пирротином (Буссен, Сахаров, 1972). Мощность фазы сложно установить, так как по геофизическим данным (Калинкин, 1972) интрузив уходит на глубину свыше 5 километров. Для пород из первой фазы характерен миасскитовый парагенезис минералов с коэффициентом агпаитности $K_{агп} < 1.12$ ($K_{агп}=(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$).

Вторая интрузивная фаза (дифференцированный комплекс) представлена ритмичным чередованием луявритов, уртитов, ювитов и фойяитов. Общая мощность фазы составляет примерно 2400 м. Основные минералы, слагающие дифференцированный комплекс: калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин, щелочной амфибол, апатит, титанит, изредка встречаются зерна интерстициального эвдиалита, лопарита, энигматита. Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом, пирофанитом, пирротином и сфалеритом. По составу вторая интрузивная фаза более агпаитовая, чем первая фаза ($K_{агп}$ = 1.2–1.4).

Третья интрузивная фаза (эвдиалитовый комплекс) сложена преимущетсвенно эвдиалитовыми луявритами ($K_{агп}$ = 1.5). Третья фаза состоит из мезо-мелано-лейкократовых эвдиалитовых луявритов, эгириновых луявритов, эвдиалитовых фойяитов, порфировидных ювитов, эвдиалитовых уртитов, сфен-амфиболовых луявритов, эвдиалититов. Порфировидные луявриты представляют поздние породы этой зоны, представляющие дайки секущие породы второй и третьей фазы. Мощность комплекса составляет 450 м (Герасимовский и др., 1966).

Четвертая интрузивная фаза представлена дайковой серией и сложена щелочными лампрофирами, которые секут все предыдущие фазы. Дайковая серия сложена тингуаитами, камптонитами, фурчитами, мончикитами и нефелиновыми базальтами. Основные минералы, слагающие четвертую фазу: эгирин, авгит, оливин, биотит, анальцим.

Исследуемый материал

Последние крупное бурение на Ловозере в 1982–1990 гг. (скважины №№ 903, 904, 905) вскрыло породы нижней зоны массива, которая не выходит на дневную поверхность, до глубины 2400 м, мощность зоны составляет 850 м от нижнего контакта с вмещающими породами гнейсового состава. По минеральному составу изученные нами породы нижней зоны относятся к дифференцированному комплексу и характеризуются слабой расслоенностью, выраженной в чередовании лейко-кратовых луявритов и меланократовых фойяитов с редким появлением ювитов (Шубин, Когарко, 2022).

Был определен минеральный состав нижней зоны. В нижней зоне присутствуют нефелин, калиевый полевой шпат, альбит, эгирин-авгит, амфибол, мозандрит, апатит, ильменит, магнетит, циркон, титанит, пирофанит. Минеральный состав нижней зоны, сложен минералами, типичными для пород миаскитового ряда. Выше по разрезу месторождения миасскитовая ассоциация минералов сменяется на более щелочную. На пример: титанит→лампрофиллит, ильменит→лоренценит, циркон→паракелдышит (уравнения 1,2 характеризуют выше описанное замещение).

$$2FeTiO_3+2Na_2Si_3O_7+0.5O_2=Na_2Ti_2Si_2O_9+2NaFeSi_2O_6 \quad (1)$$

$$ZrSiO_4+Na_2SiO_3=Na_2ZrSi_2O_7 \quad (2)$$

Химическая эволюция пироксенов

В химическом составе пироксенов записана длительная дифференциация исходной магмы. Наши и более и более ранние исследования (Герасимовский и др., 1966; Korobeynikov, Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006) показали, что ловозёрские пироксены являются членами диопсид-геденбергит-эгириновой серии, с небольшой примесью йохансенитового компонента. Для оценки эволюции состава пироксенов был использован коэффициент фракционирования Na–Mg параметр, который базируется на формульных единицах элементов, как это было предложено Стивенсоном (Stephenson, 1972). Пироксены образуют два тренда эволюции химического состава (рис. 1). Первый тренд – типичен для Ловозерских пироксенов, характеризуется существенным уменьшением диопсидовой составляющей (Ca,Mg), с небольшим уменьшением геденбергитовой составляющей (Ca, Fe^{2+}), и сильным обогащением эгириновым компонентом (Na и Fe^{3+}). Второй тренд – типичен только для пироксенов из нижней зоны, характеризуется сильным уменьшением геденбергитовой составляющей, с небольшим изменением диопсидовой составляющей и сильным увеличением эгириновой составляющей.

Установлено изоморфное замещение пироксенов в нижней части Ловозерского интрузива (Ca, Mg, Fe^{2+}, Zr) → (Na, Fe^{3+}, Ti). Впервые прослежена эволюция пироксенов нижней зоны дифференцированного комплекса Ловозерского массива, которая отвечает диопсид-геденбергит-эгириновой серии, характерной для всего массива. Содержания Ti в пироксенах как правило увеличиваются в вверх по разрезу интрузива, возможная форма нахождения Ti это $Na_2MnTiSi_4O_{12}$.

Выделено 2 тренда эволюции пироксенов нижней зоны Ловозерского массива. Наличие нескольких трендов и присутствие высокомагнезиальных пироксенов свидетельствует о том, что, по всей вероятности, в нижнюю зону поступала дополнительная более основная порция магматического расплава группы пикрит-порфиритов, щелочных

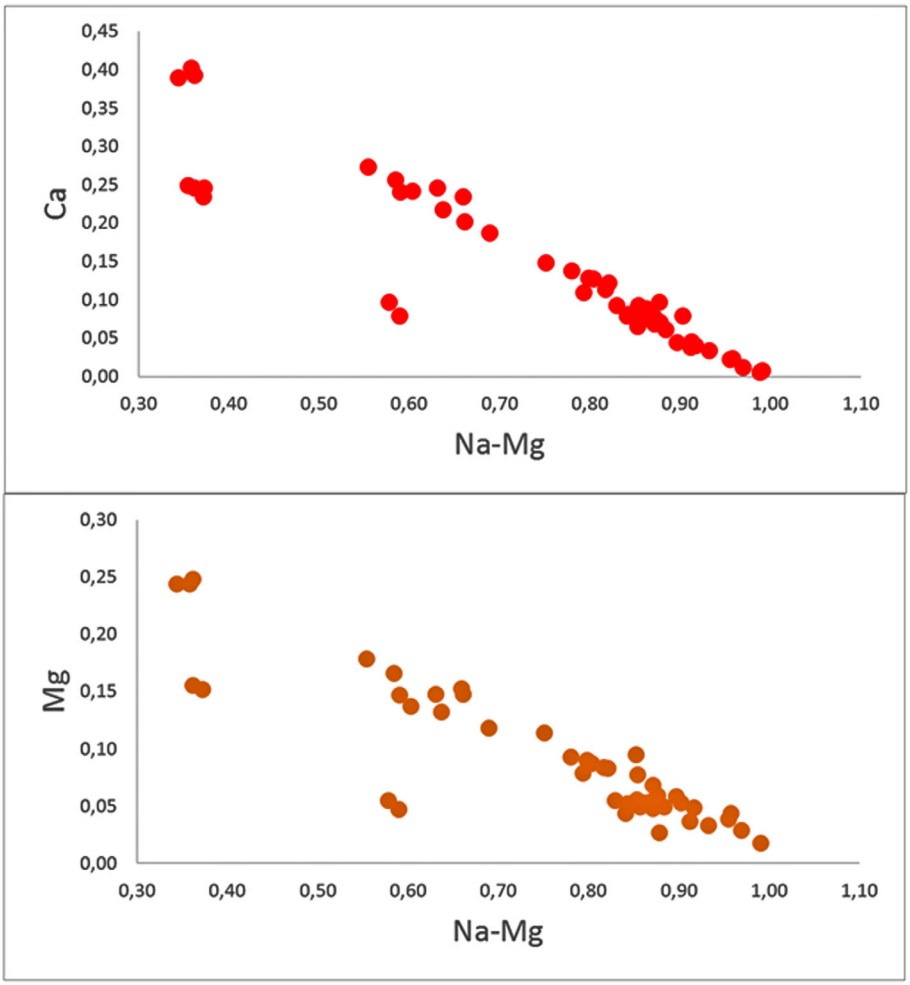


Рис. 1. Графики вариаций зависимости состава основных компонентов в пироксенах от коэффициента фракционирования (Na-Mg), выраженные в катионных пропорциях на 6 атомов кислорода (Stephenson, 1972)

базальтов, обладающих более высоким магниевым числом. Менее вероятна контаминация породами эффузивной Ловозерской свиты, так как этот процесс вызывает формирование целой серии других минералов (Герасимовский и др., 1966). Наличие нескольких трендов пироксенов нижней зоны Ловозеро с ростом эгиринового минала, а также скрытой расслоенности этой минеральной фазы (рост концентрации титана в вертикальном разрезе в пироксенах) свидетельствует о том, что главным механизмом эволюции нижней зоны массива был процесс кристаллизационной дифференциации.

Акцессорные минералы нижней зоны

В нижней зоне Ловозерского месторождения присутствуют акцессорные минералы Fe-Mn-Ti-состава: Ti-магнетит, ильменит ($FeTiO_3$), пирофанит ($MnTiO_3$). Составы пирофанит-ильменитов образуют непрерывный твердый раствор $MnTiO_3$–$FeTiO_3$, вариации составляют 3.9–42.1 % MnO (рис. 2), что свидетельствует о длительной кристаллизации Ловозерской ультращелочной магмы. Такое высокое содержание марганца (MnO – 42.1 %) в пирофаните для ранних щелочных интрузивных пород установлено впервые.

