

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А. П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.42:546.027
Рег. № НИОКТР 121060700119-6
№ проекта № 0284-2021-0008

УТВЕРЖДАЮ
Директор ИГХ СО РАН,

Д.Г.-М.Н. _____ А.Б. Перепелов



« 26 » января 2024 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
по теме:

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ
И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ, ИХ
МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ
(заключительный)

Приоритетное направление

1.5.4. Геохимия и космохимия:

- 1.5.4.1. Изучение химического состава Земли и ее оболочек
- 1.5.4.2. Изотопная геохимия и геохронология

Протокол Учёного совета ИГХ СО РАН
№ 3 от 26 января 2024 г.

Руководитель темы
К.Г.-М.Н.

И.А. Сотникова
И.А. Сотникова
подпись, дата

Иркутск 2023

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Ответственный исполнитель, н.с., к.г.-м.н.	 <u>17.01.2024 г.</u> подпись, дата	И.А. Сотникова (введение, заключение, раздел 3)
н.с., к.г.-м.н.	 <u>17.01.2024 г.</u> подпись, дата	Н.В. Алымова (раздел 1)
н.с., к.г.-м.н.	 <u>17.01.2024 г.</u> подпись, дата	Т.А. Радомская (раздел 2)
Ведущий инженер	 <u>17.01.2024 г.</u> подпись, дата	В.И. Андриевская (графические приложения)
Нормоконтролер, с.н.с., к.ф.-м.н.	 <u>17.01.2024 г.</u> подпись, дата	Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Отчет 97 с., 53 рис., 1 таб., 137 источн., прил. 1.

ЗАШИХИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ, РУДОНОСНОСТЬ, МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ, МАССИВ ИНАГЛИ, ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, КАРБОНАТИТЫ

Объекты исследования: щелочно-гранитные (Восточный Саян), щелочно-ультраосновные (Центральный Алдан) и щелочные (Северное Прибайкалье) комплексы, карбонатиты.

Главной целью исследований проекта являлось изучение эволюции и рудоносности щелочного и карбонатитового магматизма в истории Земли, процессов концентрирования и рассеяния редких элементов на примере комплексов пород. Разработка генетических моделей, выявление общих закономерностей в формировании и эволюции соответствующих рудно-магматических систем.

Основными задачами исследований проекта являлось получение вещественных характеристик (минералого-геохимических, геохронологических, изотопных) для щелочных комплексов, проявившихся в различных геодинамических обстановках, а также обоснование связи с ними стратегического редкометалльного оруденения.

В ходе выполнения НИР за период 2021-2023 г.г. получены следующие результаты:

- 1) выявлены минералого-геохимические особенности К-щелочной серии пород Сыннырского массива и Na-щелочной серии Бурпалинского массива. Изотопно-геохронологические данные пород массивов показали их раннепермский возраст;
- 2) впервые изучен состав минералов карбонатитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива и предложена модель их образования;
- 3) выделен новый этап карбонатитового магматизма в пределах юго-восточной части Чаро-Олёкминского геоблока Алдано-Станового щита;
- 4) выявлено, что породы Белозиминского массива являются производными одного типа мантийного расплава;
- 5) установлена последовательность кристаллизации всех разновидностей пород Зашихинского месторождения, получена их минералого-геохимическая характеристика. Результаты изотопных исследований указывают на преобладание корового вещества в источнике магмообразования;
- 2) интрузивные ультраосновные и щелочные породы массива Инагли являются проявлением одного гомодромного ряда последовательно генерирующих фаз из единого магматического очага и предложена модель образования массива.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Раздел 1 Минералого-геохимические особенности месторождений ряда стратегических металлов, связанных с щелочно-гранитными комплексами (на примере Зашихинского месторождения, Восточный Саян)	9
1.1 Геологическое положение и строение Зашихинского месторождения	10
1.2 Краткая петрографическая и минералогическая характеристика пород Зашихинского месторождения	12
1.3 Краткая петрохимическая и геохимическая характеристика пород Зашихинского месторождения	14
1.4 Характеристика минералов-концентраторов редких и редкоземельных элементов в породах Зашихинского месторождения	17
1.5 Результаты изотопных исследований пород Зашихинского месторождения	24
Раздел 2 Минералого-геохимические особенности месторождений ряда стратегических металлов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами (на примере массива Инагли, Центральный Алдан)	28
2.1. Геологическое положение и строение массива Инагли	30
2.2 Минералого-петрографическое исследование пород массива Инагли	33
2.3 Химический состав оливина и клинопироксена из пород массива Инагли	36
2.4 Петрохимия и геохимия пород массива Инагли	40
2.5 Изотопно-геохронологические исследования дунитов массива Инагли	43
2.6 Генетическая модель образования массива Инагли	52
Раздел 3 Минералого-геохимические особенности ультра-К и ультра-На комплексов пород и карбонатитов	50
3.1 Сыннырский массив	51
3.1.1 Краткая геологическая характеристика Сыннырского массива	51
3.1.2 Петрохимические и геохимические особенности пород массива	54
3.2. Бурпалинский массив	57
3.2.1 Основные черты геологического строения Бурпалинского массива	57
3.2.2 Петрохимические особенности пород Бурпалинского массива	59

3.2.3 Геохимические особенности пород Бурпалинского массива	60
3.3 Карбонатиты и апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива	65
3.3.1 Апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива	65
3.3.2 Карбонатиты Бурпалинского массива	68
3.3.3 Модель образования апатит-флюоритовых пород и карбонатитов Бурпалинского массива	70
3.4 Карбонатиты массива Укдуска	70
3.4.1 Основные черты геологического строения массива Укдуска	70
3.4.2 Геохронологические исследования карбонатитов массива Укдуска	72
3.5 Карбонатиты Белозиминского массива	73
3.5.1 Основные черты геологического строения Белозиминского массива	73
3.5.2 Минералого-петрографическое изучение и геохимические особенности пород Белозиминского массива	74
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	80
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	84
ПРИЛОЖЕНИЕ А	96

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ:

В настоящем отчете о НИР применяют следующие определения, сокращения и обозначения:

РЗЭ – редкоземельные элементы,

REE – редкоземельные элементы,

КПШ – калиевый полевой шпат,

ICP-MS – метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой,

СЭМ – сканирующий электронный микроскоп,

OIB – базальты океанических островов,

U-Pb (SHRIMP II) – геохронологический метод датирования,

U-Pb (ID TIMS) – геохронологический метод датирования,

U-Th-Pb (La-ICP-MS) – геохронологический метод датирования.

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы одни из сложнейших пород в природе, характеризующиеся многообразием минеральных ассоциаций, широким спектром условий образования и геодинамических обстановок формирования. С ними связаны крупнейшие, часто уникальные, месторождения редкометалльного стратегического сырья (редкие и редкоземельные элементы, а также Р, Cu, Fe, Pt, Au и др.). Главной целью исследований проекта являлось изучение эволюции и рудоносности щелочного и карбонатитового магматизма в истории Земли, процессов концентрирования и рассеяния редких элементов на примере комплексов пород. Разработка генетических моделей, выявление общих закономерностей в формировании и эволюции соответствующих рудно-магматических систем.

Исследования в 2023 году были направлены на минералого-геохимическое изучение месторождений стратегических металлов, связанных с щелочно-гранитными магматизмом (на примере Зашихинского месторождения, Восточный Саян), а также связанных с щелочно-ультраосновными комплексами (на примере Инаглинского массива, Центральный Алдан). В ходе выполнения НИР в 2023 году: 1) получена минералого-геохимическая характеристика всех разновидностей пород Зашихинского месторождения, установлена последовательность их кристаллизации; 2) выявлены рудообразующие минералы в редкометалльных гранитах месторождения [1], изучен их микроэлементный состав на СЭМ MIRA3 LMH TESCAN; 3) впервые получены результаты изотопных исследований пород и минералов Зашихинского месторождения, указывающие на преобладание корового вещества в источнике магмообразования; 4) детально исследован спектр пород по всему разрезу Инаглинского массива, установлено, что интрузивные ультраосновные и щелочные породы являются проявлением одного гомодромного ряда последовательно генерирующих фаз из единого магматического очага; 5) впервые проведены изотопно-геохронологические исследования изоферроплатины из дунитов массива ^{190}Pt - ^4He методом, полученные датировки соответствуют мезозойскому возрасту ($118,5 \pm 1,2$ млн лет).

Основные научные результаты 2021-2022 гг. отражены в разделе 3: 1) получены минералого-геохимические характеристики К-щелочной серии пород Сыннырского массива [2] и Na-серии щелочных пород Бурпалинского массива; 2) изотопно-геохронологические данные показали, что формирование пород Бурпалинского массива по возрасту сопоставимы с Сыннырским плутоном; 3) впервые изучен состав минералов карбонатитов и апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива и предложена модель их образования [3]; 5) выделен новый этап карбонатитового магматизма в пределах юго-восточной части Чаро-Олёкминского геоблока Алдано-Станового щита на основе U-Pb (ID

TIMS) исследований граната и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследований циркона из карбонатитов массива Укдуска [4]; б) установлено, что породы Белозиминского массива являются производными одного типа мантийного расплава.

