

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Малютина Александра Владиславовна

**Петрогенезис щелочного сиенитового массива Бурпала (Северное
Прибайкалье)**

1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск – 2025

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	9
1.1. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ И ПЕРВЫЕ ГИПОТЕЗЫ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ	9
1.2. МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ КАК ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ	10
1.2.1. Механизмы метасоматоза в мантии.....	12
1.2.2. Изотопные характеристики метасоматически обогащенных резервуаров	14
1.3. ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ	16
1.3.1. Агпайтность	17
1.3.2. Особенности формирования агпайтовых пород.....	18
1.4. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ. СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ.....	31
1.4.1 Изученность массива Бурпала.....	35
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	39
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА БУРПАЛА.....	43
ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА.....	49
ГЛАВА 5. ГЕОХРОНОЛОГИЯ	55
ГЛАВА 6. ХИМИЗМ ТЕМНОЦВЕТНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА.....	57
6.1. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНА.....	57
6.2. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АМФИБОЛА.....	60
6.3. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СЛЮДЫ.....	62
ГЛАВА 7. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА.....	65
7.1. ПЕТРОГЕННЫЕ И РЕДКИЕ КОМПОНЕНТЫ	65
7.2. ИЗОТОПНЫЙ Sr-Nd-Pb И $\Delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ СОСТАВ ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА.....	69
ГЛАВА 8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ	72
8.1. ВОЗРАСТ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА БУРПАЛА	72
8.2. ПЕТРОГЕНЕЗИС	75
8.2.1. Процессы фракционной кристаллизации и когенетичесность разновидностей сиенитов массива Бурпала	75
8.2.2. Коровая контаминация как фактор сосуществования нефелиновых и кварцевых сиенитов	77
8.3. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА.....	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	90
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ	92
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	93
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	118

Введение

Актуальность исследования

Изучение щелочного магматизма представляет огромный интерес для моделирования процессов, происходящих в литосферной мантии, включая мантийный метасоматоз, мантийно-коровые взаимодействия, генерацию и эволюцию родоначальных щелочных магм и формирования связанной с ними рудной минерализации, поскольку щелочные породы являются источником крупнейших в мире месторождений ниобия, циркония, стронция, редкоземельных элементов, фосфора и многих других рудных элементов.

Метасоматизированные участки (домены) мантии считаются на сегодняшний день основными источниками щелочных магм с их широким диапазоном составов (Janse and Sheahan, 1995; Lehnert et al., 2000; Jensen et al., 2004; Frolov et al., 2005; Kogarko, 2008; Woolley and Kjarsgaard, 2008; Когарко, 2001, 2006). Многие месторождения редкоземельных элементов и редких металлов мирового класса локализованы в щелочных сиенитах, чаще, в нефелиновых сиенитах (Kogarko et al., 2010; Moller and Williams-Jones, 2016; Elburg and Cawthorn, 2017; Borst et al., 2018). Щелочные сиениты обычно встречаются в геодинамических условиях, связанных с плюмовой деятельностью или рифтогенезом и содержат многочисленные месторождения и рудопроявления редкоземельных элементов (РЗЭ) и редких металлов. Природные и экспериментальные исследования показывают, что ультращелочные сиенитовые магмы (обычно содержащие наибольшие концентрации РЗЭ, Nb, Ti, Zr и др.) образуются путем фракционирования мантийных расплавов щелочно-базитового, базанитового или мелилититового состава (например, Larsen and Sørensen, 1987; Kramm and Kogarko, 1994; Marks et al., 2004; Halama et al., 2005; Marks and Markl, 2017). Полагают, что сочетание низких степеней плавления метасоматически обогащенного мантийного источника и последующей длительной дифференциации первичных расплавов, вероятно, отвечает за концентрирование редких элементов и металлов в щелочных сиенитах (например, Kogarko, 1974; Harris, 1983; Larsen and Sørensen, 1987; Caroff et al., 1993; Kramm and Kogarko, 1994; Sørensen, 1997; Frisch and Abdel-Rahman, 1999; Markl et al., 2010), либо может быть обусловлено позднемагматическим перераспределением редких элементов при взаимодействии остаточных расплавов и флюидов с кристаллической кашей (Lissenberg et al., 2013; Cooper et al., 2016; Gleeson et al., 2020; Feng et al., 2021; Zhu et al., 2023; Fu et al., 2025 и др.).

Массив Бурпала представляет собой щелочную сиенитовую интрузию центрального типа и входит в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции. В пределах провинции выделяется более 10 разноразмерных интрузий, в том числе, крупнейший

ультракалиевый массив Сынныр, щелочные массивы Якша, Тасс, Южный Сакун, Аkit и другие (Жидков, 1956, 1961; Жидков и др., 1963). Массив Бурпала, в отличие от Сынныра, не имеет калиевую специализацию и по характеру металлогении больше схож с массивами Кольского полуострова - Хибинским и Ловозерским (Архангельская, 1974), т.е. содержит широкий набор РЗЭ- и Zr-Ti-минералов (многие из которых крайне редки или открыты впервые на массиве). Ввиду этого массив, в основном, изучался как «минералогический заповедник» (Портнов, 2018): исследователи преимущественно уделяли внимание редкометальным минералам, рассматривая их в качестве концентраторов рудного сырья (в особенности на Nb, Zr, Th, Li, Be и В, Жидков, 1956, 1961; Жидков и др., 1963; Портнов, 1965; Архангельская, 1967; Портнов, Нечаева, 1967; Андреев, 1981; Владыкин, 1997; Сотникова, 2009; Портнов, 2018;).

Вопросам петрогенезиса массива Бурпала посвящено несколько работ Н.В. Владыкина и И.А. Сотниковой с соавторами, в которых образование массива рассматривается в рамках единого процесса дифференциации щелочной магмы, изначально обогащенной редкими элементами (Владыкин 1997; Владыкин, Миузаки, 2001; Сотникова, 2009; Сотникова, Владыкин, 2012; Владыкин и др., 2014; Vladykin, Sotnikova, 2017). При этом существование когенетических кварцевых и нефелиновых сиенитов остается проблематичным из-за «теплового барьера» в системе Ne-Ks-Q-H₂O, где расплав может эволюционировать либо к гранитному, либо к нефелин-сиенитовому минимуму. Эта парадоксальная ассоциация поднимает вопрос важности не только процесса фракционной кристаллизации в эволюции исследуемого комплекса, но ассимиляции щелочными расплавами корового вещества. Комбинация FCA-процессов с вариативным соотношением фракционирования и ассимиляции может объяснить наблюдаемые геохимические противоречия, что актуализирует необходимость комплексного подхода к изучению магматической эволюции подобных комплексов.

Цели и задачи работы

Цель исследования – определить возраст основных разновидностей пород массива Бурпала, дать характеристику их источников вещества и разработать петрогенетическую модель образования массива.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Обобщить и проанализировать опубликованные данные по проблемам щелочно-сиенитового магматизма, геологическому строению и истории изучения массива Бурпала и магматизму Северо-Байкальского региона в контексте данного исследования;

2. Провести геохронологические исследования (U-Pb, LA ICP MS, циркон) основных разновидностей пород массива: нефелиновых, щелочных безнефелиновых и кварцевых сиенитов;
3. Получить комплексную петрографическую, минералогическую, петрохимическую и геохимическую характеристику пород, включающую сравнительный анализ составов и распределения редких элементов;
4. Выявить особенности макро- и микроэлементного состава темноцветных минералов из каждой группы пород;
5. Дать изотопно-геохимическую (Sr, Nd, Pb, O) характеристику пород и отдельных минералов, включая сравнительный анализ их состава и охарактеризовать изотопно-геохимические параметры источников вещества.

Объект исследования

Для достижения поставленных целей и задач были изучены породы, слагающие массив Бурпала: нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты.

Научная новизна

Впервые были определены особенности редкоэлементного состава темноцветных минералов, которые позволили выявить специфику эволюции щелочно-сиенитового расплава, отражающую накопление редких элементов и щелочей при кристаллизации нефелиновых сиенитов. Эти сведения, наряду с геохронологическими данными, подтвердили механизм импульсного становления массива. В результате исследования были получены обширные представительные данные по Nd-Sr-Pb изотопному составу для основных групп пород, слагающих массив Бурпала. Впервые проведен анализ изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) в минералах сиенитов, соответствующих основным фазам массива. Комплексный анализ полученных изотопно-геохимических показателей позволил дать характеристику мантийного источника для пород, а также определить вклад коровой компоненты при становлении массива. Представленный впервые сравнительный анализ изотопно-геохимических характеристик пород массива Бурпала с щелочными магматическими комплексами Забайкальского региона и южной окраины Сибирского кратона свидетельствует о вкладе различных источников, участвовавших в их формировании.

Практическая значимость

Полученные результаты позволили уточнить возрастные рамки образования массива и источники вещества пород, а также его временную и генетическую связь с позднепалеозойскими щелочными массивами в пределах Северо-Байкальской и Витимской щелочных провинций.

Полученная петрогенетическая модель образования массива является основополагающей для понимания процессов оруденения в данном и подобных комплексах, она может способствовать разработке критериев поисков и прогноза аналогичных рудопроявлений, что крайне актуально для снижения сырьевой зависимости и развития стратегических отраслей промышленности.

Защищаемые положения

1. Нефелиновые, щелочные безнефелиновые и кварцевые сиениты массива Бурпала имеют когенетическое происхождение и сформировались в интервале 300–289 млн лет.
2. Сосуществование нефелиновых (нефелин-нормативных) и щелочных кварцевых (кварц-нормативных) сиенитов является следствием контаминации порций магм, кристаллизующих кварцевые (кварц-нормативные) сиениты, коровым/сиалическим веществом.
3. Источником вещества для первичных расплавов, продуцирующих породы массива Бурпала, была изотопно-обогащенная метасоматизированная литосферная мантия.

Апробация работы и публикации

Основные результаты диссертационной работы были представлены в виде устных докладов на международной конференции «Геодинамика и минерагения Северной Евразии» в Улан-Удэ (2023), на Всероссийских конференциях «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов» в г. Апатиты (2023) и «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» в Иркутске (2024). Результаты исследований по теме диссертации изложены в 5 статьях, в рецензируемых журналах по списку ВАК.

Личный вклад соискателя

Личный вклад автора диссертации заключался в участии в полевых работах и отборе проб; петрографическом изучении основных разновидностей пород; подготовке проб для дальнейших минералогических, геохимических и изотопных исследований; участии в проведении части изотопных U-Pb измерений, обработке и интерпретации полученных минералогических, геохимических и изотопно-геохимических данных.

Список публикаций автора по теме исследования

Статьи по списку ВАК:

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 массива

Бурпала (Северное Прибайкалье): Новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. №1. С. 0741. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0741>

2. Малютина А.В., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Радомская Т.А., Крук М.Н. Особенности состава темноцветных породообразующих минералов в породах щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2025. № 3. С. 326-344. <https://doi.org/10.15372/GiG2024161>

3. Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Малютина А.В., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Радомская Т.А. Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометального массива Бурпала, Северное Прибайкалье // Петрология. 2025. Т. 33. № 1. С. 44–66. <https://doi.org/10.31857/S0869590325010035>

4. Старикова А.Е., Малютина А.В., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Радомская Т.А., Исакова А.Т., Семенова Д.В., Корсаков А.В. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика циркона как отражение условий его образования на примере цирконов из пород Бурпалинского массива, Северное Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 5. С. 0787. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-5-0787>.

5. Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Malyutina A.V., Moroz T.N., Sharygin I.S. Zr-Th-REE Mineralization Associated with Albite–Aegirine-Bearing Rocks of the Burpala Alkaline Intrusion (North Baikal Region, South Margin of the Siberian Craton) // Minerals. 2025. 15. 742. <https://doi.org/10.3390/min15070742>.

Тезисы по материалам конференций:

1. Малютина А.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Старикова А.Е., Крук М.Н. Особенности состава породообразующих минералов щелочного редкометального массива Бурпала (Северное Прибайкалье). Геодинамика и минерагения Северной Евразии: материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 13–17 марта 2023 г., ГИН СО РАН, Улан-Удэ., с.349-352.

2. Малютина А.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Старикова А.Е., Крук М.Н. Особенности состава породообразующих минералов щелочного редкометального массива Бурпала (Северное Прибайкалье). Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов: сборник статей, 11-15 сентября 2023 г., Научная конференция, КНЦ РАН, Апатиты, с.260-264.

3. Малютина А.В., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Избродин И.А., Саватенков В.М. Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометального массива Бурпала

(Северное Прибайкалье). Глубинный магматизм, его источники и плюмы: материалы XVII Всероссийской конференции, посвященной 300-летию Российской академии наук и 80-летию со дня рождения Н.В. Владыкина, 20-23 мая 2024 г. ИГХ СО РАН, Иркутск, с.91-93.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из титульного листа, оглавления, введения, 8 глав, заключения и списка литературных источников. Общий объем диссертации составляет 132 страницы. В работе содержатся 23 рисунка и 10 таблиц, оформленных в приложениях. Список литературы включает 331 источник.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность за научное руководство и неоценимую поддержку на каждом этапе исследования и написания работы своему научному руководителю д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич. Особая благодарность всему коллективу лаборатории рудоносности щелочного магматизма № 215 ИГМ СО РАН, а также сотруднику ИГХ СО РАН Радомской Т.А. за их ценный вклад и помощь в проведении полевых, аналитических работ, подготовке статей и рукописи. Сотрудникам лаборатории термобарогеохимии № 436 ИГМ СО РАН к.г.-м.н. А.Е. Стариковой и д.г.-м.н. В.В. Шарыгину за их многократные консультации и важные рекомендации автор выражает свою искреннюю признательность.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (122041400241-5) и при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-17-00078).

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1. Щелочные породы и первые гипотезы о происхождении щелочных магм

Щелочные магматические породы - это породы, обогащенные оксидами щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), избыток которых проявляется в кристаллизации фельдшпатоидов и/или щелочных пироксенов и амфиболов (Fitton and Upton, 1987). По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ различают следующие серии пород: натриевую (<0.25), калиево-натриевую субщелочную (<1 для основных и средних составов и <2.5 для кислых составов), калиевую (>1 для основных и средних составов и >2.5 для кислых составов, Богатиков и др., 1987). С щелочными силикатными породами и карбонатитами связаны крупнейшие месторождения ниобия и тантала (пироклор, лопарит, колумбит, танталит), циркония (эвдиалит, бадделейт, хибинскит), фосфора и фтора (апатит), РЗЭ (бастнезит, монацит), алюминия и щелочей (нефелин) и алмазов. Щелочные породы всегда привлекали пристальное внимание исследователей не только ввиду обогащенности стратегическими металлами, но и для изучения мантийных процессов и процессов мантийно-корового взаимодействия.

Первые гипотезы о происхождении щелочных магм, особенно обогащенных К, крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными элементами (LREE), были связаны с процессом ассимиляции осадочных карбонатных пород изливающимися гранитными (Shand, 1931) и трахитовыми (Rittmann, 1933) магмами. Позднее Харрис (Harris, 1957) предложил модель «зонного рафинирования», опираясь на технологию очистки металлов от примесей, применяемую в металлургии. Он предположил, что плавление пород в апикальной части мантийного плюма приведет к обогащению расплавов несовместимыми элементами, а именно LILE и LREE (Le Roex, 1986; Janney et al., 2002; Murphy et al., 2002). Другая модель, предложенная в 70-х Кэйем и Гастом (Kay and Gast, 1973) предполагает, что обогащение LILE и LREE в щелочных магматических породах происходит из-за низких степеней частичного плавления мантийного гранатового перидотита. К концу столетия теория мантийного метасоматоза инициировала большой прорыв в понимании петрогенезиса щелочных пород и прочно укрепились в научных кругах (например, Wendland and Harrison, 1979; Когарко и др. 1981; Когарко и др. 1988; Ringwood, 1990; Peccerillo, 1992; Janse and Sheahan, 1995; Lehnert et al., 2000; Downes et al., 2002; Jensen et al., 2004; Beccaluva et al., 2005; Frolov et al., 2005; Когарко, 2001, 2006; Kogarko, 2008; Woolley and Kjarsgaard, 2008; Avanzinelli et al., 2009; Carvalho et al., 2014; Gupta, 2015). Исследования мантийных ксенолитов из кимберлитов и островодужных базальтов из разных точек Земли подтвердили предположения о гетерогенном составе мантии, а также выявили в них характерное присутствие LILE- и водосодержащих минералов таких как флогопит, рихтерит и апатит (Franz et al., 2002; Förster et al., 2017; Kiseeva et al., 2017; Park et al., 2017;

Banerjee et al., 2018; Ionov et al., 2018 и ссылки в них). Считается, что эти минералы были образованы в результате воздействия на перидотиты LILE-содержащих флюидов и/или LILE- и LREE-содержащих щелочных расплавов (Bailey, 1982; Franz et al., 2002; Banerjee et al., 2018; Shaw et al., 2018). Хотя природа и происхождение этих метасоматизирующих агентов до сих пор остаются предметом дискуссий (Pecserillo, 1992; Till et al., 2012; Liu et al., 2014; Beermann et al., 2018; и ссылки в них), большинство исследователей придерживаются мнения о том, что проявления щелочного магматизма связано с метасоматизированными мантийными источниками, образование которых является одним из важнейших событий в геологической истории нашей планеты.

1.2. Мантийный метасоматоз как фактор образования первичных щелочных магм

Считается, что в ходе постаккреционной истории Земли мантия подвергалась многократному плавлению и дифференциации, в результате которых образовались континентальная и океаническая кора. В ходе этих процессов мантия непрерывно должна была терять более легкоплавкие компоненты (CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , редкие литофильные элементы) и превращаться в резко деплетированный субстрат, из которого способны выплавляться в дальнейшем только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами расплавы (Когарко, 2006). Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, отмечается рост обогащенности первичных мантийных магм (базальтов, пикритов) титаном, легкими редкоземельными и другими некогерентными элементами, а также непрерывное увеличение активности щелочного магматизма и объема щелочных формаций в течении геологического времени (Лазаренков, 1988; Campbell and Griffiths, 1992). На сегодняшний день изотопные исследования (Zindler and Hart, 1986) фиксируют наличие значительно обогащенных редкими элементами резервуаров в мантии, существование которых было бы невозможно в рамках модели непрерывного глобального плавления мантии в постаккреционное время (Когарко, 2006). Ввиду этого исследователи разных стран начали продвигать идеи о взаимодействии кора-мантия. Первые гипотезы были высказаны Хоффманом (Hofmann, 1997), в конце 70-х годов. Он предположил, что в ходе мантийно-коровых взаимодействий происходит крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения обогащенных мантийных резервуаров. Позднее другие исследователи в своих работах (н-р: Рябчиков, 1988; Когарко и др, 1988; Когарко и др. 1981, Ringwood, 1990; Wendland and Harrison, 1979; Kogarko et al., 1995; Когарко, 2005, 2006) полагали, что обогащение мантийных резервуаров происходит в ходе мантийного метасоматоза, агентами которого являются расплавы низких степеней плавления.

Традиционно метасоматоз мантии приписывался добавлению летучих веществ (H_2O и CO_2) и определенных элементов (например, HFSE, REE и т. д.), экстрагируемых из погруженных океанических и континентальных плит в мантию. Многочисленные модели предполагают, что взаимодействие коры и мантии началось в мезоархее (~3 млрд лет назад), когда тектоника плюмов сменилась тектоникой плит (например, Хаин, 1994; Shirey et al., 2004; Stern, 2008; Condie, 2018 и ссылки в них). Согласно литературным данным щелочной и щелочно-карбонатитовый магматизм на Земле возник около 2,7-3 млрд лет назад и его активность непрерывно увеличивалась в ходе эволюции планеты (Janse and Sheahan, 1995; Jensen et al., 2004; Frolov et al., 2005; Kogarko, 2008; Woolley and Kjarsgaard, 2008; Lehnert et al., 2000). Одновременное появление щелочных пород и карбонатитов, а также взаимодействие мантии и коры в результате субдукции недвусмысленно указывают на тесную связь между развитием щелочного магматизма и геодинамической эволюцией Земли (Kogarko, 2023). Для этого периода в истории развития Земли также характерны максимальный прирост континентальной коры, кратонизация и первые проявления платформенного режима. На рубеже примерно в 2,45 млрд лет произошел переход от восстановительной (метан-водородной, Rubey, 1955) к окислительной (кислородной, Walker, 1977; Holland, 1984) атмосфере Земли, а также сформировались первые «окисленные» морские осадки – джеспеллиты и карбонаты (Cloud, 1968; Holland, 1984). Мнения многих авторов сходятся на том, что глобальные проявления тектоники плит на рубеже архей-протерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H_2O и CO_2), которые были вовлечены в мантийные циклы и способствовали окислению мантийного флюида, состоящего до этого преимущественно из смеси метана и водорода (Arculus and Delano, 1980; Когарко, 2006). Экспериментальные данные (Green et al., 1987) показали, что породы мантии, находящиеся в равновесии с окисленными летучими веществами (H_2O , CO_2), имеют более низкие температуры солидуса, чем породы, находящиеся в равновесии с восстановленными (CH_4 и H_2), что делает их более способными к метасоматическим реакциям с участием расплава-флюида. Также было доказано, что именно окисленный флюид способен переносить гораздо большие объемы щелочно-силикатных соединений, нежели восстановленный (Wendland and Harrison, 1979; Taylor and Green, 1988). Также Рябчиков (1988) в своих экспериментах продемонстрировал, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами, что может указывать на щелочные карбонатно-силикатные составы метасоматизирующего агента, поскольку растворимость HFSE сильно увеличивается в высокощелочных силикатных расплавах (Adam and Green, 2001). Так, окисление мантийного флюида и смена геодинамического режима, вероятно, явились главным толчком к генерации протощелочных резервуаров в мантии (Когарко, 2006).

1.2.1. Механизмы метасоматоза в мантии

Как было сказано ранее, основным механизмом мантийного метасоматоза выступают обогащенные летучими и щелочами метасоматизирующие агенты, проникающие и реагирующие с истощенной перидотитовой мантией. Они могут вызывать локальную рефертилизацию, что приводит к образованию клинопироксен/амфибол/флогопитовых жил за счет перекристаллизации оливина и ортопироксена (Foley, 1992; Conceição and Green, 2004). Классическим источником таких обогащенных агентов выступают переработанные фрагменты погружающейся океанической плиты, например, глаукофановые (голубые) сланцы (Tommasini et al., 2011), терригенные отложения (Prelević et al., 2005) и мергели (Avanzinelli et al., 2008). Переработка и метасоматоз происходят в процессе субдукции, где отложения плавятся при температурах до 675° C (для терригенных пород) или до 900-1000° C (для голубых сланцев), в зависимости от давления и содержания летучих компонентов (Hermann and Spandler, 2008). Расплавы этих Si-обогащенных осадочных отложений реагируют с Si-обедненными перидотитами с образованием пород, в состав которых входят водосодержащие фазы (флогопит, амфибол и др.) и клинопироксен (Wyllie and Sekine, 1982; Sekine and Wyllie, 1983).

Многочисленные изотопные исследования показали, что магмы, эволюционирующие в сторону ультращелочных пород, недосыщенных SiO₂, в конечном итоге генерируются в мантии (например, Eby, 1985; Kramm and Kogarko, 1994; Dunworth and Bell, 2001), хотя и были предложены различные дополнительные источники (например, субконтинентальная литосфера и плюмовые составляющие, Kogarko et al., 2010; Upton et al., 2003; Trumbull et al., 2000). Однако большинство исследователей сходятся во мнении, что сочетание низких степеней плавления в мантийном источнике и длительной последующей истории дифференциации недостаточно для объяснения необычного обогащения галогенами, HFSE, REE и другими редкими и несовместимыми элементами в ультращелочных породах. Поэтому предварительное метасоматическое обогащение этими элементами мантийных источников обычно предполагается как предпосылка для формирования ультращелочных пород (Upton and Emeeus, 1987; Arzamastsev et al., 2001; Goodenough et al., 2002; Upton et al., 2003). Предполагаемые причины таких процессов предварительного обогащения разнообразны и включают в себя рециклинг океанической и континентальной коры, отслоение (деламинация) и погружение в мантию субконтинентальной литосферы, что провоцирует отделение разнообразных метасоматизирующих расплавов и флюидов (например, McKenzie and O'Nions, 1983; White and Hofmann, 1982; Zindler et al., 1979; Foley, 1992; O'Reilly and Griffin, 2013 и ссылки в них). Последующие события плавления в таких измененных областях мантии могут производить щелочные расплавы, обогащенные несовместимыми элементами, если степень плавления

достаточно низкая, поскольку чем выше степень плавления, тем менее щелочными будут полученные расплавы. Согласно минералогическим и геохимическим данным, предлагаемые исходные мантийные породы для ультращелочных расплавов включают флогопит-, амфибол-, апатит- и частично карбонатсодержащие гранатовые или шпинелевые лерцолиты (например, Upton and Emeleus, 1987; Upton, 1990; Paslick et al., 1995; Arzamastsev et al., 2001; Marks et al., 2008; Köhler et al., 2009; Melluso et al., 2016). Дополнительными свидетельствами метасоматоза мантии различной степени, приводящего к ультращелочному магматизму, являются присутствие связанных с ультращелочными породами основных калиевых или ультракалиевых пород (в основном лампрофиров) и карбонатитов (например, Goodenough et al., 2002; Coulson et al., 2003).

Гипотезы о плюмовой составляющей в генезисе ультращелочных магм также сводятся к метасоматозу. Подразумевается, что глубинный мантийный материал, поднимающийся в виде мантийных плюмов, играет важную роль в контроле геохимической характеристики щелочных расплавов. Структура глубинных, генерирующих расплавы/флюиды зон Земли была установлена с помощью сейсмической томографии, палеомагнитных исследований, изотопной геохимии и фазовых диаграмм при высоком давлении. Совокупность этих результатов предполагает, что огромный объем как верхней, так и нижней мантии, периодически генерирует восходящие плюмы, которые впоследствии обеспечивают теплом и расплавами крупные изверженные магматические провинции, включая расплавы для кимберлитов, ультраосновных лампрофиров и щелочно-карбонатитовых комплексов (Garnero et al., 2007; Torsvik et al., 2010; Bell et al., 2013; Condie, 2018 и ссылки в них). Есть мнение, что поднимающийся в верхнюю мантию плюм может сопровождаться значительным метасоматозом, генерируя обогащенный щелочами флюид-расплав из окружающих глубинных мантийных пород. Теоретическое и экспериментальное моделирование предсказывает, что нижняя мантия и переходная зона в основном состоят из бриджманита, ферропериклаза, Ca-Si-перовскита, рингвудита, вадслеита, маджорита, NAL (гексагональная глиноземистая фаза нижней мантии, содержащая Na, Al и K), брейита и карбонатов (Harte et al., 1999; Stachel et al., 2000; Nasdala et al., 2003; Hayman et al., 2005; Woodland et al., 2020; Kaminsky, 2017; Litasov and Ohtani, 2005; Anzolini et al., 2016). Щелочные элементы, изоморфные в CaSi-перовските, бриджманите и NAL, могут высвободиться во время подъема мантийного плюма и переноситься в обогащенный расплавом/флюидом резервуар карбонатитовых и щелочных расплавов. В своих исследованиях Kogarko (2023) предлагает модель, которая объясняла бы калиевый метасоматоз как результат фазовых превращений во время подъема мантийного плюма. Данная модель предполагает, что на глубине ~ 600 км, где маджорит стабилен, происходит обширное фракционирование K и Na, поскольку коэффициент разделения Na на порядок больше, чем у K. Это приводит к обогащению калием

метасоматического расплава/флюида, который отделяется и метасоматизирует вышележащую мантию, образуя богатые калием резервуары, которые могут стать источником кимберлитов, лампроитов и других высококалийевых магм. С другой стороны, образование калиевого жадеита может привести к фракционированию К, что может быть причиной образования богатого Na расплава-флюида. Также с учетом того, что нижняя мантия содержит значительное количество воды, в составе таких фаз как рингвудит и вадслеит (до ~1.5 мас. % H₂O) и бриджманит (до 0.8 мас. % H₂O, Kaminsky 2018), фазовые превращения в поднимающемся мантийном плюме высвобождают воду, которая мигрирует в составе расплава-флюида. Летучие компоненты (H₂O и CO₂) значительно снижают температуру солидуса в мантии, что приводит к частичному плавлению протолита на глубине около 300 км (Kogarko, 2023). Дальнейший подъем мантийных плюмов, декомпрессия и связанные с этим фазовые превращения делают пироксен новым концентратором щелочных элементов, а плагиоклаз – носителем натрия. Нередко мнения исследователей сходятся на «смешанных» моделях, подразумевающих воздействие плюма на уже относительно обогащенные мантийные резервуары, вызывая частичное плавление окружающей мантии и в дальнейшем генерацию расплавов, обогащенных редкими элементами и летучими компонентами. Эти расплавы имеют очень низкую вязкость, быстро проникают в верхние горизонты и метасоматически замещают мантийные перидотиты (этап 1). Дальнейший подъем плюма вызывает частичное плавление метасоматизированной мантии и образование щелочных и карбонатитовых магм (этап 2) (например, Когарко, 2005, 2006; Grassi and Schmidt, 2011; Litasov et al., 2013; Howarth et al., 2014 и др.).

1.2.2. Изотопные характеристики метасоматически обогащенных резервуаров

Связь между различными этапами щелочного магматизма и процессами химической дифференциации мантии в основном устанавливается с помощью изучения состава радиогенных изотопов. Щелочные породы довольно часто демонстрируют широкие вариации изотопных мантийных компонентов (от деплетированных до обогащенных), при этом могут иметь схожие концентрации несовместимых элементов (Rukhlov et al., 2015; Timmerman et al., 2021).

Концепцию метасоматизированных мантийных участков (доменов) многие исследователи рассматривают как решение парадокса аномальной «обогащенности» истощенного мантийного источника. Хорошими примерами «парадокса» являются две крупнейшие в мире щелочно-карбонатитово-кимберлитовые провинции: Маймеча-Котуй (Полярная Сибирь) и Кольская (Восточная Феноскандия) (Fedorenko et al., 2000; Arzamastsev et al., 2001; Dawnes et al., 2005; Kogarko et al., 2010; Zartman and Kogarko 2017), изотопные метки которых указывают на истощенный мантийный источник. Однако при этом породы характеризуются колоссальным обогащением высокозарядными элементами (HFSE) и могут представлять экономическую

ценность как вместилища сверхкрупных месторождений критических металлов, таких как ниобий и редкоземельные элементы (Kogarko, 2023). Считается, что даже очень низкие степени плавления истощенного мантийного источника не могут объяснить такое обогащение магм несовместимыми микроэлементами. Поэтому было высказано предположение, что источник щелочно-карбонатитовых магм предварительно (незадолго до начала плавления) был метасоматически обогащен, чем можно объяснить обогащенные химические метки конечных магм (Upton and Emeleus, 1987; Arzamastsev et al., 2001; Goodenough et al., 2002; Kogarko et al., 2010). С другой стороны, нередко породы типично мантийного происхождения демонстрируют резко обогащенные геохимические метки, иногда даже сопоставимые с верхнекоровыми, при этом не обнаруживая какой-либо закономерной связи с коровым источником (например, в результате контаминации). В таких случаях, как правило, обогащенные геохимические и изотопные характеристики пород указывают на их генетическую связь с древним источником метасоматизированной литосферной мантии. В случае пород Маймеча-Котуйской и Кольской провинций одним из важных условий их связи с метасоматизированным источником является относительно быстрая подача метасоматирующего материала, сильно обогащенного несовместимыми и редкими элементами в мантийный очаг плавления. Условие является обязательным, поскольку в этом случае радиогенные изотопы (^{87}Sr , ^{143}Nd) не успевают накопиться и изменить первоначальное деплетированное соотношение изотопов стронция и неодима в исходном мантийном субстрате (например, Когарко и др. 1981; Kogarko et al., 1995; Когарко, 2006). Концепция древней метасоматизированной литосферы как обогащенного мантийного источника подразумевает, что мантийный метасоматоз был связан с архейскими субдукционными событиями, предшествовавшими финальной амальгамации континента (кратона). В этом случае древний (архейский) возраст метасоматизированного источника играет ключевую роль в формировании обогащенных изотопных характеристик, поскольку за время существования обогащенного мантийного резервуара изотопная система успевает уравновеситься, т.е. эволюционировать от деплетированных до обогащенных характеристик. Описано множество примеров, где для пород подразумевается мантийное происхождение, но при этом они характеризуются обогащенными до ультраобогащенных изотопными метками. Ярким примером могут служить комплексы в пределах Сибирского кратона, к ним можно отнести мезозойские щелочные породы Алдано-Станового щита, породы Йоко-Довыренского массива, комплексы Северо-Байкальской щелочной провинции (Сынныр, Якша, Бурпала и др.) и т. п., которые характеризуются резко отрицательными значениями ϵNd . Исследователи (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Арискин и др., 2015; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020) считают, что источником для мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита и пород Йоко-Довыренского массива являлась аномально обогащенная

метасоматизированная литосферная мантия в данном регионе, обогащение которой относительно деплетированной мантии происходило в период архея-палеопротерозоя. Кроме того, геохимические и изотопные характеристики палеопротерозойских мафических пород в краевой южной части Сибирского кратона (Шаражалгайский блок) и карбонатитов (Алдано-Становой щит) также свидетельствует о наличии изотопно-обогащенных доменов. Они отражают состав субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) обогащенной под действием кислых надсубдукционных и сходных с ОИВ мафических расплавов, образованных при низкой степени плавления (н-р, Гонгальский и др., 2008; Doroshkevich et al., 2018; Туркина, Изох, 2023).

Таким образом, на сегодняшний день появление щелочного магматизма в истории Земли связывают со сменой геодинамического режима на рубеже архея-палеопротерозоя и гипотеза о метасоматизированных мантийных резервуарах, как основных источников щелочных пород, является ведущей. Также отмечается, что только метасоматический привнос в зоны магмогенерации может объяснять аномальную обогащенность щелочных магм редкими литофильными элементами и одновременную деплетированность по отношению к радиогенным изотопам. Не вызывает сомнения, что появление щелочного магматизма в истории Земли, с которым связано колоссальное концентрирование редких элементов, вызвано именно генерацией подобных зон в мантии (Когарко, 2006).

1.3. Щелочные сиениты

Самыми продуктивными формациями на стратегические металлы — REE, Zr, Hf, Nb, Ta, радиоактивные элементы являются щелочные силикатные породы и карбонатиты. Из семейства щелочных силикатных пород наиболее часто сиениты характеризуются чрезвычайным обогащением несовместимыми элементами. Фактически, многие месторождения редкоземельных элементов и редких металлов мирового класса размещены в щелочных сиенитах (особенно, нефелиновых сиенитах) (Kogarko et al., 2010; Möller & Williams-Jones, 2016; Elburg and Cawthorn, 2017; Borst et al., 2018). Щелочные сиениты обычно встречаются в геодинамических условиях, связанных с деятельностью плюмов или рифтогенезом, и содержат многочисленные месторождения редкоземельных элементов мирового класса (РЗЭ) и редких металлов, такие как Нечалачо в Канаде (Möller and Williams-Jones, 2016), Хибины и Ловозеро на Кольском полуострове (Kogarko, 1990; Kogarko et al., 2010), Илимауссак в Гренландии (Borst et al., 2018), Пилансберг в Южной Африке (Elburg and Cawthorn, 2017), Покос де Кальдас в Бразилии (Schorsch and Shea, 1992), Норра-Карр в Швеции (Sjöqvist et al., 2013), Тамазерт в Алжире (Marks et al., 2008). Особый интерес представляют формации агпайтовых нефелиновых сиенитов, к которым приурочены сверхкрупные скопления эвдиалита, лопарита и апатита (Кольский полуостров, Южная Африка, Гренландия, Бразилия).

1.3.1. Агпаитность

Термин «агпаитовый» был введен Уссингом в 1912 году (Ussing, 1912) для обозначения редкого типа ультращелочных нефелиновых сиенитов, впервые описанного из щелочного комплекса Илимауссак (Гренландия) и из Хибинского и Ловозерского комплексов Кольского полуострова (Россия). Он определил агпаитовые породы как нефелиновые сиениты, имеющие молекулярное соотношение щелочей к алюминию, превышающее или равное 1.2. Позднее исследователи щелочных пород расширили этот термин, чтобы охватить все ультращелочные породы, содержащие сложные Zr- и Ti-силикаты (Le Maitre, 2003). Хомяков (1990) предложил систему классификации щелочных сиенитов на основе присутствия в них аксессуарных силикатных минералов с общей формулой $A_xM_ySi_pO_q$ ($A = Na, K$ и другие сильные основания; $M = Nb, Ti, Zr, Be$ и другие элементы, замещающие Al). Параметры состава x, y и p использовались для расчета так называемого модуля щелочности ($K_{alk} = (x * 100) / (x + y + p)$) для выделения пяти подгрупп, а именно миаскитовых ($K_{alk} \ll 15\%$), слабоагпаитовых ($K_{alk} = 15-25\%$), среднеагпаитовых ($K_{alk} = 25-35\%$), сильноагпаитовых ($K_{alk} = 35-40\%$) и гиперагпаитовых ($K_{alk} > 40\%$) пород, каждая из которых определяется типичными минеральными ассоциациями. Однако эта классификация не учитывала текстурных соотношений между различными минеральными ассоциациями и возможность похожих минеральных ассоциаций в кварц-содержащих сиенитах и некоторых ультракалиевых породах. Поэтому позднее Максом и Марклом (Maks and Markl, 2017) в обзорной работе по агпаитовым комплексам была предложена альтернативная классификация. Авторы, беря во внимание текстурные особенности пород, различают раннемагматические/ортомагматические (OM), позднемагматические/пегматитовые (LM) и гидротермальные (HY) ассоциации. Также, они разделяют проявления агпаитовых пород по пространственной связи с ассоциирующими миаскитовыми породами и выделяют следующие типы: тип А – преимущественно агпаитовые породы, тип В – агпаитовые образования, играющие второстепенную роль в составе миаскитового комплекса, тип С – штокверковые агпаитовые образования в составе миаскитового комплекса, тип D - агпаитовые образования, ограниченные (кварцсодержащими) пегматитами/дайковыми породами, прорывающие миаскитовые породы, тип E - агпаитовые ксенолиты в миаскитовых вулканических породах, тип F - связанные со скарнами.

Щелочные магматические породы, относящиеся к группе сиенитов, определяются молярным отношением $(Na + K)/Al$ - индексом щелочности или коэффициентом агпаитности (КА). В отечественной литературе они подразделяются на миаскитовые (<1) и агпаитовые (>1). В некоторых случаях выделяют «промежуточный» тип минерализации, с коэффициентом агпаитности, лежащим в диапазоне от 1 до 1.2, при этом к классическим агпаитовым породам

относят разновидности с $KA \geq 1,2$ (Ussing, 1912). В более распространенных миаскитовых типах щелочи входят в состав таких силикатов, как щелочные амфибол и/или клинопироксен, биотит-лепидомелан, а редкоземельные (РЗЭ) и высокозарядные (HFSE) элементы в основном концентрируются в цирконе, апатите, ильмените, титаните, монаците, титаномагнетите. В менее распространённых агпаитовых разновидностях пород количество щелочей по отношению к глинозему слишком велико, что выражается не только в образовании щелочных амфибола и пироксена, но и множества галогенсодержащих Na-Ca-K-HFSE силикатов (Khomuyakov, 1995; Sørensen, 1997; Le Maitre, 2003; Andersen et al., 2010; Marks et al., 2011). Среди них наиболее распространены минералы групп эвдиалита, ринкита и вёлерита. Агпаитовые и гипергапайитовые породы (последние содержат значительные количества водорастворимых минералов и их $KA \geq 1,2$, Maks and Markl, 2017) представляют собой наиболее развитые стадии ультращелочных систем. Они образуют либо части плутонических или субвулканических сложных магматических комплексов, которые состоят из нескольких агпаитовых и/или миаскитовых интрузивных фаз, либо встречаются в виде силлов, лакколлитов, куполов, даек или даже лав. Агпаитовые породы встречаются на порядок реже по сравнению с миаскитовыми, однако, несмотря на свою редкость, агпаитовые и гипергапайитовые породы чаще образуют важные месторождения критических металлов, таких как REE, Zr, Nb и U, и зачастую являются потенциальным сырьем на такие элементы, как F, Be, Sn, Zn и Ga (Smith et al., 2016; Goodenough et al., 2016).

1.3.2. Особенности формирования агпаитовых пород

Геодинамическая обстановка и возрастной диапазон. Агпаитовые породы встречаются с палеопротерозойской эры: месторождение Нечалачо (Канада) представляет собой самое древнее на сегодняшний день месторождение (2176 ± 3 млн лет; Möller and Williams-Jones, 2016). На сегодняшний день известно относительно немного протерозойских агпаитовых проявлений: например, месторождения щелочных провинций Гардар (Upton et al., 2003) и Пилансберг (Cawthorn, 2015; Andersen et al., 2017), интрузии мариуполита (Dumańska-Słowik, 2016), включая все метаморфизованные/деформированные месторождения (Норра Карр в Швеции, Atanasova et al., 2017), Ред Вайн и Кипава в Канаде, Curtis and Currie, 1981; Allan, 1992), Сушина в Индии (Chakrabarty et al., 2011). Фактически, большинство агпаитовых пород моложе 400 млн лет. Это общее распределение возраста аналогично распределению щелочных пород в целом (например, Когарко, 2001; Балашов и Глазнев, 2006). Чаще всего проявления агпаитовых пород отмечается в качестве второстепенных компонентов в щелочных магматических провинциях (например, провинция Гардар, Кольская, Монтерегианские горы (Eby, 1985), свита Дамараленд (Harris, 1995; Miller, 2008) и провинция Серра-до-Мар (Thompson et al., 1998), они также известны на нескольких океанических островах, например, Вознесения (Harris, 1983; Nielson and Sibbett,

1996), Азорских (Ridolfi et al., 2003) и Кабо-Верде (Silva et al., 1983). Однако по сравнению с миаскитовыми породами они редки и ограничены одним или очень немногими проявлениями в пределах магматической провинции. Это подразумевает особые требования к их кристаллизации, которые не всегда достигаются в ходе эволюции ультращелочных магм. Очень часто агпайтовые породы образуют части сложных магматических комплексов, которые состоят из нескольких интрузивных фаз, среди которых часто преобладают миаскитовые разновидности, при этом агпайтовые фазы в основном моложе миаскитовых. Известно только несколько примеров, где агпайтовые породы доминируют в магматическом комплексе: Илимауссак (провинция Гардар, Гренландия) и Хибины и Ловозеро (Кольская щелочная провинция), но даже в этих комплексах присутствуют генетически родственные миаскитовые породы. Общая ассоциация агпайтовых пород с миаскитовыми и их временные связи свидетельствуют о длительной дифференциации магм перед достижением агпайтовой стадии. Относительное время, когда магмы достигают своей агпайтовой стадии, сильно варьируется. Магматические агпайтовые ассоциации могут образоваться только в условиях низкой фугитивности кислорода (fO_2), что по мере кристаллизации обеспечивает последующее обогащение Fe, увеличение щелочности, удержание галогенов и экстремальное обогащение HFSE в эволюционирующих магмах, поскольку только они способствуют прямой кристаллизации агпайтовых минералов. Позднемагматические интерстициальные агпайтовые ассоциации указывают на то, что требуемые уровни обогащения вышеупомянутых компонентов были достигнуты только на заключительных стадиях дифференциации магм. Гидротермальные агпайтовые ассоциации осаждаются из высокосолёных рассолов, выделяющихся из ультращелочных магм, и способны переносить HFSE (Marks and Markl, 2017 и ссылки в нем).