Установлены широкие вариации содержания марганца в породах Ловозерского массива MnO от 0.21 до 1.04 %, при среднем содержании 0.38 % MnO, в то время как кларко-

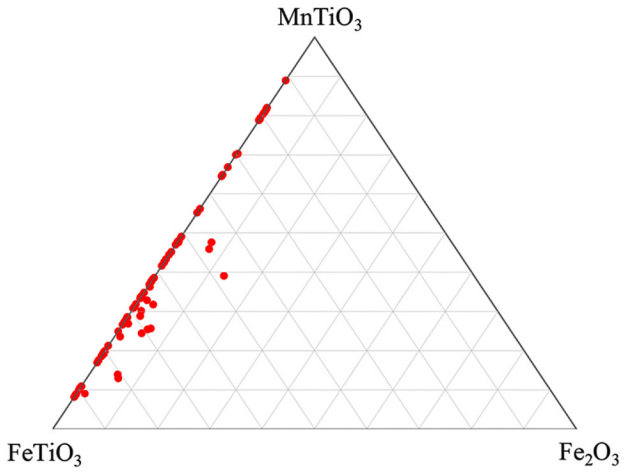


Рис. 2. Составы ильменит-пирофанитов на тройной диаграмме $FeTiO_3$-$MnTiO_3$-Fe_2O_3

вые содержания для щелочных массивов мира составляют 0.19–0.20 % MnO (Юдович, Кетрис, 2014), что свидетельствует о марганцевой специализации пород Ловозерского месторождения.

Благодарности

Исследование выполнено в рамках темы по государственному заданию ГЕОХИ РАН (№ 0137-2019-0014).

Литература

1. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с.
2. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
3. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Наука, 1959. 623 с.
4. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
5. Калинкин М. М. Сводный отчет о составлении геологической карты Ловозерского щелочного массива (результаты геолого-геофизических работ м-ба 1:50000 Умбозерской геофизической партии за 1968–72 гг. Ловозерской картосоставительной и тематической партии за 1962–72 гг.). Апатиты. 1972. 221 с.
6. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. Творческое объединение «Земля» Ассоциации Экост. 2001. 464 с.
7. Шубин И. И., Когарко Л. Н. Геохимия и минералогия марганца нижней зоны Ловозерского редкометаллльного месторождения (Кольский полуостров) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 12. С. 1259–1270.
8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия марганца. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН, 2014. 540 с.
9. Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2006. V. 70. No 4. P. 347–359.
10. Korobeynikov A. N. and Laaioki K. Petrologicalaspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. Geochemistry International, 1994. V. 31. P. 69–76.
11. Kramm U. and Kogarko L. N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alkaline province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.
12. Stephenson D. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, South Greenland // Lithos. 1972. V. 5. P. 187–201.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.092

Ультракалиевые метасоматиты, базальт-карбонатные образования и карботермалиты Махтеш Рамона (Израиль)

З. А. Юдалевич [1], A. Hennig [2], B. Elisha [3], Е. Вапник [4]

[1] Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel, e-mail: yzinov@mail.ru

[2] Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel, e-mail: haranhe@post.bgu.ac.il

[3] Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel, e-mail: brelisha@gmail.com

[4] Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel, e-mail: vapnik@bgu.ac.il

Введение

Все магматические проявления эрозионной впадины Махтеш Рамон принадлежат к щёлочно-базитовому и щёлочно-ультрабазитовому петрохимическому типу, связанному с зарождением в позднем триасе на континентальной окраине Леванта в Восточном Присредиземноморье протяжённой рифтовой зоны.

В районе выделяется три относительно разновозрастных группы магматических пород, возраст которых согласно геологическим соотношениям и радиологическим датировкам (Rb/Sr, K/Ar и Ar/Ar методы) позднетриасовый и раннемеловой.

Позднетриасовые базальты представлены единичными телами (202–214 Ma). Среди раннемеловых выделено две группы пород: 1 – ранняя бимодальная ассоциация, представленная субвулканическими силлами, лакколитами и дайками щелочных оливиновых габбро и базальтов, щелочных трахитов и сиенитов (радиологический возраст 122–137 Ma), 2 – поздняя непрерывная щелочная базальт-ультрабазитовая, образованная оливиновыми щелочными базальтами и габбро, базанитами, нефелинитами, анальцимитами и мелилитовыми нефелинитами (радиологический возраст 99–119 Ma).

Триасовый и первый раннемеловой комплексы залегают в триасово-юрской части стратиграфического разреза района, причём, бимодальный с размывом и несогласием перекрывается конгломератами Арод (Arod cgl) – реперным стратиграфическим подразделением основания мелового разреза (Lower Hatira Fm), т. е. являются preArod cgl-образованиями. Лавовые потоки позднего комплекса залегают на песчаниках Lower Hatira Fm и прорываются его субвулканическими телами, т. е. принадлежат к postArod cgl-образованиям и, в свою очередь, перекрываются раннемеловыми же песчаниками Upper Hatira Fm.

Ультракалиевые метасоматиты

Ультракалиевые метасоматиты, базальт-карбонатные образования и карботермалиты связаны исключительно с раннемеловыми магматитами района и вместе с ними участвуют в позднемеловой складчатости. При этом, пространственно связаны только с базальтоидной составляющей этих ассоциаций.

Масштабы ультракалиевого метасоматоза весьма значительны, наблюдаются практически в каждом хорошо обнажённом теле базитов и выражены, главным образом, калишпатизацией, реже, биотитизацией. Карботермалиты имеют подчинённое значение и установлены только в PostArod cgl-группе пород.

PreArod cgl-ассоциация распространена в центральной и восточной частях Махтеш Рамона в виде силлов, лакколитов, даек и штоков. Протяжённость наиболее крупного лакколита Ramon 7 км, мощность в зоне максимального утолщения 80 м. Мощность даек до 10 м, а протяжённость до 3 км. Структура пород зависит от мощности тел и варьирует от микролитовой, порфиритовой и микроофитовой до офитовой и долеритовой. По окраске, текстуре и их изменениям от центральных частей к эндоконтактовым зонам

дайки и силлы очень близки. Почти в каждом теле можно выделить центральную зону свежих габбро или базальтов, промежуточную зону серых или розовато-серых пород с начальными признаками изменения (карбонатизация, калишпатизация, развитие тёмных слюд и гидрослюд), приконтактовую зону осветлённых, местами почти белых аргиллизитов. В апикальных частях дайки обычно аргиллизированы полностью и часто сопровождаются осевой жилой кварца как зоны вторичного кварцита.

Возраст метасоматических изменений PreArod cgl-ассоциации обосновывается залеганием на них конгломератов Arod. По времени проявления непосредственно в пределах ассоциации метасоматиты по базитам занимают внутриформационное положение: предшествуют сиенитовым телам. Приконтактовое влияние последних, в частности, выявляется по ороговикованию калишпатизированных даек и силлов и образованием в них андрадит-гроссулярового граната.

Экзоконтактовый метаморфизм вмещающих осадочных пород также проявлен маломощными (до 0.4 м) зонами везувиан-гранатовых роговиков. Характерно отсутствие каких-либо постмагматических гидротермальных продуктов – дериватов кристаллизующихся базитов, за исключением редких участков ожелезнения и развития кальцит-баритовых порфиробластических овоидов (до 1.5 см в диаметре). Образование осевых зон с кварцем в нацело аргиллизированных породах тоже указывает на автономный характер метасоматического процесса и, вместе с ограниченным метаморфическим воздействием высокотемпературной базальтовой магмы на вмещающие отложения, свидетельствуют о близких к адиабатическим условиям стабилизации пород.

Внешне метасоматиты не всегда отличимы от первичных пород, однако, чаще всего заметны по изменению чёрной с зеленоватым оттенком окраски на коричневато-зелёную, зелёную, жёлтую, зеленовато-розовую или серо-розовую. В слабо изменённых породах оливин замещён иддингситом и/или боулингитом, но клинопироксен и плагиоклаз (An55-68) сохраняются. В матриксе плагиоклаз часто полностью псевдоморфно замещен калишпатом и кальцитом, а клинопироксен - кальцитом, доломитом и коричневым мелкочешуйчатым слюдистым (гидрослюдистым) агрегатом. Замещение плагиоклаза начинается с образования несвойственной полевым шпатам криволинейной микротрещиноватости, не выходящей за границы зёрен, и развития вдоль неё калишпата. Микрочешуйчатый слюдистый агрегат, замещающий клинопироксен, часто перекристаллизован в биотит, с которым ассоциируют новообразования короткопризматического чистого калишпата.

В некоторых дайках прослеживается вертикальная зональность со сменой аргиллизитов наиболее высоких уровней эрозионного среза сначала зоной карбонатизации, а затем зоной калишпатизации в наиболее глубоких срезах. Калишпат чистый, без пертитовых вростков, с малым углом оптических осей, сдвойникован по карлсбадскому и манебахскому законам, оптически определён как санидин. Замещение им плагиоклаза сопровождается обильным новообразованием игольчатого апатита. Первичные титаномагнетит и ильменит распадаются с образованием микро- и криптозернистых агрегатов магнетита, гематита, рутила (лейкоксена) и сфена, а в зонах закалки и стекловатых разностях возникает тонкая ильменитовая решётка, пронизывающая все минералы матрикса пород.