Научная тема исследования соответствует направлению фундаментальных и поисковых исследований «Геология твёрдых полезных ископаемых», раздел «Закономерности образования и размещения твёрдых полезных ископаемых в различные периоды истории Земли»

Аналитические исследования выполнялись в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), ЦКП МИИ (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), ЦКП АИРИЗ (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Научные исследования проводились в тесном сотрудничестве с представителями научных коллективов ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), ИЭМ РАН (г. Черноголовка), ИГЕМ РАН (г. Москва).

Государственное задание по проекту выполнено в полном объеме. По результатам исследований была опубликована 31 научная статья в рецензируемых журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (WoS, Scopus, РИНЦ).

Раздел 1 Минералого-геохимические особенности месторождений ряда стратегических металлов, связанных с щелочно-гранитными комплексами (на примере Зашихинского месторождения, Восточный Саян)

Проявления щелочно-гранитоидного магматизма известны в истории Земли от среднего протерозоя до неогена, однако наиболее широко они представлены в фанерозойское время. Глобальные эпохи развития щелочного магматизма сопровождались формированием уникальных комплексов пород с редкометалльной минерализацией (тантал-ниобиевой, циркониевой, редкоземельной, бериллиевой, литиевой и др.). Такого рода коренные месторождения на рубеже 40-50-х годов прошлого столетия были впервые открыты на территории СССР и назывались «апогранитами» [5] или гранитами с акцессорными «танталониобатами» [6].

Массивы щелочных гранитов, как правило, характеризуются длительностью (многостадийностью) формирования, широким диапазоном физико-химических условий минералообразования, интенсивностью предрудных и рудных процессов, своеобразием минералов и минеральных ассоциаций. За долгие годы изучения этих пород было создано множество классификаций и дискриминационных диаграмм для разделения гранитоидов [7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 и др.]. Многочисленные классификационные схемы и диаграммы свидетельствуют о неоднозначном решении ряда научных вопросов, как генетических, связанных с природой формирования щелочных гранитов и установления их источников, так и геохимических – для диагностики и систематизации исследуемых пород.

До сих пор вопрос о происхождении редкометалльных гранитов носит дискуссионный характер. С одной стороны, принято считать, что подобные редкометалльные породы являются метасоматитами, приуроченными к крупным глубинным разломам, или образовались в результате метасоматического преобразования гранитов [16, 17, 18, 19, 20]. Противоположная точка зрения – породы представляют собой щелочные агпайтовые граниты с рядом минералогических и петрохимических особенностей [21, 22, 23, 24, 25, 26 и др.], возникновение уникальной редкометалльной минерализации обязано процессам длительной кристаллизационной дифференциацией расплава при формировании массивов.

На примере Зашихинского месторождения (Восточный Саян), одного из перспективных и готовящихся к эксплуатации объектов, с самым высоким содержанием тантала в РФ [27], рассмотрен ряд петрологических проблем щелочно-гранитного магматизма (получение вещественных характеристик пород, изучение процессов концентрирования REE, установление типа источника).

1.1 Геологическое положение и строение Зашихинского месторождения

Зашихинское тантал-ниобиевое месторождение расположено на территории Иркутской области в 150 км от г. Нижнеудинска. Месторождение было открыто в 1971 году. В апикальной части позднепалеозойского гипабиссального Хайламинского массива щелочных гранитов были проведены поисково-оценочные работы и в память одного из первооткрывателей, трагически погибшего геолога Нижнеудинской экспедиции Юрия Павловича Зашихина (1938-1972), месторождение было названо Зашихинским [16, 28].

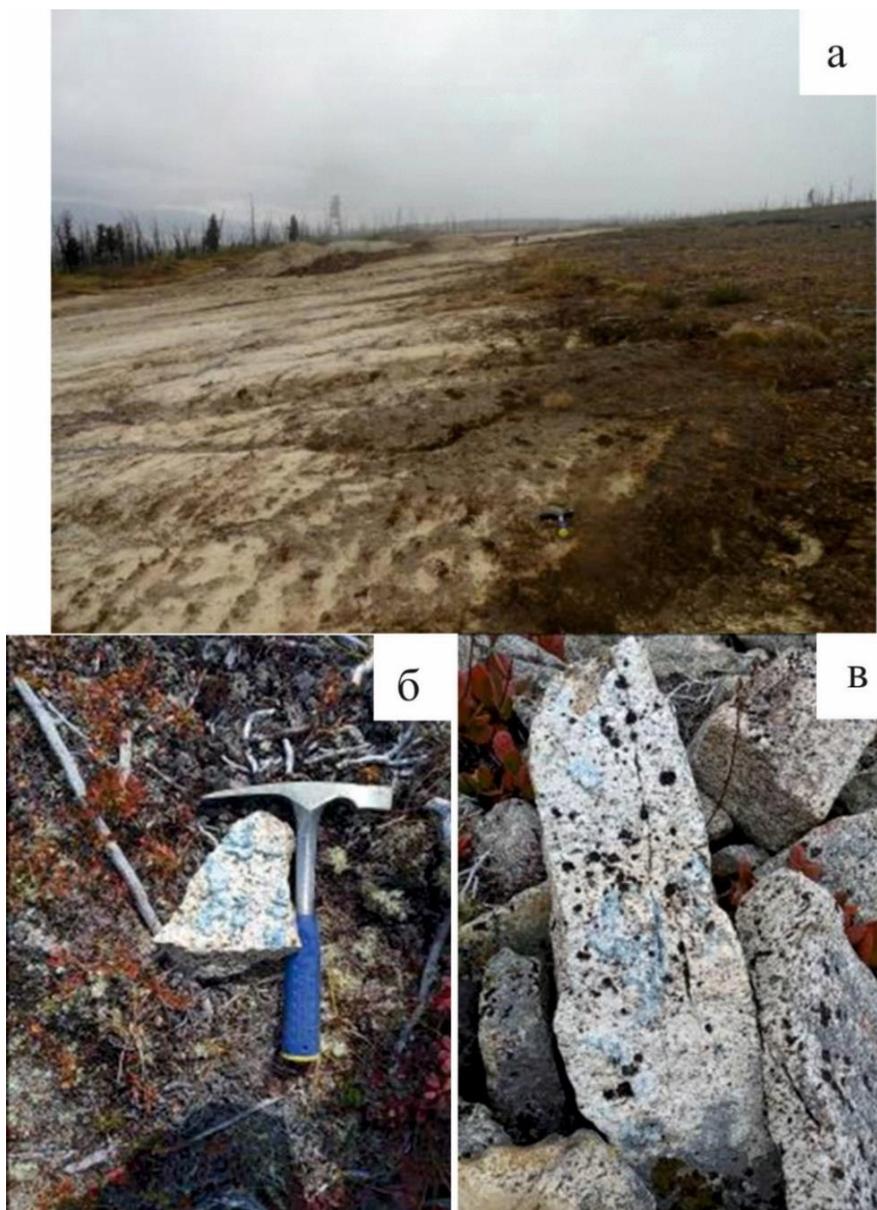
В 2022 году нами были проведены экспедиционные полевые работы в районе Зашихинского месторождения с целью отбора образцов щелочных гранитов и вмещающих его пород. Проведено геохимическое опробование пород от северо-восточного эндоконтакта через центральную часть месторождения к юго-западному эндоконтакту. Участок наиболее редкометалльных пород вскрыт небольшим карьером компанией ЗАО «ТЕХНОИНВЕСТ АЛЪЯНС», которая имеет лицензию на разработку данного месторождения (рисунок 1.1).



Рисунок 1.1 – Опытный карьер на Зашихинском месторождении

Зашихинское месторождение (Хайламинский массив) приурочено к зоне Главного Саянского разлома, на участке сочленения Бирюсинского выступа Сибирского кратона и Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса. Месторождение сложено щелочными гранитами и альбититами, обогащенными редкими и редкоземельными элементами. В плане массив имеет эллипсовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, его площадь на современном срезе составляет около 1,3 км². Глубина эрозионного среза около 300 м [29]. Вмещающие интрузивные породы представлены гранитами саянского комплекса (PR₂Sn), гранитами, сиенитами, граносиенитами

огнитского комплекса (D_{2og}), диоритами, гранодиоритами хойто-окинского комплекса (Pz_{1ho}) (рисунок 1.2). Контакты массива с вмещающими породами носят интрузивный характер.



а – диориты хойто-окинского комплекса; б, в – диориты хойто-окинского комплекса с Веминерализацией.

Рисунок 1.2 – Северо-восточный эндоконтакт Зашихинского месторождения с вмещающими породами

По данным изотопного датирования [30, 16], образование Хайламинского массива произошло в позднепалеозойский период, совпадающем по времени с развитием щелочно-гранитного магматизма Восточно-Саянской редкометалльной зоны.