Кристаллизационная дифференциация. Важность длительного процесса дифференциации щелочных магм мантийного происхождения при формировании агпайтовых пород часто подтверждается полевыми наблюдениями. В одних случаях отмечаются проявления крупнозернистых основных и ультраосновных пород, обычно пространственно и генетически связанных с эволюционировавшими (миаскитовыми и агпайтовыми) ультращелочными породами, представленными на современном эрозионном срезе или подтвержденные бурением (Larsen and Sørensen, 1987; Kramm and Kogarko, 1994). Подобные особенности имеют такие крупнейшие щелочные провинции мира, как Гардар, Юж. Гренландия (Илимауссак, Монцфельд и др.) и Кольская (Ловозеро). В других случаях имеют место геофизические доказательства присутствия кумулятов на более глубоких уровнях земной коры (например, Neumann et al., 2004). Обычно с агпайтовыми породами ассоциируются две группы примитивных щелочных пород: они либо содержат плагиоклаз и характеризуются щелочно-базитовым или базанитовым

составом, например, провинция Гардар (Upton and Thomas, 1980), Апис (Koller et al., 2013) и Канарские острова (Ablay et al., 1998), либо не содержат полевых шпатов и характеризуются, в основном, нефелинитовым (и относительно редко мелилитовым) составом: Кольский полуостров (Kramm and Kogarko, 1994), Гардинер (Nielsen, 1980; Nielsen et al., 1997), Магнет-Коув (Flohr and Ross, 1990) и Олдоиньо-Ленгаи (Dawson et al., 1985). Из этих наблюдений, петрологических и геохимических данных предполагается, что щелочно-базитовые, базанитовые и нефелинитовые расплавы, наиболее вероятно, являются исходными расплавами для ультращелочных пород. Однако даже при отсутствии примитивных типов пород в магматическом комплексе потенциальный исходный состав магмы может быть охарактеризован по особенностям поведения некоторых элементов. В таких случаях предполагается, что фракционирование больших количеств плагиоклаза из базитовых магм истощит остаточные магмы Sr и Eu. Следовательно, породы, являющиеся производными щелочно-базитовых магм, будут характеризоваться низкими содержаниями Sr и демонстрировать выраженные отрицательные аномалии Eu (например, Schilling et al., 2011). Напротив, нефелинитовые магмы обычно не фракционируют плагиоклаз, и, следовательно, породы (и минералы) нефелинитового происхождения будут иметь относительно высокие концентрации Sr и не демонстрировать выраженных отрицательных аномалий Eu (Marks et al., 2008; Wu et al., 2010; Schilling et al., 2011). По аналогичным причинам присутствие минералов группы лампрофиллита (которые обычно богаты Sr) в агпайтовых породах может подразумевать нефелинитовый, а не базальтовый состав исходной магмы (Zaitsev and Kogarko, 2002). Обширное фракционирование плагиоклаза из умеренно-щелочных базитовых составов (индекс щелочности < 1) является потенциальным механизмом для эволюции магм в сторону ультращелочных составов (индекс щелочности > 1), что еще часто называют «эффектом плагиоклаза», при котором на образование кальциевого плагиоклаза расходуется Al, но мало Na и K. Дополнительное фракционирование других фаз, содержащих Al, но бедных Na и K (например, шпинели или Al-содержащего клинопироксена), может усилить этот эффект (например, Giehl et al., 2013; Vasyukova and Williams-Jones, 2020).

Флюидный режим. Еще в 1970-х годах (например, Когарко, 1974) было высказано предположение, что разница в минералогии миаскитовых и агпайтовых сиенитов при схожем валовом составе должна быть связана с различиями в химических свойствах летучих компонентов (например, в составе). Многочисленные исследования флюидных включений в породах классических агпайтовых и миаскитовых проявлений показали, что состав флюидной фазы, сосуществующей с силикатным расплавом, играет одну из ключевых ролей в образовании той или иной минеральной ассоциации. Как правило, в миаскитовых ассоциациях fO_2 обычно буферизуется ассоциациями магнетита и титанита, что указывает на окислительно-

восстановительные условия на уровне или выше буфера QFM (например, Wones, 1989). Магматические флюиды из таких типов пород представляют собой либо смеси $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, либо преобладающую H_2O с широким диапазоном солености. Это было показано, например, для различных метаглиноземистых и ультращелочных монзонитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенитов и гранитов из системы грабенов Осло и провинции Гардар (Olsen and Griffin, 1984a,b; Hansteen и Burke, 1990; Andersen, 1990; Konnerup-Madsen, 1984; Köhler et al., 2004). В агпаитовых ассоциациях доминирующим видом флюида на магматической стадии является CH_4 (и второстепенный молекулярный H_2), при этом фракционирование магм протекает вплоть до температур ниже 500°C , а окислительно-восстановительные условия в основном находятся ниже буфера QFM, согласно данным изучения флюидных включений типично агпаитовых проявлений: Илимауссак, Южная Гренландия; Ловозеро и Хибины, Россия (например, Konnerup-Madsen, 2001; Markl et al., 2001; Marks et al., 2003; Nivin et al., 2005; Beeskow et al., 2006; Ryabchikov and Kogarko, 2006; Krumrei et al., 2007; Marks et al., 2008; Marks and Markl, 2017 и ссылки в нем). Это наблюдение крайне важно, поскольку чем выше относительная концентрация метана в системе, тем меньшее количество водорастворимых соединений удаляется из расплава при отделении флюида. Так, расплавы остаются гораздо дольше насыщены флюидной фазой и высокое содержание Na, F и Cl в расплаве способствует образованию комплексных ионов ряда редких элементов (Larsen, 1979; Когарко, 1990). Напротив, миаскитовые породы образуются в относительно окисленных условиях, что приводит к раннему распаду флюидов с преобладанием H_2O или смесей $\text{H}_2\text{O-CO}_2$, которые истощают оставшийся расплав в отношении водорастворимых соединений, таких как Na и галогены. Ввиду этого, зоны фенитизации наиболее типичны для миаскитовых проявлений и довольно редки вокруг агпаитовых пород, где образуются только в особых экстремальных условиях, когда агпаитовые расплавы поздней стадии становятся перенасыщенными летучими веществами или постепенно трансформируются во флюиды, богатые H_2O (Когарко, 1990; Хомяков, 1990).

Так считается, что по мере эволюции расплава, сопутствующей обогащением щелочами, в системе идет накопление Na-Cl комплексообразующих элементов (Когарко и др., 1990; Markl et al., 2010). Такие богатые Na и галогенами составы имеют высокую растворимость для HFSE (например, Watson, 1979; Keppler, 1993; Linnen and Keppler, 2002) и способны осаждаться минералы группы эвдиалита во время магматических стадий, как только в магме достигается требуемый уровень насыщения ZrO_2 - 1,5% (Когарко и др., 1988). Это объясняет почему Ti, Zr и другие HFSE кристаллизуются в составе сложных силикатов, содержащих Na (и частично даже Cl), в агпаитовых ассоциациях, тогда как в миаскитовых их концентраторами являются более «примитивные» минералы (циркон, монацит, апатит, титанит). Эти наблюдения демонстрируют

связь между высокой щелочностью пород, восстановленным составом флюидов и развитием такой специфической минералогии. Большинство исследователей сходятся во мнении относительно абиогенного происхождения флюидов, богатых CH_4 , обнаруженных в породах типично агпаитовых комплексов. При этом отмечают, что богатые CH_4 флюиды могут образовываться не только в восстановительных и гипервосстановительных условиях (ниже буфера FMQ), но также путем охлаждения и перераспределения исходных флюидов $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$, из-за температурной зависимости равновесия $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (например, Konnerup-Madsen, 2001, Ryabchikov and Kogarko, 2006).

По мнению некоторых исследователей, широкие вариации составов щелочных пород обусловлены соотношением Na/K и $(\text{Na+K})/\text{Al}$ в исходном расплаве и природой сосуществующей с ним флюидной фазы (Markl et al., 2010 и ссылки в нем). Предполагается, что различное кристаллохимическое поведение K и Na , фактически их разница в ионном радиусе, определяет, окисляется или восстанавливается первичный расплав во время его образования в метасоматизированной мантии и эволюционирует ли он в сторону восстановленных или окисленных составов во время фракционирования. Это наглядно отображается в контрастных по составу комплексах: наиболее натровые (агпаитовые и гиперагпаитовые: Илимауссак, Хибины, Ловозеро) характеризуются наиболее восстановленной флюидной фазой (Konnerup-Madsen, 2001; Krumrei et al., 2007), а существенно калиевые, такие как Мурунский кальсилитовый массив (например, Mitchell and Vladykin, 1996), фонолиты Катценбукель в Германии (Mann et al., 2006) или флогопитсодержащие лейцититы (например, Wallace and Carmichael, 1989), демонстрируют сильно окислительные условия во время их кристаллизации. Комплексы с более низкими отношениями Na/K или $(\text{Na+K})/\text{Al}$ по сравнению с гиперагпаитовыми, такие как Тамазерт в Марокко (Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009), Пуклен и Моцфельд в Южной Гренландии (Marks et al., 2003; Köhler et al., 2004; Schonenberger and Markl, 2008) и Сент-Илер в Канаде (Schilling et al., 2009) обычно эволюционируют от металюминиевых составов до ультращелочных. Они демонстрируют либо $\text{CH}_4\text{--H}_2\text{O}$ (Тамазерт, Пуклен), смешанные $\text{CH}_4\text{--H}_2\text{O--CO}_2$ (Моцфельд) или $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ (Сент-Илер) составы флюидной фазы.

Одним из дискуссионных моментов касающихся окислительно-восстановительного режима образования агпаитовых магм, является высокая концентрация в них окисного железа. Так, например, эгирин, кристаллизующийся в больших количествах при образовании агпаитовых ассоциаций, содержит до 28% Fe_2O_3 , что является прямым следствием высокой активности кислорода, несмотря на восстановительный характер минералообразующей среды в целом (Когарко, Гуляева, 1965; Nicholls and Carmichael, 1969). Обобщение данных по равновесиям $\text{Fe}^{3+} \text{---} \text{Fe}^{2+}$ в силикатных расплавах различной щелочности однозначно свидетельствует о сдвиге

этих реакций в сторону более окисленных форм катионов переменной валентности с ростом щелочности (Douglas et al., 1965) Авторы связывали это с изменением активности компонентов в зависимости от щелочности: увеличение щелочности ведет к падению коэффициентов активности окисленных форм и вследствие этого к росту их концентраций. В последние время исследователи чаще предполагают, что во время дифференциации ультращелочных расплавов, с окончанием кристаллизации ранних оксидов Fe и Ti, фугитивность кислорода контролируется простыми реакциями кристаллизации таких фаз, как эгирин или арфведсонит, с помощью равновесий типа $\text{Na}_2\text{O} + 2\text{FeO} + 4\text{SiO}_2 + 0.5\text{O}_2 = 2\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ (Markl et al., 2010 и ссылки в нем). Авторы полагают, что чем больше в расплаве Na, тем больше эгирина будет кристаллизовано и тем более восстановленным будет остаточный расплав. Это происходит потому, что кристаллохимический контроль избыточного в системе натрия приводит к массовой кристаллизации эгирина, близкого к стехиометрическому. Воздействие связанной кристаллизации Na с Fe^{3+} приводит к окислению изначально доминирующего Fe^{2+} в расплаве и тем самым восстанавливая C—H—S—O-содержащую флюидную и/или расплавную фазу, т.е. отвод железа из подвижной фазы в твердую в форме Fe^{3+} смещает окислительно-восстановительные равновесия в минералообразующей среде в направлении восстановленных форм (Markl et al., 2010; Пеков и др., 2023). Так причиной возникновения восстановительной обстановки при кристаллизации пород является массовая кристаллизация, например, эгирина, которая изменяет окислительно-восстановительное равновесие в минералообразующей среде в сторону восстановленных условий (Markl et al., 2010). Это убедительно согласуется с наблюдениями из различных недосыщенных кремнеземом ультращелочных комплексов, таких как Илимауссак в Гренландии, Сент-Илер в Канаде, Ловозеро и Хибины в России и Тамазет в Марокко, и объясняет появление магматического метана в самых натриевых из этих комплексов. В тоже время в существенно К-щелочных системах связь щелочности с окислительно-восстановительными реакциями дает окислительный эффект. Это связано с тем, что К-клинопироксеновый компонент нестабилен в условиях низкого и среднего давления, а вхождение К в калиевый полевой шпат, слюды или амфиболы не зависит от сопутствующего присутствия ионов Fe^{3+} (Markl et al., 2010).

Щелочность (активность Na) также рассматривается исследователями в качестве фактора, управляющего формами нахождения серы в щелочных магмах (Chukanov et al., 2022 и ссылки в нем; Пеков и др., 2023). Считается, что в зависимости от агпаитности, породы содержат, например, тот или иной минеральный вид группы содалита. Наиболее агпаитовые породы содержат HS-содержащий содалит (Ловозеро, Chukanov et al., 2022) или SO_3 -содержащий

содалит (Илимауссак, Krumrei et al., 2007) Напротив, в калиевом комплексе Мурун в Сибири присутствует почти исключительно SO_4 -содержащий содалит (Панина, Усольцева, 2000).

AFC-модель как объяснение сосуществования SiO_2 -недосыщенных и SiO_2 -пересыщенных щелочных пород. Щелочные магматические породы могут нести информацию о мантийно-коровых взаимодействиях и прослеживают природу и эволюцию литосферной мантии (например, Wilson et al., 2004; Yang et al., 2005, 2012; Hou et al., 2015). Петрогенезу щелочных пород были посвящены обширные исследования (н-р: Huang and Wyllie, 1975; Eby, 1984; Lubala et al., 1994; Sheppard, 1995; Marks et al., 2003; Yang et al., 2005, 2008). Однако до сих пор остается ряд дискуссионных вопросов. Один из них касается сосуществующих кремне-насыщенных (кварцсодержащих) и кремне-недосыщенных (фельдшпатоидных) щелочных пород, которые были обнаружены во многих внутриконтинентальных магматических провинциях (н-р Blaxland et al., 1976; Foland et al., 1993; Wilson et al., 1995; Stevenson et al., 1997; Владыкин, Миузаки, 2001; Jung et al., 2005; Riishuus et al., 2008; Zhu et al., 2016 и др.). Авторы в своих работах уделяют внимание до сих пор спорному вопросу о том, могла ли дифференциация исходной магмы привести к образованию когенетичных пород, насыщенных и недонасыщенных кремнеземом, поскольку между SiO_2 -насыщенными и SiO_2 -недосыщенными конечными членами в системе (Ne-Ks-Qtz-H₂O) существует тепловой барьер (Ab-Or) (Schairer, 1950; Hamilton and MacKenzie, 1965; Riishuus et al., 2008). В этой системе расплав может эволюционировать либо в сторону гранитного минимума, образуя породы, пересыщенные кремнеземом, либо в сторону нефелинового минимума, образуя породы, недосыщенные кремнеземом, но не может образовывать эти два типа пород одновременно. При этом довольно часто петролого-геохимические исследования указывают на общий источник и когенетическое происхождение таких пород (н-р: Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008; Estrade et al., 2014 и др.). Ввиду этого возникла потребность в альтернативных гипотезах, объясняющих возможность образования когенетичных SiO_2 -насыщенных и SiO_2 -недосыщенных разновидностей в пределах единого комплекса. Было предложено несколько возможных механизмов, которые включают: (1) процесс, устраняющий тепловой барьер с участием летучих; (2) увеличение давления воды в процессе кристаллизации; (3) открытая система (Kogarko, 1974; Pankhurst et al., 1976; Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008 и другие). В последние годы в работах, посвященных щелочным комплексам, все чаще обсуждается модель фракционной кристаллизации-ассимиляции (FCA), подразумевающая открытую систему и комбинирование процесса фракционной кристаллизации базальтоидного или нефелинитового (безплагиоклазового) расплава с коровой ассимиляцией или коровым анатексисом, в результате которых образуются либо кварцсодержащие породы вплоть до щелочных гранитов, либо фельдшпатоидные породы (н-р: Stevenson et al., 1997; Harris et al.,

1999; Upton et al., 2003; Kogarko et al., 2010; Zhang et al., 2010; Estrade et al., 2014; Носова и др., 2019; Vorontsov et al., 2021). Еще в конце прошлого столетия Ландолл и Фоланд с соавторами (Foland et al., 1993; Landoll et al., 1994; Landoll and Foland, 1994) показали, что внедрение фельдшпатоидной магмы в земную кору может привести к образованию гранитов путем прямого плавления земной коры или комбинирования процессов плавления земной коры и ассимиляционно-фракционной кристаллизации кремний-ненасыщенной магмы. С другой стороны, внедрение кремний-насыщенной магмы может привести к образованию фельдшпатоидных пород в случае ассимиляции карбонатного вещества (Foland et al., 1993). На основе исследований стабильных и радиогенных изотопов считается, что петрогенезис недосыщенных и пересыщенных кремнеземом ультращелочных магматических пород различен: щелочные кремний-недосыщенные интрузивные породы обычно объясняются фракционной кристаллизацией (суб)щелочных базитовых магм с незначительной долей контаминированного корового материала или без его участия (например, Larsen and Sørensen, 1987; Perry et al., 1987; Kramm and Kogarko, 1994; Schmitt et al., 2000). Например, агпайтовые комплексы Хибин и Ловозеро рассматриваются как конечные члены фракционной кристаллизации из нефелинитовой магмы, не имеющие признаков какой-либо ассимиляции материала земной коры, поскольку характеризуются изотопным составом изотопно-истощенного мантийного источника (Kramm and Kogarko, 1994).

Напротив, SiO_2 -пересыщенные интрузивные породы от щелочных до ультращелочных, обычно демонстрируют признаки контаминации материалом земной коры (например, Davies and Macdonald, 1987; Heaman and Machado, 1992; Harris, 1995; Mingram et al., 2000; Schmitt et al., 2000; Marks et al., 2003). Например, исследования недосыщенных, пересыщенных и смешанных комплексов Дамараленда, Намибия (Harris et al., 1990, 1999; Harris, 1995; Mingram et al., 2000; Schmitt et al., 2000) и из провинции Гардар в Южной Гренландии (например, Marks et al., 2003) подтверждают предположение Фоланда (Folland et al., 1993) о том, что щелочные пересыщенные кремнеземом магмы были получены в результате ассимиляции корового вещества кремний-недосыщенными магмами или корового анатексиса. Считается, что все породы комплекса Илимауссак, близкого по своему составу и рудному потенциалу к Ловозерскому массиву, были получены из одной исходной щелочно-базитовой магмы, которая фракционировала в глубоко залегающей магматической камере (Nielsen and Steenfelt, 1979; Larsen and Sørensen, 1987; Stevenson et al., 1997). Изотопные Sm-Nd характеристики, полученные Стивенсоном с соавторами (1997), наглядно продемонстрировали, что все разновидности пород могли быть получены из одного и того же мантийного резервуара путем комбинации процессов фракционной кристаллизации (ФК) SiO_2 -недосыщенной магмы и ассимиляции корового вещества (fractional

crystallization and assimilation, FCA). Путем моделирования (Larsen and Sørensen, 1987) также было показано, что в основной массе кристаллизующихся пород соотношение ассимиляция/ФК было относительно низким ($r = 0.3$) и расплавы оставались SiO_2 -недосыщенными. Однако в конечных дифференциатах (луявритах) отмечалось накопление четучих компонентов, благодаря чему эти магмы становились высокоактивным «расплав-флюидным» агентом, способным к более интенсивной ассимиляции вмещающих пород ($r = 0.42$). Как следствие, могли образовываться локальные сегрегации SiO_2 -насыщенных магм, служившие источником поздних щелочных гранитов.

Комплексное рассмотрение редкоэлементного и изотопного состава отдельно взятых пород и минералов также может прояснить вопрос об относительной контаминированности пород верхнекоровым материалом. Так, в своей работе Маркс с соавторами (Marks et al., 2004) сопоставляют данные об изотопном составе разных фаз щелочных сиенитов, а также микроэлементный состав эгирин-авгита из каждой фазы. Так сиениты демонстрируют диапазон значений ϵNd между 3.8 и 7.2; образцы с $\epsilon\text{Nd}=6.4-7.2$ являются наиболее контаминированными. Августы этих двух образцов имеют самые высокие содержания U, Pb, V и Zn, но самые низкие Ti, Zr и Hf. Авторы соотносят это с вероятной контаминацией пород коровым материалом, для которого характерно высокое содержание U, Pb, V и Zn и низкое содержание Ti, Zr и Hf по сравнению с примитивной мантией (Rudnick and Fountain, 1995; McDonough and Sun, 1995). Эти два образца также имеют положительные Pb аномалии. Значимая корреляция между значениями Pb/Pb^* и ϵNd подтверждает влияние контаминации верхнекоровым материалом на этот параметр и свидетельствует о связи между микроэлементным составом минералов и процессами ассимиляции в ходе эволюции щелочного комплекса.

Альтернативные гипотезы эволюции и обогащения щелочных сиенитов. Обогащенность щелочных сиенитов несовместимыми элементами, как правило, объясняется процессами длительной кристаллизационной дифференциации (Vasyukova and Williams-Jones, 2020). Широко распространено мнение, что концентрации несовместимых элементов постепенно увеличиваются в ходе длительной фракционной кристаллизации основных силикатных минералов (например, оливина, клинопироксена или полевого шпата) (Vasyukova and Williams-Jones, 2020). Однако многие нефелиновые сиениты имеют чрезвычайно высокие концентрации несовместимых элементов по сравнению с ассоциирующими с ними основными породами или когенетичными сиенитами/монцонитами с аналогичным содержанием SiO_2 (например, обогащение нефелиновых сиенитов несовместимыми более, чем в 40 раз по сравнению с когенетичными щелочными габброидами в дифференцированном комплексе Нечалачо; Mumford, 2013; Möller and Williams-Jones, 2016). Такое экстремальное обогащение зачастую

трудно объяснить лишь процессами фракционной кристаллизацией, поскольку она требует чрезвычайно высокой степени фракционирования (близкой к 100%), даже при очень низком коэффициенте распределения (например, 0.05). Возможным решением таких несоответствий могут быть исследования магматического процесса с иной точки зрения. Долгое время считалось, что магматические системы исчерпывающе описываются очагами магмы в глубинных слоях земной коры, где эволюция и обособление расплава контролируется осаждением кристаллов и/или кристаллизации вдоль стенок камеры (Daly, 1911; Kong, 2014). Однако в последнее время эта точка зрения стала все чаще оспариваться и заменяться новой парадигмой, согласно которой резервуары магмы считаются заполненными преимущественно кристаллической кашей («crystal mush»; Bachmann and Bergantz, 2006; Cashman et al., 2017; Jackson et al., 2018; Lissenberg et al., 2019 и др.). Эта гипотеза была инициирована осознанием того, что заполненные расплавом камеры трудно поддерживать в течение геологически значимых периодов времени, особенно в верхних слоях континентальной коры (Lissenberg et al., 2019). Также многие минералогические, геофизические и высокоточные геохронологические исследования подтвердили, что низкий объем расплава вполне типичен для общего состояния магматических очагов (Bachmann and Bergantz, 2006; Chambers et al., 2020; Hildreth, 2004; O'Neill and Jenner, 2012; Ward et al., 2014). Одна из ключевых проблем этой модели связана с пониманием того, как магма эволюционирует в течение относительно длительного периода времени в условиях небольшой доли расплава (Wickham, 1987; Zhang, 2012). В таких условиях важным фактором в поддержании теплового баланса и движущей силой эволюции магмы могут выступать «подпитывающие» расплавы, поступающие к основанию очага по подводящим каналам (Cooper and Kent, 2014; de Silva et al., 2008; Rubin et al., 2017; Till et al., 2015). Результаты численного моделирования и геологические наблюдения показали, что реакции таких расплавов с кристаллическими фазами резервуаров оказывают большое влияние на эволюцию и конечный состав магм (White and Bryan, 1977; Bachmann and Bergantz, 2006; O'Neill and Jenner, 2012; Jackson et al., 2018; Sparks, 2019; Lissenberg et al., 2019; Gleeson et al., 2021). Такие предположения обычно связывают общей моделью реакционного порового потока (reaction porous flow, RPF). Упрощенная концепция которого сводится к следующему: когда в магматический резервуар (состоящий преимущественно из кристаллической «каши» и небольшой доли остаточного расплава) через подводящие каналы поступает новая порция горячей магмы, расплавы просачиваясь по «кристаллическому каркасу» неминуемо реагируют с ним, т.е. происходят реакции переуравновешивания более примитивного расплава с уже фракционированной кристаллической «кашей». В результате таких реакций из контрастных по составу фаз (как правило, внешние части кристаллов) экстрагируются наиболее несовместимые элементы и мигрируют в составе реактивного порового потока-расплава в верхние слои, смешиваясь с уже существующим (ранее фракционированным) расплавом.

Предполагается, что комплексные процессы фракционирования в результате кристаллизационной дифференциации и взаимодействия реактивного порового потока с кристаллической «кашей» могли бы объяснить случаи экстремального обогащения несовместимыми элементами магматических пород в широком диапазоне составов (Lissenberg et al., 2013; Cooper et al., 2016; Gleeson et al., 2020), включая сиенит-гранитные породы и связанные с ними месторождения РЗЭ и редких металлов (Feng et al., 2021).

Актуальность концепции реактивного порового потока и резервуаров, заполненных не магмой, а кристаллической «кашей» была впервые признана исследователями магматизма срединно-океанических хребтов, где геофизические исследования не смогли выявить наличие крупных, богатых расплавом магматических очагов (Detrick et al., 1987). Влияние реактивного потока на химические и физические характеристики габброидных, троктолитовых и верлитовых «кашеобразных» систем также было исследовано с помощью петрологического анализа в сочетании с расчетами ассимиляционно-фракционной кристаллизации (Lissenberg et al., 2013; Boulanger et al., 2020; Sanfilippo et al., 2020). Данной концепции было уделено внимание и со стороны исследователей щелочного магматизма. Она стала все чаще рассматриваться как весомый вклад в образовании пород, обогащенных РЗЭ и другими несовместимыми элементами. Большая часть исследований была посвящена гипабиссальным и изверженным щелочным породам (например, фонолиты Канарских островов; Ferguson, 1978; Wolf, 1987 и др.), поскольку разнообразие закалочных структур в этих породах демонстрирует особенности реакций фаз кристаллической «каши» с интерстициальным расплавом. Например, на Тенерифе фонолит является конечным элементом тренда кристаллизационной дифференциации от трахибазальта (через щелочной базальт-базанит). Авторами было детально описано как фазы, представленные фенокристаллической ассоциацией наиболее дифференцированных фонолитовых пемз (кристаллическая «каша», включающая содалит, нефелин, пироксен с низким содержанием Na, биотит, титанит и магнетит) реагировали с интерстициальным высокоактивным расплавом. Было отмечено, что в ходе таких реакций пироксен изменяет состав на высоко-Na и происходит частичное или полное исчезновение из ассоциаций биотита, титанита, магнетита и апатита. В наиболее поздних ассоциациях отмечается экстремальное обогащение натрием остаточного интерстициального расплава и появление звездчатого эгирина, ловенита, лопарита, эвдиалита/эвколита и высоко-Mn ильменита (пирофанита), т.е. типичной агпайтовой ассоциации.

Относительно недавно модель эволюции щелочных магм путем взаимодействия кристаллической «каши» и реактивного порового потока была применена и к интрузивным комплексам. Многочисленные исследования доказывают возможность существования крупных магматических резервуаров с малой долей расплавов в течение нескольких сотен тысяч и даже

миллионов лет (Cooper and Kent, 2014; Frazer et al., 2014; Deering et al., 2016; Kaiser et al., 2017; Rubin et al., 2017; Chambers et al., 2020; Chen et al., 2021). Предполагается, что в верхних частях таких долгоживущих (например, >1 млн лет; Jackson et al., 2018) резервуаров способны образовываться низкокристаллические и химически эволюционировавшие магмы. Накопление летучих также способствует снижению температуры ликвидуса расплавов, что также способствует длительной эволюции магм в верхней части резервуара. Эти наиболее дифференцированные магмы могут содержать относительно большое количество антекристов (~10%), возраст которых может охватывать всю историю эволюции резервуара (Jackson et al., 2018). Так, например, сиенитовые породы Ваджилитага (Таримская изверженная провинция, Китай) имеют пространственно-временную связь с когенетичными основными породами, но характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями несовместимых элементов (Zhu et al., 2023 и ссылки в нем). По мнению авторов, экстремальное обогащение более дифференцированных нефелиновых сиенитов является результатом сложных процессов в долгоживущем магматическом резервуаре, состоящем преимущественно из кристаллической «каши». Предполагается, что эволюция и поддержание температуры очага происходило в результате инъекций новых порций расплавов, фракционной кристаллизации и воздействием реактивного порового потока. Результатом комплекса этих процессов стали изотопно обедненные и обогащенные несовместимыми элементами магмы, образовавшие в последствие нефелиновые сиениты поздней стадии. Авторы приводят детальное описание зональности минералов нефелиновых сиенитов (плагноклаз, клинопироксен, титанит, апатит), в качестве отражения летописи пульсационных поступлений новых порций расплава (Xing and Wang, 2020; Zhu et al., 2023). Трахитоидность и слоистость пород авторы связывают с пластичными деформациями в присутствии межзернового расплава, т.е. с процессами уплотнения кристаллической «каши», а высокие содержания HFSE и соотношение Nb/La, а также Sr-Nd-Hf-изотопные характеристики - с астеносферным мантийным источником (Zhu et al., 2023).

Таким образом, исследователями все чаще критикуется возможность обогащения щелочных сиенитов в результате одной только кристаллизационной дифференциации, и предлагаются альтернативные и сопутствующие механизмы, одним из которых часто упоминают реактивный (реакционный) поровый поток. Реактивный поток расплава в кашеобразных резервуарах приводит к образованию низкокристаллических, химически дифференцированных (салических) магм, которые отделяясь и мигрируя, образуют более мелкие интрузии, или извергаются на поверхность (Fu et al., 2025). Изменения локального объемного состава, вызванные реактивным течением расплава, а не значительным повышением температуры, приводят к быстрому увеличению фракции расплава, которая повторно мобилизует эту

кристаллическую «кашу». Как правило предполагается, что накопление и дифференциация магмы в основном происходит за счет реактивного течения расплава в долгоживущих кашеобразных резервуарах, а не только за счет классического процесса фракционной кристаллизации в магматических камерах (Jackson et al., 2018).

1.4. Региональный щелочной магматизм. Северо-Байкальская щелочная провинция

В 30-х гг. прошлого столетия В.Г. Дитмаром впервые были отмечены выходы щелочных пород в Северном Прибайкалье, в частности, нефелиновых сиенитов. В 1956-1957 гг. А.Н. Казаковым были предприняты первые попытки изучения плутона Сынныр. Результаты маршрутов в восточной части плутона были изложены в коллективной работе С.Д. Великославинского, К.С. Казакова и др в 1962 г. С 1957 по 1965 г. на территории Северного Прибайкалья работал сотрудник ВСЕГЕИ А.Я. Жидков. Он впервые выделил Северо-Байкальскую щелочную провинцию и открыл массив Бурпала. Им же составлены первые геологические карты массивов Сынныр и Бурпала, а также даны геолого-петрографические описания (Жидков, 1961).

В ходе исследований Прибайкальского региона было описано более 50 щелочных массивов, принадлежащих к различным парагенетическим ассоциациям — щелочно-ультраосновной карбонатитовой, щелочно-габброидной и щелочно-гранитоидной (Костюк и др., 1990 и ссылки в работе). Часть этих массивов относится к Северо-Байкальской щелочной провинции (СБЩП), объединяющей более 10 интрузивных тел в линейной зоне шириной до 50 км и протяженностью свыше 300 км от северного побережья Байкала до среднего течения р. Мама. С 1961 г. в пределах СБЩП сотрудники ВСЕГЕИ, БГУ, ВИМС выделили интрузии: Акит, Бурпала, Гоуджекит, Сынныр, Якша, Манюкан, Хороб, Гилиндра, Авгин, Конкудер, Кудушкит, Горбулак, Авсак и некоторые другие, тяготеющие к внутриконтинентальной рифтовой зоне разломов Северного Прибайкалья. Особенностью провинции является ее К-специализация, но каждый массив имеет свои особенности: различные по форме, внутреннему строению, вещественному составу и другим характеристикам, они либо одиночные, либо сгруппированы в обособленные ареалы, узлы и центры. По набору породных ассоциаций и минералогической специализации в СБЩП выделяют формации: кальсилит-, нефелин-, щелочно-сиенитовую (сыннырский тип); нефелиновых и щелочных сиенитов и граносиенитов (бурпалинский тип) и святоносит-акерит-граносиенитовую (конкудерский тип, Костюк и др., 1990). В пределах провинции они занимают определенное пространственное положение, определяя тем самым петрографическую, петрохимическую и минерагеническую зональность. В центральной части линейной зоны располагаются Сыннырский и Якшинский высоко-калиевые массивы. К югу, юго-западу отмечается формация бурпалинского типа, характеризующаяся возрастанием роли кремнекислоты вплоть до появления граносиенитов и щелочных гранитов с редкометалльным оруденением и заметным увеличением роли Na, Ca Fe и существенным уменьшением валового содержания K и Al_2O_3 . К северо-востоку от высококалиевых интрузий находятся аналогичные Бурпале нефелиновые и щелочные сиениты Авгинского и Монюканского массивов. На северном

фланге провинции проявлен конкудерский тип, в котором практически нет фельдшпатоидных и псевдолейцитовых сиенитов и для которого редкометалльная минерализация не типична (Костюк и др., 1990).

С открытием почти уникальных по составу щелочных массивов в Северном Прибайкалье очень быстро развился интерес к рудному потенциалу некоторых объектов. Начиная с 1962 г. в районе проводятся многочисленные тематические работы по металлогении, стратиграфии, метаморфизму, предлагаются прогнозные оценки на рудные полезные ископаемые. В период с середины 1960-х до конца 1980-х гг. идет активное изучение вещественного состава наиболее перспективных массивов. В этот период публикуются многочисленные статьи и монографии, посвященные геологическому строению и вещественному составу пород массивов Бурпала и Сынныр, основанных на тематических экспедициях и работах А.Я. Жидкова, Г.В. Андреева, А.М. Портнова, В.К. Хрусталева и других.

Сыннырский ультракалиевый массив. В 1962-1963 гг. на площади Сыннырского массива геологами А.С. Паком, С.Н. Лагеревым, И.Ф. Баиновым, В.Г. Филатовым, В.П. Бушуевым, Н.А. Миковым, Ж.Ц. Бабуевым, А.Н. Юдовским, А.Г. Крапивиним, Н.В. Токарь и другими проводились геолого-съёмочные работы, а научными сотрудниками В.В. Архангельской, Э.Н. Островским, В.П. Корчагиным (ВИМС), В.М. Масловым (Иргиредмет), Г.В. Андреевым (БКНИИ) выполнялись тематические исследования. В последующие два года геологическое картирование плутона проводилось геологами А.С. Паком, В.Г. Филатовым, А.Г. Крапивиним, Г.В. Андреевым и другими. Впоследствии в 1965 г. вышла книга Г.В. Андреева, посвященная геолого-петрографической характеристике Сыннырского плутона. Плутон обнажается в междуречье Левого Мама и Большой Чуи, ограничивающих его с северо-запада и юго-востока. Северо-восточная граница массива прослеживается по правому борту долины р. Куйкипури и левому борту р. Талы. На юго-западе граница плутона проходит по рекам Верхний Семнер и Средний Амнундакан. Сам массив имеет площадь около 585 км² и является самым крупным из известных высококалиевых плутонов. Он относится к полифазной интрузии центрального типа, в его строении выделяют: лакколитовую интрузию расслоенных нефелиновых, псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов (первая фаза) и диапировый шток слабо дифференцированных трахитоидных щелочных и нефелинсодержащих сиенитов (пуласкинов, вторая фаза). Внутри Сыннырского массива и в зоне приконтактных метасоматитов были выявлены многочисленные проявления апатита. На наиболее перспективных участках в 1964-1965 гг. силами Бурятгеологии (А.С. Пак и др.) и Кольского филиала АН СССР проводилась геологическая съёмка масштаба 1:25000 и поисковые работы на апатит и редкометальное оруденение, не приведшие, однако, к значимым результатам. Одновременно, благодаря

тематическим исследованиям ВСЕГЕИ (А.Я. Жидков), были открыты уникальные ультракалиевые сиениты, названные сынныритами, и описаны участки их максимального распространения. В семидесятые годы по инициативе А.Я. Жидкова начались исследования по оценке перспективных возможностей переработки сынныритов в качестве комплексного калийно-глиноземного сырья силами ИХТТИМС СО АН СССР, ВАМИ, СНИИГГиМС. С 1979 по 1986 г. Северобайкальской экспедицией ПГО «Бурятгеология» (А.А. Ушаков и др.) на Сыннырском массиве, в пределах участка Калюмный проведены поисково-оценочные работы, позволившие оконтурить главные рудные тела сынныритов и определить прогнозные ресурсы месторождения. В это же время детальное изучение геологии и вещественного состава ультракалиевых пород проводили Г.В. Андреев (1981), Л.И. Панина (1981, 1983), А.Я. Жидков (1962; Покровский, Жидков, 1993). Затем, к сожалению, в связи с общим сокращением ассигнований на геолого-разведочные работы, в конце 1980-х гг. практически все исследования в этом направлении были прекращены, и возобновление изучения сынныритов стало возможно лишь спустя три десятилетия. В то же время разномасштабные геологические исследования (геологическое картирование), детальные петрографические, минералогические, геохимические исследования позволили сделать некоторые выводы об образовании подобных комплексов. Предполагается, что высококалиевые щелочные породы (на примере редких ультракалиевых щелочных пород – сынныритов) могут образовываться из щелочнобазальтовой магмы в процессе длительной кристаллизационной дифференции в особых условиях закрытой системы, когда исключается отделение летучих компонентов, прежде всего H_2O (Чепуров и др., 1974; Костюк и др., 1986, 1990; Панина, 1983; Панина и др., 2019). Состав исходной магмы в процессе кристаллизации эволюционирует в сторону увеличения Si, Al, K и уменьшения Fe, Mg, Ca, т.е. в сторону фанолитовых расплавов. На ранней высокотемпературной стадии тренд эволюции магмы отвечает тренду образования базальтоидов. Однако, на стадии кристаллизации полевых шпатов возрастающее количество воды и других флюидов может препятствовать кристаллизации плагиоклаза и способствует дальнейшему накоплению в расплаве Al и K, вплоть до образования на завершающих стадиях высокоглиноземистых ультракалиевых остаточных расплавов, из которых формируются ультракалиевые щелочные породы (Панина и др., 2019). В.М. Саватенков с соавторами (Саватенков и др., 2019) по установленным Sr-Nd изотопным характеристикам щелочных пород Сыннырского и Тасского массивов предполагают, что в их образовании преобладает обогащенный мантийный источник, подобный EM-II, а для Тасского массива – близкого к EM-I. Авторы отмечают, что: «главным компонентом обогащенного источника высококалиевых щелочных пород этих массивов могла быть древняя континентальная кора, переработанная в результате взаимодействия с различными мантийными магмами в ходе рифтогенной деструкции Сибирского кратона и плюмовых процессов».

Возраст образования пород считается позднепалеозойским: по данным В.П. Костюка с соавторами (1990), возраст нефелиновых сиенитов и сынныритов соответствует $330-311 \pm 2$ млн лет (Rb-Sr метод), а для пуласкитов второй интрузивной фазы составляет 305 ± 12 млн лет (K-Ar метод). По данным И.А. Избродина с соавторами (Izbrodin et al., 2017) возраст нефелиновых сиенитов составляет 289.5 ± 3.5 млн лет (U-Pb, SHRIMP II). В.М. Саватенковым с соавторами (2019) для сынныритов и шонкинитов первой интрузивной фазы получена возрастная датировка 291 ± 9 млн лет (Rb-Sr метод).

Массив Бурпала расположен в бассейне р. Майгунды – левом притоке р. Левая Мама. После открытия А.Я. Жидковым в 1957 г. на площади массива проводились поисково-съёмочные работы в 1960-1961 гг. геологами БГУ А.С. Паком, Н.А. Миковым, В.П. Бушуевым и другими. В эти же годы работниками Иргиредмета П.А. Глущенко и В.М. Масловым изучался минеральный состав метасоматических образований в краевых частях массива, а по материалам Г.В. Андреева, работавшего на массиве в 1961, произведено петрографическое описание основных типов пород. Позднее, в 1962-1964 гг. изучением минералогии массива Бурпала занимался А.М. Портнов, после того, как внимание к массиву привлекли результаты, организованной Гинзбургом аэрогеофизической съёмки. Согласно им, над Бурпалинским хребтом были установлены мощные аномалии тория, циркония, ниобия, редкоземельных элементов, урана. Результатом деятельности А.М. Портнова стал ряд статей (с 1966 по 1975 г.) и отчетов о богатом минералогическом разнообразии массива. Как отмечал сам А.М. Портнов, некоторые редчайшие минералы имели аналоги только в уникальных крупнейших месторождениях редких металлов, таких как Ловозеро, Хибины, Лангезундфиорд (Норвегия), Иллимауссак (Гренландия). Либо же не имели аналогов вовсе, то есть были открыты и диагностированы впервые. Детальное изучение руд массива Бурпала привело к обнаружению более 50 минералов циркония, ниобия, титана, тория, бериллия, часть из которых не имеет аналогов в мире

Якшинский ультракалиевый массив представляет собой гранитоидно-щелочно-сиенитовый массив, в строении которого различаются две автономные магматические структуры: в периферийной части - неполнокольцевая крутозалегающая щелочная интрузия, в центральной (купольной) - множество мелких тел гранитоидов пестрого петрографического состава. Щелочной дифференцированный массив высококалиевых пород включает трахитоидные щелочно-полевошпатовые сиениты, массивные и гнейсовидные нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты с подчиненным количеством кальсилитовых сиенитов-сынныритов. Взаимоотношение пород между собой неоднозначное, но чаще всего сиениты различного состава и структурно-текстурных особенностей не обнаруживают четко выраженных признаков самостоятельной фазы внедрения. Это указывает на развитие щелочного комплекса как единого

целого и на образование ультракалиевых пород в процессе эволюции высокощелочного, существенно калиевого расплава (Костюк и др., 1990). Щелочные породы Якшинского массива имеют возрастное и генетическое сходство с Сынныром. По рубидий-стронциевой изохроне определен возраст пород Якшинского массива в 313 ± 11 млн лет, который близок возрасту нефелиновых сиенитов Сынныра (311 ± 1 млн лет). То же самое отмечено и для стронциевого отношения, равного соответственно 0,7066 и 0,7071, что указывает на общность глубинного источника расплавов обоих массивов (Костюк и др., 1990).

Акитский плутон расположен в междуречье рек Кичера и Верхняя Ангара. Его положение контролируется зоной тектонического нарушения, которая оперяет региональный разлом, протягивающийся вдоль северного борта Верхне-Ангарской впадины. Массив изучался А.И. Залуцким, Л.М. Бабуриным, И.Ф. Баиновым, Н.М. Мошкиным и другими. Собранный В.А. Дворкиным-Самарским материал в 1961 г. лег в основу петрографической и петрохимической характеристики массива. Геологическое строение массива и пневматолито-гидротермальные образования описаны И.Ф. Баиновым и Н.М. Мошкиным. Интрузия относится к центральному типу, имеет в плане округлую форму и площадь около 4.5 км^2 , залегает в ранне-PZ гранитах. Массив сложен, в основном, пироксен-амфиболовыми щелочными и кварцевыми сиенитами. Щелочные сиениты слагают внешнее кольцо массива и состоят преимущественно из микроклина, альбита, гастингсита, авгита и биотита. В центральной части массива наблюдается тело кварцевых сиенитов. Более поздними являются дайки щелочных гранитов. С массивом связано 5 линейных зон микроклинитов, альбититов и флюорит-карбонатных жил с тайниолитом, рудоносных на PЗЭ и Y (Сотникова, 2009; Сотникова, Владыкин, 2009) Возраст массива, определенный Rb-Sr методом, составляет 200 ± 2 млн лет, а возраст редкометальной минерализации в флюорит-карбонатных жилах массива равен 186 ± 5 млн. лет (Рипп и др., 2006).