Базальтоидная составляющая PostArod cgl ассоциации представлена вулканическими потоками, некками, силлами, дайками, пирокластическими диатремами (агломераты, туфы) размером до 1.2 × 1.8 км, представляющие глубинные срезы аппаратов извержения, трубками взрыва (пирокластические брекчии, туффизиты и карбонатно-базальтовые образования). Метасоматические изменения ассоциации конвергентны предыдущей и выражены преобразованием щелочных оливиновых базальтов в ультракалиевые ба-

зальты и аргиллизиты. Метасоматоз здесь также ограничен рамками отдельных магматических тел и во время формирования ассоциации многократно повторяется. Показателен в этом отношении пример наиболее полного разреза вулканических потоков в западном окончании Махтеш Рамона, – Central Qarnei Ramon, состоящего из 11 потоков, в каждом из которых наблюдается трёхчленное строение (снизу вверх): нижняя часть – чёрные плотные неизменённые базальты с фенокристами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и крипто- или микрокристаллическим матриксом, сложенным оливином, пироксеном, плагиоклазом, титаномагнетитом, цеолитами и кальцитом; средняя – чёрные, зеленовато-чёрные и цвета хаки плотные породы – ультракалиевые метасоматиты; верхняя – белесые, фиолетово-розовые, буро-красные обычно рыхловатые глинистые породы (аргиллизиты) с ясно заметной структурой первичных пород. В аргиллизитах, особенно в их верхней части, местами сохраняется амигдалоидная текстура с цеолитами, кальцитом, иногда доломитом. Граница между смежными потоками обозначена налеганием неизменённых базальтов более молодого потока на аргиллизиты подстилающего.

В силлах метасоматиты развиваются как со стороны висячего, так и лежачего боков. Иногда, в частности, на Mt. Sills в лакколитообразном утолщении многоимпульсного силла габбро, они образуют сложную систему трёхкратного чередования свежих пород с ультракалиевыми и аргиллизированными, указывающую на связь процессов изменений с каждым последующим импульсом внедрения.

Большинство диатрем сложены пирокластическими брекчиями от пепловой до глыбовой агломератовой размерности. Среди фрагментов пирокластических тел наряду с первичными базальтами и габбро постоянно встречаются калишпатизированные разности. Связующая масса большинства агломератовых брекчий образована карбонатом (кальцитом).

Пирокласты пепловой и лапиллиевой размерности обычно наблюдаются в виде трубок взрыва диметром от 20 до 100 м. Относительная разновозрастность подобных проявлений обозначена, в частности, в вулканическом разрезе Central Qarnei Ramon, в котором одна из трубок взрыва перекрыта лавовым потоком № 10, а другая потоком № 11. Обе трубки овальные, имеют вертикальное залегание. Они прорывают, вмещающие потоки, образуя вокруг них ореол с хаотическим залеганием базальтовых призм. По розовой, палевой, зеленовато-жёлтой, красновато-бурой окраске породы имеют сходство с аргиллизитами, но отличаются от них наличием лапиллиевых фрагментов сильно изменённых микролитовых базальтов и санидиновых трахитов, местами включают в себя крупную (до 0.5 м) хорошо окатанную гальку кварцитов из конгломератов Arod. В практике исследования районов вулканизма щелочных базальтов, лампроитов и кимберлитов такие породы обычно называют туффизитами или флюидизитами. Калишпат в этих породах отсутствует, хотя они и являются хорошим сорбентом калия.

Важной характеристикой структуры метасоматитов обеих ассоциаций является сохранность первичной структуры базитов, хорошо видимой несмотря на интенсивность их изменений.

Базальт-карбонатные образования

Особое место в ряду пород PostArod cgl ассоциации, как отдельный фазовый импульс, занимают амигдалоидные базальт-карбонатные образования. Они встречаются, преимущественно в трубках взрыва и в виде линзовидных, т. н. «корковых» тел в краевых зонах крупных некков, слагают, кроме того, один из вулканических потоков. По окраске породы весьма изменчивы, местами чёрные до сизо-чёрных, серые до светло-серых, однако, чаще всего зеленовато-розовые, розовые до розовато-красных, и палевые.

Корковые тела размером от 0.8 × 30 м и до 12 × 75 м сопровождают северный и южный контакты сложного оливин-базальт-базанит-нефелинитового штока Mt. Gaash. Это амигдалоидные микролитовые ультракалиевые (санидиновые) базальты, в которых содержание кальцитовых амигдол часто превышает 50.0 % от общего объёма пород. Чёрная микрозернистая базальт-карбонатная масса цементирует глыбовые фрагменты большой (200 м в диаметре) трубки взрыва Maale Ramon, имеет флюидальную структуру, выраженную линейностью уплощённых мигдалин, определяющей ликвацию расплава на силикатную и карбонатную фазы (рис. 1). В строении микрозернистой силикатной фазы участвуют микролитовый санидин, магнезио-титаномагнетит, ильменит, апатит и фтор-апатит.

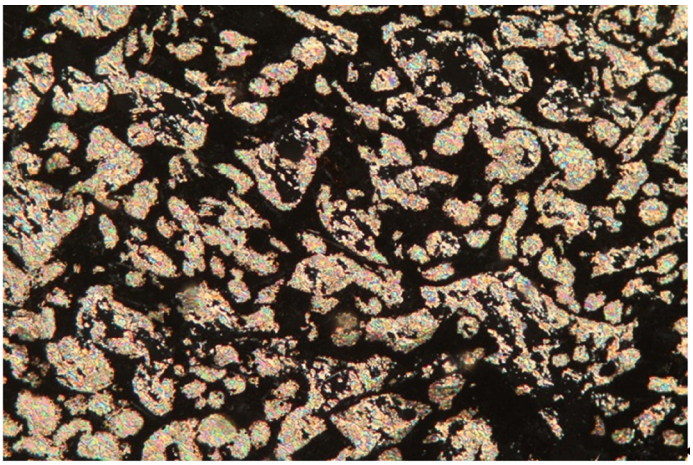


Рис. 1. Пример ликвации базальт-карбонатной массы. Карбонатные миндалины от 0.2 до 0.3 мм. XPL

Вулканический поток тонкозернистой базальт-карбонатной массы является подразделением стратиграфического разреза Southern Qarnei Ramon, располагается в виде своеобразной прокладки мощностью до 6 м между лавовыми потоками щелочных базальтов. Внешне это беловато-жёлтые и зеленовато-жёлтые до цвета хаки карбонатные породы с более или менее равномерным распределением в них мелких (1–2 мм) лапиллей микролитовых базальтов. Порода, по сути, является эмульсионной базальт-карбонатную взвесью с преобладающим карбонатом, т. е. карбонатитом, образованным вследствие ликвации расплава на базальтовую и карбонатную фазы.

Наряду с карбонатными образованиями – производными ликвации, и метасоматическими, образующимися в ходе замещения калишпатом плагиоклаза, отметим также довольно значительное развитие карбоната как связующей массы обломочного материала субвулканических пирокластитов района. Участки карбонатной связующей массы в них часто сменяются участками аргиллизированной гидрослюдистой связующей массы (флюидизитами), подчёркивающей участие воды на завершающей стадии вулканического процесса. Изредка, в приконтактовых брекчиях трубок взрыва, в частности Maale Ramon, цементирующей массой является своеобразная апатит – кальцит – гематитовая порода, которую вполне можно отнести к выделенной недавно Р. Митчеллом (2022) группе карботермалитов.

Петрохимические особенности процессов

Петрохимические данные показывают, что наиболее подвижными химическими компонентами метасоматоза являются K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO*, CO_2 и в меньшей степени SiO_2. При этом K_2O сильно обогащает прилегающие к неизменённым базитам зоны магматических тел, псевдоморфно замещая плагиоклаз, и кристаллизуясь в их матриксе в виде новообразований биотита и гидрослюд. CaO обычно остаётся на месте и, соединяясь с CO_2, образует кальцит. Содержание SiO_2 немного увеличивается, указывая на некоторое его накопление в остаточном флюиде. Fe преимущественно окисляется и местами диффундирует во вмещающие породы. Следов переотложения вынесенных при метасоматозе Na_2O и MgO не установлено ни в пределах магматических тел,

ни во вмещающих породах. TiO_2 и Al_2O_3 смещаются в эндоконтактовые аргиллизиты. Значения Rb хорошо коррелируются с возрастанием в метасоматитах K_2O, поведение TR-элементов инертное. Внутри камерное перераспределение K_2O, CaO и SiO_2 контролируется зонами калишпатизации (и, в меньшей мере, биотитизации), карбонатизации и окварцевания (осевые кварциты в аргиллизитах).

Среди главных породообразующих минералов базитов калиевые минералы отмечаются лишь как второстепенные фазы (анортоклаз, ортоклаз, биотит), участвующие в составе матрикса и амигдалоидных выделениях цеолит-карбонатного состава. Обогащённость K_2O отличает, кроме того, цеолиты и остаточное вулканическое стекло, как в самих базитах, так и в расплавных включениях в оливине и клинопироксене, отражая тенденцию к накоплению калия в остаточных продуктах магматического процесса. На присутствие в первичном расплаве H_2O указывают водосодержащие минералы матрикса пород и миндалины, сложенные цеолитом. О том же говорят автометасоматические иддингситизация и боулингитизация оливина. Замещение плагиоклаза санидином и кристаллизация биотита процессы высокотемпературные, с которыми вполне согласуется твердофазный распад первичного титаномагнетита на магнетит и ильменит, рутил и анатаз, а также новообразование сфена.