Вопрос о генезисе пород и руд Зашихинского месторождения до сих пор носит дискуссионный характер. С момента открытия и разведки месторождение традиционно относили к приразломным метасоматитам [31, 16]. Дальнейшие исследования показали, что

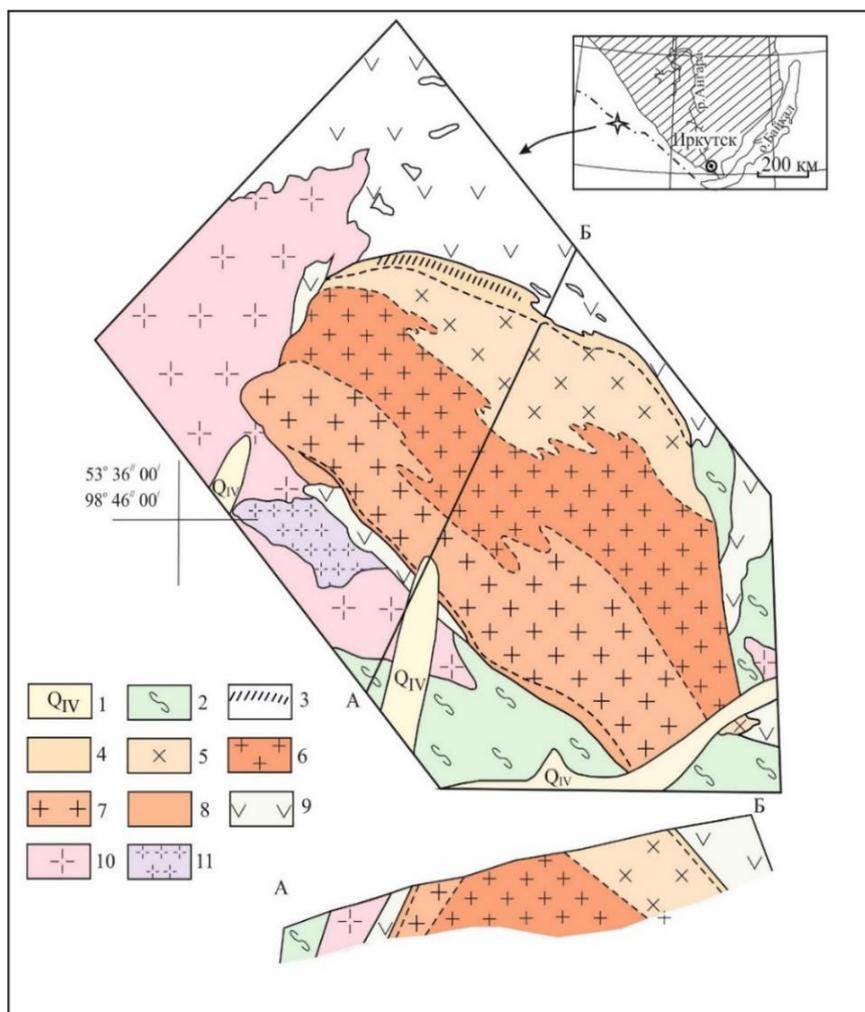
месторождение сложено щелочными гранитами с рядом минералогических и петрохимических особенностей. Для образования уникальной редкометалльной минерализации ведущая роль отведена процессам длительной кристаллизационной дифференциации расплава с закономерным накоплением несовместимых элементов к конечным продуктам магматического процесса [28, 32, 33, 34].

На основе ранее опубликованных работ [16, 35, 29] и собственных полевых наблюдений в пределах Зашихинского месторождения были выделены следующие разновидности гранитов (рисунок 1.3): 1) кварц-микроклиновые пегматоидной структуры; 2) кварц-микроклин-альбитовые с игольчатым амфиболом; 3) кварц-микроклин-альбитовые с длиннопризматическим амфиболом; 4) кварц-альбит-микроклиновые с горошковидным кварцем; 5) кварц-альбитовые и альбититы. Границы между разновидностями пород массива постепенные.

Вдоль северного эндоконтакта месторождения прослеживается широкая зона развития штокверка мелких (мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м) флюоритовых, кварц-полевошпат-флюоритовых, кварц-полевошпат-сидеритовых жил и прожилков [31]. В настоящее время по одной из таких жил, секущих альбититы, проводятся минералого-геохимические исследования. Область формирования этой породы с высоким содержанием флюорита имеет мощность до 1 м и протяженность около 100 м [29] (рисунок 1.3). Порода отличается большим количеством флюорита, циркона, торита, рудных минералов и характеризуется аномально высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов, значительно превышающих концентрации в редкометалльных гранитах месторождения.

1.2 Краткая петрографическая и минералогическая характеристика пород Зашихинского месторождения

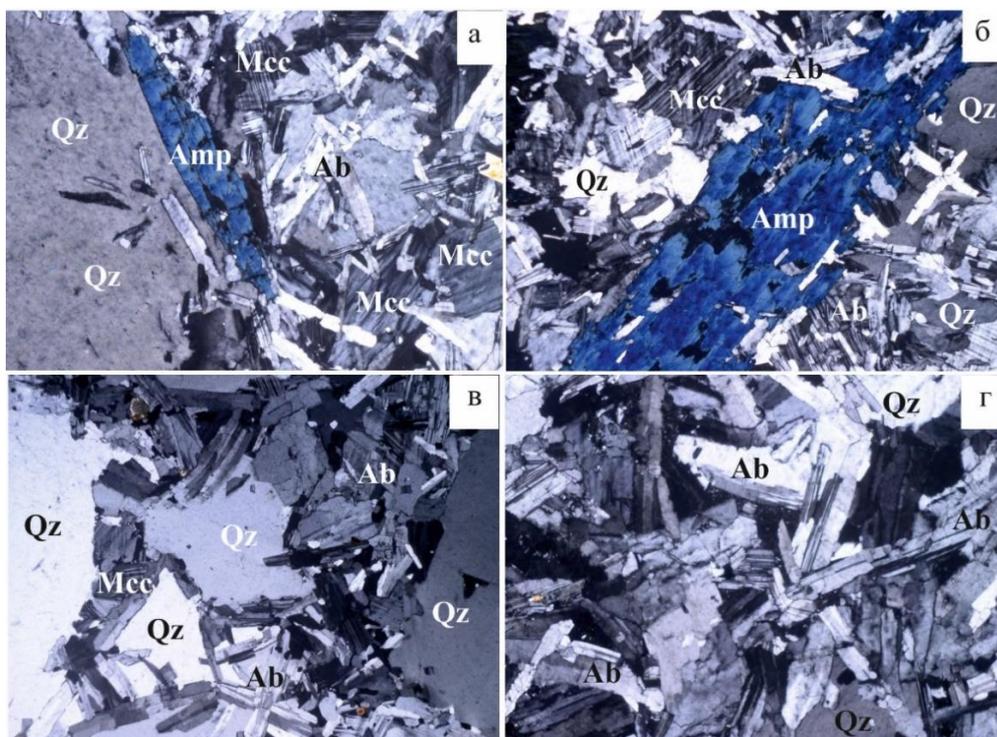
Граниты Зашихинского массива – это средне- и мелкозернистые породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. В зависимости от разновидности гранитов наблюдаются вариации содержаний породообразующих и акцессорных минералов [33, 29]. Граниты сложены кварцем (20–45 %), микроклином (5–25 %), альбитом (25–70 %). В редких случаях калиевый полевой шпат содержит пертитовые вроски альбита. Кроме того, в породах отмечены щелочной амфибол (арфведсонит), пироксен (эгирин), слюда (аннит, полилитионит, протолитионит), флюорит, криолит, карбонаты, сульфиды и основные минералы-концентраторы редких и редкоземельных элементов (колумбит, циркон, торит, пироклор, ксенотим, гагаринит, ниобиевый рутил).



1 – четвертичные отложения; 2 – сланцы, микрогнейсы, амфиболиты бирюсинской свиты (PR₁br₂); магматические образования: 3–8 – Зашихинское месторождение: 3 – область формирования пород с высоким содержанием флюорита и рудных минералов; 4 – кварц-альбитовые граниты и альбититы, 5 – кварц-альбит-микроклиновые граниты с горошковидным кварцем, 6 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с длиннопризматическим амфиболом, 7 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом, 8 – кварц-микроклиновые граниты пегматоидной структуры; 9 – граниты, сиениты, граносиениты огнитского интрузивного комплекса (D₁og), 10 – диориты хойто-окинского интрузивного комплекса (PZ₁ho), 11 – пегматоидные амфиболовые граниты саянского интрузивного комплекса (PR₂sn).