1.4.1 Изученность массива Бурпала

Плутон имеет концентрически зональное строение, т.е. представляет собой интрузию «центрального типа». По периферии массива в приконтактной полосе шириной до 3.5 км обнажаются кварцевые сиениты. Центральная, основная часть массива сложена щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами в ядерной части. А.Я. Жидков в своих работах (1961, 1963) выделял три фазы внедрения: к первой фазе он относил трахитоидные нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и кварцевые сиениты; ко второй фазе – нефелиновые и щелочные сиенит-порфиры и, связанные с ними, щелочные метасоматиты; в третью фазу выделял жильные породы (гранит-аплиты, гранит-пегматиты, апатит-флюоритовые породы). Позднее в работах А.М. Портнова и Е.А. Нечаевой (Портнов, 1965; Портнов, Нечаева, 1967) была предложена следующая последовательность: кварцевые сиениты → щелочные и нефелиновые сиениты →

сиенит-порфиры → жильная фация. Особое внимание авторы в своих работах уделяли редкометальной минерализации и околоконтактовым изменениям, к которым тяготеют наиболее богатые её проявления. Они выделяли три стадии щелочного метасоматоза: раннюю альбитизацию с сопутствующим клинопироксеном диопсид-эгиринового состава и акцессорными меланоцеритом и чевкенитом; нефелинизацию с сопутствующими арфведсонитом, астрофиллитом, Na-катаплеитом, ловенитом и позднюю прожилковую альбитизацию и эгиринизацию с акцессорными лейкофаном, катаплеитом, Се-лопаритом, торитом, Са-сейдозеритом. В зонах контакта с интрузией вмещающие терригенно-осадочные породы преобразованы в роговики различного состава и кварциты. Мощность зоны ороговикования достигает 250-300 м. При этом в непосредственной близости от контакта с массивными щелочными сиенитами роговики фенитизированы и нефелинизированы (при выносе кремнезема из вмещающих пород и при должном количестве глинозема в породах – закономерно образование нефелина). В пределах измененных пород экзоконтакта авторы выделяют зону фенитов мощностью до 10 м, примыкающую к массивным сиенитам и зону альбитизированных роговиков, мощностью до 40 м, залегающую между фенитами и неизменными роговиками. Изменения в зоне эндоконтакта обычно выражены двумя последними стадиями щелочного метасоматоза, но как правило, с преобладанием эгиринизации. Наиболее обширные контактовые изменения проявлены в крутопадающих зонах дробления субмеридионального простирания. Богатую минералогию метасоматитов и сопутствующую нефелинитизацию связывают с деятельностью постмагматических растворов, вероятно, генетически связанных с нефелиновыми сиенитами центральной части массива (Портнов, Нечаева, 1967). Авторы дают оценку составам гидротермальных растворов, утверждая, что они были обогащены F и Cl (очевидно входившими в состав HFSE-комплексов) и практически не содержали SO_4^{2-} и CO_2^{2-} , а также полагают, что их поступление носило пульсационный характер, а щелочность неоднократно менялась.

С установлением петрографической принадлежности пород, слагающих массив, и подробном описании минеральных ассоциаций, исследователи сошлись во мнении, что их нельзя однозначно отнести ни к агпаитовому, ни к миаскитовому типу. Минерализацию массива соотносили с промежуточным типом, сочетающим в себе, с одной стороны черты, характерные и для миаскитовых, и для агпаитовых ассоциаций, а с другой стороны – обладающим своими специфическими особенностями. Прежде всего, несмотря на то, что минеральные ассоциации имеют много общего с таковыми для Ловозерского и Хибирского массивов, сиениты Бурпалы отличаются гораздо более низким коэффициентом агпаитности и по своему составу занимают промежуточное положение между типично миаскитовыми и агпаитовыми разностями (Портнов,

1965 и ссылки в нем; Портнов, Нечаева, 1967). Это обстоятельство не могло не сказаться на минеральном парагенезисе как магматической стадии, так и последующих постмагматических процессов. Так, для щелочных сиенитов Бурпалы характерно повышенное содержание кальция и, в некоторой степени, стронция. Повышенное содержание СаО в сиенитах (3.6-4.2 против 1.5-2.5 для Ловозерского массива) обусловило концентрацию этого элемента в постмагматических растворах, что в условиях щелочной среды и отсутствия значительного количества СО₂ привело к возникновению целого ряда кальциевых аналогов натровых цирконосиликатов: Са-сейдозерита, Са-катаплеита, ромбического ловенита, богатых редкоземельными элементами иттриевой группы (Портнов, 1965; Портнов и др. 1966). Проявления циркониевой минерализации в сиенитах массива Бурпала также носит специфический характер. Так, например, если в миаскитовых системах она проявлена в цирконе, в агпаитовых – в минералах группы эвдиалита, ловозерита, то для указанного промежуточного типа больше характерны ловенит, катаплеит, сейдозерит, валерит, а также циркон и эвдиалит. В пределах массива отмечены редкие Zn-содержащие минералы, образованию которых, видимо, способствовал дефицит закисного железа (Портнов, 1965; Портнов и др. 1966). Это объясняется тем, что цинк, более характерный для гранитных систем и всегда находящийся в рассеянном состоянии в минералах, содержащих Fe²⁺, концентрируясь, может образовывать собственные минеральные фазы. Так в типично агпаитовых системах цинковая минерализация обычно представлена минералами типа гентгельвина (Zn₄[BeSiO₄]₃S, Ловозеро), а в промежуточных – ландауитом (NaMnZn₂(Ti,Fe)₆Ti₁₂O₃₈, Бурпала). Для минеральных ассоциаций Бурпалы характерны такие элементы, как литий, бериллий, цезий, рубидий, бор. Как известно, наиболее распространенным минералом бериллия в агпаитовых породах является чкаловит (Na₂BeSi₂O₆), в то время как лейкофан (NaCaBeSi₂O₆(F,OH)) встречается редко и большой роли не играет (Портнов, 1965). Для ассоциаций, занимающих промежуточное положение между миаскитовыми и агпаитовыми лейкофан крайне характерен. На Бурпале он установлен в зонах флюоритизации сиенитов, альбититах и сиенит-пегпатитах (Портнов, 1965).

По классификации нефелиновых сиенитов, предложенной Хомяковым (1990) на основе присутствия в них преимущественно акцессорных силикатных минералов общей формулы AxMySipOq (A = Na, K и другие сильные основания; M = Nb, Ti, Zr, Be и другие элементы, замещающие Al), нефелиновые сиениты Бурпалы относились бы к слабо агпаитовым (Kalk = 15–25%). По классификации, предложенной Марксом и Марклом (Marks, Markl, 2017) породы Бурпалы относятся к переходному типу с подчиненной ролью агпаитовых пород и сопутствующими пегматитами, что подразумевает потенциально необнаженные агпаитовые плутонические породы.

На протяжении истории изучения массива неоднократно предлагались различные гипотезы и модели его формирования. Одним из основных предметов дискуссий являлась полифазность массива. В середине 60-х годов исследователи склонялись к тому, что формирование массива сопровождалось становлением двух или трех фаз: А.М. Портнов (1965) отмечал разнообразие контактов между щелочными и нефелиновыми сиенитами - от четко выраженных до размытых. Позже Г.В. Андреевым (Андреев, 1981) описывались постепенные переходы от кварцевых к щелочным сиенитам по направлению от периферии к центру массива, при этом он фиксировал секущие контакты с нефелиновыми сиенитами, которые относил к поздней фазе. Н.В. Владыкин с соавторами (Владыкин и др., 2014) и И.А. Сотникова (Сотникова, 2009) выделяли две основные фазы внедрения и позднюю жильную фазу. В первую фазу авторы относили образование даек шонкинитов и меланократовых сиенитов, обнаруженных во вмещающих породах западного обрамления массива. Ко второй (главной) фазе относили внедрение щелочной магмы, при дифференциации которой *in situ* образовались нефелиновые сиениты, щелочные сиениты (пуласкиты) и кварцевые сиениты. К жильной фазе авторы относили внедрение даек аляскитов, щелочных гранитов, редкометальных пегматитов, апатит-флюоритовых пород и карбонатитов. По мнению авторов все разновидности пород массива Бурпала являются продуктами дифференциации щелочной магмы, изначально обогащенной редкими элементами. Крайними продуктами магматической дифференциации являются редкометальные пегматиты, апатит-флюоритовые породы и карбонатиты. Образование массива авторы связывают с воздействием мантийного плюма на активную континентальную окраину Сибирского палеоконтинента, при этом источником первичных магм выделяют мантийный резервуар, по изотопным характеристикам близкий к ЕМ-II.

U-Pb возраст щелочных сиенитов Бурпалы равен 294 ± 1 млн лет (Котов и др., 2013; Владыкин и др., 2014). Последние полученные данные о возрасте пород Бурпалы (Избродин и др., 2024) свидетельствуют об импульсном характере их становления: время кристаллизации меланократовых щелочных и нефелиновых сиенитов – 298 ± 2 и 296 ± 2 млн лет, соответственно; кварцевых и кварцсодержащих сиенитов – 291 ± 2 и 293 ± 3 млн лет, соответственно; щелочных гранитов – 293 ± 3 млн лет, диапазон становления массива составляет 291-298 млн. лет.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактическим материалом для исследования послужили штучные пробы, отобранные с участием автора в ходе экспедиционных работ в 2022 г. При выполнении работы для всех образцов было произведено петрографическое описание на микроскопе Olympus BX51, оснащённом фотокамерой. Содержания порообразующих оксидов в породах (25 проб) определены методом РФА (аналитик Карманова Н.Г) на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Точность определений с нижними границами содержаний была равна 0.1–0.00n%. Содержания микроэлементов в породах были определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа – в среднем 2–7 отн. %.

Исследования макроэлементного состава и соотношений минералов в породах проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU JSM-6510LV с энергосберегающей приставкой для микрозондового анализа X-Max Oxford Instruments (аналитики Карманов Н.С., Хлестов М.В.). SEM исследования проводились при напряжении 20 кВ, токе зонда 1600 нА, время набора спектра на кобальте при количественной оптимизации – 40 секунд, живое время набора спектров на образцах – 20 секунд. Предел обнаружения для большинства элементов составлял 0.2-0.3 % (3 сигма критерий), в отдельных случаях мог достигать 0.5-0.8 % и более в случае наличия спектральных наложений, а также использования L-серии характеристического излучения для определения «тяжёлых» ($Z > 72$) элементов. Погрешность определения основных компонентов ($C > 10-15$ %), обычно не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1- 10 % лежит в диапазоне 2-6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %.

Детальное изучение особенностей состава минералов производилось методом EMPA на приборах JEOL JXA- 8100 (аналитик Хмельникова О.С). Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические фазы. Рабочее напряжение для минералов составляло 20 кВ при токе 20-30 нА, диаметр электронного пучка – 1-2 мкм. Для флогопита использовались следующие стандарты: флогопит – F, K, Si, Mg, Al; альбит – Na; O-145 – Fe; голубой диопсид – Ca; Cl-апатит – Cl; Mn-гранат – Mn; рутил – Ti; стекло ГЛ-10-11 – Sr, Ba. Для амфибола и клинопироксена в качестве стандартов использовались: спессартин и гематит (Fe, Mn), диопсид (Ca, Si, Mg), фторфлогопит (K, Al, F), альбит (Na), ильменит (Ti), хлорапатит (Cl), циркон (Zr); для клинопироксена: Cr₂O₃, CH-1 (SiO₂, NiO, MgO, FeO), BD (CaO), ZnFe₂O₄ (ZnO), IGEM (MnO, Al₂O₃), Co-met (CoO). Расчёты Fe²⁺ и Fe³⁺ в минералах проводились на основе ограничений стехиометрии

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac, США), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II (аналитик Семёнова Д.В.). Данные о морфологии и внутреннем строении зерен получены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}+^{232}\text{Th}+$ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов – 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения – 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывались с помощью программы «Glitter» (Griffin et al., 2008). Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Sláma et al., 2008). Для контроля качества данных использован стандартный циркон Temora-2 (Black et al., 2004), для которого получены конкордантные оценки возраста 416 ± 3 (2 σ) и 418 ± 4 (2 σ) млн лет. Погрешности единичных анализов (отношения, возраст) приведены на уровне 1 σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2 σ . Диаграммы с конкордиями построены с использованием программы Isoplot (Ludwig, 2003).

Определение содержаний редких элементов в клинопироксенах и амфиболах проводилось в Институте неорганической химии (ИНХ СО РАН) (аналитик Медведев Н.С.) методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA ICP MS) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific, лазер Nd:YAG; длина волны: 213 нм). Внутренним стандартом служило содержание Si, определенное рентгеноспектральным микроанализом. В качестве внешнего стандарта использовался многоэлементный сертифицированный стандартный образец стекла NIST 612. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой NIST 610 в качестве неизвестного образца. Диаметр пятна абляции – 50 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии ~5 Дж/см². Пробопадающий газ – гелий (0.5 л/мин) и дополнительный поток аргона (0.8 л/мин). Времена задержки (т.е. время измерения каждого изотопа за одну развертку квадруполья) устанавливались – 10 мс на каждую массу, один проход по всем массам за развертку. Время анализа составляло 90 с на точку, включая 30 с для определения фоновых значений. Данные накапливались в режиме временного разрешения в виде «временных срезов» с целью

определения изменения концентрации элемента во времени. Анализируемые изотопы определялись одновременно по массе и по времени достижения максимума во «временном срезе». Через каждые 10 образцов проводилось измерение стандартов NIST 612.

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) в силикатах и фосфатах (11 измерений) определялся в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Образцы нагревались 100W CO_2 лазером в атмосфере BrF_5 . В качестве эталонов использовались международные стандарты кварца NBS-28 (9.65‰; $n = 8$) и биотита NBS-30 (5.11‰; $n = 12$). По результатам этих данных и воспроизводимости повторяющихся измерений, погрешность значений $\delta^{18}\text{O}$ анализируемых минералов не превышала 0.2‰.

Sr-Nd-Pb изотопные исследования в породах и минералах (полевой шпат) проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) под руководством В.М. Саватенкова. Соотношения изотопов Sr и Nd в породах измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT, Германия). Около 100 мг порошка породы растворяли в смеси $\text{HF-HClO}_4\text{-HNO}_3$ в микроволновой печи с добавлением $^{149}\text{Sm}\text{-}^{150}\text{Nd}$ и $^{85}\text{Rb}\text{-}^{84}\text{Sr}$ перед растворением для точного определения соотношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах. Sr изолировали с помощью смолы Sr-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), согласно (Mikova, Denkova, 2007). Rb отделяли с использованием катионообменной смолы BioRad AG1-X8. Для Nd изотопного анализа РЗЭ сначала отделяли от основных элементов и Ba катионным обменом с использованием смолы RE-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), а затем выделяли Nd и Sm в соответствии с (Misawa et al., 2000). Для выделения Nd и Sm использовали смолу Ln-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), согласно (Mikova, Denkova, 2007). Холостые образцы Rb и Sr составляли <50 pg и <100 pg соответственно, холостые образцы Sm и Nd составляли <50 pg и <100 pg, соответственно и считались незначительными по сравнению с количеством проанализированного образца. Соотношения изотопов Sr и Nd определялись в режиме мультидинамического сбора. Изотопные отношения были нормированы к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (O'Nions et al., 1977). Измеренные значения для NBS SRM- 987 и JNdi-1 составили $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710275 \pm 15$ (2 SD, $n = 14$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512098 \pm 9$ (2 SD, $n = 18$) в период измерения. Измеренные соотношения стандарта BCR-2 (2 SD, $n = 6$) были: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062 \pm 37$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380 \pm 6$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$.

Для определения изотопного состава Pb использовали либо 100 мг дробленной породы, либо монофракции полевых шпатов (при возможности выделения из породы) с размером зерен 0.5–0.25 мм (подробности см. ниже в табл. 4). Дробленную фракцию пород выщелачивали в 2M HCl при 140°C в течение 2 ч, после этого отмывали в дистиллированной воде и затем стирали в

пудру. Фракции полевых шпатов истирали в пудру и подвергали последовательному выщелачиванию сначала в концентрированной HNO_3 , а затем в концентрированной HCl . Между и после кислотной обработки минеральные фракции выполаскивали в дистиллированной воде. Затем истертые фракции валовых проб и полевых шпатов растворяли в смеси $\text{HFHClO}_4\text{-HNO}_3$ в микроволновой печи. ^{235}U - ^{207}Pb - ^{204}Pb добавляли к образцам перед растворением для точного определения соотношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, а также изотопного состава Pb в образцах, согласно методике двойного изотопного разбавления (Мельников, 2005). Pb выделяли с использованием анионообменной смолы AG1-X8 с последующим выделением U с применением смолы UTEVA-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США). Химическая процедура аналогична методике (Pfander et al., 2002). Общий уровень загрязнения для Pb и U составил <50 μg и <5 μg соответственно и является незначительным по сравнению с количеством Pb и U в проанализированных образцах. Изотопные данные были получены с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Triton TI (Finnigan MAT, Германия). Измеренные соотношения стандарта BCR-2 составили $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7556 \pm 0.0061$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6235 \pm 0.0057$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.728 \pm 0.018$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 0.0766 \pm 0.0014$ (внешняя ошибка: 2 SD, $n = 6$). Средние значения стандарта NBS SRM-982 равны $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7404 \pm 0.0024$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.1565 \pm 0.0016$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7280 \pm 0.0048$ (внешняя ошибка: 2 SD, $n = 88$).

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА БУРПАЛА

Массив Бурпала, как уже говорилось выше, входит в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции, находящейся в зоне сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Тектоническая позиция массива определяется его положением на границе западного сегмента Байкало-Витимского пояса ЦАСП с краевой частью Сибирского кратона (рис. 1). Последняя представлена Маректинским выступом фундамента и неопротерозойскими рифтогенными структурами Олокитской зоны, заложенной на архейском фундаменте и выполненной вулканогенно-осадочными отложениями сыннырской свиты (Арискин и др., 2015). В.П. Костюк с соавторами (1990) относили данный регион к Байкало-Становой рифтогенной системе.

В западном сегменте Байкало-Витимского комплекса совмещены раннебайкальские глубокометаморфизованные вулканогенно-карбонатно-терригенные комплексы и позднебайкальские комплексы, включающие в себя гипербазитовый, мигматит-тоналит-метабазитовый, вулканогенно-осадочный и осадочный (породы холоднинской свиты терригенного комплекса, Андреев и др., 2022).

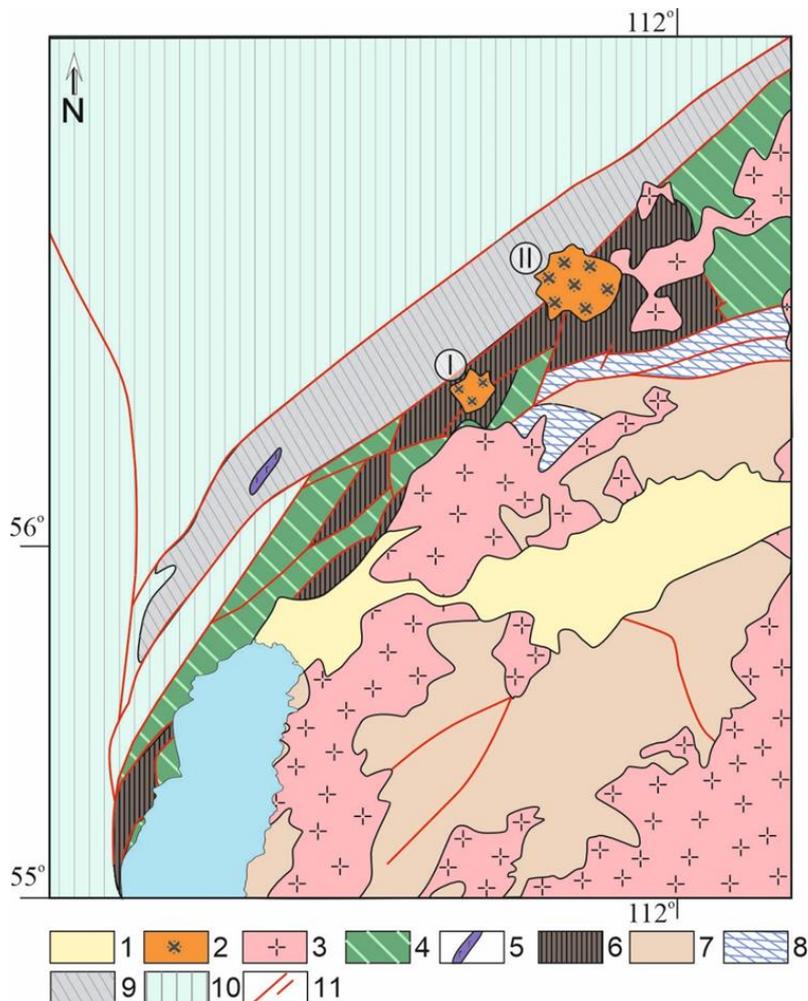


Рис. 1. Схема тектонического районирования Байкало-Витимского пояса (по Андреев и др., 2022). 1 – четвертичные впадины Байкальской рифтовой системы; 2-3 – магматические комплексы позднего палеозоя: 2 – щелочные (I – Бурпала, II – Сынныр), 3 – монцонит-граносиенит-гранитоидные; 4 – позднебайкальские структуры Байкало-Витимского пояса; 5 – ультрабазиты Йоко-Довыренского массива; 6 – раннебайкальские блоки метаморфических комплексов; 7 – Баргузино-Витимский супертеррейн (ЦАСП); 8 – раннебайкальский Анамакит-Муйский террейн; 9 – раннебайкальские структуры Байкало-Патомского пояса: Олокитская рифтогенная зона; 10 – Маректинский и Байкало-Тонодский выступы фундамента Сибирского кратона; 11 – тектонические швы и границы.

Данные о породах ранне- и позднебайкальских блоков приведены для пород Кичерской зоны (по Андреев и др., 2022), являющихся аналогами тех структур, которые проявлены в данном регионе.

В составе раннебайкальского комплекса (Горемыкский блок) преобладают апогранитные бластомилониты и реоморфизованные гнейсо-граниты (755 ± 15 млн лет), которые включают тектонические линзы амфиболитов, метагабброидов, Grt-Sil-Crd-Bt гнейсов и эндербито-гнейсов, возраст (SHRIMP-II) магматических протолитов которых превышает ≥ 800 млн лет (Kröner et al., 2015; Рыцк и др., 2018). Условия метаморфизма пород этого комплекса отвечают амфиболитовой–гранулитовой фациям (6–8 кбар и $600\text{--}870^\circ\text{C}$, Лебедева и др., 2018).

Позднебайкальские комплексы (0.72–0.54 млрд лет) формировались в два этапа. В течение криогения–раннего эдиакария (0.72–0.61 млрд лет) были сформированы гипербазитовый, нюрндуканский мигматит-тоналит-метабазитовый и кичерский вулканогенно-осадочный комплексы, включающие единичные тела гнейсо-гранитов онколнокитского и ультрамафит-мафитовые интрузии чая-нюрндуканского комплексов. С поздним эдиакарием (0.61–0.54 млрд лет) связаны сводообразование, внедрение интрузий и даек адакитовых гранитов (нижнеангарский и богучанский комплексы) и образование наложенных грабенов и впадин, выполненных осадочными породами холоднинской свиты терригенного комплекса (Андреев и др., 2022).

Терригенный комплекс (холоднинская свита и гуилгинская толща) состоит из толщи монотонных зеленовато-серых массивных, слоистых и косослоистых песчаников холоднинской свиты с прослоями гравелитов, алевролитов и редких известняков, а также базальных конгломератов, залегающих с угловым несогласием на различных метаморфических породах и содержащих их гальку. Полимиктовые и аркозовые гравелиты и песчаники также содержат плохо окатанные обломки кварца и полевых шпатов, метавулканитов и гранитов. Цемент обычно

представлен тонкозернистым кварц-серицит-эпидот-хлоритовым агрегатом, местами с тонкораспыленным углеродистым веществом, отвечая условиям метагенеза или Chl-Ser субфации зеленосланцевой фации. Возраст этих изменений в песчаниках холоднинской свиты остается не выясненным. На контакте с позднепалеозойскими гранитоидами песчаники ороговикованы и приобретают пятнистый облик за счет кордиерита. Терригенными породами комплекса мощностью не менее 2 км сложены протяженный Холоднинский грабен и небольшие наложенные впадины. К этому комплексу также отнесена гуилгинская толща зеленых метапесчаников и алевросланцев одноименного грабена, наложенного на структуры Горемыкского блока в пределах юго-западной подзоны Кичерской зоны (Андреев и др., 2022).

Массив Бурпала залегает в терригенно-осадочных породах холоднинской свиты и занимает на поверхности площадь около 250 км², в плане имеет форму овала, вытянутого в субширотном направлении (рис. 2). Согласно интерпретации Андреева с соавторами (2022) массив локализован в пределах раннебайкальского комплекса (рис. 1), однако исследователи массива Бурпала сходятся во мнении, что интрузия прорывает позднебайкальский терригенный комплекс (холоднинская свита, рис. 2). Данное расхождение может быть связано с относительно масштабным картированием, не учитывающим распространение более мелких блоков позднебайкальских структур в области объекта исследования.

Массив Бурпала представляет собой интрузию центрального типа и характеризуется зональной структурой, где в краевой части развиты массивные кварцевые и кварц-нормативные сиениты, а в центральной – щелочные полевошпатовые и нефелиновые сиениты, пуласкиты. Внешние контакты интрузии с вмещающими осадочными породами крутопадающие, интрузивные, сопровождающиеся зонами дробления и ороговикования (Жидков, 1961; Портнов, 1965).

Стоит отметить, что четкой картины о внутренних контактах и взаимоотношениях между «зонами» интрузии на сегодняшний день нет. А.Я. Жидковым (1961) зональность массива трактовалась как результат первично-магматической дифференциации, которая, по его мнению, выражается не только в смене кварцевых сиенитов нефелиновыми, но также и в резкой смене структурно-текстурных особенностей пород: массивные средне- и мелкозернистые кварцевые сиениты периферической части массива сменяются крупнозернистыми трахитоидными нефелиновыми сиенитами. А.М. Портнов в своих работах (1965, 1967) описывал взаимоотношения только между фазами, слагающими центральную часть массива: согласно результатам геолого-съемочных работ (1965 г.), контакты между щелочными и нефелиновыми сиенитами в различных участках варьируют от резких и четких до расплывчатых. В то же время, в более поздних работах Г.В. Андреева (1981) утверждается, что прослеживаются постепенные

переходы между кварцевыми и щелочными сиенитами от края к центру массива, при этом наблюдаются секущие контакты с нефелиновыми сиенитами. Ввиду этого, а также по различному характеру воздействия на вмещающую раму, подразумевается, что образование основной части массива было двух- или трехфазным (Жидков, 1961; Портнов, 1965; Сотникова, 2009; Владыкин и др., 2014, Vladykin, Sotnikova, 2017; Избродин, 2024). В отдельную фазу(ы) авторы относят образование жильных пород, получивших распространение в юго-западной, юго-восточной и северо-западной частях массива: дайкообразные тела и небольшие штоки шонкинитов, габбро и габбро-диоритов, а также гранит-аплиты, сиенит-пегматиты и апатит-флюоритовые жилы. Проведенные нами полевые исследования также не позволили выявить четких закономерностей соотношений фаз: контакты между тремя разновидностями пород варьировали от резких до постепенных.

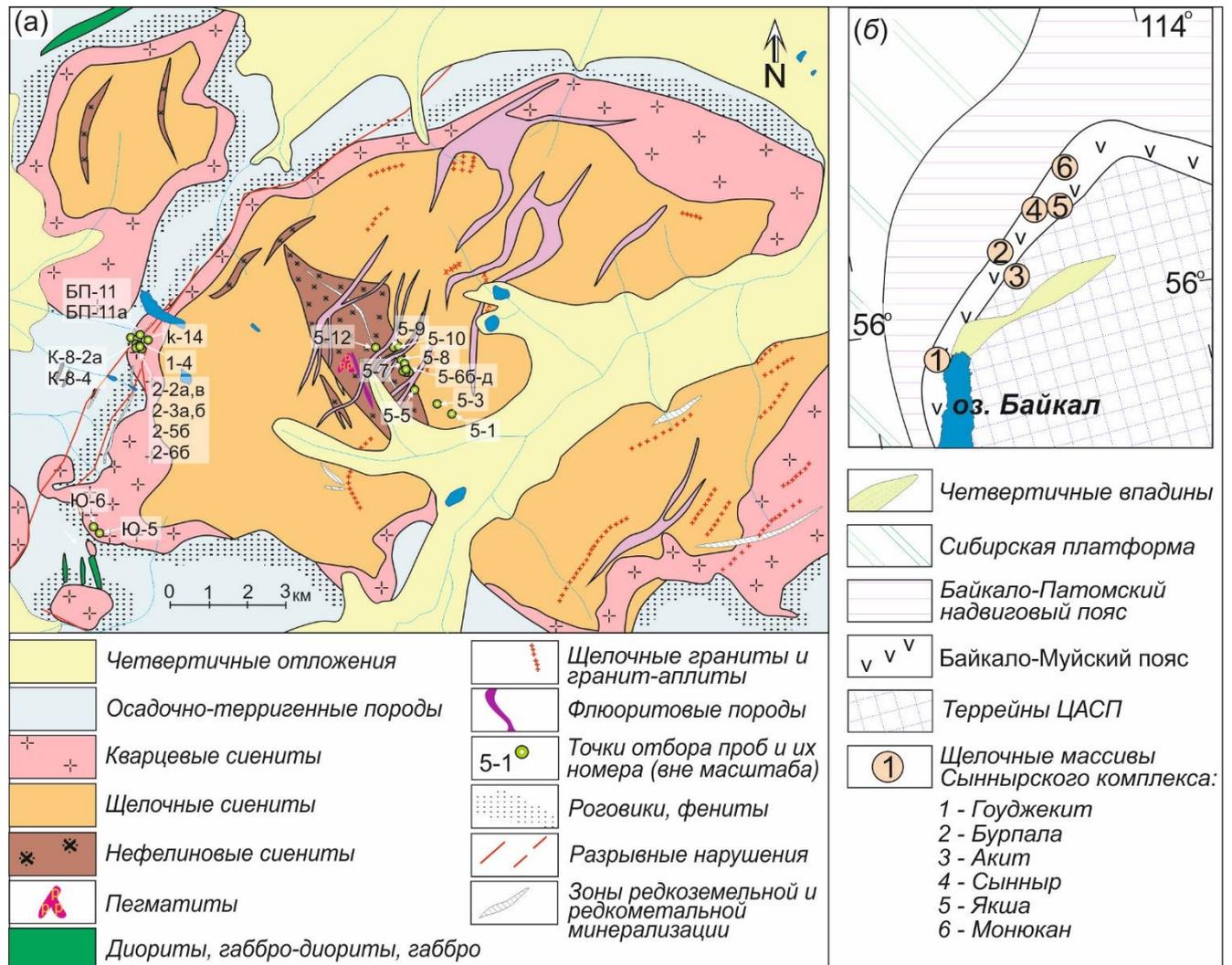


Рис. 2. (а) Схема геологического строения массива Бурпала по материалам (Архангельская, 1974; Vladykin, Sotnikova, 2017) с изменениями авторов. (б) Положение щелочных интрузий в структурах юга Сибири по материалам (Рыцк и др., 2017).

Вмещающими породами массива являются слабометаморфизованные осадочно-терригенные отложения нижнего кембрия, представленные песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков. Эти породы вблизи массива преобразованы в роговики различного состава (Портнов, 1965). Приконтактные зоны массива (как экзо-, так и эндоконтакты) и пегматиты всех типов подверглись щелочному метасоматозу на позднемагматической и гидротермальной стадиях (Портнов, 1965). Метасоматизированные участки нередко альбитизированы, эгиринизированы, в некоторых отмечаются признаки нефелинизации. Метасоматиты экзоконтакта представлены фенитизированными роговиками, проработка которых максимальна в зонах повышенной проницаемости – зонах дробления. Метасоматоз эндоконтактной зоны проявлен в виде маломощных (от первых см - до 20 и более метров) жиллоподобных зон, которые группируясь прослеживаются на значительные расстояния вглубь массива. Они представлены фенитами, альбититами, эгиринитами, эгирин-микроклиновыми образованиями и несут комплексную уран-торий-редкометалльную минерализацию. При полевом исследовании в 2022 г. было установлено, что комплекс акцессорных минералов, содержащих Zr, редкоземельные элементы (РЗЭ), Nb, Ве, Th присутствует не только в метасоматически преобразованных породах и пегматитах, но и в слабо измененных нефелиновых сиенитах, где некоторые редкометалльные минералы образуют интерстициальные позднемагматические выделения (например, лорпарит-(Ce), ринкит-(Ce), бурпалит и др.).

В пределах массива выделено пять рудных зон, маркирующих распространение рудных метасоматитов (Портнов, 1965). Рудная зона №1 является самой протяженной (4,5-5 км) и выдержанной по мощности (30-40 м) и приурочена к серии разломов в северо-западной приконтактной части массива. Экзоконтактная часть представлена фенитами, а эндоконтактная – эгирин-альбитовыми метасоматитами, оруденение развито равномерно и представлено вкрапленностью меланоцериита, лопарита, катаплеита, циркона, торита, чевкинита, астрофиллита, лейкофана. Рудная зона №2 схожа с первой, но располагается полностью во вмещающих породах и приурочена к серии разломов, проходящих параллельно контакту массива на расстоянии 200-300 м от выходов интрузивных пород. Мощность зоны достигает 3-4 м и носит прожилковый характер. Породы представлены нефелинитовыми метасоматитами с менее выраженной поздней альбитизацией и эгиринизацией, рудные минералы представлены преимущественно лопаритом, торитом, катаплеитом, астрофиллитом с повышенным содержанием Cs. Рудная зона №3 или рудопроявление «Сюрприз» прослеживается на 400 м и достигает в мощности 40 м. Представлена микроклин-эгириновыми метасоматитами, рудными минералами в которых выступают ринколит, бастнезит, бритолит, фторапатит, сфен, циркон.

Бритолит содержит до 11 % ThO_2 и 45-50% РЗЭ цериевой группы. Рудная зона №4 представлена флюоритовой жилой и зоной флюоритизации сиенитов. Она прослеживается в субмеридиональном направлении и имеет мощность до 4-5 м. Рудные минералы представлены редкоземельным апатитом, составляющим 10-15 % от жилы и лейкофаном. Зона характеризуется повышенным содержанием бериллия. Рудная зона №5 приурочена к тектоническому разлому субмеридионального простирания и прослеживается на 300-400 м. Суммарная площадь альбититов и эгиринитов, развитых в зоне дробления достигает 70-100 м, но рудоносным является только лежащий блок, где в метамосатитах мощностью 3-4 м прослеживается обильная вкрапленность лопарита и металопарита, торита, перрьерита, циркона и незначительное количество ринколита, бастнезита, анкилита. Зона характеризуется повышенным содержанием Th, Nb, РЗЭ, сконцентрированных в лопарите.

ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА

На основе представительного каменного материала (22 образца представлено в таблицах, более 50 изучено всего) была изучена каждая группа сиенитов: щелочные безнефелиновые, нефелиновые и кварцевые. Минеральный состав пород основных магматических фаз массива Бурпала представлен в приложении 1.

Нефелиновые сиениты. Породы представляют собой нефелин-содержащие и нефелин-нормативные мелко-среднезернистые породы с массивной и трахитоидной текстурой (рис. 3 а-б), сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (~ 40-50 %), клинопироксеном (~ 15-20 %), нефелином (~ 10 %), часто присутствует содалит (~ 10 %). В качестве второстепенных минералов отмечаются слюда (~ 5-10 %), амфибол (~ 2-7 %) и плагиоклаз (~ 4-5 %), изредка скаполит. Из акцессорных минералов встречаются циркон, фторапатит, алланит-(Ce), лопарит-(Ce), флюорит, ловенит и, ассоциирующие с темноцветами, магнетит, пиррофанит и титанит.

Клинопироксен в различных образцах нефелиновых сиенитов встречается в виде двух морфологических разновидностей. Клинопироксен I типа образует аллотриоморфные зерна, размером до 0.2 мм, обычно пойкилитово включённые в амфибол (рис. 3 а, 4 а), реже встречается среди зёрен полевого шпата. Клинопироксен II типа образует идиоморфные шестовато-удлиненные зерна (рис. 3 б, 4 б), ориентированные в одном направлении, что придает породе трахитоидность. Размер зерен составляет в среднем 0.1×0.05 мм, они приурочены к нефелин-полевошпатовой массе и содержат пойкилитовые включения нефелина, содалита, апатита, флюорита. Обе разновидности клинопироксена встречаются по отдельности, т.е. в разных образцах.

Амфибол встречается в виде двух морфологических типов. Первый тип представлен аллотриоморфными зернами, насыщенными множеством включений клинопироксена, слюды, титанита и апатита, из-за чего имеет ситовидную микроструктуру (рис. 3 а, 4 а, 5 а). Второй тип представлен субидиоморфными изометричными зернами, иногда в сростании с шестовато-удлиненными зернами клинопироксена. Обе разновидности встречаются в разных образцах.

Слюда обычно образует пойкилитовые включения в пироксене, а также вкрапленники в полевошпатовой основной массе, иногда представлена мелкими (до 50 мкм) включениями в амфиболе.

Зерна калиевого полевого шпата образуют взаимные заливообразные прорастания с темноцветными минералами или ксеноморфны по отношению к ним, часто вытянуты в одном направлении, что придает породе трахитоидность. Полевошпатовая масса часто имеет подобие «сотовой» структуры (рис. 5 г), где плагиоклаз (альбит) занимает интерстициальное положение между субизометричными зернами калиевого полевого шпата, содержащего пертиты альбита.

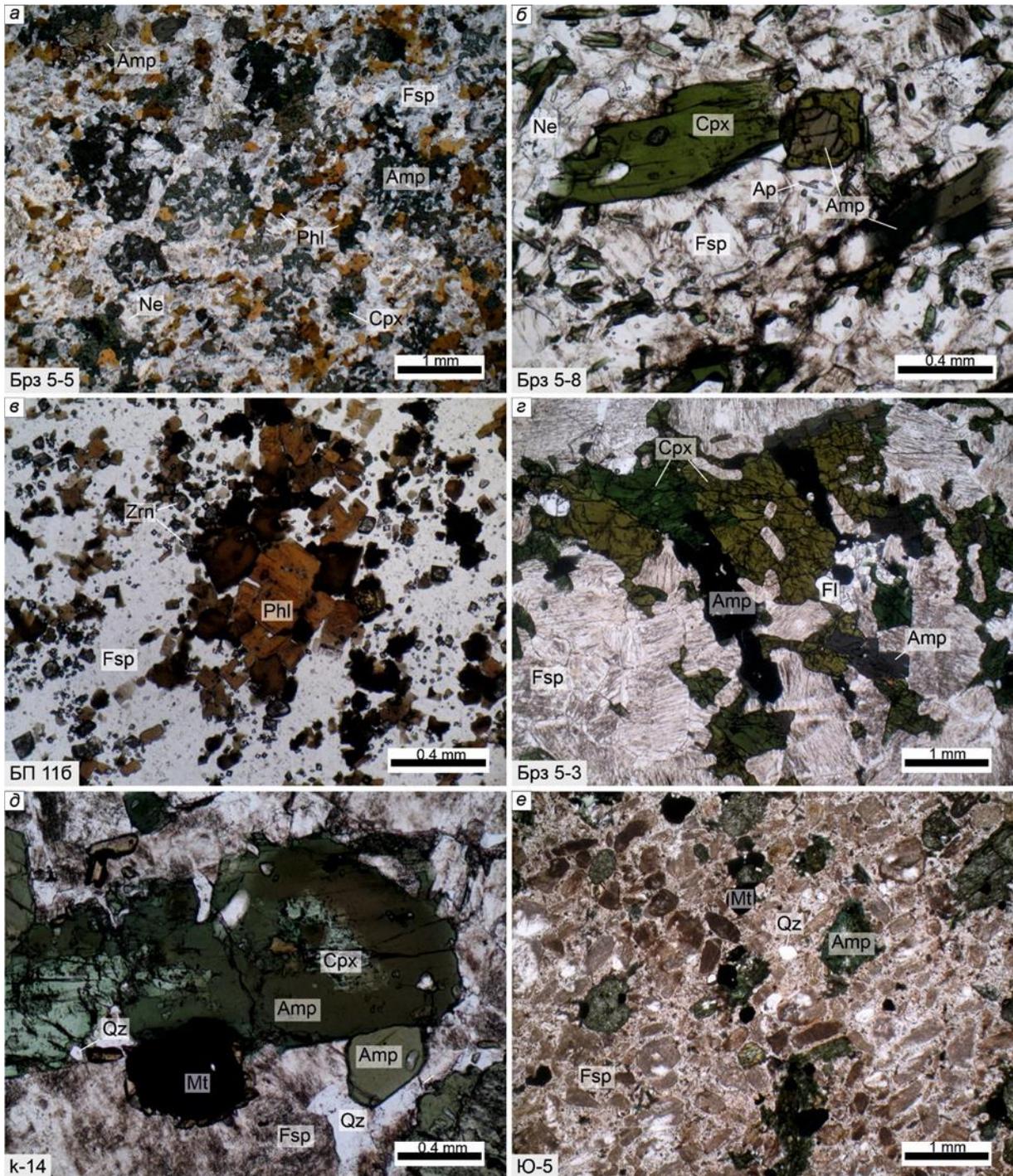


Рис. 3. Микрофотографии пород массива Бурпала в проходящем свете, поляризаторы параллельны. (а, б) – нефелиновый сиенит (в, г) – щелочной сиенит; (д, е) – кварцевый сиенит. Аббревиатура минералов: Amp – амфибол, Ap – фторапатит, Cpx – клинопироксен, Fsp – калиевый полевой шпат, Ne – нефелин, Fl – флюорит, Mt – магнетит, Phl – флогопит, Qz – кварц, Zrn – циркон.