Псевдоморфное замещение плагиоклаза калишпатом, энергетически наиболее выгодное, тем не менее, затруднено большой разницей в ионных радиусах между K, с одной стороны, и Ca и Na – с другой. Для замещения их калием необходимы затраты энергии как на катионный обмен, так и на расширение первичного объёма плагиоклаза. Начальное расширение объёма происходит с помощью развития в анизотропном плагиоклазе несвойственных ему криволинейных трещин протоклаза, указывающих, на наш взгляд, на специфическое, сходное с метамиктным, состояние плагиоклаза к моменту его растрескивания. Калишпатизация плагиоклаза и карбонатизация клинопироксена процессы экзотермические, приводящие к дополнительному разогреву автометасоматической системы в целом, и происходят на фоне повышения градиента активности участвующих в обмене компонентов, т. е. являются автотермальными.

Заключение

Отметим важнейшие особенности метасоматических изменений базитов Махтеш Рамона: 1) – ограниченность распространения пределами магматических тел (адиабатические условиям метасоматоза); 2) – многократность проявления однотипных изменений; 3) – псевдоморфный характер замещения главных породообразующих минералов (оливина, плагиоклаза, клинопироксена) и сохранность первичной структуры замещаемых пород. Чистота экстракции с сохранением прежних минеральных форм характерна не только при замене плагиоклаза калишпатом, но и при карбонатизации пироксена, что, возможно, связано со сверхкритическим состоянием позднемагматических флюидов. Процессы замещения завершаются низкотемпературной аргиллизацией, а в дайках вертикального залегания отгонкой излишнего SiO_2 в центральную часть тел, в плоскость их наименьшего натяжения.

Генезис базальт-карбонатных пород обусловлен, на наш взгляд, процессом ликвации остаточного базальтового расплава при его ретроградном кипении.

DOI:10.37614/978-5-91137-500-3.093

Clinopyroxenite and carbonatite association: liquid miscibility, fractional crystallization or reaction rocks?

S. Bhattacharjee [1], M. Dey [1], A. Chakrabarty [1], E. N. Kozlov [2], E. N. Fomina [2]

[1] Department of Earth and Climate Science, Indian Institute of Science Education and Research Tirupati, Tirupati, India, e-mail: souravbhattacharjee@students.iisertirupati.ac.in; monojit@students.iisertirupati.ac.in; aniketc@iisertirupati.ac.in

[2] Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, e-mail: kozlov_e.n@mail.ru; fomina_e.n@mail.ru

Introduction

Carbonatites (> 50 vol. % carbonate minerals; Le Maitre, 2002) are usually associated with a plethora of alkaline silicate rocks, phoscorites (magnetite-apatite±olivine±clinopyr oxene±mica) and ultramafic rocks (olivine and/or clinopyroxene) (Mitchell, 2005; Woolley & Kjarsgaard, 2008). These ultramafic silicate rocks represent early cumulates from mantle-derived carbonated silicate melts and are related to the carbonatite by either liquid immiscibility or fractional crystallization (Mitchell, 2005; Brooker & Kjarsgaard, 2011; Yaxley et al., 2022). However, recent experimental and field-based studies have shown that ultramafic rocks may also be generated by the interaction between carbonatite-forming magmas and crustal silicate rocks (Anenburg & Mavrogenes, 2018; Chmyz et al., 2022; Gudelius et al., 2023). The Paleoproterozoic Hogenakkal carbonatite complex has a unique association of carbonatites and clinopyroxenite. The origin of this carbonatite-clinopyroxene is a split between liquid immiscibility and fractional crystal fractionation (Natarajana et al., 1994; Pandit et al., 2016). Thus, the present work aims to infer the origin of the clinopyroxenite based on mineralogy and review previous isotopic studies in Hogenakkal.

Regional geology and mineralogy of Hogenakkal carbonatites

The Hogenakkal carbonatites occur as lensoid bodies (30–800 m in length and 3–50 m in width) within clinopyroxenite and are together emplaced in granulite country rocks (Fig. 1a).

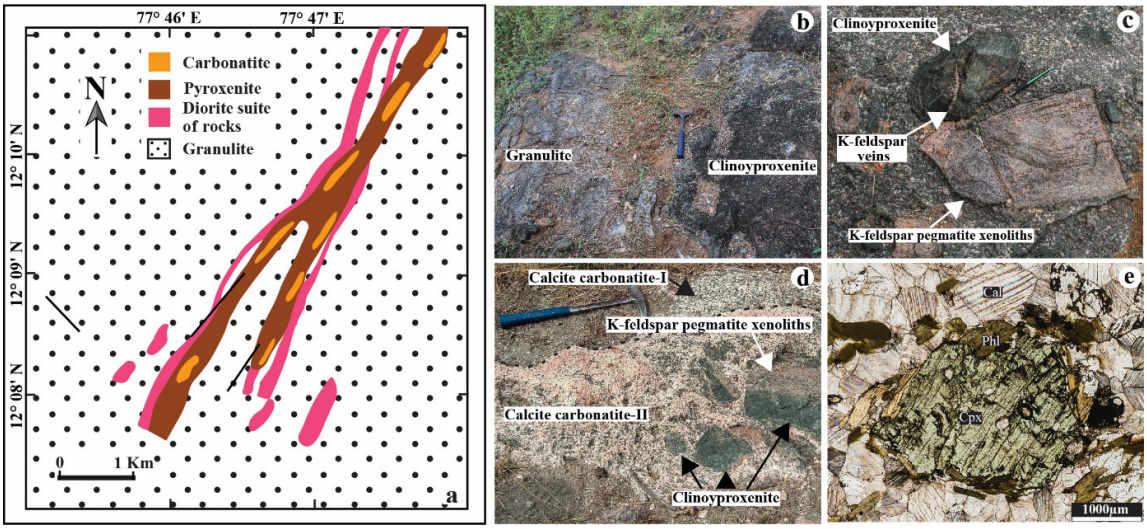


Fig. 1. a – Detailed lithological map of the Hogenakkal carbonatite complex illustrating the disposition of lithological units; b – Contact between clinopyroxenite and granulite country rocks; c – Carbonatite-I carrying xenoliths of clinopyroxenite and K-feldspar pegmatite of variable dimensions; d – Carbonatite-II crosscuts carbonatite-I; e – Carbonatite-I showing resorbed clinopyroxene phenocryst rimmed by phlogopite in calcite matrix

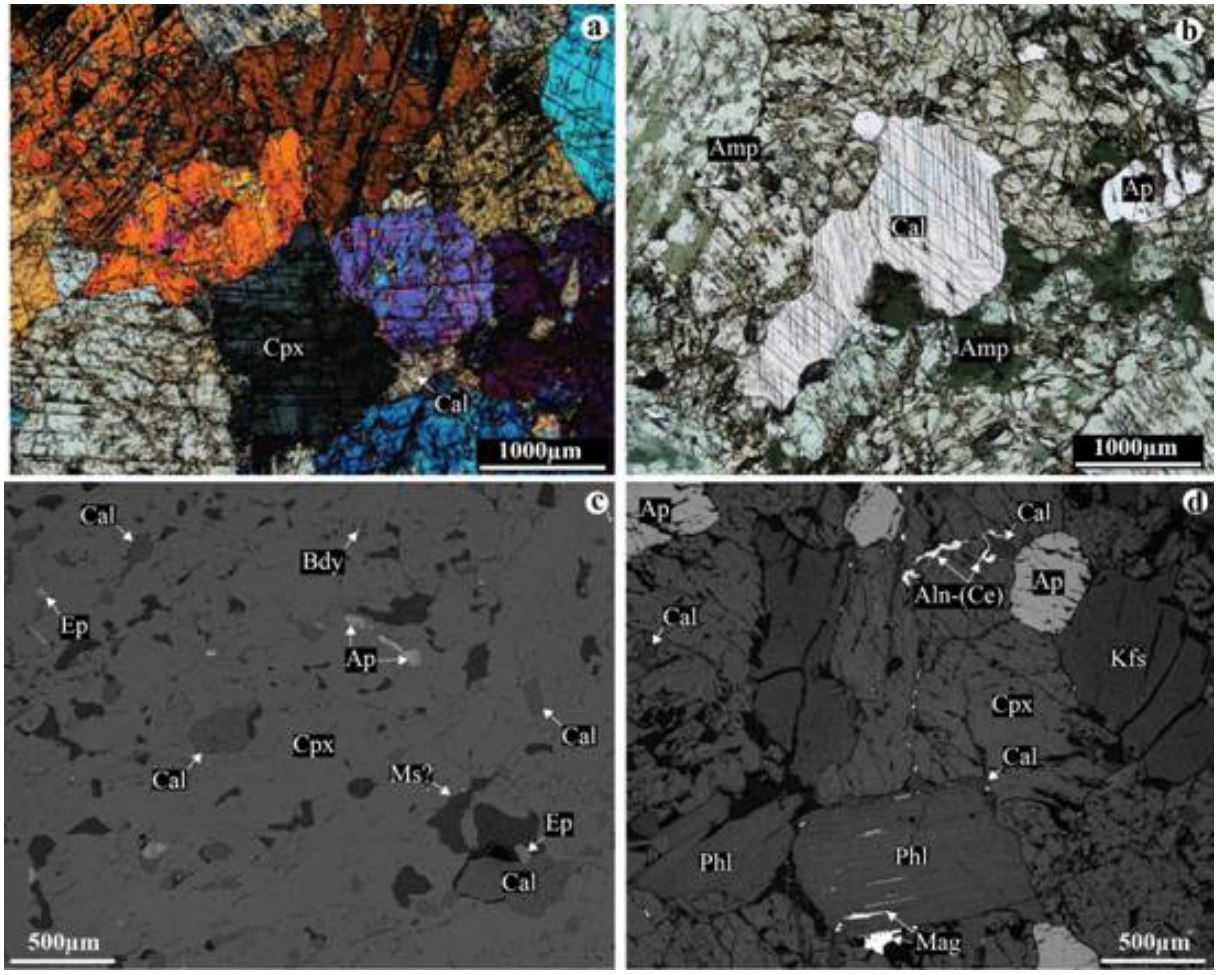


Fig. 2. Transmitted light photomicrograph of clinopyroxenite showing: a – Coarse-grained clinopyroxenite with subhedral-to-anhedral clinopyroxene; b – Clinopyroxene is pervasively replaced by amphibole in contact with interstitial calcite (c–d); Backscattered electron (BSE) image of clinopyroxenite with interstitial calcite, apatite, phlogopite, K-feldspar and muscovite with accessory epidote, allanite-(Ce), baddeleyite and magnetite