Рисунок 1.3 – Схема геологического строения Зашихинского месторождения (по данным [16, 35] с изменениями авторов)

Крупнозернистые пегматоидные граниты фиксируются только на юго-западном эндоконтакте с вмещающими породами в виде прерывистой и маломощной (до нескольких метров) оторочки [16]. Меланократовые амфиболсодержащие граниты месторождения характеризуются двумя разновидностями пород: с игольчатым рибекитом [16] (рисунок 1.4а) и длиннопризматическим арфведсонитом (рисунок 1.4б) [29].



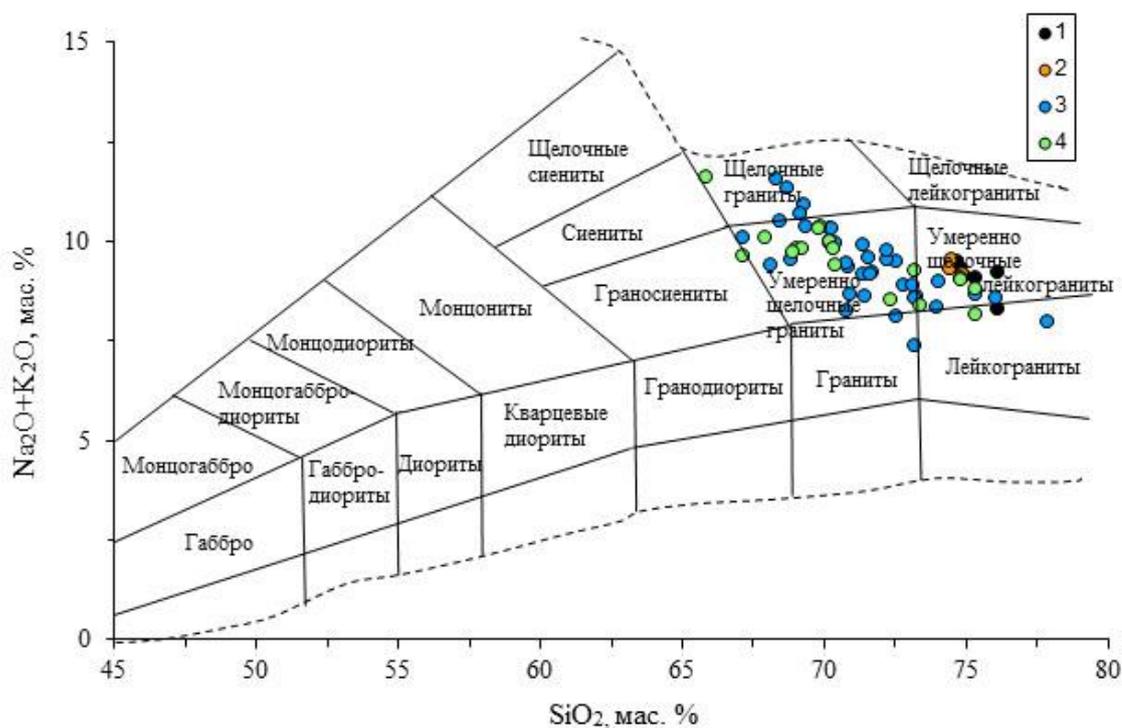
Микрофотографии шлифов гранитов, николи скрещены. Объектив 4^x. Все сокращения минералов на микрофотографиях в разделе 1 приведены согласно [36]: Amp – амфибол, Мсс – микроклин, Qz – кварц, Ab – альбит.

Рисунок 1.4 – Разновидности щелочных пород Зашихинского месторождения

В лейкократовых кварц-альбит-микроклиновых гранитах (рисунок 1.4в), наряду с крупным округлым «горошковидным» кварцем, наблюдаются мелкие зерна минерала в основной массе породы. Кварц-альбитовые граниты и альбититы (рисунок 1.4г) отличаются высоким содержанием альбита, которое может достигать 70–90 %, слагая участки мономинеральных альбититов в районе северо-западного эндоконтакта с вмещающими породами. Последний тип пород является наиболее рудной зоной месторождения, главные минералы-концентраторы редких и редкоземельных элементов представлены колумбитом, ниобиевым рутилом, цирконом, ксенотимом-(Y) [21]. Установленные в породах гагаринит-(Y), фергусонит, монацит, торит, самарскит, торбастнезит отмечаются в незначительных количествах и заметного влияния на качество руд и концентратов не оказывают [16].

1.3 Краткая петрохимическая и геохимическая характеристика пород Зашихинского месторождения

Породы Зашихинского месторождения по петрохимическим особенностям отвечают ряду от щелочных гранитов до лейкогранитов ($\text{SiO}_2 = 65,83\text{--}84,28$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,17\text{--}11,59$ мас. %) (рисунок 1.5).



1 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с игольчатым амфиболом; 2 – кварц-микроклин-альбитовые граниты с длиннопризматическим амфиболом; 3 – кварц-альбит-микроклиновые граниты с «горошковидным» кварцем; 4 – кварц-альбитовые граниты и альбититы.

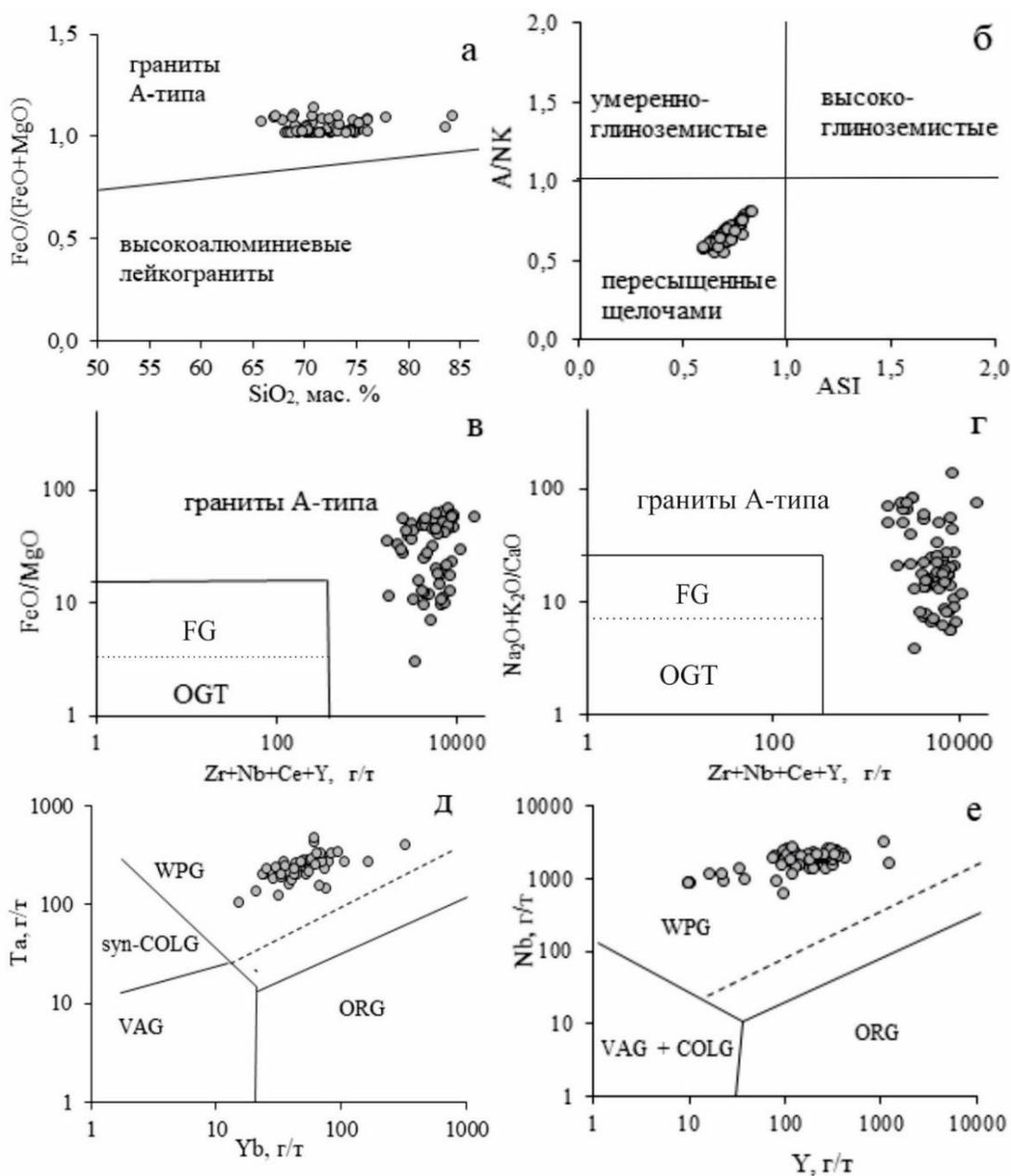
Рисунок 1.5 – Классификационная диаграмма SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [37]

Граниты характеризуются высокой железистостью (Fe индекс = 0,89–0,99) (рисунок 1.6а) по [13]. Большая часть пород относится к области пересыщенных щелочами гранитов (рисунок 1.6б) по [10], коэффициенты A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) и ASI ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) составляют меньше 1,0. Для исследуемых гранитов характерен натровый тип щелочности, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 0,1 до 0,87. Основные геохимические характеристики и минеральный состав пород массива отвечают гранитам А-типа, согласно [8, 12, 38] (рисунок 1.6в, 1.6г), образованным во внутриплитной обстановке (рисунок 1.6д, 1.6е) по [9]. Изученные породы характеризуются высокими содержаниями большинства несовместимых элементов (Li , Rb , Zr , Hf , Ta , Nb , Th , U , REE) [29, 39].