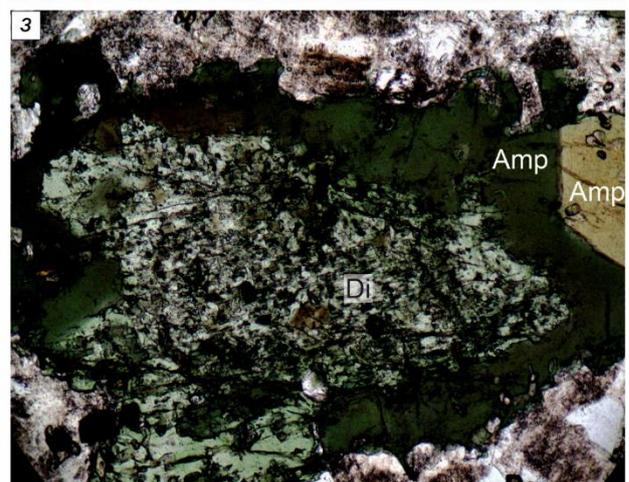
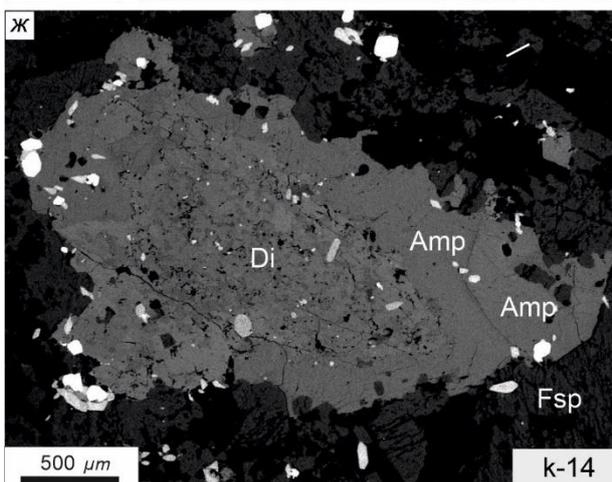
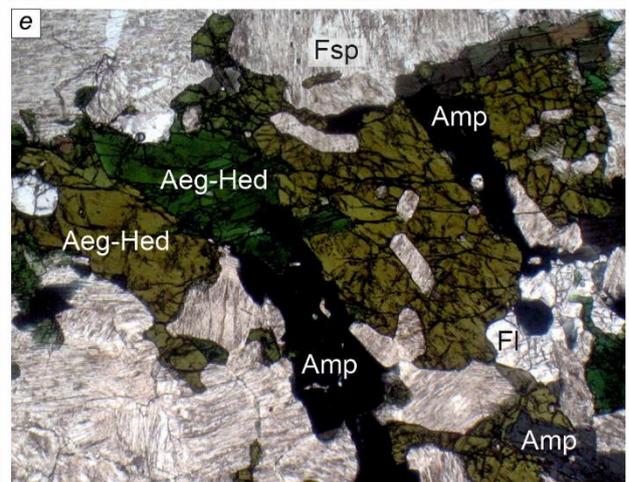
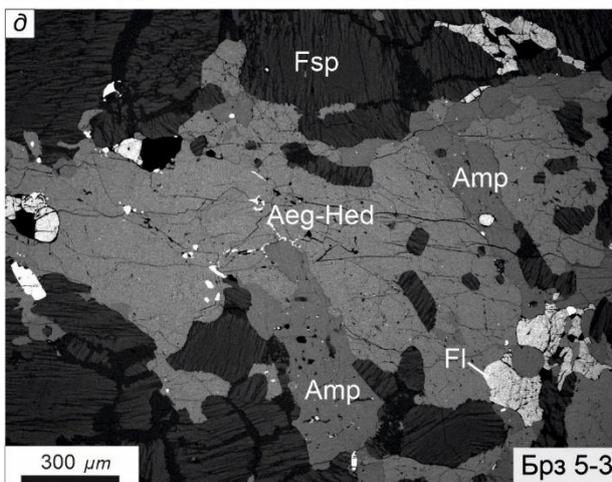
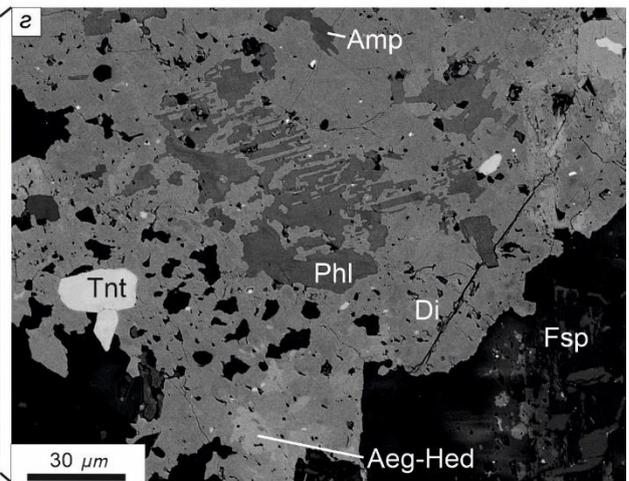
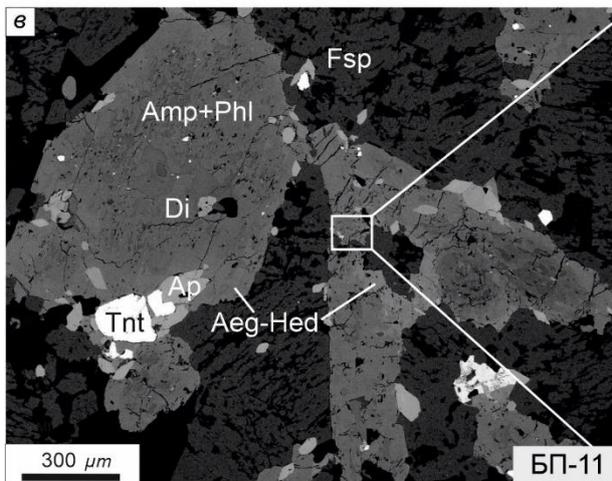
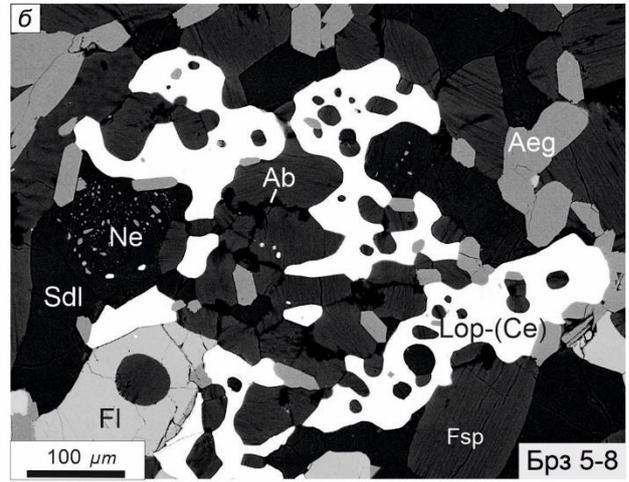
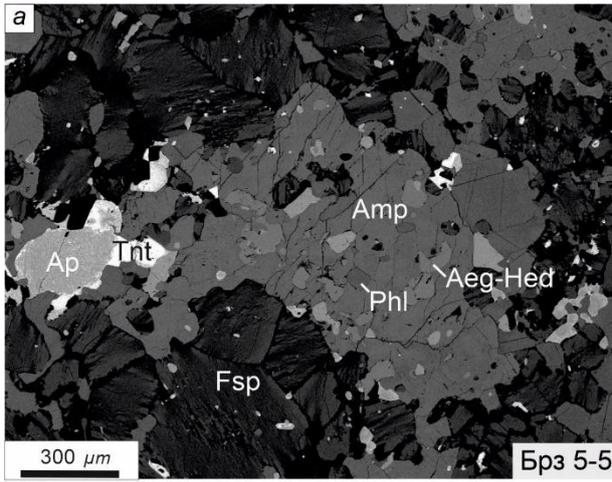


Рис. 4. Типоморфные особенности клинопироксена из нефелиновых (а-б), щелочных (в-е) и кварцевых сиенитов (ж-з) (а-д, ж – изображения в обратно-рассеянных электронах; е, з – фотографии в проходящем свете, поляризаторы параллельны). Аббревиатура минералов: Aeg-Hed – эгирин-геденбергит, Di – диопсид, Aeg – эгирин, Amp – амфибол, Ap – фторапатит, Fsp – калиевый полевой шпат, Ab – альбит, Fl – флюорит, Lop-(Ce) – лопарит-(Ce), Ne – нефелин, Phl – флогопит, Sdl – содалит, Tnt – титанит

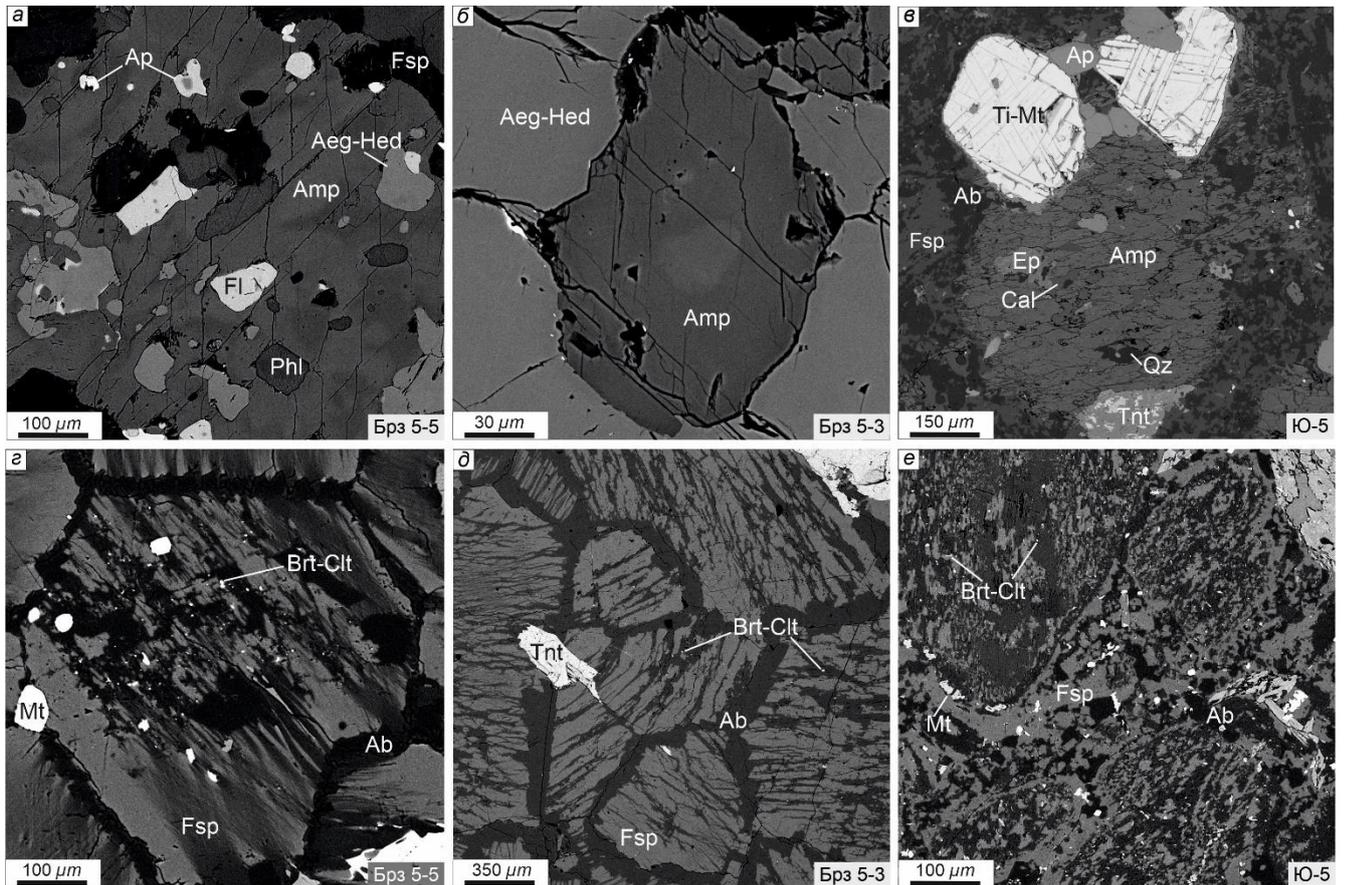


Рис. 5. Типоморфные особенности амфибола и полевых шпатов из нефелиновых (а, г), щелочных (б, д) и кварцевых сиенитов (в, е) (изображения в обратно-рассеянных электронах). Аббревиатура минералов: Ab - альбит, Amp – амфибол, Ap – фторапатит, Brt-Clt - минералы ряда барит-целестин, Cal - кальцит, Aeg-Hed – эгирин-геденбергит, Ep - эпидот, Fsp – калиевый полевой шпат, Ab – альбит, Fl – флюорит, Mt - магнетит, Ti-Mt – титанистый магнетит, Phl – флогопит, Qz - кварц, Tnt - титанит.

Щелочные сиениты представляют собой мелкозернистые породы (рис. 3 в-г), не содержащие нефелин (в т.ч. нормативный), сложенные калиевым полевым шпатом (~ 55-60 %), амфиболом (~ 10-15 %), слюдой (~ 8-15%), клинопироксеном (~ 5-10%) и плагиоклазом (~ 7-9%). Акцессорные минералы представлены цирконом, фторапатитом, флюоритом и, ассоциирующими с темноцветами, магнетитом, пирофанитом, титанитом.

Клинопироксен из щелочных сиенитов также можно подразделить на два типа, не встречающихся в пределах одного образца. Первый тип представлен идиоморфными крупными реликтовыми зернами, размером до 1 мм, которые частично замещаются амфиболом и слюдой, представленной флогопитом (рис. 4 в-г). Второй тип образует аллотриоморфные выделения, размером до 0.7 мм, встречается в парагенезисе с амфиболом (рис. 3 4 д-е).

Амфибол также отмечается в виде двух морфологических типов, не встречающихся в пределах одного образца: один присутствует в структурах замещения клинопироксена (рис. 4 в), а другой - в сингенетических сростаниях с клинопироксеном, образуя субидиоморфные, часто зональные зерна (рис. 5 б).

Слюда встречается лишь в некоторых образцах щелочных сиенитов и образует субидиоморфные чешуйки и их скопления (рис. 3 в).

Зерна калиевого полевого шпата преимущественно ксеноморфны по отношению к пироксену и амфиболу, иногда вытянуты в одном направлении, что придает породе трахитоидность. Плаггиоклаз, представленный альбитом (реже олигоклазом), занимает интерстициальное положение между субизометричными зернами калиевого полевого шпата, содержащего пертиты альбита (рис. 5 д).

Кварцевые сиениты. Породы представлены среднезернистыми массивными сиенитами (рис. 3 д-е) и сложены преимущественно калиевым полевым шпатом (~ 60 %), плаггиоклазом (~ 15 %) и амфиболом (~ 15 %). В качестве второстепенных минералов отмечаются кварц (~ 5-10 %) и изредка реликтовый клинопироксен (диопсид, рис. 3 д). Акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, фторопатитом, цирконом, иногда алланитом-(Ce).

Клинопироксен в данной группе сиенитов встречается в виде одного морфологического типа – реликтовых зерен, окруженных каймой амфибола и частично замещенных мелкозернистым агрегатом амфибола и слюды (рис. 3 д, 4 ж-з). Амфибол образует гипидиоморфные зерна, размером до 1 см, частично замещенные по краям и трещинам спайности эпидотом и хлоритом (рис. 5 в). Слюда встречается спорадически и образует лишь редкие мелкие (до 20-30 мкм) включения в измененных клинопироксене и амфиболе, в качестве самостоятельной фазы в основной массе породы отсутствует. В кварцевых сиенитах, в отличие от двух предыдущих групп пород, полевошпатовый агрегат, слагающий основной объем породы, отличается незакономерными и заливообразными прорастаниями микроклина и альбита-олигоклаза, (рис. 5 е) и отсутствием ярко выраженных пертитов.

Помимо основных разновидностей сиенитов в дальнейшем в работе будут также рассматриваться *шонкиниты*, выделенные предшественниками. Дайки шонкинитов и меланократовых сиенитов, обнаруженные Владыкиным с соавторами (2014) во вмещающих породах западного обрамления массива были условно отнесены к ранней фазе. Авторы

описывали их как долеритоподобные породы, сложенные калиевым полевым шпатом (80–60%) и темноцветными минералами (20–40%), которые представлены авгитом, биотитом и гранатом. Также в шонкинитах отмечался в небольших количествах магматический кальцит, выделения которого расположены в интерстициях между зернами калиевого полевого шпата. Мощность даек шонкинитов и меланосиенитов описывалась авторами в 1–5 м, а их протяженность - до 100 м.

ГЛАВА 5. ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Изотопно-геохронологические исследования нефелиновых и щелочных сиенитов центральной и кварцевых сиенитов краевой частей массива Бурпала были проведены U-Pb методом (LA ICP MS) по циркону. Результаты датирования представлены в приложении 2, и на рисунке 6.

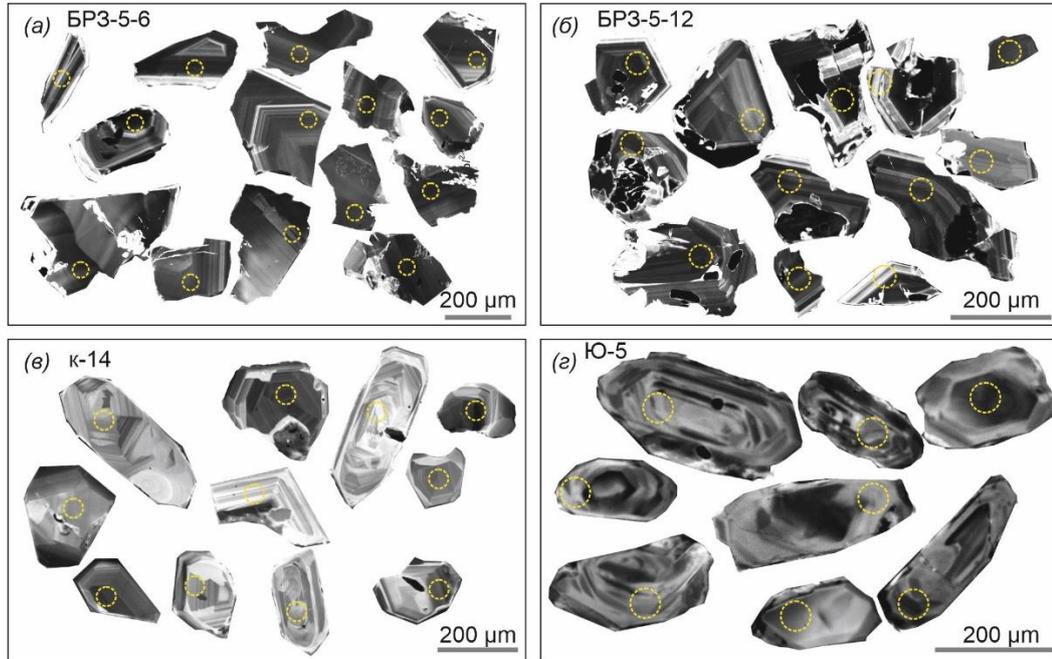


Рис. 6. Изображения представительных зерен циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (КЛ). (а-б) – щелочные меланократовые (обр. БРЗ 5-6) и нефелиновые (обр. БРЗ 5-12) сиениты из центральной части массива вблизи рудной зоны 5; (в-г) – кварцсодержащие и кварцевые сиениты из С-3 (обр. к-14) и Ю-3 (обр. Ю-5) контакта массива.

Циркон из нефелиновых (обр. БРЗ 5-12) и меланократовых щелочных сиенитов (обр. БРЗ 5-6) чаще представляет собой фрагменты короткопризматических и бипирамидальных зерен, которые в катодолуминесцентном (КЛ) изображении характеризуются секториальным строением с осциляторной зональностью (рис. 6 а, б). Содержание U в них составляет 177–1577 г/т, а Th/U варьирует в пределах 0.19–3.12. Исследования показали, что циркон из нефелиновых (обр. БРЗ 5-12) и щелочных сиенитов (обр. БРЗ 5-6) имеет возраст 296 ± 2 млн лет ($n=13$) и 298 ± 2 млн лет ($n=15$), соответственно (рис. 7 а, б).

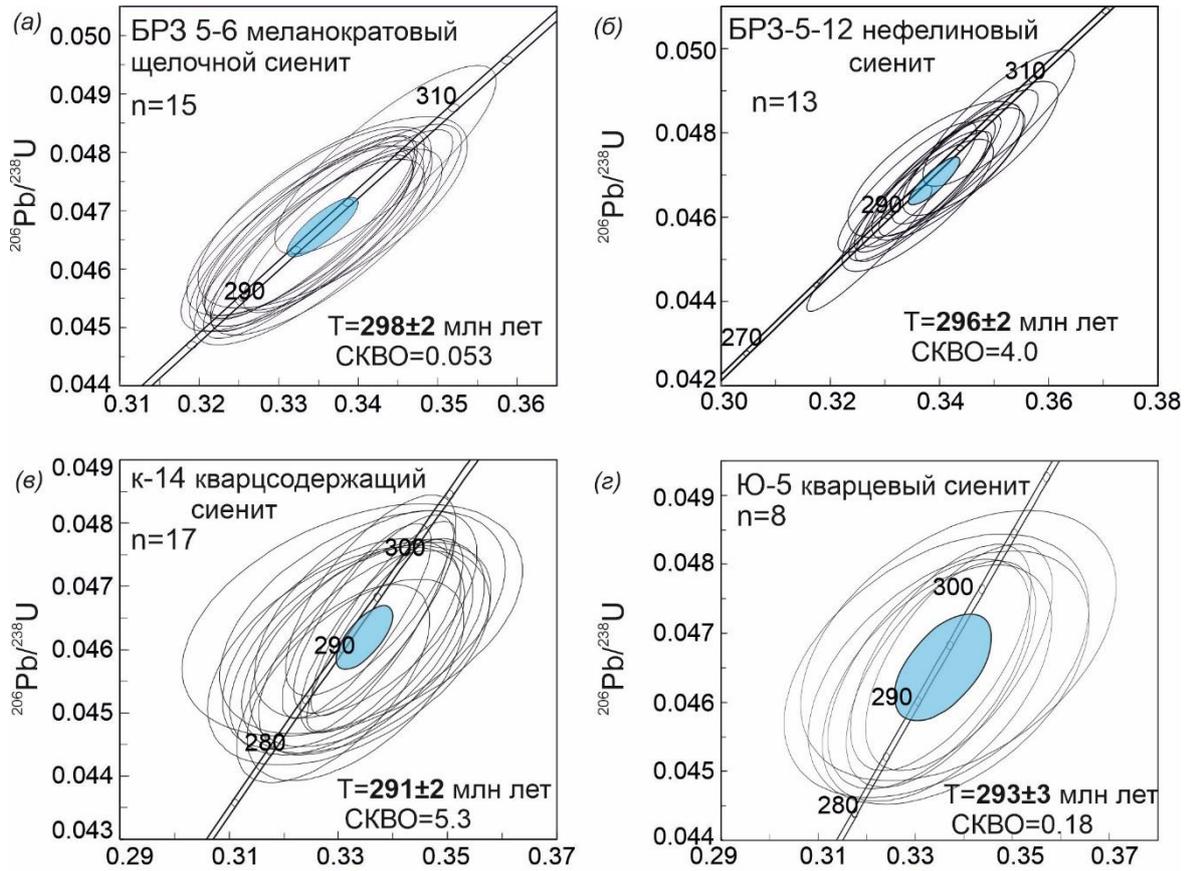


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из пород массива Бурпала.

Циркон из кварцевых (обр. Ю-5) и кварцсодержащих сиенитов (обр. к-14) обладает короткопризматическим габитусом с отчетливой до расплывчатой осцилляторной зональностью в КЛ изображениях, иногда характеризуется более темной ядерной частью с нарушенной зональностью (см. рис. 6, в, г). Содержание U в обоих пробах сиенитов находится в пределах 83–874 и 75–165 г/т, соответственно. Th/U отношения варьируют в диапазоне 0.66–1.44. Согласно полученным данным, возраст циркона из кварцсодержащих (обр. к-14) и кварцевых сиенитов (обр. Ю-5) составляет 291±2 (n=14) и 293±3 млн лет (n=8), соответственно.

ГЛАВА 6. ХИМИЗМ ТЕМНОЦВЕТНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА

Анализ закономерностей эволюции магм как в пределах каждого типа пород, так и в рамках всей ассоциации включает детальное изучение состава «сквозных» темноцветных минералов, т.е. присутствующих во всех разновидностях сиенитов.

6.1. Особенности состава клинопироксена

Нефелиновые сиениты. Как указано выше, клинопироксен подразделяется на два типа, не встречающихся в пределах одного образца. Состав клинопироксена I типа незначительно варьирует от $Di_{32}Hd_{36}Ae_{32}$ до $Di_{18}Hd_{35}Ae_{47}$ (прил. 3, обр. брз_5-5, брз_5-7), содержания TiO_2 в большинстве проб варьируют от 0.3 до 0.6 мас. %, Al_2O_3 – от 1.1 до 1.7 мас. %. Состав клинопироксена II типа больше смещен в сторону эгиринового минала и варьирует от $Di_9Hd_5Ae_{86}$ до $Di_1Hd_7Ae_{92}$, содержания TiO_2 варьируют от 1.2 до 1.5 мас. %, Al_2O_3 – от 0.9 до 1.0 мас. % (прил. 3, обр. брз_5-8, брз_5-12). Вариации макросостава клинопироксена в пределах группы нефелиновых сиенитов представлены на рис. 8 а. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту (рис. 8 б), для обоих типов клинопироксена имеет синусоидальный характер, где в средних лантаноидах наблюдается прогиб, смещенный к тяжелым лантаноидам. Также отмечается платообразное распределение в области легких лантаноидов, что может быть связано с сонахождением минерала с такими фазами, как лопарит, фторапатит, титанит и др.

Клинопироксен-I характеризуется суммарными концентрациями РЗЭ от 212 до 232 г/т (прил. 4); соотношения La_n/Gd_n , Gd_n/Yb_n и Ce_n/Gd_n изменяются в диапазоне 5.8-6.5, 0.3-0.6 и 4.6-5.7, соответственно. Клинопироксен II характеризуется суммарными концентрациями РЗЭ от 70 до 140 г/т, соотношения La_n/Gd_n , Gd_n/Yb_n и Ce_n/Gd_n изменяются в диапазоне 2.5-6.7, 0.4-0.7 и 2.8-6.2, соответственно. С увеличением доли эгиринового компонента в минерале (с ростом кремнекислотности и щелочности самих нефелиновых сиенитов) возрастают содержание таких микроэлементов, как Zr, Ti и Sr, в среднем от 820, 1900 и 370 г/т до 4280, 9230 и 670 г/т, соответственно. Концентрация V увеличивается от 230 до 340 г/т, а содержание Cr падает с 3170 до 14 г/т. Содержания Ni (310 г/т) и Nb (20 г/т) падают до концентраций ниже предела обнаружения.

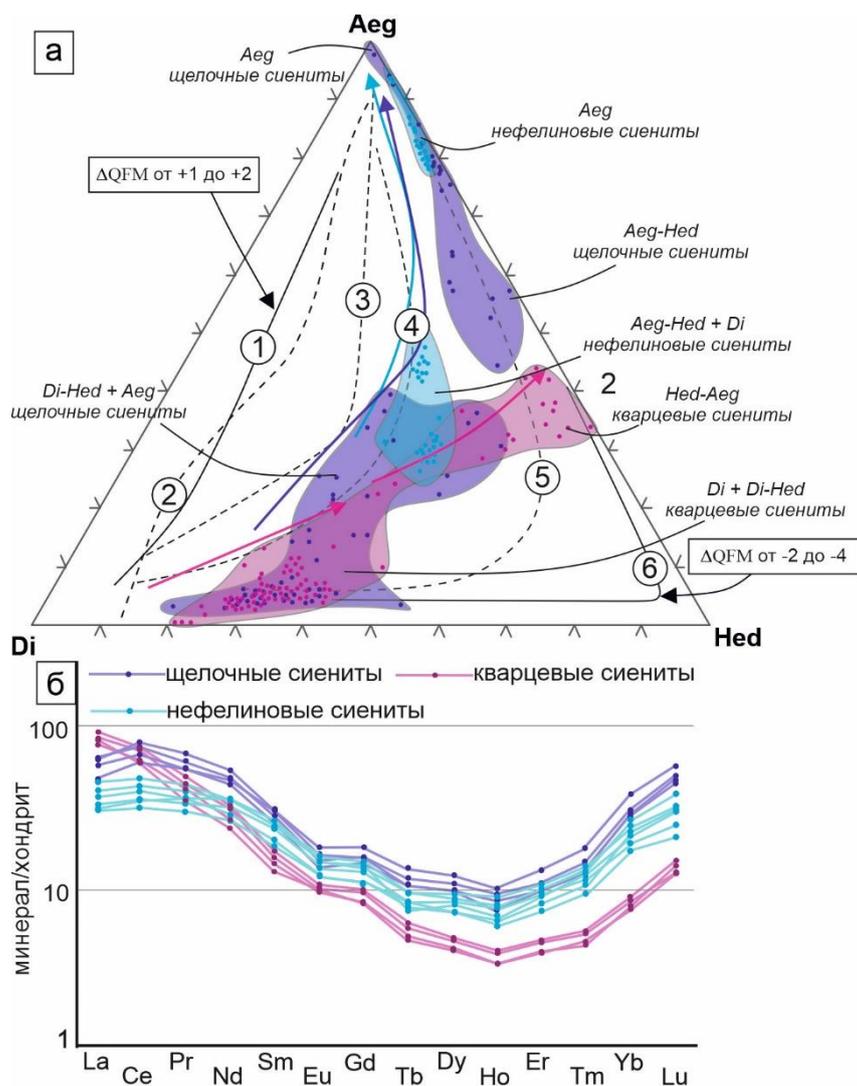


Рис. 8. (а) Особенности макроэлементного состава клинопироксенов из нефелиновых, щелочных и кварцевых сиенитов (стрелками обозначены тренды изменения составов клинопироксена в образцах с меньшим содержанием SiO_2 к образцам с большим содержанием SiO_2). Тренды изменения составов клинопироксенов и оценки fO_2 из классических щелочных комплексов приведены по (Marks, Markl, 2001; Mann et al., 2006): 1 – Катценбукель, ЮЗ Германия, 2 – Мурун, Россия, 3 – Ловозеро, Россия, 4 – восточная Уганда (комплексы Сукулу, Тороро, Букусу, Сукулуну и Будеда), Африка, 5 – Южный Корок, Южная Гренландия, 6 – Илимауссак, Южная Гренландия. (б) Графики распределения РЗЭ в клинопироксенах, нормированные к хондриту, по (Sun and McDonough, 1989).

Щелочные сиениты. Клинопироксен-I характеризуется неоднородным строением, в частности, наличием зональности, где в краевых частях зерен отмечается обогащение эгирин-геденбергитовым компонентом (до $\text{Di}_5\text{Hd}_{32}\text{Ae}_{63}$), содержания TiO_2 в каймах составляют в среднем 0.2 мас. %, Al_2O_3 – 0.3 мас. %. При этом центральная часть зерен имеет преимущественно диопсид-геденбергитовый состав (до $\text{Di}_{78}\text{Hd}_{19}\text{Ae}_3$) и обладает содержанием Al_2O_3 в среднем 0.6

мас. %, TiO_2 – ниже предела обнаружения (прил. 3, обр. БП-11). Клинопироксен-II имеет относительно выдержанный эгириин-геденбергитовый состав в пределах зерна, в среднем $\text{Di}_1\text{Hd}_{16}\text{Ae}_{83}$ и обладает содержаниями TiO_2 от 0.5-0.6 мас. % и Al_2O_3 от 0.2-0.5 мас. % (прил. 3, обр. брз_5-3, брз_5-1). В пределах группы щелочных сиенитов, с увеличением кремнеислотности и щелочности пород, состав минерала варьирует от $\text{Di}_{78}\text{Hd}_{19}\text{Ae}_3$ до $\text{Di}_1\text{Hd}_3\text{Ae}_{96}$ и имеет схожий тренд эволюции с клинопироксеном из нефелиновых сиенитов, но отличается большей вариацией MgO . Графики распределения РЗЭ характеризуются выраженной синусоидальностью, с прогибом в средних РЗЭ и субгоризонтальным распределением в легких лантаноидах. В целом, характер распределения РЗЭ в клинопироксене из щелочных сиенитов схож с таковым в минерале из нефелиновых сиенитов.

Микроэлементный состав клинопироксена-I не анализировался ввиду его неоднородной структуры и наличия многочисленных включений других минералов. Клинопироксен-II характеризуется суммарными концентрациями РЗЭ от 26 до 105 г/т, соотношения La_n/Gd_n , Gd_n/Yb_n и Ce_n/Gd_n изменяются в диапазоне 5.6-6.0, 0.1-0.4 и 5.8-6.0, соответственно. Концентрации элементов-примесей в эгиринах щелочных сиенитов в целом ниже, чем в эгиринах нефелиновых сиенитов: Zr в среднем варьируют от 200 до 1850, Ti от 4400 до 5320, Sr от 240 до 330 г/т. Концентрация V варьирует от 120 до 720, содержания Cr, Ni и Nb ниже предела обнаружения.

Кварцевые сиениты. Тренд эволюции состава клинопироксена из кварцевых сиенитов заметно отличается от двух предыдущих групп пород: минерал может иметь как диопсид-геденбергитовый состав (от $\text{Di}_{78}\text{Hd}_{21}\text{Ae}_1$), так и варьировать до эгириин-геденбергитового (до $\text{Di}_1\text{Hd}_{65}\text{Ae}_{34}$). При этом отсутствует явная эволюция в сторону эгиринового минерала (рис. 8 а) и наблюдается большее обогащение Fe^{2+} по сравнению с Fe^{3+} , что может быть вызвано более восстановительными условиями при кристаллизации минерала (Mann et al., 2006). Минерал характеризуется содержанием Al_2O_3 в среднем 0.6 мас. %, TiO_2 – ниже предела обнаружения. По распределению РЗЭ клинопироксены из кварцевых сиенитов также отличаются от минерала двух предыдущих групп пород. На графиках конфигурации РЗЭ, нормированных к хондриту, они характеризуются явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, с устойчивым падением от La к Ho и значительным подъемом от Ho к Lu (рис. 8 б). Общие содержания РЗЭ не превышают 84 г/т. Соотношения La_n/Gd_n , Gd_n/Yb_n и Ce_n/Gd_n составляют в среднем 9.5, 1.1 и 7.2, соответственно. Концентрации Zr, Ti и Sr значительно ниже по сравнению с минералом нефелиновых и щелочных сиенитов и в среднем составляют 30, 660 и 60 г/т, соответственно; концентрации V, Cr и Ni составляют 90, 20 и 40 г/т, соответственно. Содержания Nb ниже предела обнаружения.

6.2. Особенности состава амфибола

Нефелиновые сиениты. В пределах данной группы амфиболы представлены двумя типами, не встречающимися в пределах одного образца. Амфибол из образцов с меньшим содержанием SiO₂ (тип I) относится к Ca-Na-разновидностям, к феррорихтериту и феррокатофориту, согласно классификации Hawthorne et al., 2012 (прил. 5, рис. 9). Минерал часто имеет пятнистую зональность в BSE изображениях (рис. 5 а), выражающуюся в увеличении содержаний Ti, Al, Fe, K и падении Mg, Ca в более светлых доменах. Минерал содержит в среднем 12.9 мас. % MgO; 0.7 мас. % TiO₂; содержания F в среднем составляют 1.8 мас. %. Суммарные концентрации РЗЭ составляют 980 г/т, а содержания Zr, Ti и Sr составляют 330, 4330 и 400 г/т, соответственно; содержания Cr составляют 290 г/т, Ni – 100 г/т, Nb – 30 г/т, V – 90 г/т. (прил. 4). Другая разновидность (тип II) амфибола относится к группе Na-амфиболов, к ферроэкерманиту и встречается в образцах с большим содержанием SiO₂. Суммарные концентрации РЗЭ в амфиболе типа-II составляют 200 г/т, а содержания Zr, Ti и Sr - 4300, 9000 и 490, соответственно. Содержания Nb составляют 30 г/т, V – 320 г/т, концентрации Ni и Cr ниже предела обнаружения.

На графиках распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (обр. брз_5-5, брз_5-8) минерал демонстрирует слабую отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.75-0.67$), при этом для амфибола типа-I (брз_5-5) характерны более высокие концентрации РЗЭ в целом и преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, в то время как для амфибола типа-II (брз_5-8) характерно платообразное распределение легких лантаноидов, что, вероятно, связано с сонахождением с такими фазами, в структуру которых входят легкие редкоземельные элементы (лопарит-(Ce), ринкит-(Ce), бурпалит и т.п.).

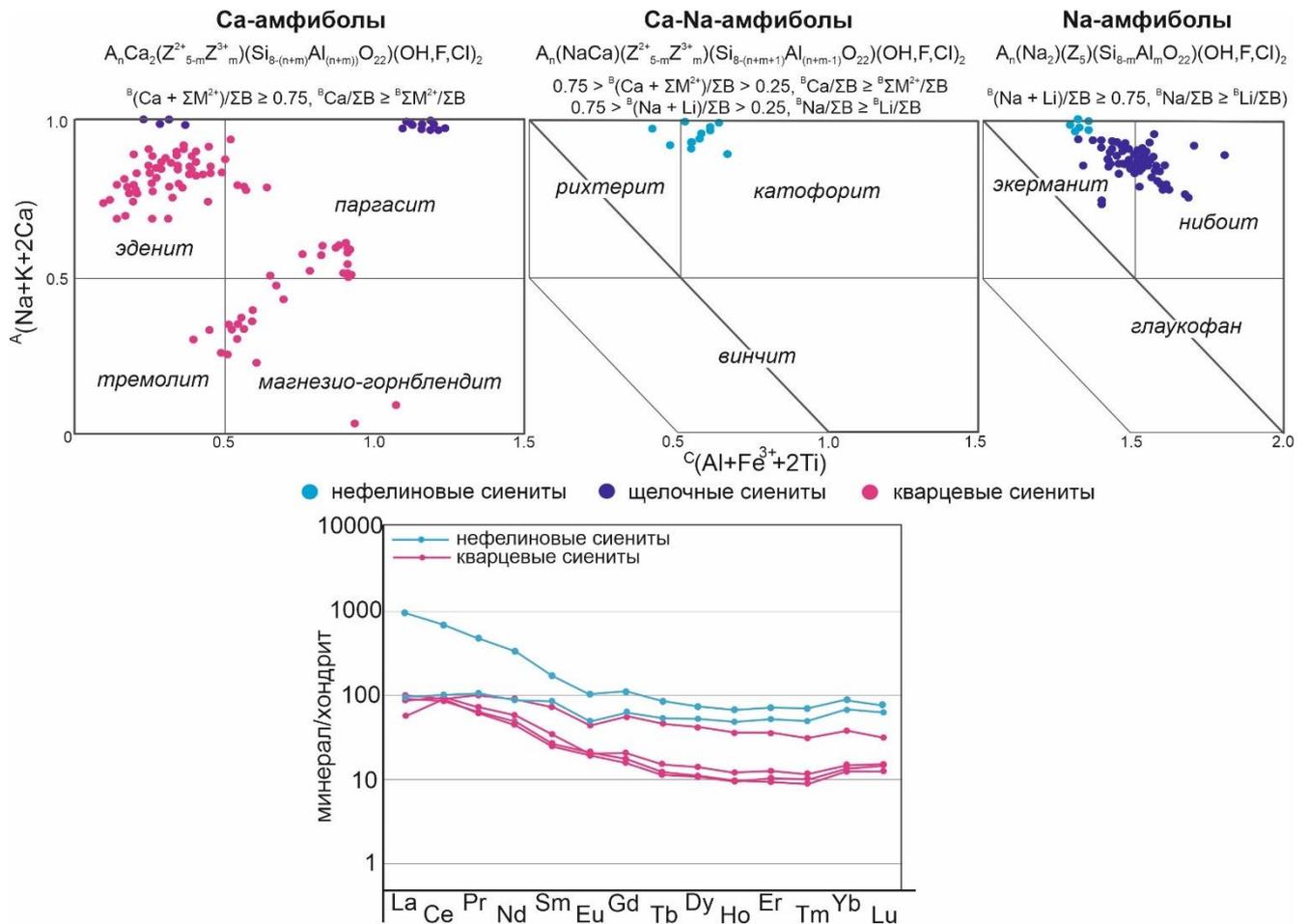


Рис. 9. Классификационные диаграммы для амфиболов нефелиновых (брз_5-5, брз_5-8), щелочных (БП-11, брз_5-3, брз_5-1) и кварцевых сиенитов (к-14, ю-5, ю-6), по (Hawthorne et al., 2012); ниже - графики распределения РЗЭ в амфиболов, нормированные к хондриту, по (Sun and McDonough, 1989).

Щелочные сиениты. В пределах данной группы пород минерал варьирует по составу от Са- до Na-разновидностей (по мере увеличения кремнекислотности и щелочности пород): от ферропаргасита и ферроэденита до ферроэкерманита-ферронибоита. Содержание MgO в минерале в пределах группы пород варьирует от 14.8 (в ферропаргасите и ферроэдените) до 8.6 мас. % (в ферроэкерманите-ферронибоите); TiO₂ варьирует от 0.5 до 1.3 мас. %; содержания F в Са-разновидностях чаще ниже предела обнаружения, а в Na-разновидностях может достигать 1.7 мас. %. Редкоэлементный состав амфиболов данной группы пород не удалось проанализировать ввиду того, что минерал находится в тесном сростании с клинопироксеном.

Кварцевые сиениты. Минерал в пределах данной группы пород представлен исключительно Са-разновидностями и по составу варьирует от ферроэденита до магнезиогорнблендита-ферропаргасита. Содержание MgO и TiO₂ в ферроэдените от центра к краю зерна незначительно варьируют, в среднем от 15.2 до 13.5 мас. % и от 0.2 до 0.9 мас. %, соответственно; содержание F в среднем варьирует от 1.3 до 1.0 мас. %. В магнезиогорнблендите

содержание MgO в среднем составляет 12.7 мас. %, а TiO₂ в среднем 0.1 мас. %; содержание F ниже предела обнаружения. В ферро-паргасите содержание MgO в среднем 11.4 мас. %, TiO₂ - 1 мас. %; содержание F ниже предела обнаружения. В ферроэдените (обр. к-14) суммарные концентрации РЗЭ достигают 180 г/т, а содержания Zr, Ti и Sr составляют 50, 6500 и 30 г/т, соответственно; содержания Ni составляют 40 г/т, Cr – 90 г/т, Nb – 5 г/т, V – 290 г/т. В ферропаргасите (обр. ю-6) суммарные концентрации РЗЭ в среднем не превышают 120 г/т, а содержания Zr, Ti и Sr составляют в среднем 30, 5430 и 80 г/т, соответственно; содержания Ni составляют 40 г/т, Cr – 80 г/т, Nb – 10 г/т, V – 190 г/т. Образец «ю-5» не диагностировался ввиду высокой степени замещения амфибола эпидотом и кальцитом.

На графиках распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, амфиболы кварцевых сиенитов (обр. к-14 и ю-6) также демонстрируют слабую отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu* 0.66 – 0.89), но минерал из обр. «ю-6» более обеднен средними и тяжелыми лантаноидами по сравнению с минералом из «к-14». При этом в минерале из «к-14» отмечается обеднение La, что, вероятно, связано с кристаллизацией таких фаз, как фторапатит, титанит, алланит-(Ce) и других РЗЭ-минералов, в структуру которых входят легкие лантаноиды.

6.3. Особенности состава слюды

Нефелиновые сиениты. В большинстве случаев состав слюд приближен к составу фторфлогопита (рис. 10 а), но большинство точек анализов располагаются ниже линии флогопит-аннит ввиду дефицита Al. Разновидность флогопита, присутствующая в виде пойкилитовых включений в темноцветных минералах, характеризуется повышенными содержаниями MgO (в среднем 17.5 мас. %) и F (в среднем 4.5 мас. %, прил. б). Разновидность флогопита, образующая вкрапленники в основной массе породы, отличается пониженными содержаниями этих компонентов: MgO до 13.9 мас. % и F до 1.4 мас. %. При этом выделяется еще одна разновидность слюды, которая слагает мелкие (до 50 мкм) включения в ферро-экерманите, реже в ферро-катофорите и характеризуется повышенными содержаниями SiO₂ и F. Ввиду малых размеров зерен не удалось более детально изучить состав данной генерации, но в прил. 6 (брз_5-5, брз_5-3) приведены представительные анализы данных фаз, встреченных как в нефелиновых, так и в щелочных сиенитах. Высокие концентрации SiO₂ (48-50 мас. %) и низкие Al₂O₃ (до 5.9 мас. %), в совокупности с высоким содержанием фтора (до 7-7.5 мас. %), дают основания полагать, что данная генерация является переходной от флогопита к тайниолиту, с изоморфным замещением по схеме:



На рис. 10 а (желтые кружки) показано, что образцы с наибольшим дефицитом алюминия в тетраэдрической позиции тяготеют к заселенности магнием, равной 2 ф.е. (что приближено к

стехиометрии тайниолита). При этом на рис. 10 б показано, что предполагаемые литиевые разновидности слюды, группируются в левой нижней части графика, демонстрируя неполное заполнение октаэдрической позиции (не учитывая литий) при пониженных содержаниях алюминия в тетраэдрической позиции. Тайниолит был ранее описан на Бурпале, а также на соседнем щелочном массиве Акиг в работе (Сотникова, Владыкин, 2009), где авторы рассуждали о необычных химических условиях образования данного минерала, в котором совместно встречаются элементы разных уровней дифференциации, а именно магний, который характерен для ранних пород комплексов, и литий – типичный элемент поздних дифференциатов.