The carbonatites do not share direct contact with the host granulites (Fig. 1 b). Based on our field and petrographic observations, the Hogenakkal carbonatites are calcite carbonatite. They can be further classified into carbonatite-I and carbonatite-II. Carbonatite-I commonly carries meter scale angular-to-sub-rounded clasts of clinopyroxenite and K-feldspar pegmatite (Fig. 1 c, d). Carbonatite-II crosscuts carbonatite-I (Fig. 1 d), is often silicate poor and contains megacrystic apatite within the calcite matrix. Individual clasts (xenocrysts?) of clinopyroxene in carbonatite-I are resorbed and often rimmed by phlogopite (Fig. 1 e) or has reaction rims of amphibole.

Clinopyroxenite lacks a typical cumulate texture and is composed primarily of coarse-grained, subhedral-to-anhedral clinopyroxene (> 70–90 vol. %; Fig. 2 a) with a variable proportion phlogopite, interstitial calcite, apatite, K-feldspar and amphiboles (edenite, pargasite and actinolite) in decreasing order of modal abundance. In places, the host clinopyroxene is variably replaced by amphibole and phlogopite in contact with calcite (Fig. 2 b). Accessory allanite-(Ce), baddeleyite, muscovite, and magnetite are also present (Fig. 2 c, d).

Discussions and Conclusions

Clinopyroxene in mafic-ultramafic rocks, which are genetically related to carbonatites, are diopsidic in composition and progressively evolve towards aegirine with differentiation of carbonatite-forming magma (Reguir et al., 2012). However, at Hogenakkal, the clinopyroxenes are diopsidic and show similar composition both in clinopyroxenite and carbonatite (Fig. 3 a). Combined with the disequilibrium textures of the clinopyroxene in carbonatite (Fig. 1 e), they are assumed to be clasts (xenocrystic/antecrystic) derived from clinopyroxenite. Thus, the clinopyroxenes do not represent liquidus composition of a continuously fractionating melt, evolving from clinopyroxenite to carbonatite.

Experimental studies have shown that immiscible carbonatite melts contain significant amounts of alkalis (Na and K), silica, and other elements (Yaxley et al., 2022). However, there is no evidence for the evolution of an immiscible silicate fraction (conjugate to carbonatites) except for few K-feldspar pegmatite xenoliths within the carbonatite (Fig. 1 c). A simple test for immiscibility is that Ba is more compatible than La and Mn in carbonatitic melt than

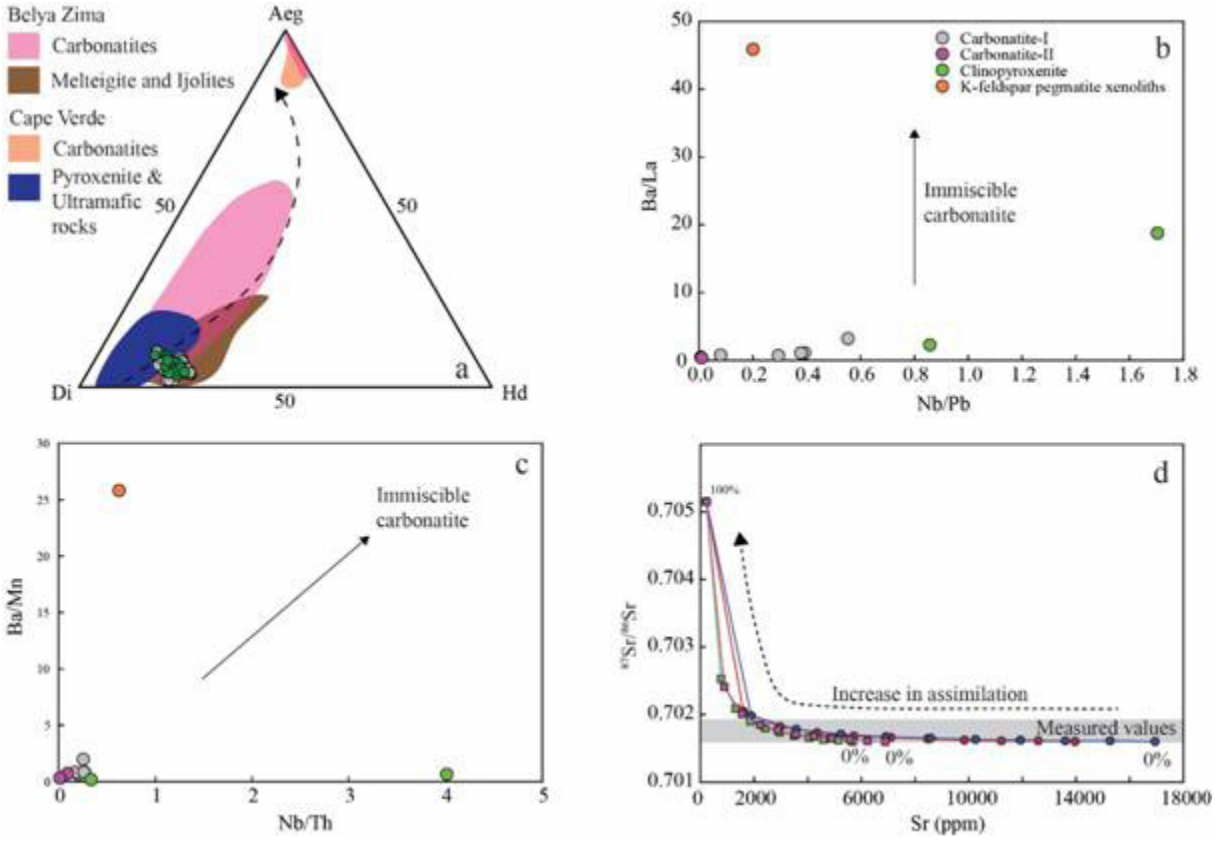


Fig. 3. (a) Clinopyroxene compositional variation in ternary system diopside (Di), hedenbergite (Hd) and aegirine (Aeg) compared with clinopyroxene compositional trends of Belaya Zima (fractional crystallization) (Doroshkevich et al., 2017) and Cape Verde (liquid immiscibility) (Weidendorfer et al., 2016). The dotted arrow represents the general evolution of clinopyroxene in carbonatites (Reguir et al., 2012). (b–c) Bivariate plots of (a) Ba/La vs Nb/Pb and (b) Ba/Mn vs Nb/Th for whole-rock composition of carbonatite, clinopyroxenite and K-feldspar pegmatite xenoliths. The solid arrows point to the immiscible carbonatite magma compositions. (d) $^{87}Sr/^{8}6Sr$ vs. Sr concentration (ppm); binary mixing model curves between carbonatite melt and granulite. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of the granulites is 0.7052 in granulite (Thomson et al., 2010) and 0.7016 in the melt (Kumar et al., 1998). The Sr contents of the melt are calculated to be 5680, 6891 ppm (green and pink squares) ($^{Ap/crb}$D: 1.33; Chakhmouradian et al., 2017) and 13966, 16943 ppm (blue and red circles; $^{Ap/crb}$ D: 0.53; Hammouda et al., 2010)

silicate melt. The Nb and Pb share the same affinity, while Th is more compatible than Nb in silicate melt. Hence, the immiscible carbonatitic melt would have higher Ba/La, Ba/Mn, Nb/Th, and comparable Nb/Pb (Chakhmouradian et al., 2008), which holds untrue for carbonatite-clinopyroxene and K-feldspar pegmatite xenoliths at Hogenakkal (Fig. 3 b, c).