Спектры распределения редкоземельных элементов в породах показали существенное обогащение тяжелыми лантаноидами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,1–0,9$), что заметно отличает Зашихинское месторождение от других щелочно-гранитных редкометалльных массивов (например, Катугинского и Улуг-Танзекского). Также на спектрах отмечается наличие хорошо выраженных аномалий Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0,1$), Ba и Sr (рисунок 1.7).

Небольшие отличия между графиками распределения микроэлементов всех типов пород месторождения связаны с различной степенью накопления этих элементов в процессе эволюции щелочно-гранитного расплава и, вероятно, с кристаллизацией разных

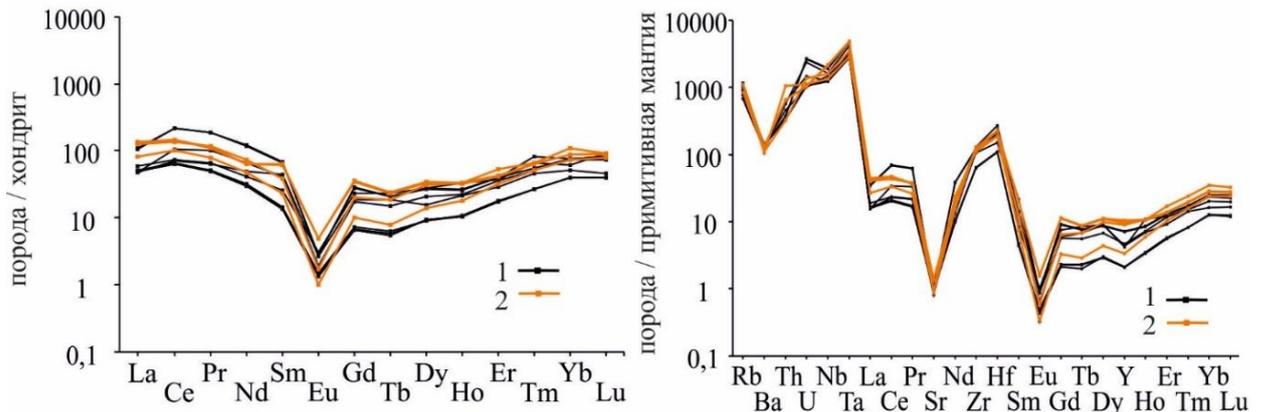
второстепенных и акцессорных минералов или их количеством. Граниты с игольчатым амфиболом и граниты с призматическим амфиболом показали близкое распределение микроэлементов и располагаются в едином поле составов этих типов пород на графиках мультиспектров и спектров REE (рисунок 1.7).



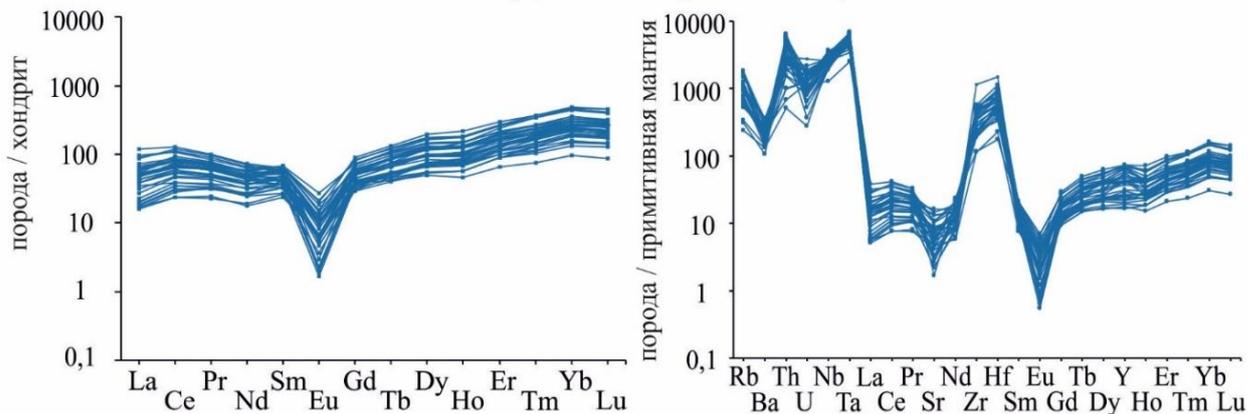
а) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [13], б) $\text{A}/\text{NK} - \text{ASI}$ [10], в) $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ и г) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ [8], д) $\text{Nb} - \text{Y}$ и е) $\text{Ta} - \text{Yb}$ [9]. OGT – фракционированные и FG – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов, WPG – внутриплитные, ORG – океанические, WPG+COLG – островодужные и коллизионные.

Рисунок 1.6 – Составы гранитов Зашихинского месторождения на классификационных диаграммах

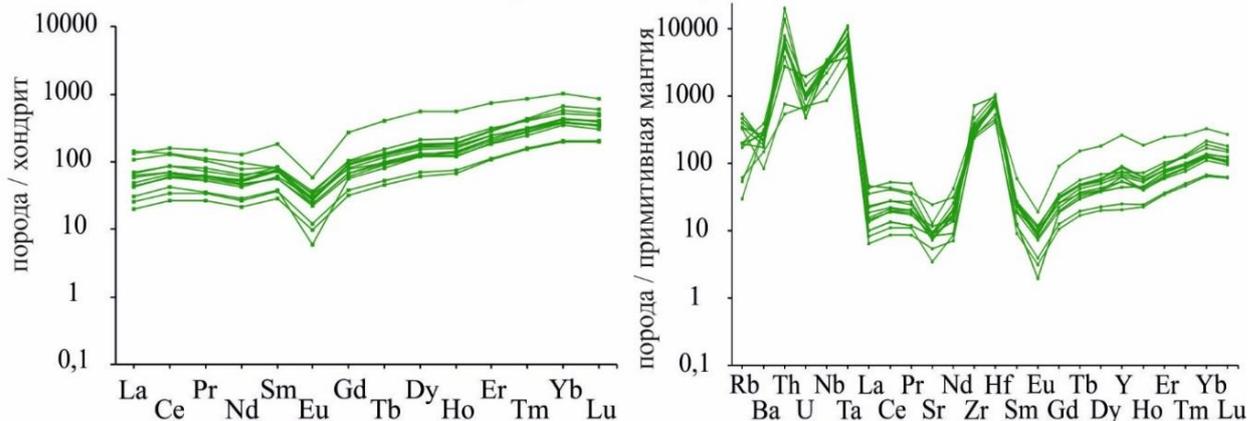
Амфиболсодержащие граниты



Кварц-альбит-микроклиновые граниты



Кварц-альбитовые граниты и альбититы



1 – щелочные граниты с игольчатым амфиболом, 2 – щелочные граниты с призматическим амфиболом.

Рисунок 1.7 – Распределение микроэлементов в породах Зашихинского месторождения, нормированных на хондрит и состав примитивной мантии [40].

1.4 Характеристика минералов-концентраторов редких и редкоземельных элементов в породах Зашихинского месторождения

Перечисленные ниже минералы-концентраторы редких и редкоземельных элементов встречены во всех типах пород Зашихинского месторождения, отмечаются лишь вариации их содержания. Установленные в щелочных гранитах сульфиды (галенит,

сфалерит, пирротин) кристаллизуются в незначительных количествах, заметного влияния на качество руд и концентратов не оказывают и в настоящем отчете не приведены.

Тантало-ниобаты в редкометалльных гранитах Зашихинского месторождения представлены колумбитом, ниобиевым рутилом, пирохлором, а также фергюсонитом, самарскитом, микролитом [16]. Кроме самостоятельных минеральных форм ниобий в качестве изоморфной примеси установлен в незначительных количествах в альбите, арфведсоните, слюде, флюорите, криолите, ксенотиме, титаните; тантал – в слюде, цирконе, флюорите, титаните.

Колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ является главным концентратом тантала и ниобия, представляющим основную практическую ценность руд Зашихинского месторождения. Встречен во всех разновидностях пород. Образует как крупные (2-5 мм), так и мелкие (менее 0,5 мм) гипидиоморфные зерна (рисунок 1.8).