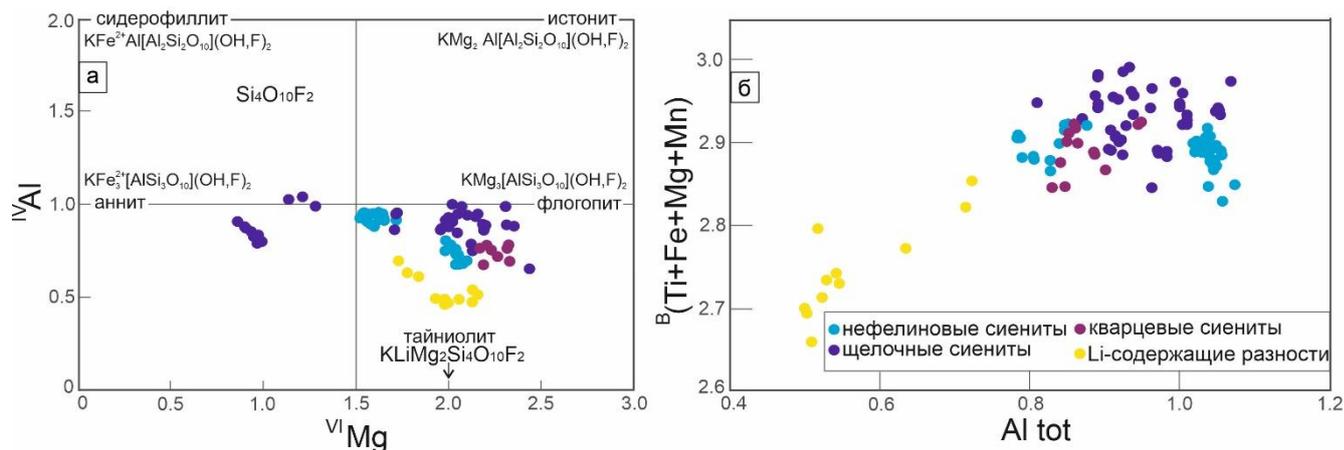


Рис. 10. (а) Особенности состава слюд из нефелиновых, щелочных и кварцевых сиенитов массива Бурпала; (б) график зависимости общего содержания алюминия от степени заселенности октаэдрической позиции.

Щелочные сиениты. Слюда в данной группе пород отмечается в образцах с наименьшими содержаниями SiO_2 и щелочностью, при этом в пределах этих образцов минерал может заметно варьировать по составу. Содержания MgO варьируют в среднем от 8 до 18 мас. %, концентрации фтора варьируют в среднем от 1.5 до 2 мас. %, а также отмечаются повышенные содержания титана, в среднем до 3.4 мас. %. При этом в наиболее дифференцированных разновидностях щелочных сиенитов, как и в группе нефелиновых сиенитов, спорадически встречаются переходные разновидности слюды с тенденцией изменения состава в сторону тайниолита. Состав минерала в пределах группы щелочных сиенитов схож с минералом из нефелиновых сиенитов, но более выражено сдвинут в сторону замещения Mg на Fe, вплоть до разновидностей, по составу больше приближенных к анниту (рис. 10 а).

Кварцевые сиениты. Вариации состава слюд в пределах группы кварцевых сиенитов намного уже, чем в предыдущих двух типах сиенитов: содержание MgO обычно выше по сравнению с нефелиновыми и щелочными сиенитами и составляет в среднем 19.5 мас. %, содержание F в среднем 3.5 мас. %. Слуду кварцевых сиенитов можно отнести к минеральному

виду фторфлогопита, но, как и в предыдущих случаях, наблюдается некоторый дефицит Al, что может быть связано с погрешностью метода пересчета.

ГЛАВА 7. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА БУРПАЛА

7.1. Петрогенные и редкие компоненты

Химические составы щелочных силикатных пород массива Бурпала приведены в приложении 7 и на рисунках 11-12.

Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты на диаграмме SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ попадают в области фойдовых монцосиенитов и фельдшпатоидных сиенитов, тогда как щелочные (безнефелиновые) и кварцевые сиениты располагаются в области сиенитов и монцонитов (рис. 11 а). Образцы шонкинитов, данные по которым взяты из работы (Владыкин и др., 2014) располагаются в поле фойдовых монцогаббро, монцогаббро и монцодиоритов. На диаграмме $\text{Al}-(\text{Na}+\text{K})$ -FSSI (рис. 11 б) нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты классифицируются как кремний-недосыщенные и пересыщенные щелочами породы. Щелочные сиениты могут также быть пересыщены щелочами, но чаще относятся к кремний-насыщенным, что подтверждается наличием кварца в их нормативном составе, а также попадают по большей части в область метаглиноземистых и плюмазитовых пород. Кварцевые сиениты попадают в область кремний-насыщенных метаглиноземистых и плюмазитовых пород (рис. 11 б).

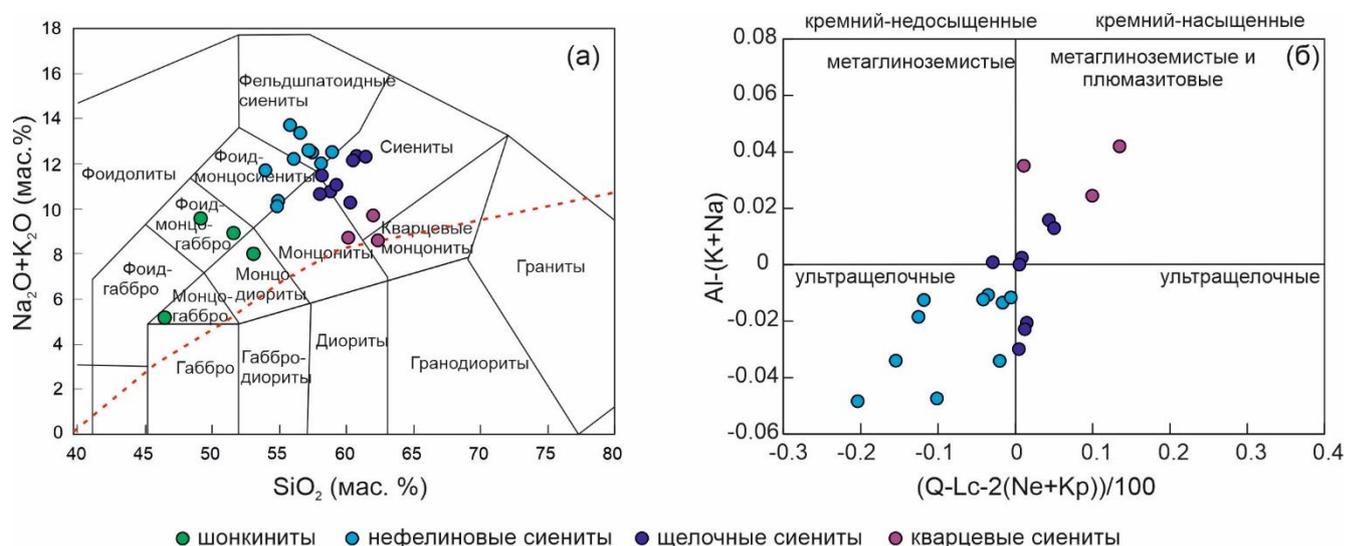


Рис. 11. Классификационная диаграмма SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (а) и диаграмма $\text{Al}-(\text{Na}+\text{K})$ -FSSI (б) (по Frost and Frost, 2008) для основных разновидностей пород массива Бурпала. Данные по шонкинитам взяты из работы (Владыкин и др., 2014).

Коэффициент агпаитности (КА) в нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитах варьирует от 1 до 1.4, в щелочных сиенитах - от 0.9 до 1.1. Увеличение коэффициента агпаитности наблюдается при увеличении доли SiO_2 в породах. В кварцевых сиенитах КА

составляет от 0.7 до 0.9, в шонкинитах – от 0.36 до 0.82. Увеличение коэффициента агапитности наблюдается также при увеличении доли SiO_2 в породах.

Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в нефелиновых сиенитах варьирует от 0.9 до 0.7 с тенденцией уменьшения при увеличении доли SiO_2 , а в некоторых рудных разновидностях (содержащих более 1000-1100 г/т РЗЭ) нефелиновых сиенитов составляет 0.5. В щелочных сиенитах $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 1.2 до 0.8 с тенденцией уменьшения при увеличении доли SiO_2 , в рудных разновидностях (содержащих более 600 г/т РЗЭ) данное отношение может варьировать от 2.0 до 0.3, что, вероятно, связано со спецификой минерализации и измененностью образцов. В кварцевых сиенитах данное отношение варьирует в более узком диапазоне 1.2-1.1, а в шонкинитах - от 6.5 до 0.4.

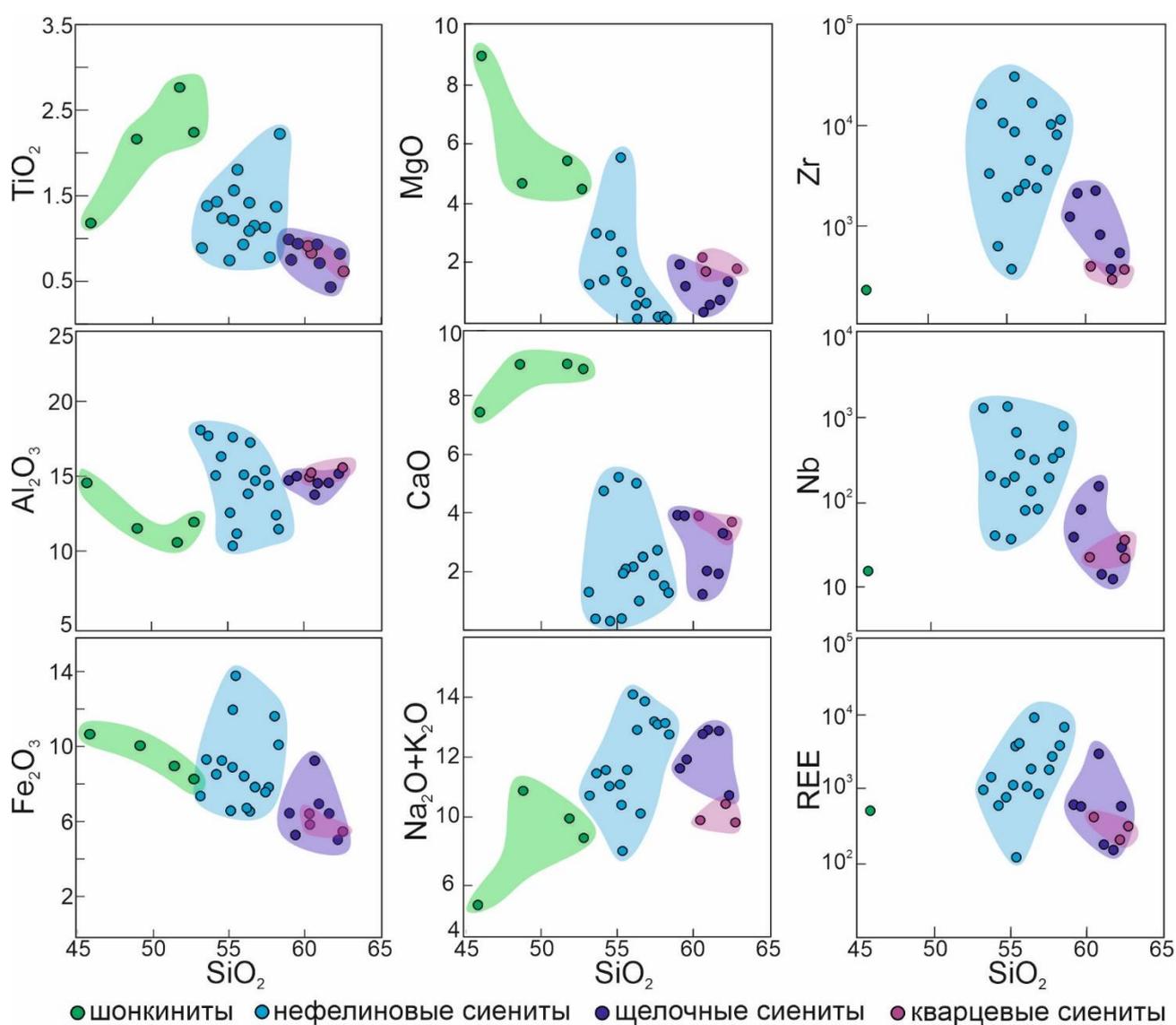


Рис. 12. Вариации содержаний основных петрогенных (мас. %) и редких (г/т) компонентов в основных разновидностях пород массива Бурпала. Данные по шонкинитам взяты из работы (Владыкин и др., 2014).

Диаграммы отношений SiO_2 к основным компонентам (рис. 12) не выявляют четкой корреляции между кремнекислотностью пород и изменением содержания компонентов в шонкинитах, нефелиновых, щелочных безнефелиновых и кварцевых сиенитах. Поля составов нефелиновых сиенитов наиболее приближены к таковым для шонкинитов, по сравнению с щелочными и кварцевыми, при этом большинство нефелиновых сиенитов характеризуется более варьирующими и высокими концентрациями Zr, Nb и РЗЭ по сравнению с другими группами пород. Для щелочных (безнефелиновых) сиенитов прослеживается тенденция нахождения полей их состава в промежуточном положении между нефелиновыми и кварцевыми разновидностями, при этом вариации основных компонентов для них в значительной степени перекрываются с таковыми для группы кварцевых сиенитов, отличаясь более широким разбросом значений. Поля составов кварцевых сиенитов, в основном, характеризуются наиболее низкими концентрациями Ti, Fe, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, а также наиболее высокими Al_2O_3 по сравнению с нефелиновыми и щелочными (безнефелиновыми) разновидностями. Содержания фемических элементов (Cr, Ni, V) в породах относительно низкие (прил. 7) и не используются на диаграммах ввиду их малой информативности.

Опираясь на полученные данные, можно заключить, что в пределах группы нефелиновых сиенитов наблюдается изменение состава пород от наименее кремнекислотных к наиболее кремнекислотным: уменьшаются содержания MgO, CaO и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, а также увеличиваются концентрации РЗЭ (с 600-1100 до 4000-7000 г/т) и высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb).

Щелочные (безнефелиновые) сиениты отчасти проявляют сходство с нефелиновыми: от наименее кремнекислотных к наиболее кремнекислотным разновидностям также уменьшаются содержания MgO, CaO и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, однако наблюдается понижение концентраций редкоземельных (с 560-640 до 150-180 г/т) и высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb).

Кварцевые сиениты, в отличие от нефелиновых и щелочных, демонстрируют наиболее узкие вариации по SiO_2 и их состав отличается относительной выдержанностью по концентрациям MgO, CaO и отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, в них отмечается повышенное содержание Ti (3670-5410 г/т) и относительно небольшие концентрации РЗЭ (330-530 г/т) и Zr (340-550 г/т). По своему составу породы больше приближены к наиболее кремнекислотным разновидностям щелочных сиенитов и наиболее контрастно выделяются по отношению к высокощелочным нефелиновым сиенитам.

Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к хондриту (рис. 13), для всех типов пород массива демонстрируют обогащение легкими лантаноидами

относительно тяжелых. Нефелиновые сиениты характеризуются более высокими концентрациями РЗЭ по сравнению с щелочными и кварцевыми сиенитами, а также с шонкинитами. Отношение $(La/Yb)_N$ в нефелиновых сиенитах варьирует от 12 до 24, в рудных разновидностях – от 23 до 68, а в одном образце достигает 130. $(La/Yb)_N$ отношение в щелочных сиенитах варьирует от 14 до 31, а в их рудных разновидностях – от 19 до 37. В кварцевых сиенитах $(La/Yb)_N$ варьирует от 17 до 24, а в образце шонкинита составляет 25.

Европиевая аномалия (Eu/Eu^*) в группе нефелиновых сиенитов варьирует от 0.75 до 0.65, при этом в наименее кремнекислотных разновидностях составляет 0.75-0.72, а в наиболее – 0.65; в рудных разновидностях нефелиновых сиенитов Eu/Eu^* варьирует от 0.69 до 0.61, при этом наибольшая глубина европиевого минимума отмечается в образцах с наибольшей суммой РЗЭ (4000-7000 г/т). В пределах группы щелочных сиенитов Eu/Eu^* варьирует от 0.70 до 0.65, при этом в наименее кремнекислотных разновидностях составляет 0.69-0.68, а в наиболее – 0.65; в рудных разновидностях щелочных сиенитов Eu/Eu^* варьирует от 0.72-0.67, максимальная глубина европиевого минимума также отмечается в образцах с наибольшей суммой РЗЭ (860 г/т). В пределах группы кварцевых сиенитов Eu/Eu^* варьирует от 0.75 до 0.65. при этом наибольшая глубина европиевого минимума отмечается в образце с наименьшими содержаниями РЗЭ (330 г/т). В образце шонкинита европиевая аномалия минимальна по отношению к остальным группам пород и составляет 0.78 (при $\sum РЗЭ=450$ г/т).

Мультиэлементные диаграммы для всех типов пород демонстрируют обогащение Th, U и РЗЭ относительно Nb, Ta и Ti, а также обогащение Pb относительно соседних элементов. Нефелиновые сиениты отличаются повышенными содержаниями Zr-Hf и Nb-Ta по сравнению с щелочными и кварцевыми сиенитами.

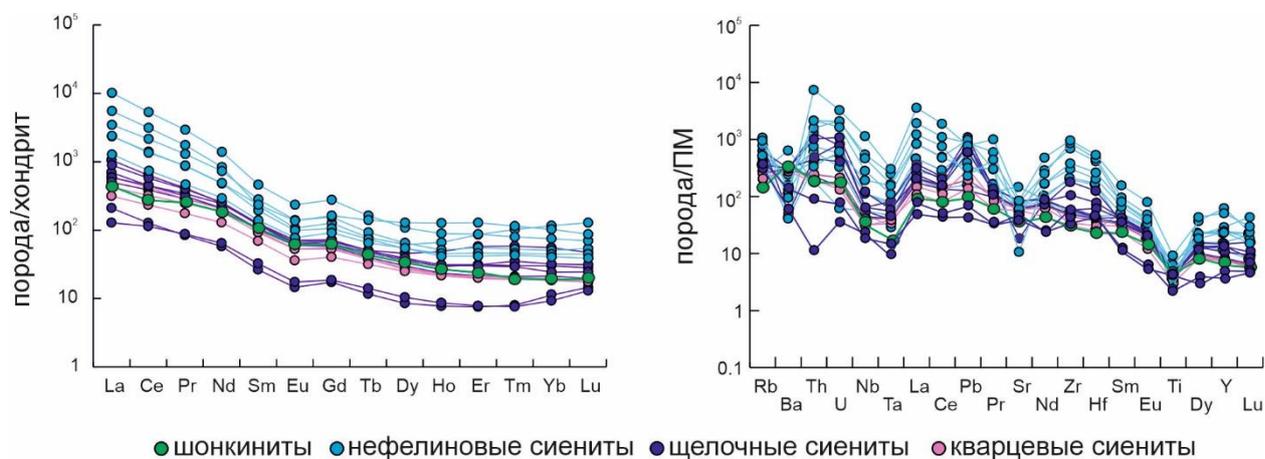


Рис. 13. Содержание РЗЭ и редких элементов в породах массива Бурпала, нормированные к хондриту и примитивной мантии (ПМ) (по Sun and McDonough, 1989), соответственно. Данные по шонкинитам взяты из работы (Владыкин и др., 2014).

7.2. Изотопный Sr-Nd-Pb и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ состав пород массива Бурпала

Изотопный состав кислорода в минералах различных пород массива представлен в приложении 8 и на рисунке 14. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в амфиболе нефелиновых сиенитов варьируют в диапазоне от (+3.3) до (+4.6) ‰. Минерал из щелочных сиенитов демонстрирует значение (+6.7) ‰, а из кварцевых сиенитов – (+7.2) ‰. Клинопироксен нефелиновых сиенитов имеет $\delta^{18}\text{O}$ (+4.0) ‰, тогда как в щелочных сиенитах минерал характеризуется более высокими значениями (+7.0) ‰. Слюда из нефелиновых сиенитов имеет значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (+4.5) ‰, а из кварцевых сиенитов – (+8) ‰. Апатит нефелиновых сиенитов демонстрирует $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (+4.9) ‰.

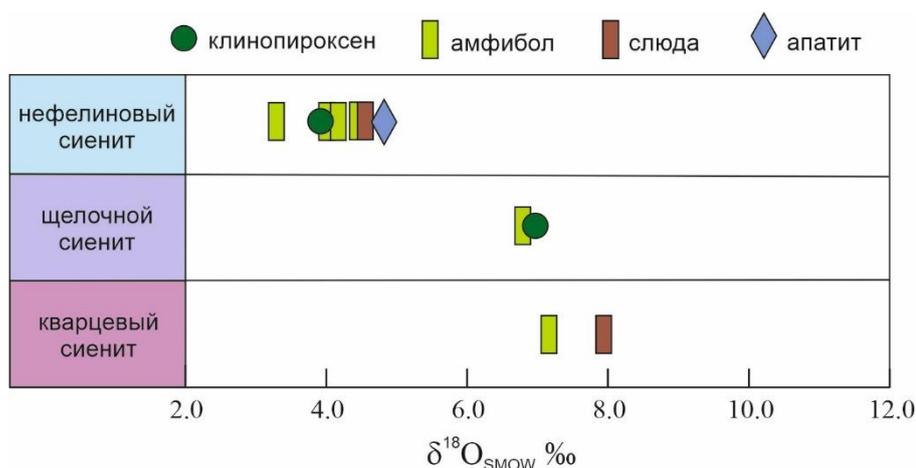


Рис. 14. Изотопный состав кислорода в минералах основных разновидностей пород массива Бурпала.

Результаты Sr-Nd-Pb изотопных составов пород массива представлены в приложениях 9-10 и на рисунке 15. Изотопные характеристики пород массива Бурпала демонстрируют следующие особенности:

Нефелиновые сиениты имеют узкий диапазон первичных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений (0.7080-0.7084). Их $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{I})$ отношения варьируют от 0.511671 до 0.511704, а $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ на 290 млн лет составляет от (-10.9) до (-11.6).

Щелочные и кварцевые сиениты показывают сходные с нефелиновыми сиенитами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{I})$ отношения. Для щелочных сиенитов они составляют 0.7080-0.7089, за исключением одного образца РЗЭ-содержащего щелочного сиенита (0.7128, образец БП-116), в котором внешне не наблюдается признаков вторичных изменений. Для кварцевых сиенитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в диапазоне 0.7080-0.7086. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{I})$ отношения в щелочных сиенитах варьируют в более широком интервале, от 0.511685 до 0.511730, в сравнении с нефелиновыми сиенитами, а ϵNd (290 млн лет) равны (-10.4)–(-11.7). Кварцевые сиениты характеризуются $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{I})$ отношениями в интервале от 0.511704 до 0.51174, а значения ϵNd (290 млн лет) варьируют от (-10.2) до (-10.9).

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(T) - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr(I)$ породы массива Бурпала демонстрируют сходство с щелочными породами массива Сынныр (Саватенков и др., 2019) но отличаются несколько более высокими ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr(I)$ отношениями.

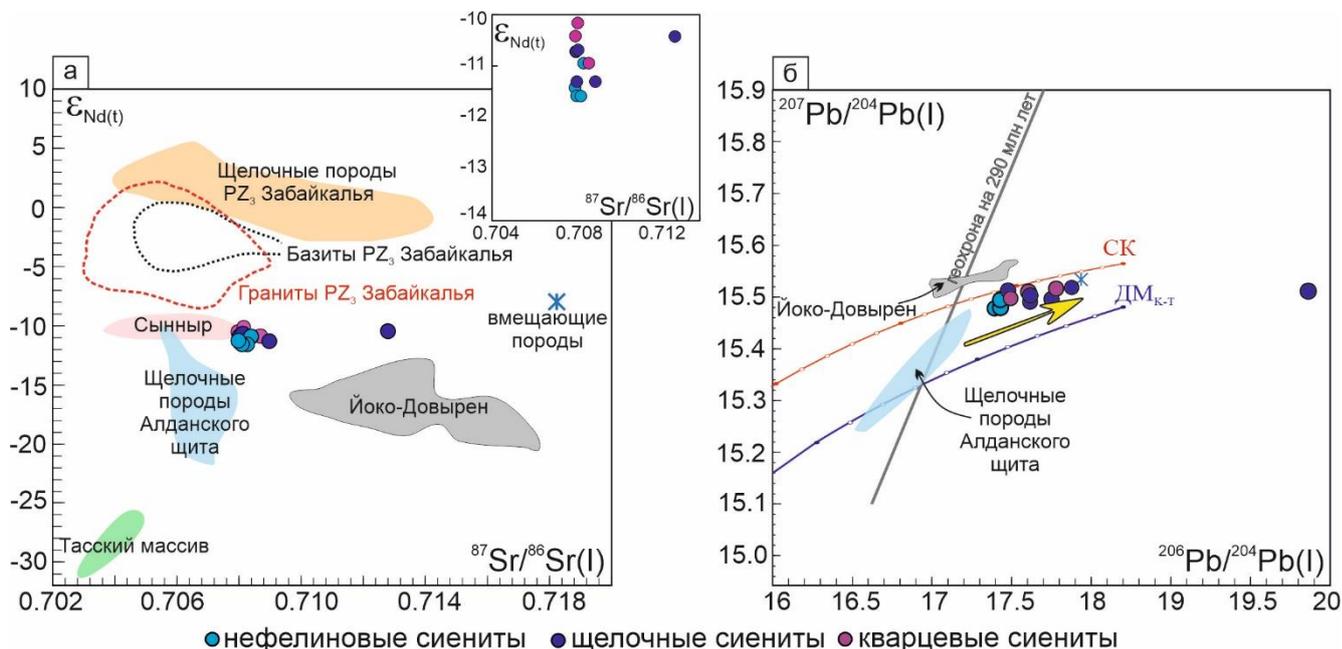


Рис. 15. $\epsilon_{Nd}(T) - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr(I)$ изотопные отношения (а) и ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb(i) - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb(i)$ диаграмма (б) для пород массива Бурпала. Данные для позднепалеозойских щелочных пород Забайкалья по (Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020), позднепалеозойских гранитоидов и базитов Забайкалья по (Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2017, 2019), мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020), расслоенной ультрабазит-базитовой интрузии Йоко-Довырен, пересчитанные на 290 млн лет (Арискин и др., 2015), массива Сынныр (Саватенков и др., 2019, наши неопубликованные данные). СК – эволюция Pb в Сибирском кратоне, согласно (Ларин и др., 2021); ДМк-т – эволюция Pb в деплетированной мантии, согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997). Желтая стрелка – тренд ассимиляции

На диаграмме в координатах ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ и ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ (рис. 15 б) породы массива образуют линейный тренд. Точки состава нефелиновых сиенитов тяготеют к левой нижней части тренда и демонстрируют более примитивный изотопный состав свинца, в то время как щелочные и кварцевые сиениты характеризуются более радиогенным составом Pb. Верхняя часть тренда пород массива Бурпала занимает точку, соответствующую изотопному составу образца вмещающего песчаника холоднинской свиты.

Существенное отклонение от основного тренда наблюдается для рудоносного щелочного сиенита (БП-116) (прил. 10), изотопный состав которого определялся по валовой пробе. Рудоносный сиенит отличается аномально высокими показателями U/Pb, что затрудняет точную

оценку первичных изотопных характеристик свинца. Кроме того, высокая мобильность урана могла привести к нарушению отношений U/Pb в результате вторичных процессов, включая гипергенные.

ГЛАВА 8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

8.1. Возраст и длительность формирования массива Бурпала

В ходе исследования массива Бурпала учеными были предложены различные гипотезы относительно последовательности и механизмах его образования. Они эволюционировали по мере накопления новых данных о строении и составе пород как самого массива, так и других щелочных проявлений в данном регионе.

Согласно А.Я. Жидкову (1961), массив Бурпала образован тремя фазами внедрения: в первую фазу сформировались трахитоидные нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и кварцевые сиениты; нефелиновые сиениты, щелочные сиенит-порфиры и щелочные метасоматиты — во вторую, а жильные породы — в третью. По данным А.М. Портнова и Е.А. Нечаевой (1967), В.В. Архангельской (1974) и Г.В. Андреева (1981), массив образовался в две основные фазы: первая фаза объединяла внедрение кварцевых и щелочных сиенитов, вторая сопровождалась внедрением трахитоидных нефелиновых сиенитов. Метасоматиты, по мнению авторов, считаются более поздними образованиями. Н.В. Владыкин с соавторами (Владыкин и др., 2014) полагают, что массив формировался в два этапа: ранний и главный. Ранний этап включал образование шонкинитов и меланократовых сиенитов, а главный этап — внедрение щелочной магмы, при дифференциации которой образовались нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и породы жильной фазы, такие как редкометалльные пегматиты, щелочные граниты и апатит-флюоритовые породы.

Ранее опубликованные геохронологические данные (Kotov et al., 2013) по породам Бурпала (на рис. 16 обозначены синим цветом) включают возрастные характеристики для щелочного сиенита (пуласкита) и редкометалльного пегматита, равные 294 ± 1 млн лет и 283 ± 8 млн лет, соответственно. Полученные в рамках данного исследования геохронологические данные свидетельствуют в пользу того, что становление массива Бурпала, вероятнее всего, происходило в несколько магматических импульсов (Избродин и др., 2024). Подобные предположения еще высказывал А.М. Портнов в своей работе (1965), отмечая, что переход между породами часто сопровождается не постепенными изменениями, а резкими контактами. Он также указал на то, что в массивных (щелочных) сиенитах, контактирующих с трахитоидными (нефелиновыми) сиенитами, образуются крупные порфиробласты микроклина (близ фронта перекристаллизации) и, что, по-видимому, трахитоидные сиениты центральной части массива внедрились позднее, чем массивные. Эти выводы указывают на сложную историю формирования массива, в рамках нескольких импульсов магматической активности (Избродин и др., 2024). Анализ полученных геохронологических данных показывает, что временные интервалы формирования основных типов пород частично перекрываются, вследствие погрешности метода

датирования, при этом становление массива Бурпала происходило в интервале ~ 7-10 млн лет (рис. 16).

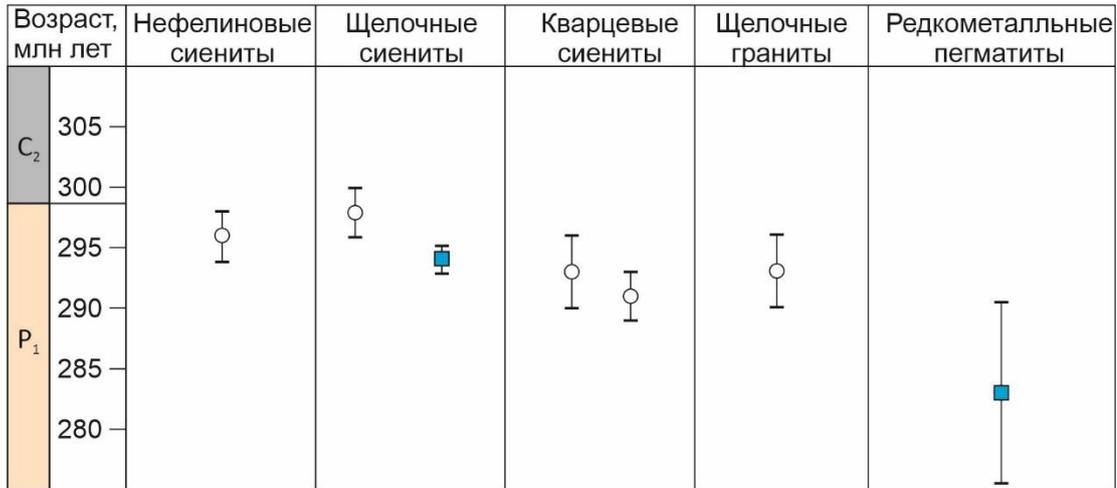


Рис. 16. Результаты геохронологических исследований (U-Pb метод) пород массива Бурпала. Синие значки - данные по (Kotov et al., 2013).

Раннепермское становление массива Бурпала сопоставимо по возрасту с Сыннырским плутоном (289.5 ± 3.2 млн лет, U-Pb, циркон, Izbrodin et al., 2017), с ийолит-уртитовыми, щелочно-сиенитовыми ассоциациями пород Витимской щелочной провинции (с породами Мухальского, Верхне-Бурульзайского, Инолоктинского, Чининского, Зимовьечинского, Хоринского, Тучинского и Комского массивов, Doroshkevich et al., 2012 a, b; 2014; Doroshkevich, 2013; Izbrodin et al., 2020, рис. 17). Эти внутриплитные щелочные комплексы формировались практически одновременно и объединены в пространственной и структурной сопряженности с дайковыми роями, базитовыми интрузиями и гранитоидами Ангаро-Витимского батолита (314-285 млн лет, Litvinovsky et al., 2011; Tsygankov et al., 2016; Цыганков и др., 2019; Khubanov et al., 2021 и ссылки в них), а также щелочно-базитовыми интрузиями, входящими в состав батолитового комплекса (Tsygankov et al., 2016 и ссылки в статье). Формирование последнего, несомненно, явилось наиболее крупным магматическим событием в раннепермской истории южного обрамления Сибирской платформы.

Батолит, площадью более 150 000 км², сложен разнообразными сериями гранитоидов, которые ассоциируют со щелочными гранитами и сиенитами, нефелиновыми и лейцитовыми сиенитами, а также внутриплитными ультраосновными комплексами (с карбонатитами и бимодальными вулканическими сериями). Эти породы сосредоточены в рифтовых зонах, одни из которых секут батолит, а другие обрамляют его с юга и севера. Многочисленные синплутонические интрузии щелочно-основных пород, связанные с гранитными плутонами Ангаро-Витимского батолита, показывают, что мантийные источники участвовали в формировании батолита, по крайней мере, как источник тепла, инициировавшего коровый анатексис. Общее увеличение щелочности гранитоидов со временем отражает прогресс от

постколлизии к внутриплитным обстановкам (Котов и др., 2013). Данные изотопного состава Sr-Nd-O и элементной геохимии свидетельствуют о том, что относительный вклад компонентов, полученных из мантии, в образование кремниевых магм постепенно увеличивался со временем.

Формирование столь генетически различных интрузивных пород в пределах одной области обычно связывают со следствием воздействия на литосферу мантийного плюма, что сопровождается масштабным проявлением щелочно-гранитоидного и, вместе с тем, типично мантийного (габброидного и щелочно-базитового) магматизма. Считается, что плюмовая концепция наиболее приближена к внутриплитной природе этих магматических комплексов и генерация первичных магм для них связана с процессами взаимодействия позднепалеозойского Сибирского плюма и древней континентальной коры (Doroshkevich et al., 2012; Yarmolyuk et al., 2013; Tsygankov, 2014; Tsygankov et al., 2017; Rytsk et al., 2017 и др.).

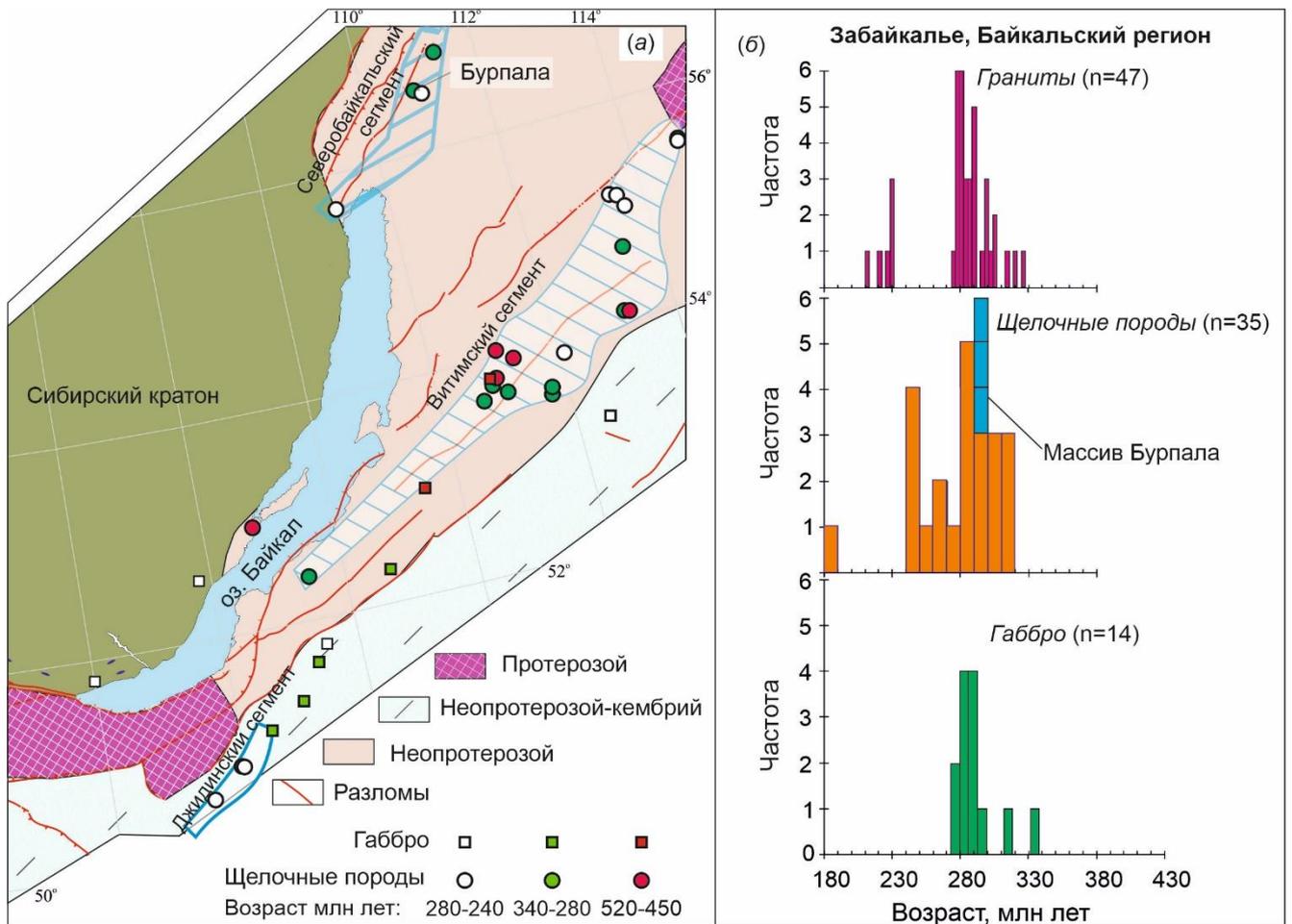


Рис. 17. Схема размещения массивов палеозойских–раннемезозойских щелочных пород Западного Забайкалья (а); Сводные гистограммы распределения геохронологических данных для пород массива Бурпала в сравнении с щелочными, основным и кислым породами Западного Забайкалья (б); Возрастные параметры взяты из работы (Izbrodin et al., 2020, 2022, ссылки в работе).

Таким образом, геохронологические исследования позволили установить, что формирование щелочных пород массива Бурпала происходило в интервале 300–289 млн лет. Этот возрастной диапазон совпадает с этапом становления щелочных пород Северо-Байкальской и Витимской щелочных провинций, а также позднепалеозойских гранитоидных и базитовых комплексов Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

8.2. Петрогенезис

8.2.1. Процессы фракционной кристаллизации и когенетичность разновидностей сиенитов массива Бурпала

Различия в составе порций магм, образовавших первую и последующие фазы внедрения массива Бурпала, описывались еще А.М. Портновым (1965), по наблюдениям которого внедрение первой фазы – массивных кварцевых сиенитов (у автора – граносиенитов) сопровождалось образованием роговиков экзоконтакта. При этом магма была обеднена летучими и имела щелочноземельный характер (возможно, за счет ассимиляции корового вещества) и отличалась инертностью по отношению к ксенолитам вмещающих пород. При этом породы последующей фазы отличались более высокой щелочностью и обилием летучих (наличие/большее содержание таких минералов, как щелочные амфибол и клинопироксен, слюды, апатит, флюорит, галоген-содержащие РЗЭ-минералы), магма активно взаимодействовала с ксенолитами кровли и отличалась пониженной вязкостью, а текстуры течения и трахитоидность нефелиновых сиенитов центральной части, возможно, явились следствием ориентированного давления при их кристаллизации. В пользу идеи об импульсном характере становления массива и разной степени дифференцированности порций магмы свидетельствует и тот факт, что соотношение K/Rb для массивных щелочных сиенитов составляет около 300, а для трахитоидных нефелиновых значительно ниже – около 185 (Портнов, 1965), то есть рубидий накапливался в более щелочных породах. В рамках данного исследования было выявлено, что в нефелиновых сиенитах K/Rb в среднем составляет 152, в щелочных – 250, в кварцевых – 294 (прил 7). А.М. Портновым отмечалась альтернативная возможность образования кварцевых сиенитов и массивных щелочных сиенитов в рамках одной краевой фации, но с возможностью дифференциации магмы еще в магматическом очаге. Наличие в одной структурной зоне, у СЗ контакта массива, щелочных и кислых пегматитов (пересечений не наблюдается) также свидетельствует о дифференциации щелочной магмы на глубине. По мнению А.М. Портнова, с кварцевыми сиенитами связаны кварц-микрклиновые пегматиты, а с нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами – нефелиновые сиенит-пегматиты и сиенит-пегматиты. Стоит отметить, что для жильных пород сохраняется та же закономерность в

распределении калия и рубидия, что и в интрузиях основных фаз: K/Rb для нефелиновых сиенит-пегматитов составляет около 67, для сиенит-пегматитов – 90, а для кварц-микроклиновых пегматитов – 110 (Портнов, 1965).

Проведенные исследования свидетельствуют о несостоятельности гипотезы единого тренда дифференциации первичной магмы с образованием нефелиновых, щелочных и кварцевых сиенитов, высказанной ранее Н.В. Владыкиными (Владыкин и др., 2014). Породы массива Бурпала, а также породообразующие минералы характеризуются широкими вариациями как по основным, так и по РЗЭ и редким элементам. На петрохимических бинарных диаграммах видны признаки фракционирования, но в пределах отдельно взятых групп пород. В пределах группы нефелиновых сиенитов с увеличением доли SiO₂ уменьшаются содержания MgO, CaO и отношение K₂O/Na₂O, а также значительно увеличиваются концентрации РЗЭ и высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb). В пределах группы щелочных (безнефелиновых) сиенитов с увеличением доли SiO₂ также уменьшаются содержания MgO, CaO и отношение K₂O/Na₂O, однако наблюдается понижение концентраций РЗЭ и высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb). Кварцевые сиениты, в отличие от нефелиновых и щелочных, демонстрируют незначительные вариации по SiO₂ и их состав отличается относительной выдержанностью по концентрациям MgO, CaO и K₂O/Na₂O, в них отмечается повышенное содержание Ti и относительно небольшие концентрации РЗЭ, Zr, Nb.

Тренды эволюции составов темноцветных минералов из разных групп сиенитов имеют схожий характер, что говорит о генетическом родстве пород, но также демонстрируют широкие вариации по основным, РЗЭ и редким элементам. Минералы нефелиновых сиенитов характеризуются повышенными содержаниями Zr, Ti, Sr, Rb и РЗЭ, что может быть следствием формирования нефелиновых сиенитов как наиболее поздних по отношению к щелочным и кварцевым сиенитам. Специфический состав темноцветов может быть также результатом влияния кристаллохимического фактора, поскольку нефелиновые сиениты наиболее обогащены щелочами, а РЗЭ преимущественно концентрируются в обогащенных Na клинопироксенах и амфиболах (Wood and Blundy, 1997, Blundy et al., 1998; Marks et al., 2004). Однако из сравнения составов крайних членов щелочных амфиболов и клинопироксенов в безнефелиновых и нефелинсодержащих (включая нефелин-нормативные) сиенитах следует, что микроэлементы, сопутствующие орудению, концентрируются в породах второй группы. В то же время, составы темноцветных минералов кварцевых сиенитов заметно отличаются от таковых для щелочных и нефелиновых разновидностей. На графиках макросоставов минералы демонстрируют обогащение магнием, кальцием (для клинопироксена и амфибола), обеднение окисным железом (для клинопироксена), а содержания РЗЭ, Zr, Ti, Sr заметно ниже, чем в минералах щелочных и

нефелиновых сиенитов. Такой контраст в химизме минералов может свидетельствовать о том, что формирование перечисленных групп пород вряд ли происходило в рамках единого простого процесса фракционной кристаллизации.

С другой стороны, редкоземельные и мультиэлементные диаграммы демонстрируют схожую конфигурацию спектров для всех групп пород. Это свидетельствует об их генетическом родстве. Все группы пород также демонстрируют близкие Sr-Nd изотопные характеристики, указывающие на общий источник вещества. Однако отсутствие петрохимических признаков единого тренда дифференциации от одной разновидности сиенитов к другой, широкие вариации содержания редкоземельных и редких элементов опровергают гипотезу дифференциации единой магмы с образованием всех трех групп пород. Сосуществование нефелин- и кварц-нормативных пород в составе единого комплекса также исключает возможность их формирования только посредством фракционирования первичного щелочно-базитового расплава (обоснование более подробно рассмотрено ниже). Объединение этих разновидностей в массиве Бурпала объясняется сочетанием процессов кристаллизационной дифференциации и ассимиляции (FCA-процессы).