On the contrary, the absence of typical cumulate textures and the ubiquitous presence of calcite, biotite, apatite, and baddeleyite (Fig. 2) in clinopyroxenite indicates possibly a metasomatic origin (Gudelius et al., 2023). However, the initial strontium isotopic ratios at Hogenakkal for calcite, apatite, clinopyroxene in carbonatite ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.70160–0.70192) and clinopyroxenite ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.70172–0.70177) together with mantle like $\delta^{18}O$–$\delta^{13}C$ indicates a common mantle origin for clinopyroxenites and carbonatites without significant crustal contamination (Kumar et al., 1998). But considering the high Sr contents in apatite (7491–9088 ppm; Kumar et al., 1998), we can infer the strontium contents of the carbonatite-forming magma, assuming 5 wt.% apatite fractionations and using a Rayleigh fractionation equation:

$$C_o = \frac{C_s \times (1-F)}{1-F^{Ds}}$$

where Cs and Co are the concentration of element in crystal and the melt, respectively; F represents the fraction of melt remaining; and Ds is the crystal-melt partition coefficient of an element

A simple binary mixing model between the granulites and the carbonatite melt (calculated) shows that up to 70–80 % of granulites assimilation by the carbonatite melt won't change the Sr isotope ratios (Fig. 3 d). Hence a possible reaction mechanism between the carbonatite-forming magma (dolomitic?) and the granulites is invoked for the origin of the clinopyroxenite and phlogopite bearing clinopyroxenite at Hogenakkal (reactions 1–2):

$$CaMg(CO_3)_{2\ (carbonatite\text{-}forming\ magma)} + 2SiO_{2(granulite)} = CaMgSi_2O_{6\ (diopside)} + CO_2(\uparrow) \quad (1)$$

$$CaMg(CO_3)_{2\ (carbonatite\text{-}forming\ magma)} + 2SiO_{2\ (granulite)} + KAlSi_3O_{8\ [K\text{-}feldspar\ pegmatite\ xenoliths]} + H_2O = 3CaCO_{3\ (calcite)} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_{2\ [phlogopite]} + CaMgSi_2O_{6\ [diopside]} + 5CO_2(\uparrow) \quad (2)$$

Acknowledgement

S.B., A.C., and M.D. thank the Director of IISER Tirupati and the Ministry of Education, Government of India, for providing financial support. E.K. and E.F. acknowledge financial support from an RSF project 19-77-10039-P.

References

1. Anenburg M., Mavrogenes J. A. Carbonatitic versus hydrothermal origin for fluorapatite REE-Th deposits: Experimental study of REE transport and crustal "antiskarn" metasomatism // American Journal of Science. 2018. V. 318 (3). P. 335–366. https://doi.org/10.2475/03.2018.03.
2. Brooker R. A., Kjarsgaard B. A. Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system SiO_2–Na_2O–Al_2O_3–CaO–CO_2 at 0.1–2.5 GPa with applications to carbonatite genesis // Journal of Petrology. 2011. V. 52 (7–8). P. 1281–1305. https://doi.org/10.1093/petrology/egq081.
3. Chakhmouradian A. R., Mumin A. H., Demény A., Elliott B. Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): geological setting, mineralogy and geochemistry // Lithos. 2008. V. 103 (3–4). P. 503–526. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.004.
4. Chakhmouradian A. R., Reguir E. P., Zaitsev A. N., Couëslan C., Xu C., Kynický J., Mumin A. H., Yang P. Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance // Lithos. 2017. V. 274. P. 188–213.https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.037.

5. Chmyz L., Azzone R. G., Ruberti E., Marks M. A., dos Santos T. J. S. Olivines as probes into assimilation of silicate rocks by carbonatite magmas: Unraveling the genesis of reaction rocks from the Jacupiranga alkaline-carbonatite complex, southern Brazil // Lithos. 2022. V. 416–417. P. 106647. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106647.
6. Doroshkevich A. G., Veksler I. V., Klemd R., Khromova E. A., Izbrodin I. A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. V. 284. P. 91–108. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.04.003.
7. Gudelius D., Marks M. W., Markl G., Nielsen T. F., Kolb J., Walter B. The origin of ultramafic complexes with melilitolites and carbonatites: a petrological comparison of the Gardiner (E Greenland) and Kovdor (Russia) intrusions // Journal of Petrology. 2023. V. 64 (6). P. egad036. https://doi.org/10.1093/petrology/egad036.
8. Hammouda T., Chantel J., Devidal J. L. Apatite solubility in carbonatitic liquids and trace element partitioning between apatite and carbonatite at high pressure // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74 (24). P. 7220–7235. https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.032.
9. Kumar A., Charan S. N., Gopalan K., Macdougall J. D. A long-lived enriched mantle source for two Proterozoic carbonatite complexes from Tamil Nadu, southern India // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62 (3). P. 515–523. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00341-4.
10. Mitchell R. H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites // The Canadian Mineralogist. 2005. V. 43 (6). P. 2049–2068. https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2049.
11. Natarajan M., Rao B., Parthasarathy R., Kumar A. 2.0 Ga old pyroxenite-carbonatite complex of Hogenakal, Tamil Nadu, South India // Precambrian Research. 1994. V. 65 (1–4). P. 167–181. https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90104-X.
12. Pandit M. K., Kumar M., Sial A. N., Sukumaran G. B., Piementle M., Ferreira V. P. Geochemistry and C–O and Nd–Sr isotope characteristics of the 2.4 Ga Hogenakkal carbonatites from the South Indian Granulite Terrane: evidence for an end-Archaean depleted component and mantle heterogeneity // International Geology Review. 2016. V. 58 (12). P. 1461–1480. https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1163646.
13. Reguir E. P., Chakhmouradian A. R., Pisiak L., Halden N. M., Yang P., Xu C., Kynický J., Couëslan C. G. Trace-element composition and zoning in clinopyroxene-and amphibole-group minerals: implications for element partitioning and evolution of carbonatites // Lithos. 2012. V. 128–131. P. 27–45. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.10.003.
14. Tomson J. K., Rao Y. B., Kumar T. V., Choudhary A. K. Geochemistry and neodymium model ages of Precambrian charnockites, Southern Granulite Terrain, India: Constraints on terrain assembly // Precambrian Research. 2013. V. 227. P. 295–315. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.06.014.
15. Weidendorfer D., Schmidt M. W., Mattsson H. B. Fractional crystallization of Si-undersaturated alkaline magmas leading to unmixing of carbonatites on Brava Island (Cape Verde) and a general model of carbonatite genesis in alkaline magma suites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171 (5). P. 43. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1249-5.
16. Woolley A. R., Kjarsgaard B. A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46 (4). P. 741–752. https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.741.
17. Yaxley G. M., Anenburg M., Tappe S., Decree S., Guzmics T. Carbonatites: classification, sources, evolution, and emplacement // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2022. V. 50 (1). P. 261–293. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243.

Содержание

Абрамов С. С. Богатые натрием золотоносные метаморфические породы севера Гаянского щита: минералогия, петрография, происхождение 4

Асавин А. М. Экспериментальные и природные данные по оценке коэффициентов распределения клинопироксен-расплав Zr и Hf 9

Асеева А. В., Ханчук А. И., Голич А. Н. Гипербазит-базитовые интрузивные комплексы Сихотэ-Алиня (Самаркинский террейн, Приморье) 15

Белякова А. Ю., Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Толстов А. В. Минеральный состав и геохимические особенности породы с преобладанием сидерита массива Томтор (Арктическая Сибирь) 20

Богина М. М., Чистяков А. В., Шарков Е. В., Голованова Т. И. Состав апатита как индикатор эволюции палеопротерозойского Тикшеозерского ультрамафит-щелочного-карбонатитового комплекса: CL, LA-ICP MS и микрозондовые данные.. 26

Булах М. О., Пеков И. В., Кошлякова Н. Н., Житова Е. С. Проявления щелочного метасоматоза в фумарольных системах вулкана Толбачик (Камчатка) 32

Бурнаева М. Ю., Сироткин А. Н. Среднепалеозойские лампрофиры долины Дамфлюа (арх. Шпицберген, о. Северо-Восточная Земля).. 37

Варламов Д. А., Ковальская Т. Н., Ермолаева В. Н., Чуканов Н. В., Ковальский Г. А., Чайчук К. Д. Синтез минеральных фаз в системе Na_2O-CaO-FeO-Nb_2O_5-ZrO_2-SiO_2 в условиях высокой щелочности и приложение к природным процессам 43

Ветрин В. Р., Скублов С. Г., Редкоэлементный и изотопно-геохимический (U-Pb, Lu-Hf) состав циркона из гранитоидов неоархейской Кейвской щелочной провинции Балтийского щита 47

Возняк А. А., Носова А. А., Дорошкевич А. Г. Составы слюд как источник генетической информации в лампрофирах на примере дайковых роев Кандалакша, Турий мыс и Белозиминского массива (Россия).. 53

Воронин М. В., Кошелев А. В., Сипавина Л. В. Мессбауэровская спектроскопия и магнитная восприимчивость расвумита (KFe_2S_3). 56

Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Шелепаев Р. А., Егорова В. В., Изох А. Э. Разновозрастные жилы в мантийных ксенолитах, как отражение эволюции литосферной мантии... 59

Гойчук О. Ф., Паникоровский Т. Л., Калашников А. О., Осипов А. С. Характеристика нефелина из пегматитов Хибинского щелочного массива 62

Головин А. В., Тарасов А. А., Шарыгин И. С., Агашева Е. А. Щелочно-карбонатные составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований вторичных расплавных включений в оливинах мантийных ксенолитов из кимберлитов... 67

Горюнова В. О., Прокопьев И. Р. Геохимические особенности флюоритов карбонатитов Таймыра (озеротаймырский комплекс) 74

Гринёв О. М., Сазонов А. М., Семиряков А. С., Зырянова Л. А., Гринев Р. О. Горячегорский фоидолитовый плутон – новая глиноземно-благороднометалльная сырьевая база Ачинского глиноземистого гиганта 77