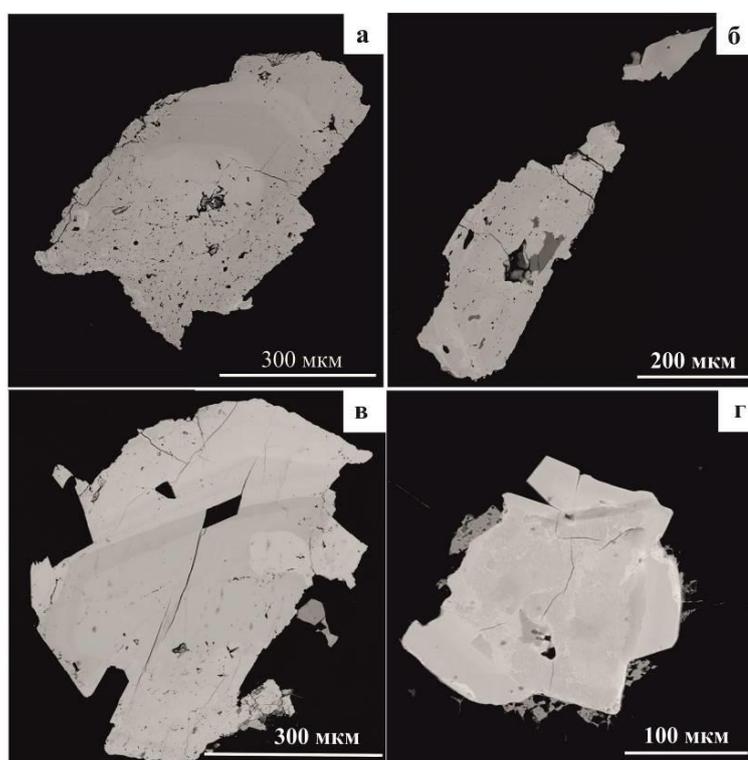
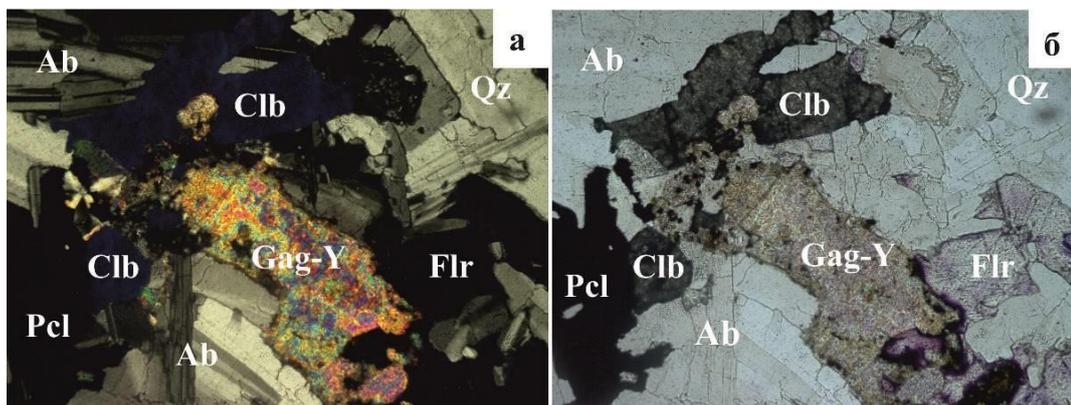


Рисунок 1.8 – Морфология колумбита из гранитов Зашихинского месторождения.
Изображения СЭМ

В проходящем свете в колумбите при скрещенных поляризаторах наблюдается явление плеохроизма до индиго-синего цвета (рисунок 1.9а). В щелочных гранитах массива наблюдается в ассоциации с основными акцессорными минералами арфведсонитом, эгирином, цирконом, слюдами (рисунок 1.9б) и всеми тантало-ниобатами.



а – поляризаторы скрещены, б – поляризаторы параллельны. Объектив 10^x.
 Qz – кварц, Ab – альбит, Flr – флюорит, Clb – колумбит, Gag-Y – гагаринит-(Y), Pcl – пироклор.

Рисунок 1.9 – Микрофотографии шлифов гранитов

Колумбит представлен полным изоморфным рядом от колумбита-Mn, характерного для меланократовых амфиболсодержащих гранитов, до колумбита-Fe, кристаллизующегося в лейкократовых разновидностях пород (рисунок 1.10). Танталит с $Ta/(Ta+Fe) > 0,5$ в породах Зашихинского месторождения не встречен. Колумбит характеризуется значительными вариациями содержаний компонентов (мас. %): MnO 0,38–12,06, FeO_{total} 7,19–19,71, Ta_2O_5 1,85–18,94, Nb_2O_5 58,88–75,46, преобладанием ниобия над танталом, атомными отношениями $Mn/(Mn+Fe) = 0,03–0,63$ и $Ta/(Ta+Nb) = 0,01–0,16$. В минерале отмечаются довольно высокие содержания TiO_2 (до 3,26 мас. %) и незначительные концентрации Ce_2O_3 , Nd_2O_3 , Yb_2O_3 , UO_2 , ThO_2 , SnO [1].

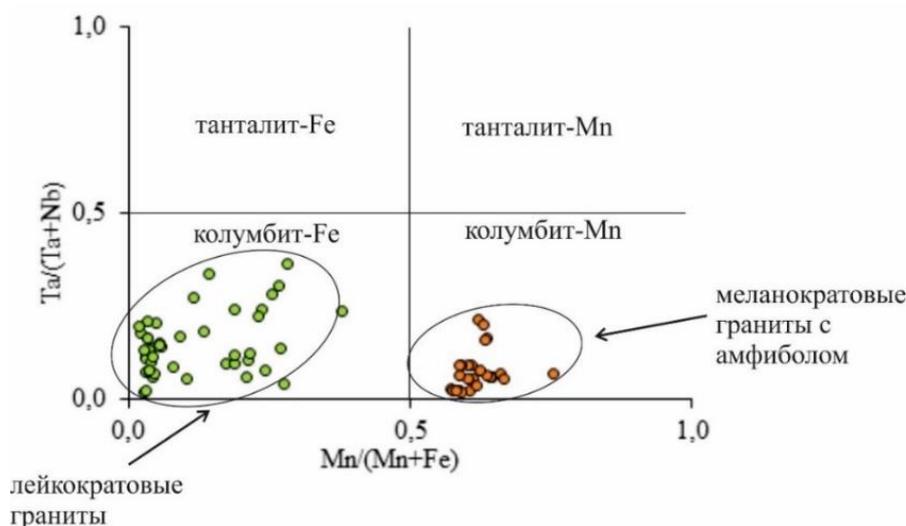
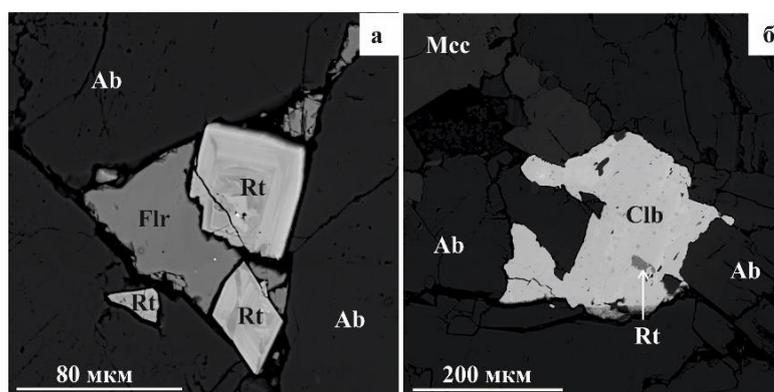


Рисунок 1.10 – Вариации состава колумбита из пород Зашихинского месторождения

Широкий диапазон химического состава колумбита, даже в пределах одного массива, характерен для месторождений щелочно-гранитного типа. Зональность в зернах слабовыраженная, с нечеткими контурами (рисунок 1.8). Периферические зоны отличаются

высокими содержаниями Ta_2O_5 (10–19 мас. %) и пониженные концентрации MnO (0,5–7,0 мас. %).

Ниобиевый рутил $(Ti,Nb,Fe^{3+})_3O_6$ (до 17,74 мас. % Nb_2O_5) образует идиоморфные крупные (> 50 мкм) зерна со сложной зональностью (рисунок 1.11а) или в виде мелких включений в других минералах, например, в колумбите (рисунок 1.11б). Наблюдается во всех типах пород Зашихинского месторождения. По химическому составу является промежуточной разновидностью между ильменорутилом и стрюверитом. В минерале наблюдается преобладание содержаний ниобия над танталом (4,77–9,31 мас. %), также отмечены повышенные концентрации олова (до 1,76 мас. % SnO_2) и ванадия (до 4,32 мас. % V_2O_3).



Rt – Nb-рутил, Clb – колумбит, Msc – микроклин, Ab – альбит, Flr – флюорит.