8.2.2. Коровая контаминация как фактор сосуществования нефелиновых и кварцевых сиенитов

На сегодняшний день в кругу ученых, специализирующихся на изучении щелочного магматизма, широко известна общая проблематика сосуществования SiO₂-ненасыщенных (фельдшпатоидных) и SiO₂-насыщенных и даже пересыщенных (кварцевых) сиенитов в составе единых массивов. Довольно часто петролого-геохимические исследования указывают на их общий источник и когенетическое происхождение (н-р: Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008; Estrade et al., 2014 и др.). В качестве ключевого механизма формирования таких ассоциаций все чаще предлагается модель фракционной кристаллизации – ассимиляции (FCA). В основе модели FCA лежит открытая система и, как следствие, возможность сочетания фракционной кристаллизации базальтоидных или нефелинитовых (безплагиоклазовых) магм и ассимиляции или анатексиса корового материала. В результате комбинации этих процессов могут кристаллизоваться как кварцсодержащие породы (вплоть до щелочных гранитов), так и фельдшпатоидные породы (н-р: Foland et al., 1993; Stevenson et al., 1997; Harris et al., 1999; Upton et al., 2003; Riishuus et al., 2008; Kogarko et al., 2010; Zhang et al., 2010; Doroshkevich et al., 2012; Estrade et al., 2014; Носова и др., 2019; Izbrodin et al., 2020; Vorontsov et al., 2021).

Происхождение нефелиновых и щелочных сиенитов обычно связывают с дифференциацией нефелинитовых, щелочно-базитовых или базанитовых магм (н-р: Kramm and Kogarko, 1994; Arzamastsev et al., 2001; Riishuus et al., 2008; Marks et al., 2011). Наличие

отрицательной европиевой аномалии и преимущественно низкая магнезиальность (#Mg 25-12) пород массива Бурпала свидетельствуют в пользу их кристаллизации из щелочно-базитового расплава, из которого произошла отсадка оливина и плагиоклаза. Подтверждением этого могут служить находки шонкинитов, описанные во вмещающих породах западной части массива и относимые к ранней фазе (Владыкин и др., 2014). Н.С. Владыкин с соавторами полагают, что все разновидности пород массива являются продуктами дифференциации единой щелочной базитовой магмы. При этом существование когенетичных кварцевых и нефелиновых сиенитов остается проблематичным из-за «теплого барьера» в системе Ne-Ks-Q-H₂O, где расплав может эволюционировать либо к гранитному, либо к нефелин-сиенитовому минимуму. Эта парадоксальная ассоциация поднимает вопрос важности не только процесса фракционной кристаллизации в эволюции исследуемого комплекса, но ассимиляции щелочными расплавами корового вещества. Комбинация FCA-процессов с вариативным соотношением фракционирования и ассимиляции может объяснить наблюдаемые геохимические противоречия, что актуализирует необходимость комплексного подхода к изучению магматической эволюции подобных комплексов.

Известно, что модель образования фельдшпатоидных сиенитов, основанная на ассимиляции корового вещества может подразумевать взаимодействие кремний-насыщенной магмы с осадочными карбонатными породами (н-р: Foland et al., 1993; Stevenson et al., 1997; Harris et al., 1999; Upton et al., 2003; Riishuus et al., 2008; Zhang et al., 2010; Doroshkevich et al., 2012; Estrade et al., 2014; Носова и др., 2019; Izbrodin et al., 2020; Vorontsov et al., 2021). Подобным образом формировались палеозойские щелочные комплексы Алтае-Саянской складчатой области (Vorontsov et al., 2021) и Витимского плоскогорья в Западном Забайкалье (Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020). В этих регионах вмещающие породы представлены карбонатными толщами, наличие кальцита в составе щелочных пород (ийолиты-уртиты, нефелиновые сиениты), геохимические и изотопно-геохимические особенности пород указывают на взаимодействие магм с осадочными карбонатами. Однако для массива Бурпала данная модель не применима, поскольку вмещающие породы относятся к терригенно-осадочному типу (песчаники, алевролиты), а петрографические и минералогические особенности магматических пород массива не несут признаков ассимиляции карбонатного материала. Карбонат отсутствует в породах массива. Петролого-геохимические исследования также опровергают эту возможность: в отличие от ожидаемого обеднения при взаимодействии с осадочными карбонатами, нефелиновые сиениты массива Бурпала демонстрируют повышенные концентрации редкоземельных и высокозарядных элементов по сравнению с щелочными и кварцевыми сиенитами. Это свидетельствует об ином механизме эволюции исследуемой

системы, не связанном с контаминацией карбонатным веществом. Объяснением сосуществования нефелиновых и кварцевых сиенитов в пределах единого массива может быть образование кварцевых, а не нефелиновых сиенитов в результате процесса коровой контаминации или анатексиса корового силикатного материала.

Для того, чтобы выяснить, насколько значительным был вклад фракционной кристаллизации щелочно-базитовых родительских расплавов и коровой контаминации при становлении массива Бурпала, было проведено моделирование с помощью программы «FC-AFC-FCA and mixing modeler» (Ersoy, Helvacı, 2010) по составу РЗЭ. За начальный расплав был взят состав шонкинита, представленный в работе (Владыкин и др., 2014, обр. 308/20). На рис. 18 а продемонстрированы результаты расчетной модели фракционной кристаллизации основной магмы (шонкинит) с образованием нефелинового сиенита при степени кристаллизации $(1-F)$ от 0.1 до 0.7 (10-70%). Проведенный расчет показал достаточно хорошую сходимость графиков РЗЭ наименее дифференцированных нефелиновых сиенитов (при количестве закристаллизованного материала в системе 0.2-0.3). Наиболее дифференцированные разновидности нефелиновых сиенитов отличаются повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов, что связано с содержанием в них большого количества РЗЭ-минералов (апатит, лопарит и др.) и влиянием дополнительного процесса на обогащение легкими РЗЭ (обсуждение см. ниже).

На рис. 18 б приведена модель фракционной кристаллизации – ассимиляции, где в качестве ассимилянта использовались состав гранито-гнейсов раннебайкальского комплекса (описание см. ниже) и состав вмещающего песчаника холоднинской свиты (обр. Ю-2). При моделировании процесса FCA с ассимилирующими гранито-гнейсами (красные результирующие спектры) отмечается слабая сходимость с составом кварцевых сиенитов в области легких редкоземельных элементов при $(1-F)=0.35$, при этом отношение ассимилированного материала к закристаллизованному материалу (r), при котором наблюдается данная сходимость, слишком высокое – не менее 0.6. В случае, когда ассимилянтом выступают вмещающие песчаники, результирующий состав (черные спектры FCA) производных расплавов приближен к составу кварцевых сиенитов при $(1-F)$ от 0.35 до 0.45 и отношении ассимилированного материала к кристаллизованному материалу (r), равном 0.4-0.5, т.е. наблюдается хорошая сходимость как в области легких, так и в области тяжелых лантаноидов.

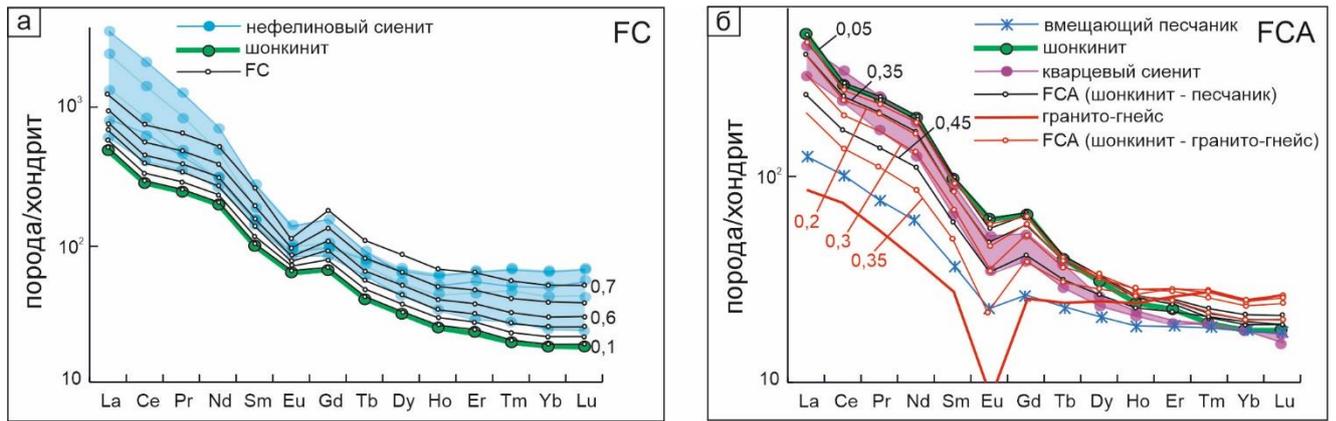


Рис. 18. Диаграммы расчетов фракционной кристаллизации (FC, а) и фракционной кристаллизации-ассимиляции (FCA, б) с помощью программы «FC-AFC-FCA and mixing modeler» (Ersoy, Helvacı, 2010) для пород массива Бурпала. Цифрами обозначено количество закристаллизованного материала в системе. Спектры нормированы на хондрит (Sun, McDonough, 1989).

В опубликованных работах, рассматривающих вариант образования кварцевых сиенитов в результате процесса коровой контаминации, в качестве весомых аргументов приводятся изменяющиеся изотопные и редкоземельные характеристики пород (н-р: Estrade et al., 2014; Riishuus et al., 2008). Полученные изотопные соотношения Sr и Nd в породах массива Бурпала не несут явных признаков ассимиляции вещества континентальной коры щелочными расплавами, поскольку: во-первых, изотопные характеристики Sr и Nd демонстрируют довольно малые вариации (рис. 19 а, б), а во-вторых, не обнаруживают устойчивой зависимости относительно других петрохимических и геохимических параметров для различных фаз внедрения. На рис. 19 а помимо значений ϵ_{Nd-Nd} (г/т) для пород массива Бурпала вынесены поля составов для различных верхнекоровых комплексов, распространенных в данном регионе и имеющих возраст от 755 до 580 млн лет. Разными стрелками показаны тренды ассимиляции того или иного типа корового вещества при образовании пород массива. Возможными ассимилянтами, кроме вмещающих песчаников, могут выступать породы раннебайкальского метаморфического комплекса гранито-гнейсов (Горемыкский блок Кичерской зоны БВП), поскольку массив Бурпала локализован в структуре аналогичного блока. С другой стороны, также вероятным ассимилянтом могут быть породы позднебайкальских гранито-гнейсов и гранитоидов западного сегмента БВП, граничащего с востока с вышеописанным комплексом (аналоги представлены на графике породами Онколнокитского комплекса гранито-гнейсов и Нижнеангарского и Богучанского гранитоидных комплексов). Приведены также данные для вулканогенно-осадочных пород сыннырской свиты, развитых в пределах Сыннырского палеорифта и граничащих с раннебайкальскими структурами с северо-запада. Стоит отметить, что данные

отложения исключаются в качестве ассимилянта, т.к. резко отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ пород сыннырской свиты не сопоставимы с таковыми для пород Бурпала, которые не демонстрируют признаков смещения в область более отрицательных характеристик. Если рассматривать в качестве ассимилянта породы раннебайкальских гранито-гнейсовых блоков и гранитоидов, то можно предполагать малую долю ассимиляции, поскольку они характеризуются слабоотрицательными и положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$, что не характерно для пород массива Бурпала. При этом исходя из моделирования (рис. 18 б), относительная сходимость спектров может наблюдаться при отношении ассимилированного материала к кристаллизованному материалу (r) не менее 0,6, что противоречит изотопным данным. Одним из наиболее подходящих ассимилянтов, кроме вмещающих песчаников холоднинской свиты, могут выступать гранито-гнейсы раннебайкальских блоков, поскольку поле их изотопно-геохимических характеристик частично перекрывается с таковым для пород массива Бурпала. К сожалению, в опубликованной литературе отсутствуют данные об изотопных и геохимических характеристиках данных пород, поэтому провести моделирование или дать более полную оценку для них в качестве ассимилянта не представится возможным. Обобщая вышесказанное, можно заключить, что имеющиеся изотопно-геохимические данные свидетельствуют в пользу того, что наиболее вероятным ассимилянтом при становлении пород массива Бурпала выступали вмещающие терригенно-осадочные породы холоднинской свиты.

На графиках $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{Sr}(\text{г/г})$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-\text{Pb}(\text{г/г})$ (рис. 19 в, г) точки составов пород характеризуются большим разбросом значений, но также отражают процесс вещественного взаимодействия между мантийными щелочными расплавами и вмещающими породами (песчаниками холоднинской свиты). При этом во всех случаях точки составов нефелиновых сиенитов, группируясь в правой нижней части трендов демонстрируют наименее контаминированный состав.

Изотопный состав свинца кварцевых и щелочных сиенитов в наибольшей мере отражает влияние ассимиляции корового вещества, в то время как в нефелиновых сиенитах оно минимально. Нефелиновые сиениты, включая рудные разновидности, отличаются повышенными концентрациями Pb по сравнению с щелочными и кварцевыми сиенитами. Пониженные содержания Pb в последних, сопоставимые с таковыми во вмещающих породах, обусловили смещение изотопных соотношений Pb щелочных и кварцевых сиенитов в сторону характеристик континентальной коры. Стоит также отметить, что изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в различных типах сиенитов массива Бурпала демонстрирует существенные различия: минералы кварцевых сиенитов обладают значительно более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с щелочными и, особенно, с нефелиновыми сиенитами. Несмотря на общность геохимических

характеристик всех разновидностей пород, наблюдаются закономерные различия в распределении ряда редких элементов. Например, на диаграммах соотношений Zr/Ce-Th/Ta и Zr/Y-Nb/Ta (рис. 20) кварцевые сиениты расположены в непосредственной близости к значениям для верхней коры (Rudnik and Gao, 2014) и вмещающих песчаников холоднинской свиты, тогда как нефелиновые и щелочные сиениты отличаются широким разбросом данных. Это подчеркивает различную степень взаимодействия магматических расплавов с коровым материалом в процессе формирования данных групп пород.

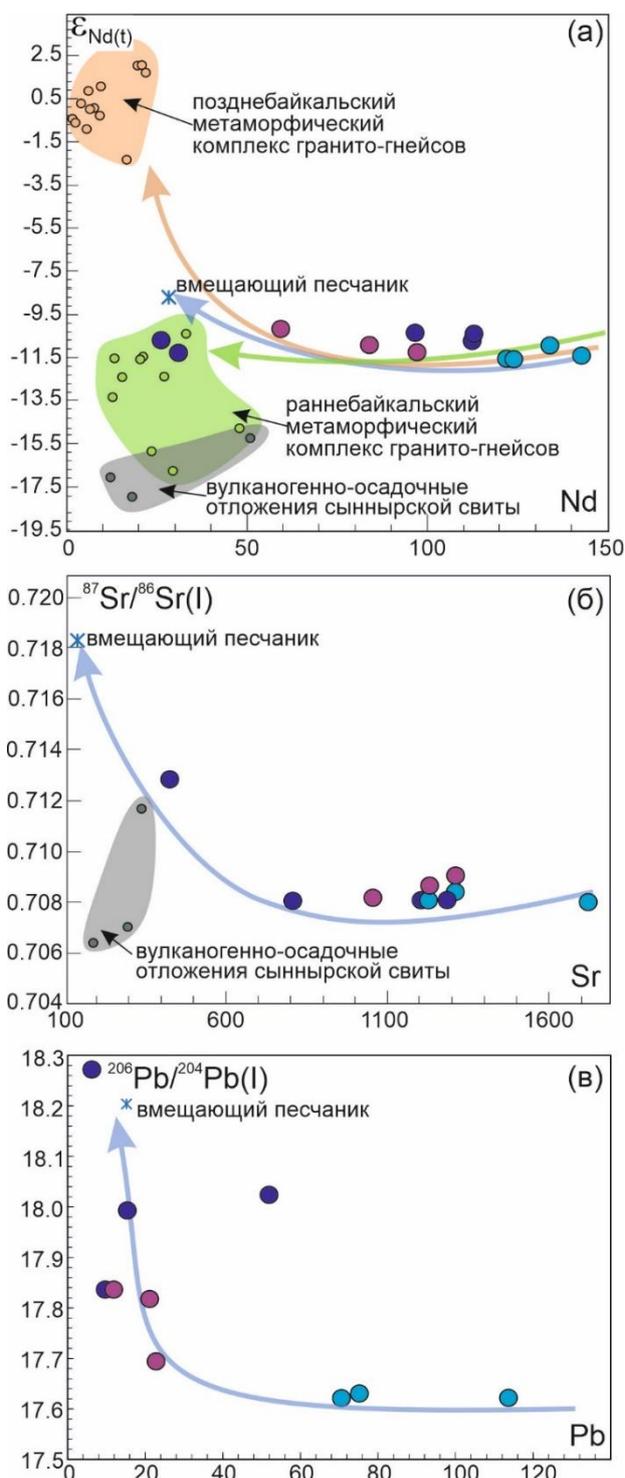


Рис. 19. Диаграммы $\epsilon\text{Nd-Nd}(\text{г/г})$ (а), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr-Sr}(\text{г/г})$ (б), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb-Pb}(\text{г/г})$ (в) для пород массива Бурпала. Данные для разновозрастных комплексов гранито-гнейсов взяты из (Андреев и др., 2022) и пересчитаны на 290 млн лет; данные для вулканогенно-осадочных пород сыннырской свиты взяты из (Арискин и др., 2015) и пересчитаны на 290 млн лет. Синяя, розовая и зеленая стрелки – тренд ассимиляции. Условные как на рис. 11.

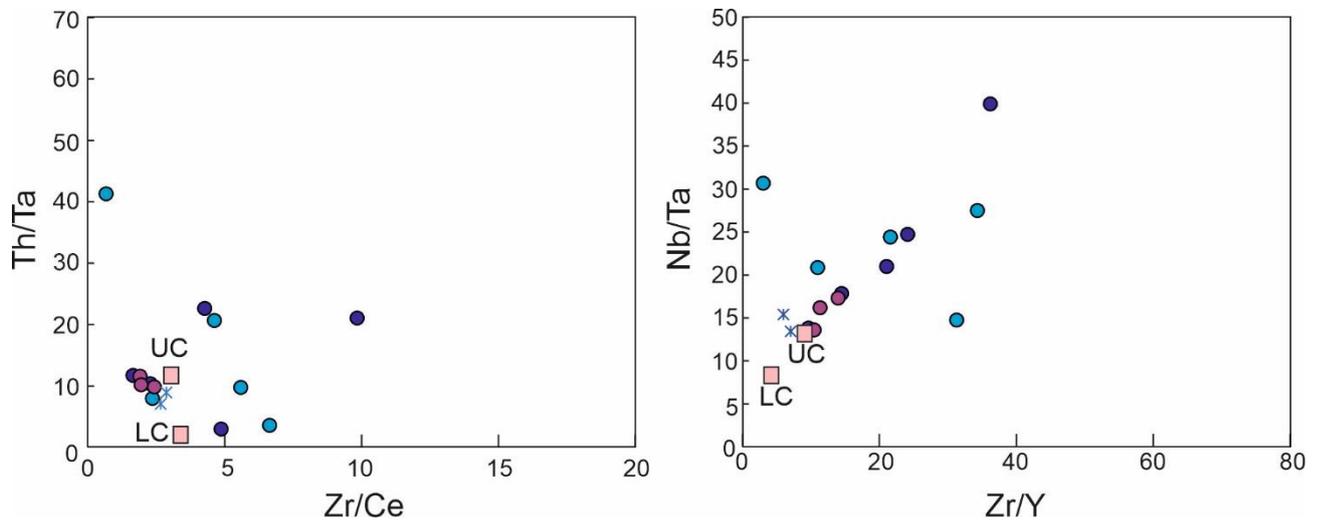


Рис. 20. Диаграммы Zr/Ce-Th/Ta и Zr/Y-Nb/Ta отношений в породах массива Бурпала. Условные как на рис. 11. Значения для верхней (UC) и нижней коры (LC) по (Rudnik and Gao, 2014), вмещающие породы (синие крестики) – авторские данные

Также с учетом последних исследований в области геохимии магматического процесса, стоит отметить, что экстремальное обогащение более дифференцированных нефелиновых сиенитов может являться следствием не только фракционной кристаллизации магмы в магматической камере. Современные исследования всё чаще рассматривают комплексные механизмы эволюции магм, включая сочетание кристаллизационной дифференциации и взаимодействия фракционированного кристаллического каркаса (кристаллической «каши») с реактивным поровым потоком (RPF). Такая «гибридная» модель лучше объясняет часто наблюдаемые экстремальные обогащения магматических пород несовместимыми элементами и применима к широкому диапазону составов, включая сиенит-гранитные ассоциации и связанные с ними месторождения РЗЭ и редких металлов (Lissenberg et al., 2013; Cooper et al., 2016; Gleeson et al., 2020; Feng et al., 2021; Zhu et al., 2023; Fu et al., 2025). Модель RPF подразумевает, что подпитка магматической камеры более примитивными расплавами, поступающими из нижележащих подводящих каналов, инициирует реакции переуравновешивания и экстракции более несовместимых элементов из кристаллического каркаса, занимающего основную часть камеры. Так межзерновой реакционноспособный поток приводит к образованию низкокристаллических, химически дифференцированных (салических) магм в верхней части

резервуара, которые отделяясь и мигрируя, образуют более мелкие интрузии, или извергаются на поверхность (Jackson et al., 2018; Zhu et al., 2023; Fu et al., 2025 и ссылки в них). В массиве Бурпала нефелиновые сиениты значительно обогащены редкоземельными, редкими и высокозарядными элементами по отношению к щелочным и кварцевым сиенитам. Также в составе комплекса присутствуют поздние щелочно-сиенитовые РЗЭ-пегматиты и апатит-флюоритовые жилы, размером до 20x300 м. Наблюдаемые особенности могут быть следствием совместных процессов кристаллизационной дифференциации магмы в очаге и воздействия реактивного порового потока, способного транспортировать несовместимые и флюидомобильные элементы в количествах, которые значительно превышают ожидаемые от равновесной кристаллизации в закрытой системе.

Таким образом, анализ полученных геохимических и изотопных характеристик позволяет заключить, что формированию кварц-нормативных сиенитов сопутствовали процессы коровой контаминации с участием пород с высоким содержанием кремния. Одним из наиболее вероятных сценариев образования массива, сочетающего в себе нефелин-нормативные и кварц-нормативные породы, представляется механизм корового анатексиса. В данном исследовании предполагается модель, согласно которой подплавление коры могло происходить в зоне кровли над магматическим очагом, представлявшим собой частично расслоенную магматическую камеру (от щелочно-базитового или базанитового состава до нефелин-сиенитового). Смещение первичного состава расплава в область ультращелочных и недосыщенных кремнеземом расплавов частично могло быть связано с «эффектом плагиоклаза», отсадка которого сопровождается интенсивным потреблением алюминия из расплава при минимальном вовлечении натрия и калия. Этот механизм подтверждается отрицательной европиевой аномалией в спектрах распределения редкоземельных элементов нефелиновых сиенитов, что согласуется с фракционированием плагиоклаза в ходе магматической дифференциации. В результате смешения с образовавшимся коровым расплавом в зоне кровли формировалась пересыщенная кремнеземом магма, внедрение которой сопровождалось кристаллизацией на поверхности самых внешних обнаженных кварцевых сиенитов (рис. 21). Последовательное пульсационное внедрение кремний-недосыщенных магм из камеры привело к формированию щелочных и нефелиновых сиенитов, не значительно или не контаминированных подплавленным коровым веществом.

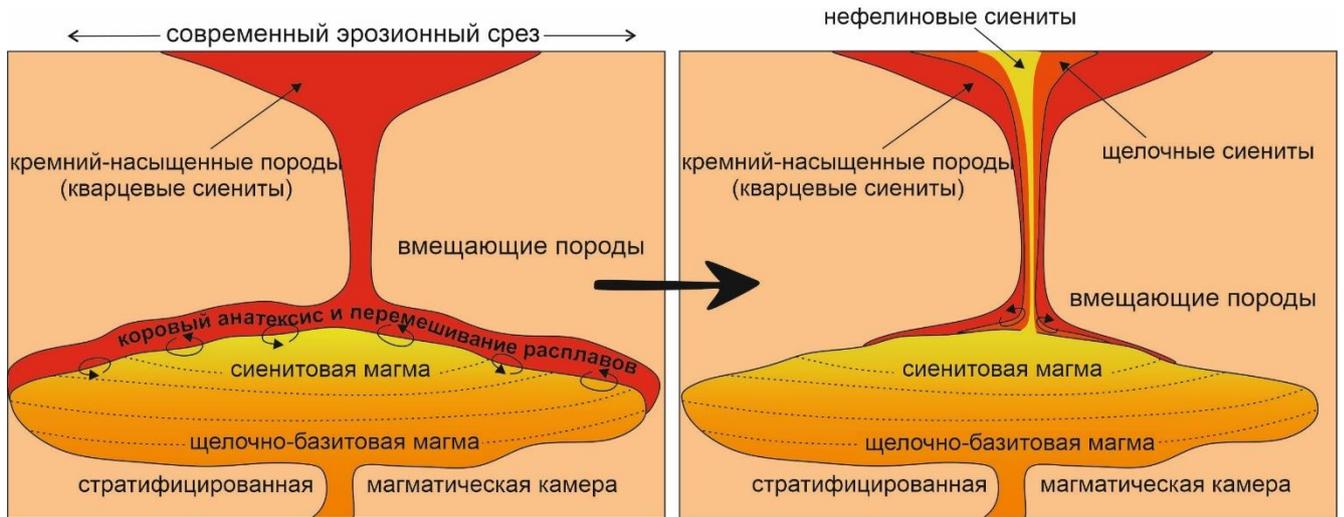


Рис. 21. Схематическая иллюстрация модели становления основных фаз массива Бурпала.

8.3. Источники вещества

Несмотря на то, что первые порции магмы, вероятно, были контаминированы сиалическим веществом коры, все группы пород демонстрируют близкие Sr-Nd изотопные характеристики, а конфигурация геохимических спектров подтверждает сингенетичность магм. Sr-Nd-Pb изотопные характеристики пород массива Бурпала, а также особенности их редкоэлементного состава свидетельствуют об их генетической связи с древним источником метасоматизированной литосферной мантии. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 15 а) значения для пород массива Бурпала схожи с таковыми для щелочных пород массива Сынныр, а также обнаруживают сходство с изотопными характеристиками мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита и пород Йоко-Довыренского ультрамафит-мафитового массива, которые также демонстрируют резко отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$. Перечисленные комплексы, согласно исследованиям (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Арискин и др., 2015; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020), имеют изотопные «метки» обогащенного метасоматизированного мантийного источника. По мнению авторов, в регионе распространения этих массивов обогащение литосферной мантии происходило в архее-палеопротерозое и древний возраст этого источника играет ключевую роль в наблюдаемых Nd-изотопных характеристиках. Кроме того, изотопный состав палеопротерозойских мафических пород южной окраины Сибирского кратона (Шаражалгайский блок) и карбонатитов (Алдано-Становой щит) также указывают на наличие изотопно-обогащенных доменов в данном регионе (н-р: Гонгальский и др., 2008; Doroshkevich et al., 2018; Туркина, Изох, 2023). Подтверждением этого служат данные по Тасскому массиву, который также входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции и имеет схожие возрастные характеристики с массивами Бурпала и Сынныр. Однако породы Тасского массива демонстрируют ультра-отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$, больше приближенные

к значениям для лампроитов Алдано-Станового щита. Объясняется это тем, что массив также расположен на литосфере Алдано-Станового щита.

Породы Бурпалы, помимо крайне низких $\epsilon\text{Nd}(t)$, обогащены Ba, LILE, Th, легкими лантаноидами и имеют мультиэлементные спектры с резкими минимумами Nb-Ta, Ti и максимумами Ba, Pb. Форма этих спектров в нефелиновых сиенитах близка к таковой у производных метасоматизированной мантии: мезозойских лампроитов Алданского щита и неопротерозойских мафит-ультрамафитов Довыренского массива (юго-западная окраина Алдано-Станового щита, рис. 22). Это сходство подчеркивает общность мантийных источников для данного региона.

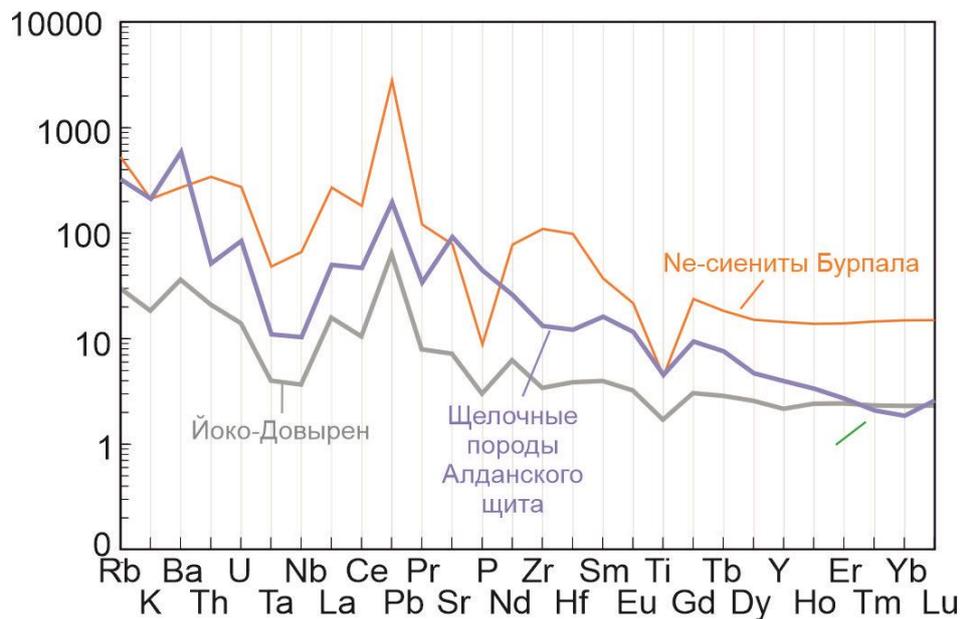


Рис. 22. Сравнительная характеристика спектров распределения редких элементов, нормированных к примитивной мантии (ПМ) по (Sun and McDonough, 1989) для нефелиновых сиенитов массива Бурпала с мезозойскими лампроитами Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006), породами интрузии Йоко-Довырен (Арискин и др., 2015).

Считается, что распределение редких элементов с минимумами Ta-Nb и максимумами Ba-Pb характерны для надсубдукционных обстановок. Эти особенности, наряду с низкими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ в изученных породах, свидетельствуют, что литосферная мантия, послужившая источником для этих пород, сформировалась в ходе аккреции различных террейнов с собственной литосферой при становлении общей континентальной литосферы Сибирского кратона: финальная амальгамация раннедокембрийских блоков коры на рубеже 2.00—1.84 млрд лет (Розен, 2003; Donskaya, 2020) и последующее вхождение Сибирского кратона в структуру, начавшего свое формирование, палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Elming et al., 2021).

Изотопные параметры Sr, Nd и Pb щелочных пород южных доменов кратона на диаграммах (рис. 15) образуют отдельные поля, отражая различия в условиях формирования обогащённых мантийных источников.

Породы массивов Бурпала и Сынныр, демонстрируют более высокие $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(I)$ и пониженные $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с породами Йоко-Довырена и более высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(I)$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с мезозойскими лампроитами восточного сегмента Алдано-Станового щита. Это может указывать либо на большую роль вещества деплетированной мантии в генезисе пород Бурпалы и Сынныра, либо на более молодой возраст метасоматического обогащения источника. Последнее согласуется с расположением Бурпалы и Сынныра в пределах раннебайкальского блока Байкало-Витимского пояса, тогда как Довыренский массив связан с Олоkitской рифтогенной зоной, развитой, предположительно, на архейском фундаменте. Эти различия подчеркивают неоднородность литосферной мантии Сибирского кратона и его окраин, обусловленную разновременными геодинамическими процессами. Различия в изотопных характеристиках Sr, Nd и Pb щелочных пород южной окраины Сибирского кратона отражают неоднородность метасоматического преобразования литосферной мантии, служившей источником для этих магм. Эти вариации коррелируют с особенностями редкоэлементного состава пород. Например, на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 15 б) мезозойские лампроиты Алдано-Станового щита демонстрируют менее радиогенный изотопный состав Pb по сравнению с породами массивов Бурпала и Йоко-Довырен, расположенных на стыке западного сегмента Байкало-Витимского пояса и краевой зоны Сибирского кратона. Лампроиты Алдано-Станового щита обогащены флюидомобильными элементами (Ba, Rb, K, Pb, Sr), тогда как породы Бурпалы и Йоко-Довырена отличаются повышенными концентрациями литофильных элементов (Th, U, Zr, Hf). Это различие особенно наглядно проявляется на диаграмме Ba/Th – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 23), поскольку Ba – флюидомобильный элемент, а Th – высоконесовместимый компонент, распределяющийся преимущественно в расплав. Так можно полагать, что метасоматически обогащённый мантийный источник для мезозойских лампроитов Алдано-Станового щита, вероятно, характеризовался пониженным отношением U/Pb на момент формирования. В то же время, источники для пород массивов Бурпала и Йоко-Довырен, судя по изотопным данным, имели повышенное отношение U/Pb.

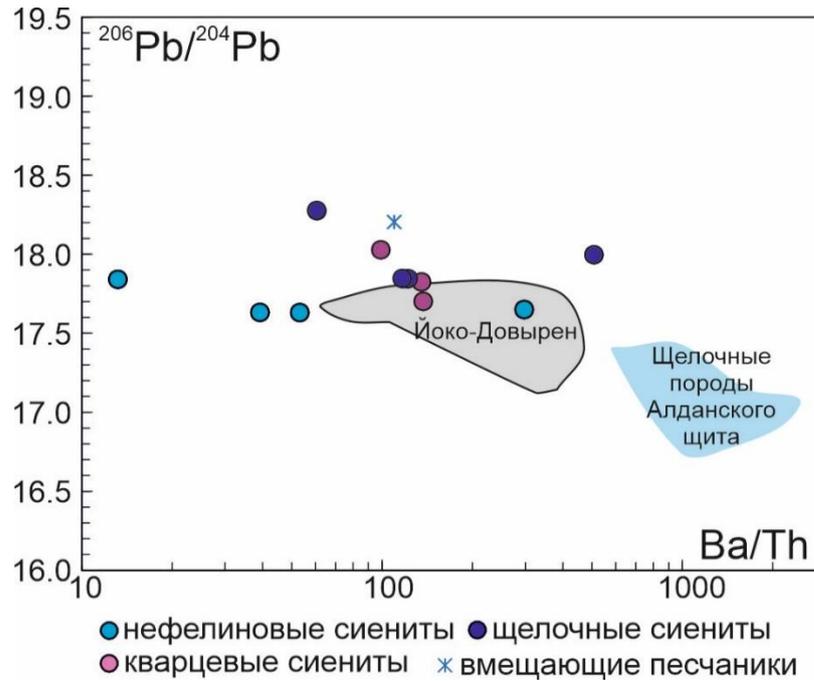


Рис. 23. $\text{Ba}/\text{Th} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграмма для пород массива Бурпала. Данные для мезозойских лампроитов Алдано-Станового щита (Vogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006), расслоенной ультрабазит-базитовой интрузии Йоко-Довырен (Арискин и др., 2015).

Согласно исследованиям (Pearce et al., 2005), вариации геохимических параметров мантийного метасоматоза (преобладание флюидного или флюидно-расплавного механизма) могут возникать в единой тектонической обстановке конвергентных границ. Эти различия обусловлены параметрами субдукции океанической плиты (скорость, термический режим) и удалённостью от зоны субдукционного фронта. Это дает основание полагать, что наблюдаемые изотопно-геохимические характеристики обогащённых мантийных источников щелочных пород юга Сибирского кратона, определяющие их металлогеническую специализацию, вероятно, отражают условия субдукционных процессов, вследствие которых в раннем докембрии сформировалась древняя литосфера данного региона.

Таким образом, источником вещества для первичных расплавов, продуцирующих породы массива Бурпала, была изотопно-обогащенная метасоматизированная литосферная мантия.

Стоит отметить также, что вклад плюмового компонента в образовании Бурпалы, Сынныра и других подобных массивов, вероятно, оставался незначительным, несмотря на активный позднепалеозойский магматизм плюмового типа в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса. В этот период широко проявилось формирование базитов, монцонит-гранитных серий и щелочных комплексов (Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2017, 2019; Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020). До сих пор нет определенности в понимании механизма их образования или в оценке состава источников, ответственных за столь масштабное гранитообразование. Возрастание щелочности гранитоидов

во времени отражает эволюцию геодинамических условий от постколлизионных к внутриплитным (Цыганков и др., 2017). Продолжительный переходный этап (20 млн лет), в течение которого формировались как известково-щелочные, так и щелочные гранитоиды, указывает на одновременное существование утолщённых (батолитовых) и утончённых (рифтовых) зон земной коры (Цыганков и др., 2017, 2019 и ссылки в работах). Изотопно-геохимические данные пород Ангаро-Витимского батолита свидетельствуют о том, что относительный вклад компонентов, полученных из мантии, в образование магм постепенно увеличивался со временем (Цыганков и др., 2017, 2019 и ссылки в работах). Это сохраняется даже при учёте гетерогенности литосферы Забайкалья, которая включает раннедокембрийские кристаллические блоки и более молодые террейны островных дуг, существенно отличающиеся по свойствам от литосферной мантии южной окраины Сибирского кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании полученных геохронологических, минералого-петрографических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических данных, а также анализа опубликованных научных работ и геологических наблюдений можно сформулировать основные выводы об особенностях петрогенезиса щелочного массива Бурпала:

1. Временные рамки формирования основных фаз массива составляют 300–289 млн лет, что сопоставимо по возрасту со становлением ультракалиевого Сыннырского массива (289.5 ± 3.2 млн лет), с этапом проявления щелочного магматизма Витимской провинции (ийолит-уртитовые и щелочно-сиенитовые ассоциации пород), а также целого ряда гранитоидных комплексов Ангаро-Витимского батолита и ассоциирующих с ними базитов. Полученные геохронологические данные, с учетом ошибки наложения возрастных рамок, могут свидетельствовать в пользу того, что становление массива происходило в достаточно длительный интервал (Избродин и др., 2024; Старикова и др., 2024).

2. Отсутствие выраженных признаков единого тренда дифференциации между разновидностями сиенитов, Rb-O изотопные характеристики пород, а также различия по содержаниям редкоземельных и редких элементов в породах и отдельных минералах свидетельствуют о несостоятельности гипотезы единого тренда дифференциации первичной магмы с образованием нефелиновых, щелочных и кварцевых сиенитов, высказанной ранее Н.В. Владыкиными (Владыкин и др., 2014). Сосуществование в составе единого магматического комплекса близко-одновозрастных когенетичных нефелин-нормативных и кварц-нормативных пород также исключает возможность их образования только в рамках процессов кристаллизационной дифференциации первичного щелочно-базитового/нефелин-сиенитового расплава. Наиболее вероятным фактором, объединившим в составе массива Бурпала нефелиновые (нефелин-нормативные) и щелочные кварцевые (кварц-нормативные) сиениты, выступают процессы коровой контаминации сиалическим веществом.

3. Закономерные различия в распределении ряда редких элементов указывают на различную степень взаимодействия магматических расплавов с коровым материалом в процессе формирования данных групп пород. Становление массива объясняется моделью корового анатексиса, что предполагает открытую систему, сочетающую процессы фракционной кристаллизации первичного расплава и ассимиляции сиалическим веществом. В результате смешения с образовавшимся в кровле магматической камеры коровым расплавом формировалась пересыщенная кремнеземом магма, внедрение которой сопровождалось кристаллизацией самых внешних обнаженных кварцевых сиенитов. Последовательное пульсационное внедрение

кремний-недосыщенных магм из камеры привело к формированию щелочных и нефелиновых сиенитов, не значительно или не контаминированных коровым веществом.

4. Все разновидности сиенитов массива Бурпала демонстрируют близкие Sr-Nd изотопные характеристики, а конфигурация геохимических спектров подтверждает сингенетичность магм. Породы Бурпалы богаты Ba, LILE, Th, легкими лантаноидами и имеют мультиэлементные спектры с резкими минимумами Nb-Ta, Ti и максимумами Ba, Pb. Такие изотопно-геохимические характеристики свидетельствуют о том, что породы массива представляют собой продукты магм, образованных из метасоматизированной литосферной мантии. Эти особенности, наряду с низкими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ в изученных породах, свидетельствуют, что литосферная мантия, послужившая источником для этих пород, метасоматизировалась в ходе аккреции различных террейнов с собственной литосферой при становлении общей континентальной литосферы Сибирского кратона в архей-раннепротерозойский период. При этом роль плюмового компонента в образовании Бурпалинского и Сыннырского массивов, вероятно, не была сколько-нибудь значимой, несмотря на активный позднепалеозойский магматизм плюмового типа в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ

FCA – fractional crystallization and assimilation

ФК – фракционная кристаллизация

СБЩП – Северо-Байкальская щелочная провинция

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

АВБ – Ангаро-Витимский батолит

БВП – Байкало-Витимский пояс

РЗЭ – редкоземельные элементы

LREE (ЛРЗЭ) – легкие редкоземельные элементы

LILE – крупноионные литофильные элементы

HFSE – высокозарядные элементы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 345–378.
2. Андреев Г.В. Петрология формации калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск: Издательство Наука, 1981. 85 с.
3. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
4. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
5. Архангельская В.В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. Москва: Недра, 1974. 128 с.
6. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. № 3. С. 309–321.
7. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Цветков А.А., Ярмолук В.В., Борсук А.М., Бубнов С.Н. Магматические ассоциации, формации, серии // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Москва: Наука, 1987. С. 7–18.
8. Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 489–507.
9. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма: автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1997. 80 с.
10. Владыкин Н.В., Миузаки Т. Уникальный массив щелочных пород – Бурпала // Щелочной магматизм земли: Труды научной школы. Москва: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 73–75.
11. Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б., Ярмолук 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.
12. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.

13. Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиносности пород // Доклады Академии наук СССР. 1961. Т. 140, № 1. С. 181–184.
14. Жидков А.Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции // Геология и геофизика. 1962. № 9. С. 29–40.
15. Жидков А.Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ленинград, 1956. 21 с.
16. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северобайкальского нагорья // Доклады Академии наук СССР. 1963. Т. 149, № 1. С. 74–78.
17. 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 массива Бурпала // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. С. 0741. DOI: 10.5800/GT-2024-15-1-0741.
18. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234–1245.
19. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5–13.
20. Когарко Л.Н., Гуляева Л.А. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива // Геохимия. 1965. № 8. С. 1011–1023.
21. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 939–942.
22. Когарко Л.Н., Крамм У., Блэксланд А., Ветрин В.Р. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского плутона // Доклады Академии наук СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 1001–1004.
23. Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 5–17.
24. Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
25. Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Вавилов М.А. О дифференциации щелочных базальтоидных магм // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 79–85.
26. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 234 с.

27. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива // Доклады Академии наук. 2013. Т. 453. № 3. С. 295–299. DOI: 10.7868/S0869565213330165.
28. Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 1988. 236 с.
29. Лебедева Ю.М., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Богомоллов Е.С., Толмачева Е.В. Условия формирования основных гранулитов и высокоглиноземистых гнейсов Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 66–70.
30. Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
31. Носова А.А. и др. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
32. Панина Л.И. Образование высококалийевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика. 1983. Т. 24. № 4. С. 34–40.
33. Панина Л.И., Костюк В.П. О составе симплектитовых сростаний в сынныритах // Геология и геофизика. 1989. № 8. С. 126–132.
34. Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Рябуха М.А. Генезис сынныритов Сыннырского массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 458–461.
35. Панина Л.И., Усольцева Л.М. Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 655–670.
36. 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 // Материалы Всероссийской научной конференции «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли». Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2023. С. 309–313. DOI: 10.37614/978-5-91137-500-3.062.
37. Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалийевых щелочных пород Сыннырского и Южно Сакунского массивов // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 195–204.
38. Портнов А.М. Бурпала — минералогический заповедник? // Природа. 2018. № 5. С. 73–82.
39. Портнов А.М. Минералогия щелочных пегматитов Бурпалинского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 1966.