Гринёв О. М., Воронцов А. А., Адылбаев Р. Р., Семиряков А. С., Гринев Р. О. Морфотектоника, геохимия и комагматизм плюм-рифтогенных магматитов Кузнецко-Алатауской щелочной провинции ... 86

Гриценко Ю. Д., Зайцев В. А. Минералы группы эвдиалита из карбонатитового массива Одихинча, Маймече-Котуйская щелочная провинция, Красноярский край ... 93

Гудимова А. И., Зырянова Л. В., Дымшиц А. М., Агашева Е. В. Метод «клинопироксеновой» термобарометрии для оценки термального режима литосферной мантии в районе алмазоносных кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Ломоносовская, Архангельская алмазоносная провинция ... 99

Данилова Ю. В., Шарыгин И. С., Николенко Е. И., Гладкочуб Е. А., Гладков А. С., Кошкарев Д. А. Породы трубок взрыва чапинского щелочного-ультраосновного комплекса, Енисейский кряж (Россия) ... 104

Докукина К. А., Шешуков В. С., Банова Т. Б., Конилов А. Н. Зарождение расплавов сиенитового состава в архейских коровых породах как результат воздействия палеопротерозойского мантийного плюма ... 108

Дорошкевич А. Г., Саватенков В. М., Прокопьев И. Р., Избродин И. А., Крук М. Н., Изох А. Э. Петрогенезис щелочного ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса Арбарастах, Алдано-Становой щит ... 113

Егорова Ю. С. Загадочная природа высоко-Mg нодулей из архейских лампрофиров. Панозерский массив, Центральная Карелия ... 118

Забавчик Н. И., Пахомовский Я. А., Михайлова Ю. А. Минералогия фонолитов Контозерского палеовулканического комплекса (Кольский полуостров, Россия) ... 124

Зайцев А. Н. Карбонатит-нефелинитовый вулканизм рифта Грегори и Кратерного нагорья, северная Танзания ... 129

Зайцев В. А., Хамизов Р. Х., Груздева А. Н., Власовских Н. С. Переработка сподуменового концентрата бисульфатно-аммонийным методом: проблемы и перспективы построения технологии замкнутого цикла ... 133

Зайцев В. А., Груздева А. Н., Хамизов Р. Х. Развитие гидросульфатного метода переработки глиноземистого сырья в приложении к нефелинсодержащим продуктам добычи апатита ... 138

Зинчук Н. Н. О влиянии кимберлитового магматизма на литологические особенности древних осадочных толщ ... 142

Зинчук Н. Н. Особенности кимберлитовых алмазов в россыпях ... 149

Зозуля Д. Р. Минералы Ti из Кейвских щелочногранитных пегматитов как индикаторы перехода от агпаитовой к миаскитовой минеральным ассоциациям и фракционирования Zr/Hf и Nb/Ta ... 156

Зубакова Е. А., Мальковец В. Г., Гибшер А. А. Минералогия и петрография кимберлитовых карбонатитов трубки Дачная ... 162

Зырянова Л. В., Гудимова А. И., Агашева Е. В. Минералого-петрографическая характеристика образца «свежего» кимберлита из трубки Ломоносовская (Архангельская алмазоносная провинция) ... 168

Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Мороз Т. Н., Старикова А. Е., Малютина А. В. Высокоториевый циркон из рудной зоны № 2 массива Бурпала, северное Прибайкалье 173

Имамвердиев Н. А. Мантийные процессы, контролирующие происхождение и эволюцию умеренно-щелочной магм верхнеплиоцен-четвертичного коллизионного вулканизма Малого Кавказа.. 179

Исакова А. Т., Старикова А. Е., Избродин И. А., Дорошкевич А. Г. Фазовый состав первичных кристаллофлюидных включений из апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива.. 183

Калашникова Т. В., Костровицкий С. И. Геохимические особенности пироксенитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок и вопросы генезиса пород основного состава в литосферной мантии Сибирского кратона 187

Канева Е. В., Радомская Т. А., Богданов А. И., Шендрик Р. Ю. Кольцевой бериллосиликат одинцовит из щелочных пород Мурунского массива: новые данные и кристаллохимические особенности 190

Каргин А. В., Прокопьев И. Р., Старикова А. Е., Каменецкий В. С., Голубева Ю. Ю. Результаты изучения расплавных включений в оливине и минералах основной массы магмакластов дамтьернитов трубки Виктория, Анабарский район, Якутия: особенности эволюции щелочно-ультрамафических расплавов 193

Каргин А. В. , Носова А. А. Клинопироксены из раннедокембрийских кимберлитов Кимозера, Карелия: особенности мантийного метасоматоза кимберлитовых источников... 199

Каргин А. В., Сазонова Л. В., Носова А. А., Лебедева Н. М. Особенности состава клинопироксена различных петрографических позиций в меланефелинит-щелочнопикритовой магматической брекчии трубки взрыва г. Намуайв (Хибинский массив) 205

Каюков А. Е., Смыслов С. А., Соколова А. Н., Иващенкова О. В. Геологическое строение и полезные ископаемые месторождения Калюмное (Сыннырский массив, Бурятия). 210

Каюков А. Е., Смыслов С. А., Соколова А. Н., Иващенкова О. В. Особенности минерального состава пород ультракалиевого Сыннырского комплекса 214

Когарко Л. Н. Щелочной магматизм в истории Земли и его рудоносность. 217

Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О. О возможной связи палеозойского магматизма Кольского региона с его докембрийской историей. 223

Козлов Е. Н., Фомина Е. Н. Влияние наложенных процессов на редкоземельный потенциал массива Вуориярви: анализ результатов *in situ* U-Pb датирования бастнезита . .. 228

Костровицкий С. И. Первичный состав кимберлитового расплава 234

Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Травин А. В., Карманов Н. С., Добрецов Н. Н., Толстов А. В. Возможность использования слюд массива Томтор для определения возраста... 237

Левин Б. Щелочные эффузивы в Корякском нагорье 243

Левин Б. Щелочные ультрабазиты в фундаменте Омолонского массива 249

Лыхин Д. А., Воронцов А. А. Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) на примере Илейского флюорит-фенакитового рудопроявления.. 253

Мальковец В. Г., Гибшер А. А., Яковлев И. В., Милаушкин М. В. О некоторых проблемах типохимизма хромшпинелидов в кимберлитах Сибирского кратона 258

Малютина А. В., Дорошкевич А. Г., Избродин И. А., Старикова А. Е., Крук М. Н. Особенности состава породообразующих минералов щелочного редкометалльного массива Бурпала (Северное Прибайкалье).. 260

Михайлова Ю. А., Калашникова Г. О., Пахомовский Я. А., Селиванова Е. А., Компанченко А. А. Экспериментальное моделирование природных процессов изменения нефелина 265

Мороз У. А. Комбинированные дайки района Нарынского щелочного массива (Ю-В Тува) и возможный вариант их образования. 270

Морозова А. С., Дубинина Е. О., Расс И. Т. Изотопные параметры карбонатов ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) и сосуществующих силикатов и окислов ($\delta^{18}O$) пород Ковдорского массива.. 274

Муравьева Н. С., Симакин С. Г., Сенин В. Г. Геохимия «*in situ*» микроэлементов в клинопироксенах и флогопитах из ультракалиевых вулканитов Восточно-Африканского рифта провинций Торо-Анколе и Вирунга 279

Никифоров А. В., Козловский А. М., Поляков Н. А., Хертек А. К., Мороз У. А. Агпаитовые породы с минералами группы эвдиалита в щелочных комплексах Тувино-Монгольского микроконтинента. 285

Носова А. А., Каргин А. В., Ерофеева К. Г., Борисовский С. Е. Высоко-Cr, высоко-Ca гранаты из раннедокембрийских кимберлитов Кимозера 289

Носова А. А., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М. Сравнительная геохимическая характеристика и Nd изотопная систематика неопротерозойского щелочного магматизма Среднего Урала и Южной окраины Сибирского кратона 295

Паникоровский Т. Л., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Гойчук О. Ф., Бочаров С. Н., Калашникова Г. О., Грязнова Д. В., Самбуров Г. О., Кривовичев С. В. Трансформационные минералы Кольской щелочной провинции. 300

Панина Л. И. , Исакова А. Т. , Рокосова Е. Ю. Родительские магмы дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивах (Маймеча-Котуйская провинция).. 304

Пеков И. В., Чуканов Н. В., Щербаков В. Д., Вигасина М. Ф.,Шендрик Р. Ю., Зубкова Н. В., Турчкова А. Г. Серосодержащие минералы группы содалита в Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) и их роль как геохимических индикаторов 309

Перовский И. А. Синтез титаносиликатов из отходов обогащения кварц-титановых руд.. 314

Плечов П. Ю. Оливин в щелочно-ультраосновных эффузивных породах... 318

Поляков Н. А., Никифоров А. В., Хертек А. К. Клинопироксены из щелочных и силикатно-карбонатных пород Чикского массива (Сангиленское нагорье, Тыва)... 322

Похиленко Л. Н., Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Королюк В. Н., Карманов Н. С. Включения минералов группы кричтонита в ксенолитах Центральной Африки 327

Похиленко Н. П., Похиленко Л. Н. Частичное плавление вторично обогащенных перидотитов низов литосферы, синхронное процессам формирования кимберлитов: возможные причины и некоторые характеристики состава расплавов ... ... .331