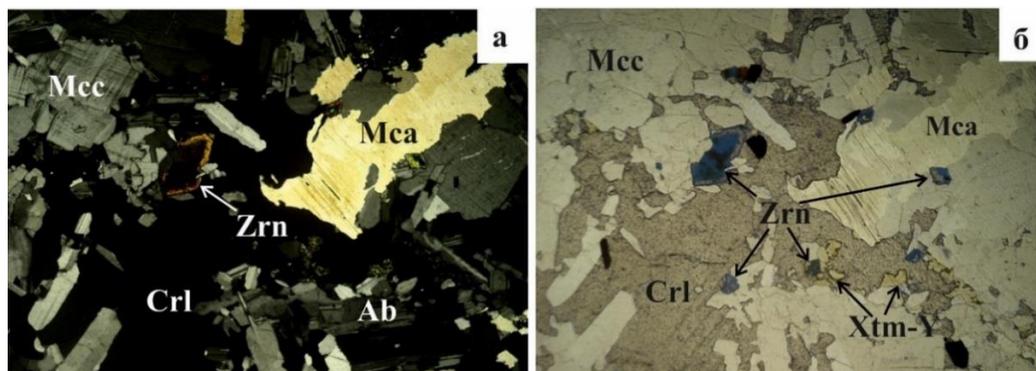
Рисунок 1.11 – Морфология рутила из гранитов. Изображения СЭМ

Пирохлор $(Na,Ca)_2Nb_2O_6(OH,F)$ образует гипидиоморфные зерна в матрице породообразующих минералов или кристаллизуется в породе в виде сростков с другими тантало-ниобатами, иногда замещается бастнезитом-(Th). Наблюдается во всех типах пород Зашихинского месторождения. Состав пирохлора крайне изменчив, отмечаются значимые вариации концентрации компонентов: Na_2O 5,7–6,9 мас. %, CaO 2,02–2,51 мас. %, Nb_2O_5 53,79–61,63 мас. %, F до 4,59 мас. %, ThO_2 до 11,4 мас. %, UO_2 до 3,42 мас. %, Ta_2O_5 5,77–17,26 мас. %, PbO 4,43–11,42 мас. %. В соответствии с IMA классификацией [41] минерал относится к пирохлорам.

Основными концентраторами циркония в породах Зашихинского месторождения является циркон (и циртолит). Кроме самостоятельных минеральных форм цирконий в качестве изоморфной примеси в незначительных количествах установлен монаците-(Ce), торбастнезите и пирохлоре.

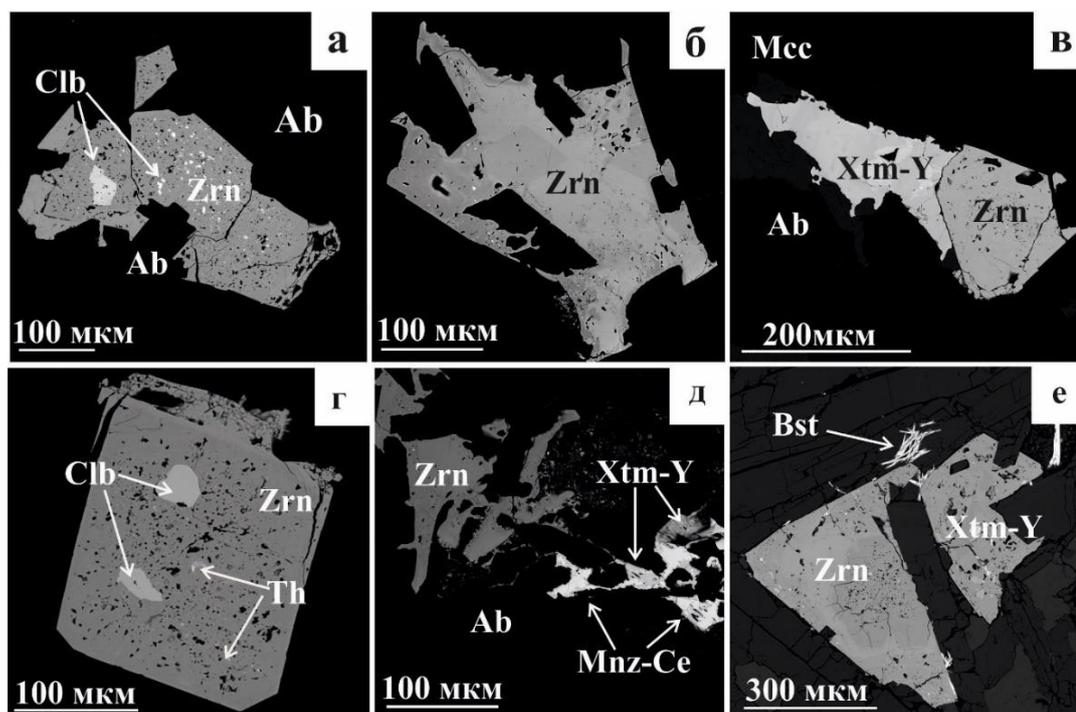
Циркон $ZrSiO_4$ является характерным минералом всех разновидностей щелочных пород массива. Часто циркон образует ограненные кристаллы дипирамидального облика размером до 1 мм, нередко с большим количеством непрозрачных точечных включений в

центральной части зерен (рисунок 1.12а, 1.12б). В виде включений часто встречается торит или колумбит (рисунок 1.13а, 1.13г). Циркон наблюдается в ассоциации со слюдой, криолитом, колумбитом, ксенотимом (рисунок 1.13). Встречаются также мелкие (<0,2 мм) прозрачные ограненные кристаллы этого минерала.



а – поляризаторы скрещены, б – поляризаторы параллельны. Объектив 4^x.
Zrn – циркон, Crl – криолит, Mca – слюда, Ab – альбит, Xtm-Y – ксенотим-(Y), Mcc – микроклин.

Рисунок 1.12 – Микрофотографии шлифов гранитов в проходящем свете



Zrn – циркон, Crl – криолит, Mca – слюда, Ab – альбит, Xtm-Y – ксенотим-(Y), Mcc – микроклин, Th – торит, Mnz-Ce – монацит-(Ce), Bst – торбастнезит.

Рисунок 1.13 – Характер взаимоотношений аксессуарных минералов в породах.
Изображения СЭМ

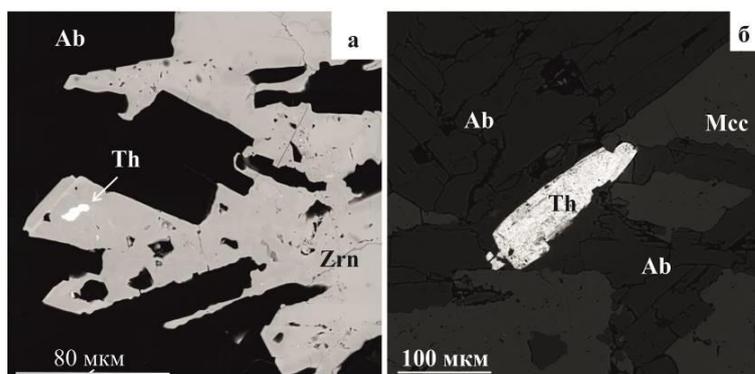
Циркон характеризуется следующим химическим составом: HfO₂ (1,83–4,42 мас. %), Y₂O₃ (0,24–2,33 мас. %), Yb₂O₃ (0,20–0,84 мас. %), ThO₂ (до 1,61 мас. %), UO₂ (до 0,14 мас. %), в незначительных количествах присутствуют Nb₂O₅ и Ta₂O₅ (<0,1 мас. %). Вариации

состава в пределах отдельных зерен незначительны. В целом, в минерале наблюдаются значимые содержания средних (MREE) и тяжелых (LREE) редкоземельных элементов [33].

Циртолит – метамиктная разновидность циркона с повышенными содержаниями урана, тория, гафния и переменной концентрацией редкоземельных элементов. Отличается от циркона непрозрачной бурой окраской. Наблюдается в парагенезисе с торитом и флюоритом. Установлены пониженные концентрации SiO_2 (25,81–27,58 мас. %), ZrO_2 (56,13–57,23 мас. %), HfO_2 (до 2,77 мас. %) и повышенные содержания ThO_2 (до 3,07 мас. %), Y_2O_3 (до 3,11 мас. %) и Yb_2O_3 (до 0,61 мас. %) [33].

Основными концентраторами тория в породах Зашихинского месторождения установлены торит и торбастнезит.