40. Портнов А.М. Редкометальная минерализация щелочного массива Бурпала в Северном Прибайкалье: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Москва, 1965. 275 с.
41. Портнов А.М., Нечаева Е.А. Нефелинизация в приконтактных зонах щелочного массива Бурпала // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1967. № 5. С. 71–76.
42. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79–96.
43. Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Алексеев И.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вендский возраст гранодиоритов и плагиогранитов таллаинского комплекса (Байкало-Муйский пояс): U-Pb-изотопные данные // ДАН. 2017. Т. 474. № 2. С. 214–219.
44. Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. и др. Главные этапы тектономагматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018. С. 297–300.
45. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 37 с.
46. Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 2009. 22 с.
47. Сотникова И.А., Владыкин Н.В. Геологическое строение и петрохимические особенности глубинного ультраредкометалльного щелочного массива Бурпала // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск: Издательство Иркутского государственного университета, 2012. С. 256–266.
48. Сотникова И.А., Владыкин Н.В. Петрогеохимические и минералогические особенности редкометалльных щелочных массивов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. Т. 2(35). С. 62–68.
49. Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом сибирского кратона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 10. С. 1369–1391.
50. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 189 с.
51. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с. ISBN 5-02-003242-5.
52. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. и др. Соотношение мантийного и разновозрастного корового вещества в составе гранитоидов Забайкалья // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 3. С. 779–799.

53. Чепуров А.И., Базарова Т.Ю., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С. Состав включений магматического расплава // Доклады Академии наук СССР. 1974. Т. 218. № 5. С. 1185–1188.
54. Ablay G.J., Carroll M.R., Palmer M.R., Martí J., Sparks R.S.J. Basanite–phonolite lineages of the Teide–Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 905–936.
55. Adam J., Green T.H. 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. P. 815–827.
56. Allan J.F. Geology and mineralization of the Kipawa yttrium–zirconium prospect, Quebec // *Exploration and Mining Geology*. 1992. V. 1. P. 283–295.
57. Andersen A.K., Clark J.G., Larson P.B., Donovan J.J. REE fractionation, mineral speciation, and supergene enrichment of the Bear Lodge carbonatites // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 89. P. 780–807. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.06.025.
58. Andersen T., Erambert M., Larsen A.O., Selbekk R.S. Petrology of nepheline syenite pegmatites in the Oslo Rift, Norway // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 2303–2325.
59. Andersen T., Friis H. The transition from agpaitic to hyperagpaitic magmatic crystallization in the Ilímaussaq alkaline complex // *Journal of Petrology*. 2015. V. 56(7). P. 1343–1364.
60. Anzolini C., Angel R.J., Merlini M., Derzsi M., Tokár K., Milani S., Krebs M.Y., Brenker F.E., Nestola F., Harris J.W. Depth of formation of CaSiO₃-walstromite included in super-deep diamonds // *Lithos*. 2016. V. 265. P. 138–147. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.09.025.
61. Arculus R.J., Delano J.W. Implications for the primitive atmosphere of the oxidation state of Earth's upper mantle // *Nature*. 1980. V. 288. P. 72–74.
62. Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Montero P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 3. P. 1–32.
63. Atanasova P., Marks M.A.W., Heining T., Krause J., Gutzmer J., Markl G. Distinguishing magmatic and metamorphic processes in peralkaline rocks of the Norra Kärr complex // *Journal of Petrology*. 2017. V. 58. P. 361–384.
64. Avanzinelli R., Elliot T., Tommasini S., Conticelli S. Constraints on the genesis of the potassium-rich Italian volcanics from U/Th disequilibrium // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 195–223.
65. Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 213–227.

66. Bachmann O., Bergantz G.W. Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 149(1-2). P. 85–102.
67. Bailey D.K. Mantle metasomatism—continuing chemical change within the Earth // *Nature*. 1982. V. 296. № 5857. P. 525–530.
68. Banerjee S., Kyser T.K., Mitchell R.H. Oxygen and hydrogen isotopic composition of phlogopites and amphiboles in diamond-bearing kimberlite hosted MARID xenoliths: constraints on fluid-rock interaction and recycled crustal material in the deep continental lithospheric mantle // *Chemical Geology*. 2018. V. 479. P. 272–285.
69. Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Siena F., Verde M. Cenozoic tectono-magmatic evolution of the central-western Mediterranean: migration of an arc-interarc basin system and variations in the mode of subduction // *Crop Project — deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy* / Ed. I.R. Finetti. Elsevier Special Volume. 2005. P. 623–640.
70. Beermann O., Holtz F., Duesterhoeft E. Magma storage conditions and differentiation of the mafic Lower Pollara volcanics, Salina Island, Aeolian Islands, Italy: implications for the formation conditions of shoshonites and potassic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 172. № 5. P. 37.
71. Beeskov B., Treloar P.J., Rankin A.H., Vennemann T.W., Spangenberg J. A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibina nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 1–18.
72. Bell K., Lavecchia G., Rosatelli G. Cenozoic Italian magmatism - Isotope constraints for possible plume-related activity // *Journal of South American Earth Sciences*. 2013. V. 41. P. 22–40. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.10.005.
73. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115–140.
74. Blaxland A.B., van Breemen O., Steinfelt A. Age and origin of agpaitic magmatism at Ilimaussaq, South Greenland: Rb-Sr study // *Lithos*. 1976. V. 9. P. 31–38.
75. Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D. Petrogenesis of mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan // *International Geology Review*. 1994. V. 36(7). P. 629–644.
76. Borst A., Waight T., Finch A., Storey M., Le Roux P. Dating agpaitic rocks: A multi-system (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) isotopic study of layered nepheline syenites from the Ilimaussaq complex, Greenland // *Lithos*. 2018. V. 322-323. P. 324–343. DOI: 10.1016/j.lithos.2018.10.037.

77. Boulanger M., France L., Deans J.R., Ferrando C., Lissenberg J., von der Handt A. Magma reservoir formation and evolution at a slow-spreading center (Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge) // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. Art. 554598. DOI: 10.3389/feart.2020.554598.
78. Campbell I.H., Griffiths R.W. The evolution of the mantle's chemical structure // *Lithos*. 1993. V. 30. № 3–4. P. 389–399. DOI: 10.1016/0024-4937(93)90047-G.
79. Caroff M., Maury R.C., Leterrier J., Joron J.L., Cotten J., Guille G. Trace element behavior in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa atoll, French Polynesia // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 1–22.
80. Carvalho B.B., Janasi V.A., Henrique-Pinto R. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil // *Lithos*. 2014. V. 205. P. 39–59.
81. Cashman K.V., Sparks R.S.J., Blundy J.D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes // *Science*. 2017. V. 355. P. 6331.
82. Cawthorn R.G. Geometry and emplacement of the Pilanesberg Complex, South Africa // *Geological Magazine*. 2015. V. 152(5). P. 802–812. DOI: 10.1017/S0016756814000764.
83. Chakrabarty K.L., Pruseth K.L., Sen A.K. First report of eudialyte occurrence from the Sushina Hill Region // *Journal of the Geological Society of India*. 2011. V. 77. P. 12–16.
84. Chambers M., Memeti V., Eddy M.P., Schoene B. Half a million years of magmatic history recorded in a K-feldspar megacryst of the Tuolumne Intrusive complex, California, USA // *Geology*. 2020. V. 48(4). P. 400–404.
85. Chen Q., Dai L.-Q., Zhao Z.-F., Zheng Y.-F. Magma differentiation and recharge in the petrogenesis of early paleozoic mafic intrusives // *Lithos*. 2021. V. 404–405. P. 106492. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106492.
86. 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 // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 1456.
87. Cloud P.E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the Primitive Earth // *Science*. 1968. V. 160. P. 729–736.
88. Conceição R.V., Green D.H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite // *Lithos*. 2004. V. 72(3-4). P. 209–229. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.09.003.
89. Condie K.C. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. № 1. P. 51–60. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.09.001.

90. Condie K.C. The evolution of plate tectonics on planet Earth: two lithospheric transitions in the last 4 Gyr // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2018. V. 50. № 6. Paper No. 146–4.
91. Cooper G.F., Davidson J.P., Blundy J.D. Plutonic xenoliths from Martinique, Lesser Antilles: Evidence for open system processes and reactive melt flow in island arc crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171(10). P. 87.
92. Cooper K.M., Kent A.J.R. Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage // Nature. 2014. V. 506. P. 480–483.
93. Coulson I.M. Evolution of the North Qôroq centre nepheline syenites, South Greenland: alkali- mafic silicates and the role of metasomatism // Mineralogical Magazine. 2003. V. 67. P. 873–892.
94. Curtis L.W., Currie K.L. Geology and petrology of the Red Wine alkaline complex, central Labrador // Geological Survey of Canada Bulletin. 1981. V. 294. 70 p.
95. Daly R.A. The nature of volcanic action // Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. 1911. V. 47. P. 48–119.
96. Davies G.R., Macdonald R. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex // Journal of Petrology. 1987. V. 28. P. 1009–1031.
97. Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G. Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // Journal of Petrology. 2006. V. 47(6). P. 1119–1146.
98. Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // Journal of Petrology. 1985. V. 36. P. 797–826.
99. de Silva S., Salas G., Schubring S. Triggering explosive eruptions—The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru // Geology. 2008. V. 36. P. 387–390.
100. Deering C.D., Keller B., Schoene B., Bachmann O., Behn M.D. Zircon record of the plutonic-volcanic connection and protracted rhyolite melt evolution // Geology. 2016. V. 44. P. 267–270. DOI: 10.1130/G37539.1.
101. Detrick R.S., Buhl P., Vera E., Mutter J., Orcutt J., Madsen J., Brocher T. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise // Nature. 1987. V. 326. P. 35–41. DOI: 10.1038/326035a0.
102. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 154. P. 354–368.

103. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 154. P. 354–368.
104. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C. Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex // *International Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 109. P. 2407–2423.
105. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province // *Lithos*. 2012. V. 152. P. 157–172. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.05.002.
106. Douglas R.W., Nath P., Paul A. [Study on glass properties] // *Physics and Chemistry of Glasses*. 1965. V. 6. P. 216.
107. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province // *Lithos*. 2005. V. 85. P. 48–75.
108. Downes H., Kostoula T., Jones A., Beard A., Thirlwall M., Bodinier J.L. Geochemistry and Sr–Nd isotopic compositions of mantle xenoliths from the Monte Vulture carbonatite–melilitite volcano, central southern Italy // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 144. P. 78–92. DOI: 10.1007/s00410-002-0383-4.
109. Dumańska-Słowik M. Evolution of mariupolite in the alkaline Oktiabrski Massif // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 78. P. 1–13. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.03.011.
110. Dunworth E.A., Bell K. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 377–405.
111. Eby G.N. Monteregian Hills I. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of the Western Intrusions // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 421–452.
112. Eby G.N. Sr and Pb isotopes, U and Th chemistry of the alkaline Monteregian and White Mountain igneous provinces, eastern North America // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. V. 49. P. 1143–1153.
113. Elburg M.A., Cawthorn R.G. Source and evolution of the alkaline Pilanesberg Complex, South Africa // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 148–165.
114. Estrade G., Béziat D., Salvi S., Tiepolo M., Paquette J.-L., Rakotovo S. Unusual evolution of silica-under- and -oversaturated alkaline rocks in the Cenozoic Ambohimirahavavy Complex // *Lithos*. 2014. V. 206–207. P. 361–383. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.08.008.
115. Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D. Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite // *International Geology Review*. 2000. V. 42. P. 769–804.

116. Feng Z., Sun D.-Y., Gou J. Differentiation of magma composition: Reactivation of mush and melt reaction in a magma chamber // *Lithos*. 2021. V. 388-389. P. 106066. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106066.
117. Ferguson A.K. The occurrence of ramsayite, titan-låvenite and a fluorine-rich eucolite in a nepheline-syenite inclusion from Tenerife, Canary Islands // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1978. V. 66. P. 15–20. DOI: 10.1007/BF00376081.
118. Fitton J.G., Upton B.G.J. *Alkaline Igneous Rocks* // Geological Society Special Publications. 1987. V. 30. 568 p.
119. Flohr M.J.K., Ross M. Alkaline igneous rocks of Magnet Cove, Arkansas: Mineralogy and geochemistry of syenites // *Lithos*. 1990. V. 26(1-2). P. 67–98. DOI: 10.1016/0024-4937(90)90041-X.
120. Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Chen J. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 697–704.
121. Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Jiangfeng C. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 697–704.
122. Foley S.F. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // *Lithos*. 1992. V. 28(3-6). P. 187–204. DOI: 10.1016/0024-4937(92)90006-K.
123. Förster M.W., Foley S.F., Prelevic D., Buhre S. Melting and dynamic metasomatism of mixed harzburgite+glimmerite mantle source: Implications for the genesis of orogenic potassic magmas // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 182–191.
124. Franz L., Kramer K., Herzig P.M. Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea)—Thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43 (2). P. 315–343.
125. Frazer R.E., Coleman D.S., Mills R.D. Zircon U-Pb geochronology of the Mount Givens Granodiorite: Implications for the genesis of large volumes of eruptible magma // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 2907–2924. DOI: 10.1002/2013JB010716.
126. Frisch W., Abdel-Rahman A.M. Petrogenesis of the Wadi Dib alkaline ring complex, Eastern Desert of Egypt // *Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 65 (3). P. 249–275.
127. Frolov A.A., Lapin A.V., Tolstov A.V., Zinchuk N.N., Belov S.V., Burmistrov A.A. *Carbonatites and Kimberlites (Interrelations, Minerageny, Prediction)*. Moscow: National Information Agency "Priroda", 2005. 539 p.
128. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1955–1969.

129. Fu R.-X., Li N.-B., Niu H.-C., Zhao X., Zhao Y., Qu P. Evolution of alkaline magmas and enrichment of rare earth elements // *Ore Geology Reviews*. 2025. V. 179. P. 106524. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2025.106524.
130. Garnero E., McNamara A., Thorne M., Rost S. Fine-scale ultra-low velocity zone layering at the core-mantle boundary and superplumes // *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, Springer, 2007. P. 139–158. DOI: 10.1007/978-1-4020-5750-2_6.
131. Giehl C., Marks M.A.W., Nowak M. Phase relations and liquid lines of descent of an iron-rich peralkaline phonolitic melt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 165. P. 283–304.
132. Gleeson M.L.M., Gibson S.A., Stock M.J. Upper mantle mush zones beneath low melt flux ocean island volcanoes: Insights from Isla Floreana, Galapagos // *Journal of Petrology*. 2020. V. 61(12). P. 1–26. DOI: 10.1093/petrology/egaa094.
133. Goodenough K.M., Schilling J., Jonsson E., Kalvig P., Charles N., Tuduri J., Deady E.A., Sadeghi M., Schiellerup H., Müller A., Bertrand G., Arvanitidis N., Eliopoulos D.G., Shaw R.A., Thrane K., N. Keulen N. Europe's rare earth element resource potential // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 72. P. 838–856.
134. Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Long-term memory of subduction processes in the lithospheric mantle: evidence from the geochemistry of basic dykes in the Gardar Province of south Greenland // *Journal of the Geological Society*. 2002. V. 159. P. 705–714.
135. Grassi D., Schmidt M.W. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 765–789.
136. Green D.H., Falloon T.J., Taylor W.R. Mantle-derived magmas-roles of variable source peridotite and variable C-H-O fluid compositions // *Magmatic Processes: Physicochemical Principles* / Ed. B. Mysen. The Geochemical Society Special Publications. 1987. № 1. P. 158–172.
137. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP–MS // *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences* / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2008. V. 40. P. 204–207.
138. Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47(6). P. 1177–1220.
139. Gupta A.K. Experimental studies on K-rich rocks // *Origin of potassium-rich silica-deficient igneous rocks* / Ed. A.K. Gupta. Springer, India. 2015. P. 381–451
140. Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G. The Grønnedal-Ika carbonatite–syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 191–217

141. Hamilton D.L., MacKenzie W.S. Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO₄-KAlSiO₄-SiO₂-H₂O // *Mineralogical Magazine*. 1965. V. 34. P. 214–231.
142. Hansteen T.H., Burke E.A.J. Melt-mineral-fluid interaction in peralkaline silicic intrusions in the Oslo Rift, Southeast Norway. II: high-temperature fluid inclusions in the Eikeren-Skrim Complex // *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*. 1990. V. 417. P. 15–32.
143. Harris C. Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic anorogenic complexes of Damaraland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 122. P. 308–321.
144. Harris C. The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension island // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24. P. 424–470.
145. Harris C., Marsh J.S., Milner S.C. Petrology of the alkaline core of the Messum Igneous Complex // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40. P. 1377–1397.
146. Harris C., Whittingham A.M., Milner S.C., Armstrong R.A. Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks // *Geology*. 1990. V. 18. P. 1119–1121.
147. Harris P.G. Zone refining and the origin of potassic basalts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1957. V. 12(3). P. 195–208.
148. Harte B., Harris J.W., Hutchison M.T., Watt G.R., Wilding M.C. Lower mantle mineral associations in diamonds from Sao Luiz, Brazil // *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation* / Ed. Y. Fei, C.M. Bertka, B.O. Mysen. Geochemical Society Special Publications. 1999. V. 6. P. 125–153.
149. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. V. 97(11-12). P. 2031–2048. DOI: 10.2138/am.2012.4276.
150. Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V. Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato Grosso, Brazil) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 149. P. 430–445.
151. Heaman L.M., Machado N. Timing and origin of midcontinent rift alkaline magmatism // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1992. V. 110. P. 289–303.
152. Hermann J., Spandler C.J. Sediment Melts at Sub-arc Depths: an Experimental Study // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49(4). P. 717–740. DOI: 10.1093/petrology/egm073.
153. Hildreth W. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 136(3-4). P. 169–198.
154. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. № 6613. P. 219–229. DOI: 10.1038/385219a0.

155. Holland H. The chemical evolution of the atmosphere and ocean. Princeton: Princeton University Press, 1984. 582 p.
156. Hou T., Zhang Z., Keiding J.K., Veksler I.V. Petrogenesis of the Ultrapotassic Fanshan Intrusion in the North China Craton // *Journal of Petrology*. 2015. V. 56. P. 893–918.
157. 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. 184–185. P. 209–224.
158. Huang W.L., Wyllie P.J. Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ to 35 kilobars dry, and with excess water // *Journal of Geology*. 1975. V. 83. P. 737–748.
159. Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B. Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 224. P. 132–153.
160. Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Elbaev A.L.; Ripp G.S. Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11(4). P. 1289–1303. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.12.009.
161. Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Rampilov M.O., Ripp G.S., Lastochkin E.I., Khubanov V.B., Posokhov V.F., Vladykin N.V. Age and Mineralogical and Geochemical Parameters of Rocks of the China Alkaline Intrusion // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58(8). P. 903–921. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.07.002.
162. Jackson M.D., Blundy J., Sparks R.S.J. Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust // *Nature*. 2018. V. 564. P. 405–409.
163. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 521–539. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.06.015.
164. Janney P.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitite province, South Africa: implications for the sources of kimberlites and the origin of the HIMU signature in Africa // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43 (12). P. 2339–2370.
165. Janse A.J.A., Sheahan P.A. Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach // *Journal of Geochemical Exploration*. 1995. V. 53. P. 73–111.
166. Jensen S.M., Secher K., Rasmussen T.M., Schjoth F. Diamond exploration data from West Greenland: 2004 update and revision. Geological Survey of Denmark and Greenland Report, 2004/17. 90 p.

167. Jourdan, F., Bertrand, H., Schärer, U., Blichert-Toft, J., Féraud, G., Kampunzu, A. B. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. P. 1043–1077.
168. Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites // *Journal of Geology*. 2005. V. 113. P. 651–672.
169. Kaiser J.F., de Silva S., Schmitt A.K. Economos, R., Sunagua, M. Million-year melt-presence in monotonous intermediate magma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 493. P. 262–266. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.033.
170. Kaminsky F.V. *The Earth's Lower Mantle: Composition and Structure*. Cham: Springer, 2017. 331 p. ISBN 978-3-319-55683-3.
171. Kaminsky F.V. Water in the Earth's lower mantle // *Geochemistry International*. 2018. V. 56(12). P. 1117–1134.
172. Kay R.W., Gast P.W. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts // *The Journal of Geology*. 1973. V. 81 (6). P. 653–682.
173. Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 479–488.
174. Kiseeva E.S., Kamenetsky V.S., Yaxley G.M., Shee S.R. Mantle melting versus mantle metasomatism—“The chicken or the egg” dilemma // *Chemical Geology*. 2017. V. 455. P. 120–130
175. Kogarko L.N. Kimberlite magmatism in the Earth's history: Diamond potential and genesis // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 418 (1). P. 73–75. DOI: 10.1134/S1028334X08010169
176. Kogarko L.N. Ore-forming potential of alkaline magmas // *Lithos*. 1990. V. 26. P. 167–175.
177. Kogarko L.N. Plume related kimberlites and carbonatites // *Mineralogy and Petrology*. 2023. V. 117. P. 497–503. DOI: 10.1007/s00710-022-00789-9.
178. Kogarko L.N. *Rôle of Volatiles* // *The Alkaline Rocks* / Ed. by H. Sørensen. London: John Wiley & Sons, 1974. P. 474–487.
179. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M., Woolley A. *Alkaline rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR*. London: Chapman & Hall, 1995. 226 p.
180. Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98. P. 141–159.
181. Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P. Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 98(2). P. 197–208.

182. Kogarko L.N., Sorokhtina N.V., Zaitsev V.A., Senin V.G. Rare metal mineralization of calcite carbonatites from the Cape Verde Archipelago // *Geochemistry International*. 2009. V. 47(6). P. 531–549. DOI: 10.1134/S0016702909060019.
183. Köhler J., Marks M., Markl G. Petrological and geochemical investigations of fluid inclusions in the Puklen intrusion, South Greenland // *European Journal of Mineralogy*. 2004. V. 16. P. 71.
184. Köhler J., Schönenberger J., Upton B., Markl G. Halogen and trace-element geochemistry in the Gardar Province, South Greenland: subduction-related metasomatism and fluid exsolution from alkalic melts // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 731–747.
185. Koller F., Škoda R., Palfi G., Popp F. Phonolites of the Aris and Rehoboth areas, Central Namibia // *Mineralogická a petrologická konferencia MinPet 2013: Zborník recenzovaných abstraktov príspevkov*. 2013. P. 40.
186. Kong Q.Y. *Encyclopedia of Geology and Mineral Knowledge*. Jinan: Shandong Science and Technology Press, 2014.
187. Konnerup-Madsen J. A review of the composition and evolution of hydrocarbon gases during solidification of the Ilímaussaq alkaline complex // *Geology of Greenland Survey Bulletin*. 2001. V. 190. P. 159–166.
188. Konnerup-Madsen J. Composition of fluid inclusions in granites and quartz syenites from the Gardar continental rift province (South Greenland) // *Bulletin de Minéralogie*. 1984. V. 107. P. 327–340.
189. Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 75–110.
190. Kramm U., 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.
191. Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., Orlova A.V., Anosova M.O., Perelyaev V.I., Nekrasov G.E., Liu D.Y. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 111. P. 138–160.
192. Krumrei T.V., Pernicka E., Kaliwoda M., Markl G. Volatiles in a peralkaline system: abiogenic hydrocarbons and F-Cl-Br systematics in the naujaite of the Ilímaussaq intrusion // *Lithos*. 2007. V. 95. P. 298–314.
193. Landoll J.D., Foland K.A., Henderson C.M.B. Nd isotopes demonstrate the role of contamination in the formation of coexisting quartz and nepheline syenites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. V. 117. P. 305–329.

194. Larsen L.-M. Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas // *Lithos*. 1979. V. 12. P. 303–315.
195. Larsen L.M., Sørensen H. The Ilímaussaq intrusion—progressive crystallization and formation of layering in an agpaitic magma // Geological Society, London, Special Publications. 1987. V. 30. P. 473–488
196. Le Maitre R.W. (Ed.) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2003. 193 p.
197. Le Roex A.P. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots // *Nature*. 1986. V. 324 (6094). P. 243–245.
198. Lehnert K., Su Y., Langmuir C., Sarbas B., Nohl U. A global geochemical database structure for rocks // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2000. V. 1. Art. № 1999GC000026.
199. Linnen R.L., Keppler H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 3293–3301.
200. Lissenberg C.J., MacLeod C.J., Bennett E.N. Consequences of a crystal mush-dominated magma plumbing system: A mid-ocean ridge perspective // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2019. V. 377(2139). P. 20180014. DOI: 10.1098/rsta.2018.0014.
201. Lissenberg C.J., MacLeod C.J., Howard K.A., Godard M. Pervasive reactive melt migration through fast-spreading lower oceanic crust (Hess Deep, equatorial Pacific Ocean) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 361. P. 436–447.
202. Litasov K.D., Ohtani E. Phase relations in hydrous MORB at 18–28 GPa // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2005. V. 150. P. 239–263.
203. Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M. The solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*. 2013. V. 41. P. 79–82.
204. Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y.; Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
205. Liu D., Zhao Z., Zhu D.C., Niu Y., DePaolo D.J., Harrison T.M., Mo X., Dong G., Zhou S., Sun C., Zhang Z., Liu J. Postcollisional potassic and ultrapotassic rocks in southern Tibet: Mantle and crustal origins in response to India–Asia collision and convergence // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 143. P. 207–231.
206. Lubala R.T., Frick C., Rogers J.H., Walraven F. Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel Alkaline Complex // *Journal of Geology*. 1994. V. 102. P. 307–316.
207. Ludwig K.R. *ISOPLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. V. 4. 74 p.
208. Mann U., Marks M., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 262–285.

209. Mann U., Marks M.A.W., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 262–285.
210. Markl G. A new type of silicate liquid immiscibility in peralkaline nepheline syenites (lujavrites) of the Ilímaussaq complex // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 141. P. 458–472.
211. Markl G., Marks M.A.W., Frost B.R. On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline melts // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51(9). P. 1831–1847.
212. Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilímaussaq Intrusion // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 1947–1969.
213. Marks M., Vennemann T.W., Siebel W., Markl G. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite-alkali granite complex // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. P. 1247–1280.
214. Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J., Frost B.R., Markl G. The mineralogical diversity of alkaline igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 439–455.
215. Marks M.A.W., Markl G. A global review on agpaitic rocks // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 173. P. 229–258. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.07.004.
216. Marks M.A.W., Markl G. Global review on agpaitic rocks // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 173. P. 229–258.
217. Marks M.A.W., Schilling J., Coulson I.M., Wenzel T., Markl G. The alkaline-peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1097–1131.
218. Marks M.A.W., Vennemann T., Siebel W., Markl G. Nd-, O-, and H-isotopic evidence for complex fluid evolution of the peralkaline Ilímaussaq intrusion // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. P. 3379–3395.
219. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120(3). P. 223–253.
220. McKenzie D.P., O'Nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. V. 301. P. 229–231.
221. Melluso L., Cucciniello C., Le Roex A.P., Morra V. The geochemistry of primitive volcanic rocks of the Ankaratra volcanic complex // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. V. 185. P. 435–452.
222. Mikova J., Denkova P. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis // *Journal of Geosciences*. 2007. V. 52. P. 221–226.

223. Miller W.R. Early Cretaceous Anorogenic Ring Complexes And Plutons Of The Damaraland Suite. 2008. 18001–18061 p.
224. Mingram B., Trumbull R.B., Littman S., Gerstenberger H. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism // *Lithos*. 2000. V. 54. P. 1–22.
225. Misawa K., Yamazaki F., Ihira N., Nakamura N. Separation of rare earth elements and strontium from chondritic meteorites // *Geochemical Journal*. 2000. V. 34. P. 11–21.
226. Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V. Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 243–248.
227. Mitchell R.H., Vladykin N.V. Compositional variation of pyroxene and mica from the Little Murun ultrapotassic complex // *Mineralogical Magazine*. 1996. V. 60. P. 907–925.
228. Möller V., Williams-Jones A.T. Petrogenesis of the Nechalacho Layered Suite, Canada: Magmatic Evolution of a REE–Nb-rich Nepheline Syenite Intrusion // *Journal of Petrology*. 2016. V. 57(2). P. 229–276.
229. Mumford T.R. Petrology of the Blatchford Lake Intrusive Suite: Ph.D. thesis. Carleton University, 2013. 240 p.
230. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43 (6). P. 981–1001.
231. Nasdala L., Brenker F.E., Glöckner J., Hofmeister W., Gasparik T., Harris J.W., Stachel T., Reese I. Spectroscopic 2D-tomography: Residual pressure and strain around mineral inclusions in diamonds // *European Journal of Mineralogy*. 2003. V. 15. P. 931–935.
232. Nevin E.-R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Obst K., Timmermann M.J., Kirstein L. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia // *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe* / Ed. by M. Wilson et al. Geological Society, London, Special Publications. 2004. V. 223. P. 11–40.
233. Nicholls J., Carmichael J.S.E. Peralkaline acid liquids: A petrological study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1969. V. 20(3). P. 268–294. DOI: 10.1007/BF00377480.
234. Nielsen B.L., Steinfeldt A. Intrusive events at Kvanefjeld // *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. 1979. V. 27. P. 143–155.
235. Nielsen T.F.D. The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dike system // *Lithos*. 1980. V. 13(2). P. 181–197. DOI: 10.1016/0024-4937(80)90019-5.
236. Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. V. 126(4). P. 331–344. DOI: 10.1007/s004100050254.

237. Nielson D.L., Sibbett B.S. Geology of Ascension Island, South Atlantic Ocean // *Geothermics*. 1996. V. 25. P. 427–448.
238. Nivin V.A., Treloar P.J., Konopleva N.G., Ikorsky S.V. A review of the occurrence, form and origin of C-bearing species in the Khibiny alkaline igneous complex // *Lithos*. 2005. V. 85. P. 93–112.
239. O’Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 34(1). P. 13–22.
240. Olsen K.I., Griffin B.J. Fluid inclusion studies of the Drammen granite, Oslo Paleorift, Norway. II. Gas- and leachate analyses of miarolytic quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984a. V. 87. P. 15–23.
241. Olsen K.I., Griffin W.L. Fluid inclusion studies of the Dramman granite, Oslo Paleorift, Norway. I. Microthermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984b. V. 87. P. 1–14.
242. O’Neill H.S.C., Jenner F.E. The global pattern of trace-element distributions in ocean floor basalts // *Nature*. 2012. V. 491. P. 698–704.
243. O’Reilly S.Y., Griffin T.G. Mantle metasomatism // *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* / Ed. D.E. Harlov, H. Austrheim. Springer, 2013. P. 471–534.
244. Ou Q., Wang Q., Wyman D.A., Zhang C., Hao L-L., Dan W., Jiang Z-Q., Wu F-Y., Yang J-H., Zhang H-X., Xia X-P., Ma L., Long X-P., Li J. Postcollisional delamination and partial melting of enriched lithospheric mantle // *GSA Bulletin*. 2019. V. 131(7/8). P. 1385–1408. DOI: 10.1130/B31911.1.
245. Pankhurst R.J., Beckinsale R.D., Brooks C.K. Strontium and oxygen isotope evidence relating to the petrogenesis of the Kangerdlugssuaq alkaline intrusion // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 54. P. 17–42.
246. Park K., Choi S.H., Cho M., Lee D.C. Evolution of the lithospheric mantle beneath Mt. Baekdu (Changbaishan): constraints from geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic studies on peridotite xenoliths in trachybasalt // *Lithos*. 2017. V. 286. P. 330–344.
247. Paslick C., Halliday A., James D., Dawson J.B. Enrichment of the continental lithosphere by OIB melts: isotopic evidence from the volcanic province of northern Tanzania // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 130. P. 109–126.
248. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6(7). Q07006. DOI: 10.1029/2004GC000895.
249. Peccerillo A. Potassic and Ultraotassic Rocks: Compositional Characteristics, Petrogenesis and Geologic Significance // *Episodes*. 1992. V. 15. P. 243–251.

250. Perry F.V., Baldrige W.S., DePaolo D.J. Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late cenozoic basaltic rocks // *Journal of Geophysical Research*. 1987. V. 92. P. 9193–9213.
251. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143. P. 154–174.
252. Prelević D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetković V., Downes H. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 1443–1487. DOI: 10.1093/petrology/egi022.
253. Ridolfi F., Santi P., Renzulli A., Upton B.G.J. Evolutionary stages of crystallization of weakly peralkaline syenites // *Mineralogical Magazine*. 2003. V. 67. P. 749–767.
254. Riishuus M.S., Peate D.W., Tegner C., Wilson J.R., Brooks C.K. Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and-undersaturated syenites // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 493–522.
255. Ringwood A.E. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chemical Geology*. 1990. V. 82. P. 187–207.
256. Rittmann A. Die geologisch bedingte evolution und differentiation des Somma-Vesuvmagmas. Reimer, Berlin. 1933.
257. Rogers J.J.W., Santosh M. Supercontinents in Earth history // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. P. 357–368.
258. Rubey W.W. Development of the hydrosphere and atmosphere, with special reference to probable composition of the early atmosphere // *Crust of the Earth* / Ed. A. Poldervaart. New York: Geological Society of America, 1955. P. 631–650.
259. Rubin A.E., Cooper K.M., Till C.B., Kent A.J.R., Costa F., Bose M., Gravley D., Deering C., Cole J. Rapid cooling and cold storage in a silicic magma reservoir recorded in individual crystals // *Science*. 2017. V. 356(6343). P. 1154–1157.
260. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33(3). P. 267–309. DOI: 10.1029/95RG01302.
261. Rukhlov A.S., Bell K., Amelin Y. Carbonatites, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: An overview // *Symposium on strategic and critical materials proceedings*. British Columbia Ministry of Energy, 2015. V. 3. P. 39–64.
262. Ryabchikov I.D., Kogarko L.N. Magnetite compositions and oxygen fugacity of the Khibina magmatic system // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 35–45.
263. Sanfilippo A., MacLeod C.J., Tribuzio R., Lissenberg C.J., Zanetti A. Early-stage melt-rock reaction in a cooling crystal mush beneath a slow-spreading mid-ocean ridge // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. Art. 579138. DOI: 10.3389/feart.2020.579138.

264. Schairer J.F. The Alkali-Feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ // *Journal of Geology*. 1950. V. 58. P. 512–517.
265. Schilling J., Marks M., Wenzel T., Markl G. Reconstruction of magmatic to sub-solidus processes in an agpaitic system // *The Canadian Mineralogist*. 2009. V. 47. P. 351–365.
266. 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 // *Mineralogical Magazine*. 2011. V. 75. P. 87–115.
267. Schmitt A.K., Emmermann R., Trumbull R.B., Bühn B., Henjes-Kunst F. Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg Complex // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 1207–1239.
268. Schönenberger J., Markl G. The magmatic and fluid evolution of the Motzfeldt intrusion in South Greenland // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1549–1577.
269. Schorscher H.D., Shea M.E. The regional geology of the Polos de Caldas alkaline complex // *Journal of Geochemical Exploration*. 1992. V. 45. P. 25–51.
270. Sekine T., Wyllie P.J. Effect of H_2O on liquidus relationships in $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 30 kb // *Journal of Geology*. 1983. V. 91. P. 195–210.
271. Shand S.J. *The Study of Rocks* (1st ed.). Thomas Murby & Co, London. 1931.
272. Shaw C.S.J., Lebert B.S., Woodland A.B. Thermodynamic modelling of mantle–melt interaction evidenced by veined wehrlite xenoliths from the Rockeskyllerkopf Volcanic Complex, West Eifel Volcanic field, Germany // *Journal of Petrology*. 2018. V. 59. № 1. P. 59–86.
273. Sheppard S. Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1995. V. 42. P. 173–185.
274. Shirey S.B., Richardson S.H., Harris J.W. Integrated models of diamond formation and craton evolution // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 923–944.
275. Silva L.C., Figueiredo M.O., Williams C.T. Notes on Cape Verde mineralogy, zirconium silicates in syenitic rocks from Boa Vista Island // *Garcia de Orta – Série de Geologia*. 1989. V. 12. P. 37–42.
276. Sjöqvist A., Cornell D., Andersen T., Erambert M., Ek M., Leijd M. Three Compositional Varieties of Rare-Earth Element Ore // *Minerals*. 2013. V. 3(1). P. 94–120. DOI: 10.3390/min3010094.
277. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - A new natural reference material // *Chemical Geology*. 2008. V. 249. P. 1–35.
278. Smith A.E. *The Mineralogy of Texas*. 2016. 221 p.
279. Sørensen H. The agpaitic rocks - an overview // *Mineralogical Magazine*. 1997. V. 61. P. 485–498.

280. Sørensen H. The agpaitic rocks - an overview // *Mineralogical Magazine*. 1997. V. 61(4). P. 485–498.
281. Sparks R.S.J., Annen C., Blundy J.D., Cashman K.V., Rust A.C., Jackson M.D. Formation and dynamics of magma reservoirs // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2019. V. 377. P. 1–30.
282. Stachel T., Harris J.W., Brey G.P., Joswig W. Kankan diamonds (Guinea) II: lower mantle inclusion parageneses // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 140. P. 16–27.
283. Stern B. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // *Geological Society of America Special Papers*. 2008. V. 440. P. 265–280. DOI: 10.1130/2008.2440(13).
284. Stevenson R., Upton B.G.J., Steenfelt A. Crust-mantle interaction in the evolution of the Ilímaussaq Complex // *Lithos*. 1997. V. 40(2-4). P. 189–202. DOI: 10.1016/S0024-4937(97)00025-X.
285. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345.
286. Taylor W.R., Green D. Measurement of reduced peridotite C-O-H solidus and implications for redox melting of the mantle // *Nature*. 1988. V. 332. P. 349–352.
287. Thompson R.N., Gibson S.A., Mitchell J.G., Dickin A.P., Leonardos O.H., Brod J.A., Greenwood J.C. Migrating Cretaceous–Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. P. 1493–1526.
288. Till C.B., Grove T.L., Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 163. № 4. P. 669–688.
289. Till C.B., Vazquez J.A., Boyce J.W. Months between rejuvenation and volcanic eruption at Yellowstone caldera, Wyoming // *Geology*. 2015. V. 43. P. 695–698.
290. Timmerman S., Spivak A.V., Jones A.P. Carbonatitic Melts and Their Role in Diamond Formation in the Deep Earth // *Elements*. 2021. V. 17(5). P. 321–326. DOI: 10.2138/gselements.17.5.321.
291. Tommasini T., Avanzinelli R., Conticelli S. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 301(3). P. 469–478. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.11.023.
292. Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary // *Nature*. 2010. V. 466. P. 352–355. DOI: 10.1038/nature09216.
293. Trumbull R.B., Emmermann R., Bühn B., Gerstenberger H., Mingram B., Schmitt A.K., Volker F. Insights on the genesis of the Cretaceous Damaraland igneous complexes in Namibia from an Nd- and Sr-isotopic perspective // *Communications of the Geological Survey of Namibia*. 2000. V. 12. P. 355–367.

294. Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D. Geodynamics of Late Paleozoic batholith forming processes in Western Transbaikalia // *Petrology*. 2017. V. 25(4). P. 396–418. DOI: 10.1134/S0869591117030043.
295. Upton B.G.J. Gardar mantle xenoliths; Igdlutalik, South Greenland // *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse*. 1990. V. 150. P. 37–43.
296. Upton B.G.J., Emeleus C.H. Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: the Gardar province // *Alkaline Igneous Rocks* / Ed. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. Geological Society Special Publications. 1987. V. 30. P. 449–471.
297. Upton B.G.J., Emeleus C.H., Heaman L.M., Goodenough K.M., Finch A. Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting // *Lithos*. 2003. V. 68. P. 43–65.
298. Upton B.G.J., Emeleus C.H., Heaman L.M., Goodenough K.M., Finch A.A. Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province // *Lithos*. 2003. V. 68. P. 43–65.
299. Upton B.G.J., Thomas J.E. The Tugtutôq younger giant dyke complex, South Greenland // *Journal of Petrology*. 1980. V. 21. P. 167–198.
300. Ussing N.V. Geology of the country around Julianehaab, Greenland // *Meddelelser om Grønland*. 1912. V. 38. P. 426.
301. Vasyukova O., Williams-Jones A. Partial melting, fractional crystallisation, liquid immiscibility and hydrothermal mobilisation // *Lithos*. 2019. V. 356-357(5). P. 105300. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105300.
302. Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Petrology, geochemistry and source characteristics of the Burpala alkaline massif, North Baikal // *Geoscience Frontiers*. 2017. V. 8(4). P. 711–719. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.04.006.
303. Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Dril S.I., Ernst R.E., Perfilova O.Yu., Grinev O.M., Komaritsyna T.E. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System // *Gondwana Research*. 2021. V. 89. P. 193–219.
304. Walker J.C. *Evolution of the Atmosphere*. New York: Macmillan Publishing Co, 1977. 306 p.
305. Wallace P., Carmichael I.S.E. Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican volcanic belt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 103. P. 470–492.
306. Ward K.M., Zandt G., Beck S.L., Christensen D.H., McFarlin H. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P. 43–53.

307. Watson E.B. Zircon saturation in felsic liquids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 70. P. 407–419.
308. Wendland R.F., Harrison W.J. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: results and implication for the formation of light rare earth-enriched rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. P. 409–419.
309. White W.M., Bryan W.B. Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba, and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area // *Geological Society of America Bulletin*. 1977. V. 88. P. 571–576.
310. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // *Nature*. 1982. V. 296. P. 821–825.
311. Wickham S.M. The segregation and emplacement of granitic magmas // *Journal of the Geological Society*. 1987. V. 144(2). P. 281–297.
312. Wilson M., Downes H., Cebriá J.M. Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. P. 1729–1753.
313. Wilson M., Neumann E.-R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M., Larsen B.T. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction // *Geological Society, London, Special Publications*. 2004. V. 223. P. 1–10.
314. Wolff J.A. Crystallisation of nepheline syenite in a subvolcanic magma system: Tenerife, Canary Islands // *Lithos*. 1987. V. 20(3). P. 207–223. DOI: 10.1016/0024-4937(87)90009-0.
315. Wones D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks // *American Mineralogist*. 1989. V. 74. P. 744–747.
316. Woodland A.B., Brey G.P., Girnig A., Bulatov V.K. Subduction factory in an ampoule: Experiments on sediment–peridotite interaction under temperature gradient conditions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 223. P. ... DOI: 10.1016/j.gca.2017.12.012.
317. Woolley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite Occurrences of the World: Map and Database. Geological Survey of Canada, Open File 5796, 2008. 1 CD-ROM.
318. Wu F.Y., Yang Y.H., Marks M.A.W., Liu Z.C., Zhou Q.Z., Ge W.C., Yang J.S., Zhao Z.F., Mitchell R.H., Markl G. In situ U–Pb, Sr, Nd and Hf isotopic analysis of eudialyte // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. P. 8–34.
319. Wyllie P.J., Sekine T. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1982. V. 79. P. 375–380.
320. Xing C.M., Wang C.Y. Periodic mixing of magmas recorded by oscillatory zoning // *Journal of Petrology*. 2020. V. 61(11–12). P. egaal03.
321. Yang J.H., Chung S.L., Wilde S.A., Wu F.Y., Chu M.F., Lo C.H., Fan H.R. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt // *Chemical Geology*. 2005. V. 214. P. 99–125.

322. Yang J.H., Sun J.F., Zhang M., Wu F.Y., Wilde S.A. Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites // *Chemical Geology*. 2012. V. 328. P. 149–167.
323. Yang J.H., Wu F.Y., Wilde S.A., Chen F., Liu X.M., Xie L.W. Petrogenesis of an alkali Syenite-Granite-Rhyolite suite // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 315–351.
324. Zaitsev V.A., Kogarko L.N. Compositions of minerals of the lamprophyllite group from alkaline massifs worldwide // *Geochemistry International*. 2002. V. 40. P. 313–322.
325. Zartman R.E., Kogarko L.N. Lead isotopic evidence for interaction between plume and lower crust // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 172(5). DOI: 10.1007/s00410-017-1348-y.
326. Zhang Q. Could granitic magmas experience fractionation and evolution? // *Acta Petrologica et Mineralogica*. 2012. V. 31. P. 252–260.
327. Zhang X., Zhang H., Jiang N., Zhai M., Zhang Y. Early Devonian alkaline intrusive complex from the northern North China craton // *Journal of the Geological Society*. 2010. V. 167. P. 717–730. DOI: 10.1144/0016-76492009-110.
328. Zhu S.-Z., Huang X.-L., Yu Y., Yang F., Wang C.Y., He P.-L., Cao J. Enrichment of Incompatible Elements in Alkaline Syenites // *Journal of Petrology*. 2023. V. 64(2). P. egad002. DOI: 10.1093/petrology/egad002.
329. Zhu Y.-S., Yang J.-H., Sun J.-F., Zhang J.-H., Wu F.-Y. Petrogenesis of coeval silica-saturated and silica-undersaturated alkaline rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 117. P. 184–207. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.12.014.
330. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571. DOI: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.
331. Zindler A., Hart S.R., Frei F.A., Jakobson J.P. Nd and Sr isotope ratios and rare-earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. V. 45. P. 249–262.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Минеральный состав представительных образцов основных разновидностей сиенитов массива Бурпала.