Прокопьев И. Р., Дорошкевич А. Г., Старикова А. Е. Особенности генезиса и рудоносности щелочно-карбонатитовых комплексов Сибирского кратона (Селигдар, Арбарастах, Чадобец): включения в минералах... 336

Радомская Т. А., Канева Е. В., Докучиц Э. Ю., Шендрик Р. Ю., Митичкин М. А. Сравнительная характеристика зелёного и серого франкаменита в чароитовых породах Мурунского массива (Алдан) 341

Савко К. А., Самсонов А. В., Кориш Е. Х., Сальникова Е. Б., Цыбуляев С. В., Стифеева М. В. Палеопротерозойский Дубравинский комплекс Сарматии – самое раннее проявление надсубдукционного карбонатитового магматизма в истории Земли 345

Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Носова А. А., Каргин А. В., Япаскурт В. О., Шайхутдинова Д. Р. Особенности состава оливина из магматической брекчии (трубка взрыва г. Намуайв, Хибинский Массив). 351

Симакин А. Г., Шапошникова О. Ю., Девятова В. Н., Бондаренко Г. В., Тютюнник О. Д., Исаенко С. И., Еремин Д. Д. Летучесть хлора во флюиде системы C-O-(H)-NaCl буферируемая реакцией с шпинелью при PT параметрах кумулуса ультрабазит-базитовых интрузий.. 356

Соболев С. Н., Михайлова Ю. А. CSD и сопряженная зональность нефелина, лопарита и апатита в нефелиновых породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива. 361

Соболева А. А., Андреичев В. Л., Удоратина О. В. Индикаторы неопротерозойского плюмового магматизма на Северном Тимане.. 367

Сорокина Е. С., Немов А. Б., Медведева Е. В. Нефелиновые сиениты-миаскиты Ильменогорского комплекса, Южный Урал: предварительные данные минералогии, геохимии, Rb-Sr и Sm-Nd изотопии.. 370

Сорохтина Н. В., Беляцкий Б. В., Липницкий Т. А. Геохимические особенности редкометалльного месторождения щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви Кольский п-ов.. 373

Сорохтина Н. В., Липницкий Т. А. Особенности состава циркона из редкометалльного месторождения Нескевара щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви, Кольский полуостров 378

Старикова А. Е., Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Исакова А. Т., Малютина А. В. Состав апатита и флюорита из пород щелочного массива Бурпала, Северное Прибайкалье 384

Стифеева М. В., Сальникова Е. Б., Адамская Е. В., Котов А. Б., Иванов А. В., Millonig J. L., Gerdes A., Гриценко Ю. Д. Новый природный стандарт граната «Ковдор» для U-Th-Pb локальных геохронологических исследований 389

Тарасов А. А., Головин А. В. Бючлиит-ньеререитовые карбонатиты – новый тип карбонатных жидкостей по данным изучения расплавных включений в оливинах лампроита Сильвери Хоум (складчатый пояс Намаква-Натал, Южная Африка) 394

Тарасов А. А., Головин А. В., Агашева Е. А. Минеральные ассоциации вторичных расплавных включений в шпинелях и оливинах мантийного ксенолита из трубки им. В. Гриба: составы мантийных расплавов и проблемы серпентинизации 400

Толстов А. В., Похиленко Н. П., Слепцов А. П. Перспективы Томторского рудного поля на месторождения марганца 406

Udoratina O. V., Varlamov D. A., Panikorovskii T. L., Shuyskiy A. S. Rare-metal-rare-earth mineralization of the Verkhne-Shchugorsk ore field (Middle Timan) 411

Филина М. И. Конечные стадии дифференциации щелочных магм на примере агпаитовых сиенитов интрузии Нива (Кольский полуостров)... 414

Чеботарев Д. А., Козлов Е. Н. Образование гранат-монтичеллит±магнетитовой и кварц-монацитовой ассоциаций под воздействием карбонатитовых расплавов на апатитовый пироксенит при 650 °С и 100 МПа.. 420

Чуканов Н. В., Пеков И. В. Особенности изоморфных замещений в минералах из высокофторной пневматолитовой ассоциации, связанной с санидинитами Айфеля (Германия) 425

Шайхутдинова Д. Р., Сазонова Л. В., Лебедева Н. М., Арзамасцев А. А. Петрографические признаки смешения магматических расплавов в трубке взрыва Намуайв (Хибинский массив, Кольская щелочная провинция). 429

Шарыгин В. В. Строение и состав сложных Ca-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофире Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян 434

Шатова Н. В. Петрография, геохимия и рудный потенциал щелочных пород Рябинового массива (Южная Якутия) 439

Шендрик Р. Ю., Канева Е. В., Радомская Т. А., Богданов А. И. Фторкарлтонит из щелочных пород Мурунского массива: спектроскопия и кристаллохимические особенности 444

Шубин И. И., Когарко Л. Н. Минералогическая и геохимическая характеристика нижней зоны Ловозерского массива 447

Юдалевич З. А., Hennig A., Elisha B., Вапник Е. Ультракалиевые метасоматиты, базальт-карбонатные образования и карботермалиты Махтеш Рамона (Израиль).. 451

Bhattacharjee S., Dey M., Chakrabarty A., Kozlov E. N., Fomina E. N. Clinopyroxenite and carbonatite association: liquid miscibility, fractional crystallization or reaction rocks?.. 456

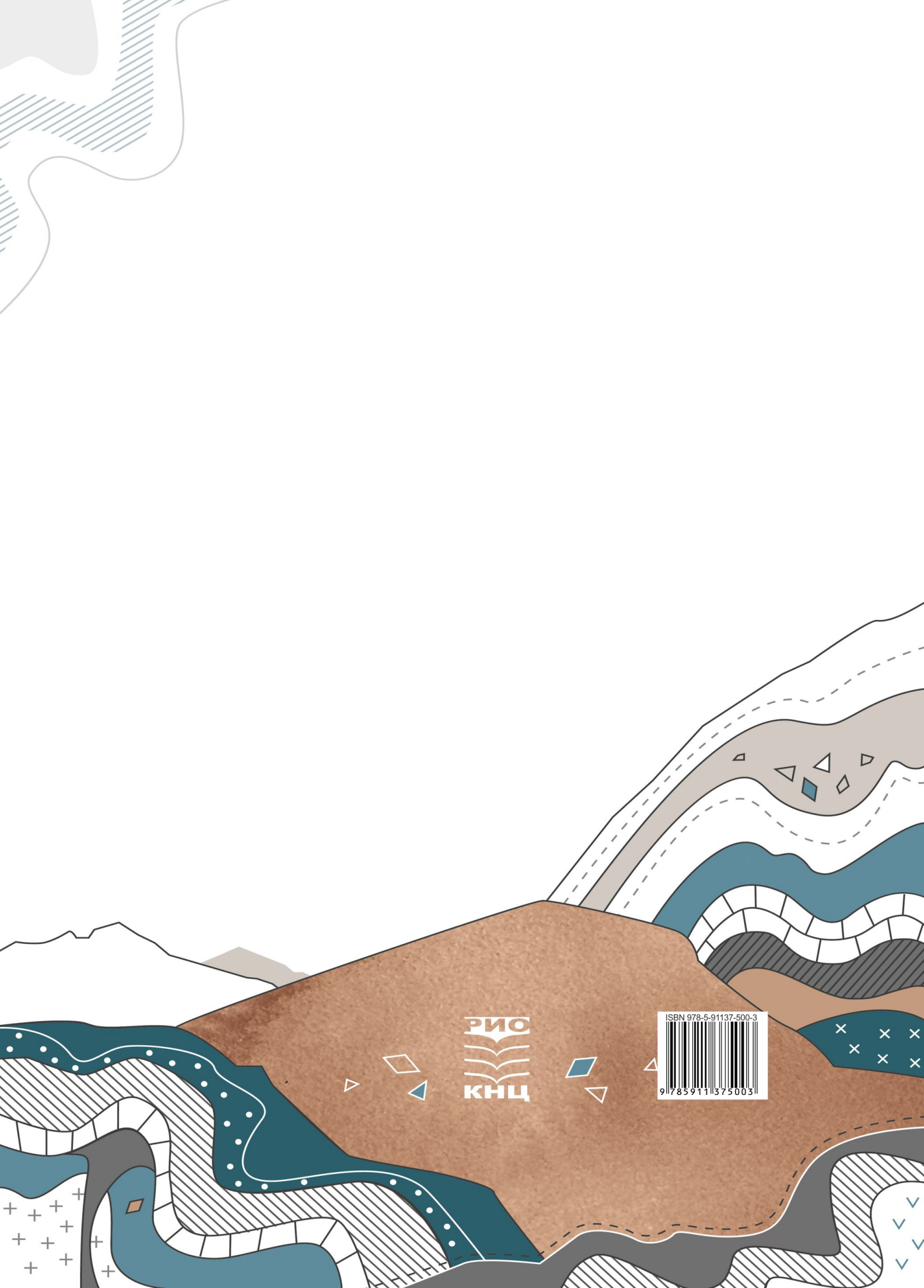
Сборник статей

Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов

Научное издание
Редактор Л. Д. Чистякова
Технический редактор Л. Д. Чистякова
Подписано в печать 01.12.2023. Формат бумаги 60×84 1/8.
Усл. печ. л. 54,17. Заказ № 76. Тираж 300 экз.

Адрес редакции: 184209, Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская область
тел. (81555)79646

Электронная версия: https://rio.ksc.ru/knigi/2023



ISBN 978-5-91137-500-3