Порода Образец	Нефелиновый сиенит				Щелочной сиенит				Кварцевый сиенит		
	БРЗ 5-5	БРЗ 5-7	БРЗ 5-8	БРЗ 5-12	БП 11	БП-11-6	БРЗ 5-3	БРЗ 5-1	к-14	Ю-5	Ю-6
Минеральный состав (об. %)											
КПШ (микроклин)	60	50	50	41	40	45	72	72	50	54	60
Содалит		20	10	23							
Нефелин			10								
Альбит	9	1	4	5	20	35	14	10	30	32	15
Амфибол	15		2	3	20		4	5	10	10	15
Клинопироксен	5	20	20	23	5		7	11	1		
Слюда	8	5	Ед.з.		7	10			5		
Кварц									1	2	5
Серицит (по Kfs)					1				1	1	1
Эпидот (по Amp)											
Апатит	1	1	Ед.з.	Ед.з.	0.5-1	0.5-1	0.5-1	Ед.з.	0.5-1	0.5-1	
Титанит	1.5	2	Ед.з.	1.5	1.5		0.5-1	1	1	1	1
Циркон	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	3	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.
Алланит-(Ce)	Ед.з.										Ед.з.
Ловенит			Ед.з.								
Лопарит-(Ce)			1								
Флюорит			Ед.з.	0.5-1				0.5-1			
Катаплеит				0.5-1							
Магнетит, ильменит	1	1	1	1	1.5		1	Ед.з.	1	1	1.5
Агпаитность*	1.08	0.97	1.22	1.23	0.98	1.00	1.14	1.15	0.89	0.76	0.73
Магнезиальность**	62.5	25.8	11.9	13.8	37.5	35.1	15.0	19.4	34.0	40.1	39.2

Примечание: данные агпаитности (*) и магнезиальности (**) рассчитаны в весовых %, ед.з - единичные зерна.

Приложение 2. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона из пород массива Бурпала

	N	U, г/т	²⁰⁶ Pb, г/г	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ	D, %
БРЗ 5-12 Нефелиновый сиенит	1	661	27	0,20	21,268	1,36	0,053	2,18	0,342	1,67	0,047	1,36	0,81	319	97	296	8	298	9	287	10	93
	2	3965	158	0,48	22,095	1,35	0,053	1,98	0,327	1,43	0,045	1,35	0,94	307	89	285	8	287	7	271	7	93
	3	1064	45	0,23	20,683	1,37	0,053	2,13	0,351	1,62	0,048	1,37	0,84	316	95	304	8	305	9	287	9	96
	4	452	18	0,25	21,608	1,38	0,053	2,18	0,336	1,68	0,046	1,38	0,82	318	98	292	8	294	9	286	9	92
	5	822	34	0,25	21,395	1,37	0,052	2,08	0,337	1,56	0,047	1,37	0,88	304	93	295	8	295	8	288	9	97
	6	798	33	0,26	21,084	1,37	0,053	2,10	0,345	1,58	0,047	1,37	0,87	320	94	299	8	301	8	287	9	93
	7	253	11	2,09	21,218	1,40	0,052	2,39	0,339	1,93	0,047	1,40	0,72	298	107	297	8	297	10	294	8	99
	8	1205	49	0,21	21,510	1,36	0,053	2,05	0,337	1,51	0,046	1,36	0,90	314	91	293	8	295	8	284	8	93
	9	1039	44	0,26	20,995	1,36	0,053	2,17	0,347	1,67	0,048	1,36	0,82	328	97	300	8	303	9	334	11	91
	10	938	39	0,27	21,340	1,37	0,052	2,06	0,339	1,53	0,047	1,37	0,89	306	92	295	8	296	8	287	8	96
	11	952	39	0,22	21,409	1,35	0,052	2,08	0,334	1,55	0,047	1,35	0,87	284	93	294	8	293	8	283	9	104
	12	940	38	0,25	21,501	1,35	0,052	2,08	0,336	1,55	0,047	1,35	0,87	307	93	293	8	294	8	284	8	96
	13	1189	49	0,38	21,222	1,36	0,053	2,07	0,342	1,54	0,047	1,36	0,88	315	92	297	8	299	8	297	8	94
БРЗ 5-6 щелочной сиенит	1	1040	43	0,23	21,372	1,39	0,053	2,24	0,339	1,75	0,047	1,39	0,79	312	100	295	8	296	9	352	12	95
	2	937	39	0,15	21,177	1,36	0,052	2,13	0,339	1,61	0,047	1,36	0,84	292	96	297	8	296	8	327	11	102
	3	576	25	0,20	20,674	1,36	0,052	2,14	0,348	1,63	0,048	1,36	0,84	300	96	305	8	304	9	324	11	102
	4	881	37	0,25	21,101	1,37	0,053	2,20	0,344	1,71	0,047	1,37	0,80	315	98	299	8	300	9	300	10	95
	5	1034	43	0,17	21,186	1,36	0,052	2,11	0,339	1,59	0,047	1,36	0,85	292	95	297	8	296	8	322	10	102
	6	1516	63	0,32	21,277	1,36	0,052	2,08	0,339	1,55	0,047	1,36	0,88	305	93	296	8	297	8	308	9	97
	7	1454	61	0,19	21,133	1,35	0,053	2,08	0,344	1,57	0,047	1,35	0,86	318	93	298	8	300	8	343	11	94
	8	944	39	0,27	21,295	1,38	0,053	2,24	0,341	1,75	0,047	1,38	0,79	318	100	296	8	298	9	329	11	93
	9	809	33	0,23	21,331	1,37	0,052	2,11	0,339	1,59	0,047	1,37	0,86	307	95	295	8	296	8	313	10	96
	10	295	12	2,31	21,066	1,41	0,052	2,47	0,342	2,03	0,047	1,41	0,70	298	111	299	8	299	10	348	10	100
	11	306	13	2,52	21,133	1,39	0,052	2,33	0,339	1,86	0,047	1,39	0,75	286	105	298	8	296	10	330	10	104
	12	341	14	3,29	21,268	1,38	0,052	2,26	0,339	1,78	0,047	1,38	0,78	298	101	296	8	296	9	331	10	99
	13	298	12	1,92	21,227	1,38	0,052	2,27	0,339	1,78	0,047	1,38	0,77	301	102	297	8	297	9	324	10	99
	14	487	20	3,31	21,268	1,38	0,052	2,25	0,337	1,77	0,047	1,38	0,78	290	101	296	8	295	9	311	9	102
	15	927	39	3,12	21,146	1,37	0,052	2,19	0,339	1,68	0,047	1,37	0,82	291	98	298	8	297	9	337	10	102

Примечание: жирным выделены возрастные данные пород.

Продолжение приложения 2.

	N	U, г/т	²⁰⁶ Pb, г/т	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ	D, %
к-14 кварцодержащий сиенит	1	371	15	0,91	21,636	1,36	0,053	2,28	0,338	1,80	0,046	1,36	0,76	333	102	291	8	296	9	289	8	87
	2	181	7	0,87	21,997	1,41	0,053	2,62	0,329	2,19	0,045	1,41	0,64	311	117	287	8	289	11	289	9	92
	3	121	5	0,92	21,692	1,45	0,053	3,01	0,335	2,61	0,046	1,45	0,56	322	134	291	8	294	13	284	10	90
	4	146	6	1,40	21,763	1,44	0,053	2,79	0,335	2,39	0,046	1,44	0,60	327	125	290	8	293	12	292	9	89
	5	874	35	1,36	21,631	1,34	0,053	2,08	0,337	1,55	0,046	1,34	0,86	327	93	291	8	295	8	291	7	89
	6	145	6	0,84	21,968	1,43	0,053	2,84	0,333	2,43	0,046	1,43	0,59	336	126	287	8	292	12	290	10	86
	7	688	28	1,28	21,510	1,36	0,053	2,12	0,338	1,60	0,046	1,36	0,85	322	95	293	8	296	8	293	8	91
	8	124	5	1,18	21,697	1,48	0,052	3,07	0,331	2,70	0,046	1,48	0,55	290	138	291	8	290	14	298	10	100
	9	384	15	0,67	21,478	1,37	0,053	2,27	0,337	1,78	0,047	1,37	0,77	308	102	293	8	295	9	298	9	95
	10	83	3	0,77	21,519	1,61	0,052	4,16	0,333	3,83	0,046	1,61	0,42	285	184	293	9	292	19	271	14	103
	11	189	8	0,80	21,478	1,44	0,052	2,89	0,335	2,48	0,047	1,44	0,58	297	129	293	8	293	13	287	10	99
	12	129	5	0,99	21,538	1,55	0,052	3,56	0,334	3,19	0,046	1,55	0,49	299	158	293	9	293	16	308	12	98
	13	144	6	0,88	21,749	1,46	0,052	3,04	0,332	2,65	0,046	1,46	0,55	302	135	290	8	291	13	303	11	96
	14	122	5	0,95	21,782	1,55	0,053	3,54	0,332	3,18	0,046	1,55	0,49	308	157	289	9	291	16	292	11	94
	15	525	21	1,27	21,529	1,36	0,052	2,19	0,333	1,67	0,046	1,36	0,81	291	98	293	8	292	9	305	8	101
	16	292	12	0,66	21,340	1,39	0,052	2,36	0,336	1,90	0,047	1,39	0,73	288	106	295	8	294	10	306	9	102
	17	108	4	0,99	21,725	1,48	0,053	3,16	0,335	2,78	0,046	1,48	0,53	324	140	290	8	294	14	307	11	90
Ю-5 кварцевый сиенит	1	130	5	1,08	21,547	1,44	0,052	2,78	0,335	2,38	0,046	1,44	0,61	306	124	292	8	294	12	296	10	96
	2	75	3	0,80	21,547	1,47	0,052	2,96	0,333	2,55	0,046	1,47	0,57	289	132	292	8	292	13	292	11	101
	3	165	7	1,23	21,436	1,44	0,053	2,73	0,339	2,32	0,047	1,44	0,62	319	122	294	8	296	12	292	10	92
	4	103	4	1,03	21,608	1,51	0,052	3,26	0,334	2,89	0,046	1,51	0,52	307	145	292	9	293	15	279	11	95
	5	81	3	1,17	21,570	1,62	0,053	3,85	0,337	3,51	0,046	1,62	0,46	319	171	292	9	295	18	269	12	92
	6	80	3	0,65	21,492	1,68	0,052	4,18	0,334	3,84	0,047	1,68	0,44	294	185	293	10	293	20	282	16	100
	7	76	3	0,79	21,358	1,71	0,053	4,26	0,339	3,92	0,047	1,71	0,44	310	188	295	10	296	20	273	15	95
	8	146	6	0,93	21,436	1,44	0,052	2,68	0,335	2,26	0,047	1,44	0,63	294	120	294	8	294	12	285	11	100

Приложение 3. Представительные усредненные анализы (мас. %) клинопироксена из пород массива Бурпала.

сиенит	Нефелиновый				Щелочной				Кварцевый		
	образец	брз 5-5	брз 5-7	брз 5-8	брз 5-12	БП-11		брз 5-3		брз 5-1	к-14
						выборка	N=4				
SiO ₂		51.32	50.43	52.03	51.64	52.34	50.86	52.33	51.92	51.89	
TiO ₂		0.66	0.33	1.47	1.15	—	0.15	0.49	0.58	—	
Al ₂ O ₃		1.13	1.70	1.06	0.96	0.58	0.26	0.15	0.50	0.59	
Cr ₂ O ₃		0.49	—	—	—	—	—	—	—	—	
MnO		0.67	0.63	0.44	0.61	0.67	1.02	0.24	0.45	0.67	
MgO		5.75	6.43	1.71	2.13	10.55	1.21	0.78	1.74	10.92	
CaO		13.26	17.35	4.23	5.96	21.25	10.40	2.68	5.82	23.33	
Na ₂ O		6.12	3.90	11.13	10.26	1.99	7.44	11.86	10.05	0.79	
ZrO ₂		—	0.14	0.64	0.81	—	—	—	—	—	
Fe ₂ O ₃ *		14.99	11.12	25.34	23.84	6.23	19.42	30.53	24.87	3.83	
FeO *		5.64	8.22	2.95	3.47	6.66	9.97	1.92	4.98	8.35	
сумма		100.06	100.20	100.99	100.82	100.25	100.71	100.78	100.90	100.37	
Формула рассчитана на 4 катиона (ф.е.)											
Si		1.96	1.94	1.97	1.97	1.97	1.99	1.99	1.99	1.96	
Al ^{IV}		0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	—	0.01	0.03	
Fe ^{3+ IV}		—	—	—	—	—	—	0.01	—	0.01	
T		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Ti		0.02	0.01	0.04	0.03	—	—	0.01	0.02	—	
Al ^{VI}		0.01	0.01	0.02	0.01	—	—	0.00	0.01	—	
Fe ^{3+ VI}		0.43	0.32	0.73	0.68	0.17	0.57	0.87	0.72	0.10	
Fe ²⁺		0.18	0.26	0.10	0.11	0.21	0.33	0.07	0.16	0.26	
Cr		0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mn		0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	
Mg		0.33	0.37	0.10	0.12	0.59	0.07	0.04	0.10	0.61	
Zr		—	0.00	0.01	0.02	—	—	—	—	—	
Y		1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.02	1.00	
Ca		0.54	0.71	0.17	0.24	0.86	0.43	0.11	0.24	0.94	
Na		0.45	0.29	0.82	0.76	0.15	0.56	0.89	0.75	0.06	
X		1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	
Di		32.97	36.77	6.43	10.62	60.43	7.43	4.03	8.75	62.71	
Hed		18.14	26.35	6.52	9.72	21.40	34.43	6.08	13.93	26.98	
Aeg		41.14	26.82	81.14	74.48	14.73	55.83	88.97	74.93	6.00	
остальные		7.76	10.06	5.91	5.18	3.44	2.31	0.92	2.40	4.31	

Примечание (здесь и далее): * - рассчитанные величины; «—» – ниже предела обнаружения. Миналы рассчитывались по данным из (Marks, Markl, 2001).

Приложение 4. Редкоэлементный (г/т) состав клинопироксена (CPX) и амфибола (AMP) из пород массива Бурпала.

сиенит		Нефелиновый						Щелочной		Кварцевый		
образец		брз_5-5		брз_5-7	брз_5-8		брз_5-12	брз_5-3	брз_5-1	к-4		ю-6
минерал		AMP	CPX	CPX	CPX	AMP	CPX	CPX	CPX	CPX	AMP	AMP
выборка		один.	N=4	N=5	N=4	один.	N=3	N=5	N=4	N=5	один.	N=4
Элемент	ПО	концентрация, г/т										
Ti	2	4333.33	4410.00	1875.00	9150.00	9000.00	6350.00	4400.00	5325.00	657.50	6500	5431.25
V	1	86.67	206.00	230.00	340.00	320.00	332.00	120.00	715.00	85.00	290	186.25
Cr	0.1	286.67	3164.60	10.00	1.55	1.10	13.98	2.20	4.00	16.00	93	80.88
Ni	1	96.67	314.00	22.50	4.60	4.00	3.06	4.10	1.20	44.00	37	42.50
Sr	0.4	400.00	464.00	365.00	430.00	490.00	632.00	240.00	325.00	61.00	27	81.25
Zr	0.02	333.33	814.00	1300.00	3900.00	4300.00	4280.00	200.00	1850.00	31.00	53	32.00
Nb	0.1	33.33	19.40	3.13	1.20	32.00	1.36	10.00	0.55	0.06	5	10.68
La	0.03	233.33	39.20	47.00	8.25	21.00	24.60	3.40	13.50	20.00	14	23.50
Ce	0.01	433.33	87.60	91.50	23.50	60.00	60.00	8.70	42.00	38.50	57	53.63
Pr	0.02	46.67	9.00	11.45	3.70	10.00	6.98	1.10	5.90	3.90	9.2	5.95
Nd	0.01	156.67	29.80	43.00	17.50	40.00	24.80	4.00	23.00	13.00	45	20.88
Sm	0.05	25.33	5.54	8.00	3.90	13.00	4.18	0.70	4.30	2.15	11	3.76
Eu	0.1	6.33	1.46	1.95	0.90	3.00	0.97	0.16	0.90	0.60	2.6	1.02
Gd	0.02	24.00	5.38	6.65	2.95	13.00	3.34	0.50	3.25	1.85	12	3.39
Tb	0.09	3.30	0.87	0.90	0.32	2.00	0.43	0.08	0.43	0.21	1.8	0.43
Dy	0.009	19.00	5.70	5.35	1.90	13.00	2.56	0.50	2.50	1.15	11	2.61
Ho	0.04	4.00	1.34	1.05	0.38	2.90	0.55	0.12	0.48	0.22	2.2	0.54
Er	0.01	12.33	5.48	3.70	1.45	9.00	2.26	0.70	1.70	0.75	6.6	1.75
Tm	0.03	2.10	1.32	0.80	0.35	1.50	0.57	0.25	0.40	0.13	0.9	0.28
Yb	0.01	15.33	16.00	8.50	3.65	12.00	6.80	4.20	5.20	1.35	6.8	2.21
Lu	0.05	2.30	3.44	2.00	0.85	1.90	1.66	1.10	1.55	0.39	1	0.41
Hf	0.01	10.33	26.20	38.00	145.00	140.00	142.00	13.00	87.00	2.05	3.8	2.14
Ta	0.04	0.90	0.25	0.21	0.11	1.10	0.04	0.23	0.03	—	0.47	0.10
стандарт												
SiO ₂		51.2	51.34	52.60	52.98	53.8	52.71	52.10	53.00	52.4	46.74	45.41

Примечание: SiO₂ - основной компонент образцов, при расчетах использовали внутренний стандарт: 29Si; один. – одиночный анализ; ПО – предел обнаружения.

Приложение 5. Представительные усредненные анализы (мас. %) амфибола из пород массива Бурпала.

сиенит	Нефелиновый		Щелочной				Кварцевый			
	брз 5-5	брз 5-8	БП-11	БП-11	брз 5-3	брз 5-1	к-14, центр	к-14, край	ю-5	ю-6
образец	брз 5-5	брз 5-8	БП-11	БП-11	брз 5-3	брз 5-1	к-14, центр	к-14, край	ю-5	ю-6
выборка	N=5	N=5	N=5	N=5	N=5	N=4	N=5	N=5	N=3	N=3
SiO ₂	49.19	52.33	39.48	46.70	51.49	51.74	49.56	45.99	48.21	44.32
TiO ₂	0.70	1.33	0.52	0.78	1.27	1.04	0.23	0.91	0.13	1.07
Al ₂ O ₃	3.42	1.97	10.65	5.93	1.62	1.18	4.62	7.00	5.42	8.01
Fe ₂ O ₃ *	4.31	2.79	7.73	0.44	5.79	5.34	0.37	1.06	3.41	4.91
FeO *	11.37	16.30	16.02	11.60	17.70	17.01	12.23	13.37	13.08	12.82
MnO	1.10	0.94	0.38	0.48	1.06	1.00	0.47	0.42	0.47	0.48
MgO	12.96	9.55	7.53	14.81	7.52	8.38	15.23	13.46	12.68	11.35
CaO	6.63	1.19	9.95	11.70	1.43	1.79	11.73	11.82	12.36	11.60
Na ₂ O	5.57	8.84	3.30	3.12	8.09	7.99	2.74	2.65	0.99	1.65
K ₂ O	1.38	1.70	1.67	1.09	1.42	1.37	0.81	1.15	0.50	1.06
Cl	—	—	—	0.06	—	—	—	0.07	—	0.11
F	1.80	1.80	—	0.75	1.32	1.74	1.34	1.03	—	—
H ₂ O *	1.15	1.14	1.92	1.62	1.35	1.15	1.40	1.51	2.02	1.96
Сумма	99.57	99.88	99.15	98.80	100.06	99.73	100.71	100.43	99.28	99.35
O-F ₂	0.76	0.76	—	0.21	0.55	0.73	0.56	0.43	—	—
O-Cl ₂	—	—	—	0.01	—	—	—	0.02	—	0.02
Сумма	98.81	99.12	99.15	98.58	99.51	99.00	100.15	99.98	99.28	99.32
Формула рассчитана на 13 катионов (ф.е.)										
Si	7.37	7.87	6.17	7.00	7.82	7.87	7.26	6.85	7.16	6.67
Al ^{IV}	0.60	0.13	1.83	1.00	0.18	0.13	0.74	1.15	0.84	1.33
Fe ^{IV}	0.03	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Fe ²⁺	1.43	2.05	2.09	1.45	2.25	2.16	1.50	1.67	1.63	1.62
Fe ³⁺	0.46	0.32	0.91	0.05	0.66	0.61	0.04	0.12	0.38	0.56
Al ^{VI}	—	0.22	0.13	0.04	0.11	0.08	0.05	0.08	0.11	0.10
Ti	0.08	0.15	0.06	0.09	0.15	0.12	0.03	0.10	0.01	0.12
Mn	0.14	0.12	0.05	0.06	0.14	0.13	0.06	0.05	0.06	0.06
Mg	2.89	2.14	1.75	3.31	1.70	1.90	3.32	2.99	2.81	2.55
M	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.06	0.19	1.67	1.88	0.23	0.29	1.84	1.89	1.97	1.87
Na(B)	0.94	1.81	0.33	0.12	1.77	1.71	0.16	0.11	0.03	0.13
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
K	0.26	0.28	0.33	0.21	0.28	0.27	0.15	0.22	0.10	0.20
Na(A)	0.68	0.75	0.67	0.78	0.61	0.65	0.62	0.65	0.25	0.35
A	0.95	1.03	1.00	0.99	0.89	0.91	0.77	0.87	0.35	0.56
F	0.85	0.86	0.00	0.24	0.63	0.83	0.62	0.48	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
O	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00

Окончание приложения 5.

ОН	1.15	1.14	2.00	1.62	1.37	1.17	1.37	1.50	2.00	1.97
разновидность	Ферро катофорит	Ферро экерманит	Ферро паргасит	Ферро эденит	Ферро экерманит		Ферро эденит		Магнезио горнблендит	Ферро паргасит

Приложение 6. Представительные усредненные и одиночные (для Li-содержащих разновидностей) анализы (мас. %) слюд из пород массива Бурпала.

сиенит	Нефелиновый		Щелочной		Кварцевый	Щелочной			Неф.
	брз 5-5	брз 5-7	БП-11	БП-11б	к-14	брз 5-3	брз 5-3	брз 5-3	брз 5-5
выборка	N=6	N=8	N=6	N=3	N=7	Одиночные анализы для Li-содержащих разновидностей			
SiO ₂	42.14	39.04	40.10	39.23	42.94	50.27	50.40	48.50	48.35
TiO ₂	1.24	1.92	1.07	3.39	0.73	0.58	0.75	0.77	0.40
Al ₂ O ₃	9.09	11.19	11.23	9.56	9.90	5.91	5.67	5.42	5.97
FeO	11.91	16.48	13.18	23.53	10.52	7.38	6.83	7.64	5.66
MnO	0.66	0.76	0.41	1.55	0.29	0.25	0.21	0.22	0.39
MgO	17.54	13.90	17.95	8.07	19.54	19.75	19.14	18.29	20.33
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	0.12	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.37	0.34	0.37	0.23	0.07	—	—	—	—
K ₂ O	9.69	9.38	9.64	9.34	9.92	10.13	10.26	9.97	10.25
LiO*	—	—	—	—	—	2.54	2.99	2.58	2.24
H ₂ O*	1.26	3.23	3.26	2.77	1.91	0.93	0.71	1.02	0.87
F	4.49	1.44	1.95	1.46	3.52	7.08	7.52	6.52	6.93
сумма	97.13	94.44	95.58	96.36	97.48	104.83	104.48	100.93	101.39
O-F ₂	1.89	0.61	0.62	0.61	1.48	2.98	3.17	2.74	2.92
сумма	96.50	97.07	98.22	98.52	97.91	101.85	101.32	98.18	98.47
формула рассчитана на 7 (тетраэдры+октаэдры) катионов (ф.е.)						формула рассчитана на 4 (тетраэдры) катиона (ф.е.)			
Si	3.26	3.08	3.04	3.08	3.22	3.51	3.53	3.53	3.49
Al ^(IV)	0.74	0.92	0.96	0.92	0.78	0.49	0.47	0.47	0.51
T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^(VI)	0.09	0.12	0.05	0.11	0.10	—	—	—	—
Ti	0.08	0.11	0.06	0.21	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02
Fe	0.77	1.09	0.84	1.60	0.66	0.43	0.40	0.47	0.34
Mn	0.04	0.05	0.03	0.10	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	2.02	1.63	2.02	0.98	2.18	2.06	2.00	1.99	2.19
Li	—	—	—	—	—	0.47	0.55	0.49	0.42
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	—	—	—	—
K	0.96	0.94	0.95	0.97	0.95	0.90	0.92	0.93	0.94
A	1.01	0.99	1.00	1.01	0.96	0.90	0.92	0.93	0.94
F	1.10	0.31	0.35	0.38	0.83	1.56	1.67	1.50	1.58
OH	0.38	1.34	1.54	0.94	0.82	0.44	0.33	0.50	0.42
O	0.52	0.35	0.11	0.68	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00

Примечание: неф. – нефелиновый сиенит

Приложение 7. Химический состав основных разновидностей пород массива Бурпала

порода № образца	Нефелиновый сиенит													
	Брз 5-7	Брз 5-12	Брз 5-5	Брз 5-8	Брз 5-66*	Брз 5-6в*	Брз 5-6г*	Брз 5-6д*	Брз 5-9*	Р3 2-66*	Р3 2-2а*	Р3 2-2в*	Р3 2-3а*	Р3 2-36*
мас. %														
SiO ₂	54,16	56,74	55,11	55,99	58,10	57,63	57,42	58,30	56,27	53,16	53,61	56,45	55,26	54,54
TiO ₂	1,44	1,15	0,75	0,92	1,37	0,77	1,12	2,24	1,41	0,87	1,37	1,09	1,21	1,23
Al ₂ O ₃	15,39	15,01	12,84	15,44	12,77	14,71	15,70	11,77	14,14	18,38	17,98	17,57	17,92	16,66
Fe ₂ O ₃	8,52	7,83	6,58	8,42	11,69	7,90	7,71	10,30	6,78	7,49	9,46	6,66	9,00	9,39
MnO	0,16	0,17	0,32	0,16	0,22	0,19	0,18	0,28	0,31	0,40	0,38	0,43	0,30	0,42
MgO	1,52	0,64	5,62	0,58	0,23	0,28	0,31	0,11	0,16	1,35	3,04	1,08	2,41	2,95
CaO	4,74	2,38	5,20	2,13	1,50	2,71	1,87	1,28	4,89	1,29	0,39	0,98	0,38	0,28
Na ₂ O	7,05	7,13	5,24	7,22	7,20	5,43	5,77	6,53	4,04	7,46	6,66	6,15	5,32	5,77
K ₂ O	4,65	6,24	4,88	6,47	5,31	7,05	6,79	5,47	8,17	2,18	3,81	2,75	3,92	4,29
P ₂ O ₅	0,40	bdl	0,57	bdl	bdl	0,24	0,05	bdl	0,09	bdl	bdl	0,40	0,09	bdl
ППП	0,40	0,70	1,22	1,07	0,27	0,38	2,23	0,25	0,58	2,70	1,80	2,29	1,20	2,45
SO ₃	0,31	0,35	0,16	0,18	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Сумма	98,73	98,35	98,48	98,57	98,65	97,29	98,79	96,53	96,84	95,29	98,49	95,86	97,02	97,98
г/т														
Ti	8264	6683	4396	5074	7600	4233	5944	11130	2881	4596,6	6433,6	5713,5	5886,6	6246,1
V	95,4	83,3	80,9	86,2	28,6	66,9	65,4	43,5	6,0	160,5	131,8	47,3	131,8	149,1
Cr	17,5	16,0	256,2	12,5	16,0	21,2	14,9	16,8	9,9	63,9	127,2	58,9	139,8	140,5
Mn	1247	1312	2506	1237	2257	1513	1788	2837	195	3524,5	3922,4	4154,2	3203,7	3503,3
Co	12,2	8,4	22,6	5,7	4,0	6,1	6,4	4,3	1,5	13,5	27,7	11,2	16,2	18,4
Ni	10,3	6,8	313,7	4,4	39,0	40,8	75,5	12,2	10,4	35,2	88,6	34,4	58,6	84,0
Cu	8,3	56,7	9,7	41,7	52,5	47,4	92,3	106,5	42,0	94,8	112,0	36,7	50,8	38,7
Zn	157,2	172,9	334,0	125,8	472,2	218,2	428,1	199,6	38,5	694,4	866,2	1071,6	381,1	373,3
Rb	177,0	302,5	324,5	340,6	249,2	499,4	683,6	607,5	333,8	373,3	749,3	519,3	547,2	610,7
Sr	3121	1310	1556	1224	881	1663	1296	1778	225	456,4	526,9	2389,9	542,0	425,7
Y	52,6	103,4	113,6	70,3	131,9	112,0	106,1	283,7	232,0	367,7	125,0	537,1	58,0	193,2

Продолжение приложения 7.

Zr	581	2237	346	2413	7772	9708	3426	10806	4275	15734,6	3207,8	16116,2	8240,1	9873,1
Nb	40,0	80,8	36,7	81,1	391,7	333,5	201,2	815,2	138,1	1321,8	208,5	322,0	199,6	171,9
Mo	7,1	3,6	0,8	1,1	0,9	1,2	1,5	1,0	1,7	1,0	1,0	1,6	1,7	1,3
Cs	28,2	3,6	18,3	8,4	1,1	2,1	7,8	3,2	1,4	66,8	89,9	82,7	109,8	130,5
Ba	4522	1713	1937	803	303	1117	950	664	287	203,0	418,6	411,2	481,5	500,4
La	142	193	325	320	1337	841	571	2471	577	199,7	468,9	2596,4	11,1	218,5
Ce	246	400	512	521	1963	1351	881	3350	850	425,0	686,6	4084,9	64,8	343,7
Pr	33	43	46	46	166	123	83	278	84	43,9	64,4	399,0	3,1	36,9
Nd	122	141	141	123	392	341	226	650	229	132,0	182,1	1173,5	10,0	105,1
Sm	21,2	23,0	22,9	14,9	34,3	43	29	70	36	24,6	30,6	207,0	2,7	17,6
Eu	4,8	5,2	5,2	3,1	6,2	8,1	5,7	13,5	7,9	6,0	6,7	44,4	0,8	4,3
Gd	16,9	19,8	20,3	13,5	25,7	31,5	21,5	56,5	33	24,2	26,8	173,2	3,9	17,1
Tb	2,2	2,9	3,0	1,9	2,9	3,4	2,7	6,0	5,2	4,8	3,6	22,4	1,0	3,3
Dy	10,8	16,8	17,1	11,8	15,6	16,4	13,6	27,2	32	37,3	19,9	117,7	8,1	23,5
Ho	1,9	3,4	3,5	2,6	3,7	2,9	2,5	5,0	7,1	9,6	3,8	20,5	2,3	5,9
Er	4,7	10,7	10,5	8,4	14,1	9,1	7,5	14,3	21	40,2	12,1	55,0	8,7	19,7
Tm	0,7	1,7	1,7	1,5	2,6	1,3	1,2	2,0	2,9	7,6	1,8	6,9	1,6	3,0
Yb	4,1	11,0	11,0	10,5	19,2	8,4	7,3	12,3	17,0	56,8	11,3	35,8	11,3	16,5
Lu	0,6	1,7	1,7	1,5	3,2	1,4	1,1	1,8	2,2	8,6	1,6	4,1	1,6	2,3
Hf	14,0	50,0	7,9	53,3	128,5	142	63	167	81	287,3	62,2	228,6	97,7	134,0
Ta	1,9	3,3	1,2	2,9	10,2	6,8	4,5	12,5	6,36	31,2	3,8	4,1	2,9	2,3
Pb	30,5	123,3	75,2	114	165	43,8	189	148	61,4	1681,4	29,8	365,7	157,5	148,7
Th	15,2	32,2	49,4	60,8	172	127	172	596	27,4	178,2	561,5	3434,0	686,5	1120,3
U	1,3	11,4	7,0	12,1	43,1	44,0	34,7	68,6	12,8	863,1	125,6	865,5	200,9	254,3

Примечание: здесь и далее: * - рудный сиенит, bdl - ниже предела обнаружения.

Продолжение приложения 7.

порода № образца	Нефелиновый сиенит			Щелочной сиенит						Кварцевый сиенит		
	РЗ 2-56*	К-8-4*	РЗ 1-4*	БРЗ 5-3	БЗ 5-1	БП-11	БП-11а	К-8-2а*	Брз 5-10*	К-14	Ю-6	Ю-5
мас. %												
SiO ₂	55,29	54,75	55,53	60,92	61,61	58,98	62,16	59,43	60,6	60,45	62,50	60,30
TiO ₂	1,56	3,24	1,81	0,71	0,41	0,98	0,80	0,93	0,9	0,84	0,62	0,90
Al ₂ O ₃	10,66	11,74	11,51	14,84	14,90	15,08	15,48	15,35	14,1	15,47	15,91	15,29
Fe ₂ O ₃	12,18	12,53	14,06	6,95	6,43	6,44	5,16	5,48	9,4	5,98	5,46	6,42
MnO	0,55	0,30	0,31	0,15	0,12	0,12	0,09	0,15	0,1	0,09	0,09	0,12
MgO	1,76	1,48	1,44	0,63	0,79	1,98	1,42	1,25	0,4	1,58	1,81	2,20
CaO	1,89	1,33	1,99	2,05	1,92	3,90	3,30	3,90	1,2	3,91	3,67	3,86
Na ₂ O	6,21	5,26	6,41	6,33	6,91	5,59	4,36	3,59	7,1	4,80	4,06	3,97
K ₂ O	1,15	5,75	4,18	6,00	5,39	5,17	5,34	7,46	5,0	5,47	4,54	4,76
P ₂ O ₅	bdl	bdl	bdl	0,05	0,02	0,51	0,36	0,21	0,0	0,38	0,28	0,44
ППП	3,76	0,55	0,32	0,73	0,58	0,55	0,37	0,55	0,7	0,15	0,67	1,00
SO ₃	bdl	bdl	bdl	0,08	0,09	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,02	bdl
Сумма	95,01	96,95	97,55	99,43	99,16	99,29	99,84	99,30	99,65	99,14	99,61	99,26
г/т												
Ti	8347,1	17926,5	8706,8	4317,3	2386,1	5715,1	4637,4	4846,9	5900,0	5000	3670	5411
V	73,0	34,8	46,2	64,8	81,6	72,5	57,8	60,2	67,0	61,7	62,8	78,0
Cr	38,4	10,0	13,4	15,6	6,3	23,9	28,1	21,2	4,7	44,1	36,5	33,0
Mn	5156,9	2888,9	3110,2	1187,8	960,7	958,4	694,3	1244,3	1200,0	721	653	950
Co	12,1	8,0	10,1	6,0	4,9	10,7	9,1	7,8	3,4	10,9	10,3	13,0
Ni	14,8	933,7	256,8	4,9	3,0	12,2	9,7	37,2	15,1	13,3	16,6	18,4
Cu	8,6	13,1	300,4	11,0	10,7	42,2	13,6	149,2	24,0	18,5	14,4	10,0
Zn	685,2	376,2	965,1	110,2	96,0	160,9	101,6	445,8	447,0	78,8	59,5	94,5
Rb	26,9	327,4	328,4	257,7	191,4	161,4	163,0	229,3	267,0	164,0	130,3	128,8
Sr	223,2	957,9	1493,8	1008,0	737,7	1180,9	1284,2	1310,2	1000,0	1305	1203	1253
Y	488,8	19,6	20,5	21,3	16,3	48,6	35,7	60,2	77,0	37,6	33,1	33,9
Zr	29292,5	1822,8	2097,6	770,9	343,9	1173,9	500,5	2011,0	2100,0	545	347	384

Окончание приложения 7.

Nb	673,1	1371,7	372,5	14,1	12,1	39,4	29,1	85,2	156,0	30,9	21,7	22,4
Mo	2,7	1,1	1,3	2,9	5,4	1,7	2,0	2,9	4,2	2,6	1,2	1,5
Cs	0,8	11,8	27,2	1,7	1,7	9,3	3,4	15,1	1,7	3,5	1,5	1,3
Ba	107,7	568,6	767,8	903,6	425,9	2192,8	1927,9	2162,1	960,0	2094	2123	1931
La	1301,6	5584,6	1411,6	50,0	30,6	165,3	140,4	142,8	1000,0	119	75	101
Ce	1770,5	8754,3	2225,3	78,3	69,6	274,7	261,8	281,4	1600,0	238	143	197
Pr	160,4	690,4	178,7	7,8	8,2	31,8	26,7	29,9	116,0	27	16	23
Nd	354,7	1464,2	384,0	26,6	29,4	111,1	93,7	98,1	264,0	97	59	84
Sm	28,4	75,9	20,5	3,9	4,8	18,2	14,5	15,9	21,0	15,1	10,3	13,7
Eu	5,2	8,7	2,6	0,8	1,0	3,7	3,0	3,5	3,8	3,4	2,0	3,0
Gd	27,9	51,1	15,2	3,4	3,7	14,2	11,1	12,8	16,5	11,6	8,1	10,5
Tb	5,0	2,4	0,9	0,4	0,5	1,8	1,4	1,7	1,8	1,4	1,1	1,4
Dy	41,5	4,2	2,5	2,1	2,6	9,4	7,0	9,0	9,9	7,4	6,1	6,6
Ho	12,4	0,6	0,5	0,4	0,5	1,7	1,2	1,6	2,3	1,3	1,2	1,2
Er	55,0	2,2	1,5	1,2	1,3	5,0	3,4	5,1	7,1	3,5	3,2	3,2
Tm	12,0	0,3	0,3	0,2	0,2	0,8	0,5	0,9	1,3	0,5	0,5	0,5
Yb	101,5	2,6	2,6	1,8	1,5	4,8	3,1	5,3	9,0	3,4	3,0	3,0
Lu	17,2	0,5	0,6	0,4	0,3	0,7	0,5	0,8	1,4	0,5	0,4	0,4
Hf	521,2	50,1	60,5	22,4	11,2	24,0	11,6	38,7	48,0	12,7	7,6	9,5
Ta	18,3	40,4	13,2	0,4	0,6	1,6	1,7	2,5	1,5	1,7	1,6	1,4
Pb	131,3	258,3	1966,0	11,9	7,5	112,6	37,1	162,2	52,0	24,1	26,3	57,0
Th	187,1	916,7	221,1	7,4	0,8	36,1	19,4	81,5	105,0	17,9	15,7	14,1
U	97,5	47,3	13,7	1,4	0,7	8,6	4,5	22,8	11,9	3,1	2,8	3,3

Приложение 8. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах из пород массива Бурпала.

Порода	Нефелиновый сиенит							Щелочной сиенит	Кварцевый сиенит		
№ пробы	Брз 5-6	Брз 5-12	Брз 5-5	Брз 5-6в	Брз 5-5	Брз 5-7	Брз 5-6	К-14		Ю-5	
минерал	amp				срх	bt	ар	amp	срх	bt	amp
$\delta^{18}\text{O}$	3,3	4,1	4,6	4,2	4	4,5	4,9	6,7	7	8	7,2

Примечание: Amp – амфибол, срх – клинопироксен, bt – биотит, ар – апатит.

Приложение 9. Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав пород массива Бурпала

Порода	Образец	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2s$	I (Sr)	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	$\epsilon\text{Nd}(t)$
Нефелиновый сиенит	Брз 5-5	414.6	1717	0.7001	0.710891	5	0.708002	23.46	142.79	0.0993	0.511868	2	-11.42
	Брз 5-12	332.1	1302	0.7392	0.711468	5	0.708418	22.06	133.90	0.0996	0.511893	5	-10.94
	Брз 5-8	454.1	1345	0.9795	0.712117	6	0.708075	14.90	124.19	0.0725	0.511809	5	-11.58
	Брз 5-7	209.0	3375	0.1795	0.709016	5	0.708275	21.16	114.12	0.1121	0.511884	5	-11.58
Щелочной сиенит	БЗ 5-1	225.4	798	0.8191	0.711463	4	0.708083	5.09	30.99	0.0993	0.511874	3	-11.30
	Брз 5-3	297.0	1049	0.8211	0.711502	7	0.708114	3.87	25.94	0.0902	0.511888	5	-10.69
	БП-11	202.9	1333	0.4412	0.709866	5	0.708045	18.00	112.36	0.0968	0.511899	3	-10.72
	БП 11б	477.0	417	3.3248	0.726513	6	0.712793	16.92	112.71	0.0908	0.511902	6	-10.44
	БП 11а	197.6	1420	0.4035	0.70968	6	0.708015	15.08	96.57	0.0944	0.51191	4	-10.42
Кварцевый сиенит	К-14	107.4	1239	0.2515	0.710016	4	0.708978	12.24	70.81	0.1045	0.511884	4	-11.30
	Ю-6	145.0	1247	0.337	0.709526	6	0.708135	9.62	54.58	0.1065	0.511946	4	-10.17
	Ю-5	108.6	1230	0.2559	0.709715	5	0.708659	22.06	133.90	0.0996	0.511893	5	-10.94
Вмещающий песчаник	Ю-2	63.9	132	1.3883	0.723972	5	0.718243	4.92	23.30	0.1275	0.5121	4	-7.94

Приложение 10. U-Pb изотопный состав пород массива Бурпала.

Порода	Образец	Pb, г/т	U, г/т	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	%	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	%	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	%	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbi}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pbi}$
Нефелиновый сиенит	Брз 5-5 (ПШ)	70,00	6,39	5,70	17,893	0,06	15,499	0,09	38,463	0,12	17,631	15,485
	Брз 5-12(вал)	113,00	10,40	5,76	17,895	0,06	15,504	0,09	38,028	0,12	17,630	15,490
	Брз 5-8 (ПШ)	2,66	0,39	9,37	18,271	0,06	15,519	0,09	40,073	0,12	17,840	15,497
	Брз 5-7 (ПШ)	14,20	0,21	0,94	17,649	0,06	15,479	0,09	37,773	0,12	17,606	15,477
Щелочной сиенит	БЗ 5-1 (вал)	15,40	4,89	1,99	18,087	0,06	15,499	0,06	38,029	0,06	17,996	15,494
	Брз 5-3 (вал)	9,69	1,26	8,19	18,220	0,06	15,513	0,09	38,375	0,12	17,843	15,493
	БП-11 (ПШ)	6,00	1,35	14,34	18,933	0,06	15,573	0,06	38,203	0,06	18,273	15,539
	БП 11б (вал)	5,44	33,16	567,80	46,058	0,06	16,911	0,09	44,021	0,12	19,932	15,550
	БП 11а (вал)	51,60	4,53	5,59	18,286	0,06	15,528	0,09	38,819	0,12	18,028	15,514
Кварцевый сиенит	К-14 (ПШ)	11,50	0,25	1,36	17,907	0,06	15,503	0,09	38,056	0,12	17,844	15,500
	Ю-6 (ПШ)	20,50	4,11	1,25	17,881	0,06	15,509	0,09	38,125	0,12	17,823	15,506
	Ю-5 (вал)	21,99	3,09	8,88	18,109	0,06	15,518	0,09	38,459	0,12	17,701	15,497
Вмещающий песчаник	Ю-2 (вал)	14,50	1,97	8,61	18,600	0,06	15,552	0,09	38,578	0,12	18,204	15,531