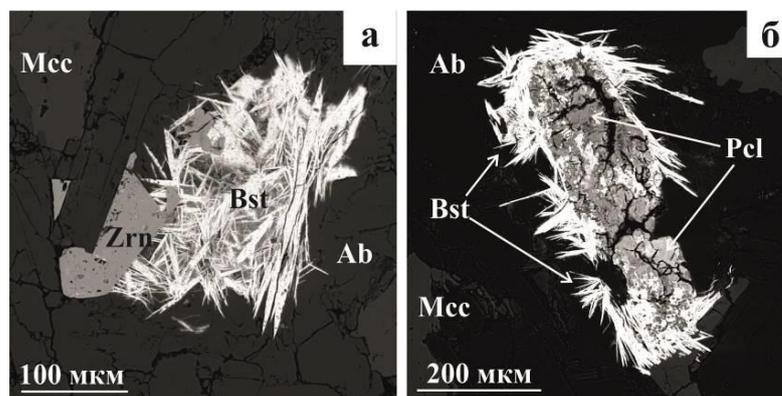
Торит ThSiO_4 зафиксирован в виде многочисленных однородных мелких включений (менее 10 мкм) в цирконе (рисунок 1.13г, 1.14а). Также минерал встречен в виде отдельных гипидиоморфных зерен размером более 100 мкм в гранитах месторождения (рисунок 1.14б). Две генерации торита имеют близкий химический состав. Содержание минерала в породах увеличивается по мере эволюции щелочно-гранитного расплава, концентрации тория в наиболее редкометалльных породах месторождения (кварц-альбитовые граниты и альбититы) достигают 2102 ppm, в то время как в меланократовых амфиболовых разновидностях значения не превышают 100 ppm.



Th – торит, Zrn – циркон, Ab – альбит, Мсс – микроклин.

Рисунок 1.14 – Включение торита в цирконе (а) и гипидиоморфное зерно торита в гранитах (б). Изображения СЭМ

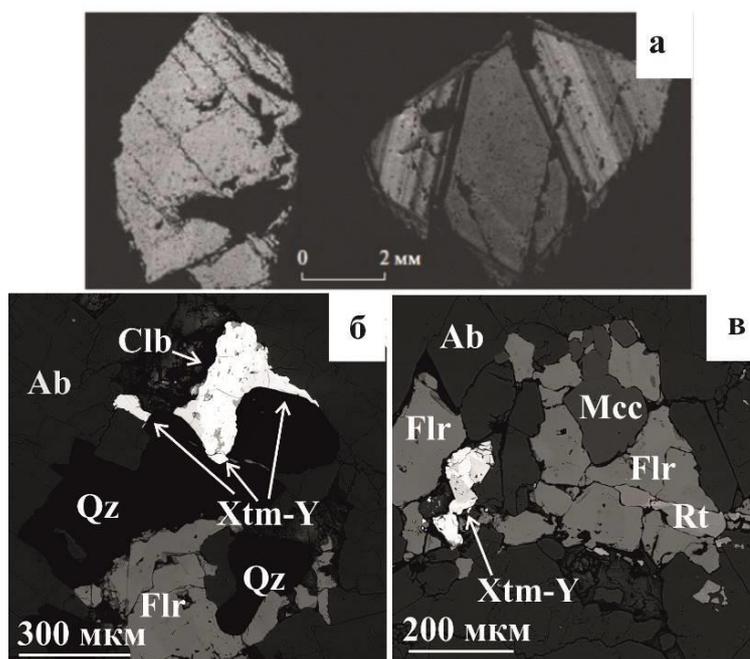
Торбастнезит (thorbastnasite) установлен в кварц-альбитовых гранитах и альбититах в виде радиально-лучистых агрегатов, в тесном срастании с цирконом (рисунок 1.15а) или кристаллизацией минерала в результате процессов замещения пирохлора (рисунок 1.15б). Минерал впервые был описан в Пичихольском щелочном массиве Сангилена [42]. Торбастнезит отличается высокими содержаниями ThO_2 (до 60,68 мас. %), REE (до 6,6 мас. %) и F (до 6,26 мас. %).



Zrn – циркон, Pcl – пироклор, Bst – торбастнезит, Mcc – микроклин, Ab – альбит.
 Рисунок 1.15 – Морфология торбастнезита в породах. Изображения СЭМ

Минералы редких земель и иттрия в редкометалльных гранитах Зашихинского массива представлены ксенотимом-(Y), гагаринитом-(Y), а также монацитом-(Ce), флюоцеритом-(Ce) [16].

Ксенотим-(Y) YPO_4 встречается во всех разновидностях пород Зашихинского месторождения в виде мелких желтовато-зеленоватых кристаллов (рисунок 1.16а), в тесных сростаниях с колумбитом (рисунок 1.16б), цирконом, Nb-рутилом (рисунок 1.16в).



а – изображение электронно-зондового микроанализатора JXA-8200; б, в – изображения СЭМ.

Xtm – ксенотим, Rt – Nb-рутил, Clb – колумбит, Zrn – циркон, Ab – альбит, Qz – кварц, Mcc – микроклин, Flr – флюорит.

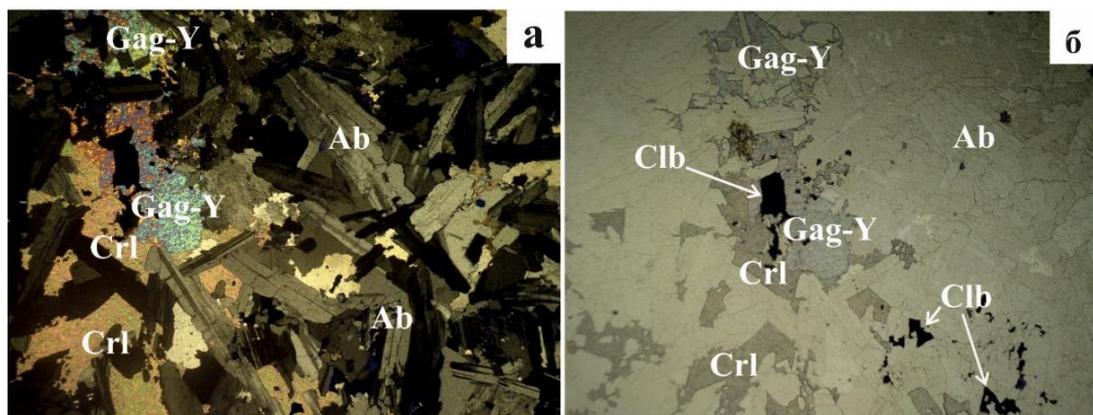
Рисунок 1.16 – Морфология ксенотима (а) и минеральная ассоциация с ним (б) в гранитах

Установлена зональность зерен, в тоже время содержания Y_2O_3 (41,31–43,42 мас. %) и P_2O_5 (36,03–38,94 мас. %) отвечают теоретической формуле ксенотима-(Y). В минерале

также присутствуют примеси ThO_2 (0,05–1,52 мас. %), UO_2 (0,02–0,24 мас. %), PbO (0,17–0,31 мас. %). Ксенотим-(Y) характеризуется высокими концентрациями лантаноидов иттриевой подгруппы (Gd-Lu), суммарное содержание которых в минерале достигает 17,76 мас. %. В спектрах REE, нормированных относительно C1 хондрита [40], отмечаются отрицательные аномалии Ce и Eu [33].

Гагаринит-(Y) NaCaYF_6 редкий фторид, содержащийся в щелочных гранитах. Кроме Зашихинского массива, гагаринит встречен в редкометалльных гранитах Катугинского массива (Забайкалье), Улуг-Танзек (Восточная Тыва), Верхнее Эспе (Казахстан), Питинга (Бразилия), Стрейндж-Лейк (Канада) [33].

Гагаринит-(Y) находится в интерстициях между породообразующими минералами в виде гипидиоморфных зерен (рисунок 1.9, 1.17). Установлен в ассоциации с криолитом, флюоритом, колумбитом, слюдами. По сравнению с теоретической формулой [43], отличается несколько пониженным содержанием CaO (8,65–11,62 мас. %) и повышенными содержаниями Na_2O (10,41–10,64 мас. %), Y_2O_3 (40,87–44,00 мас. %), Gd_2O_3 (1,49–1,70 мас. %), Dy_2O_3 (2,98–4,05 мас. %), Er_2O_3 (1,45–2,65 мас. %), Yb_2O_3 (0,52–1,64 мас. %).



Микрофотографии шлифов в гранитах: а – поляризаторы скрещены, б – поляризаторы параллельны. Объектив 4^x

Gag-Y – гагаринит-(Y), CrI – криолит, Clb – колумбит, Ab – альбит.

Рисунок 1.17 – Сросток гагаринита-(Y) с колумбитом и криолитом в породе

Монацит-(Ce) $(\text{Ce,La,Nd})\text{PO}_4$ встречен во всех типах пород в виде гипидиоморфных зерен размером менее 100 мкм, чаще всего кристаллизуется в ассоциации с ксенотимом. В составе монацита отмечается преобладание LREE: 38,52 мас. % Ce_2O_3 , 11,89 мас. % La_2O_3 , 3,1 мас. % Pr_2O_3 , 10,64 мас. % Nd_2O_3 при меньших количествах Sm_2O_3 (1,46 мас. %) и ThO_2 (3,57 мас. %). Отношение $(\text{La/Nd})_n = 2,15$.

1.5 Результаты изотопных исследований пород Зашихинского месторождения

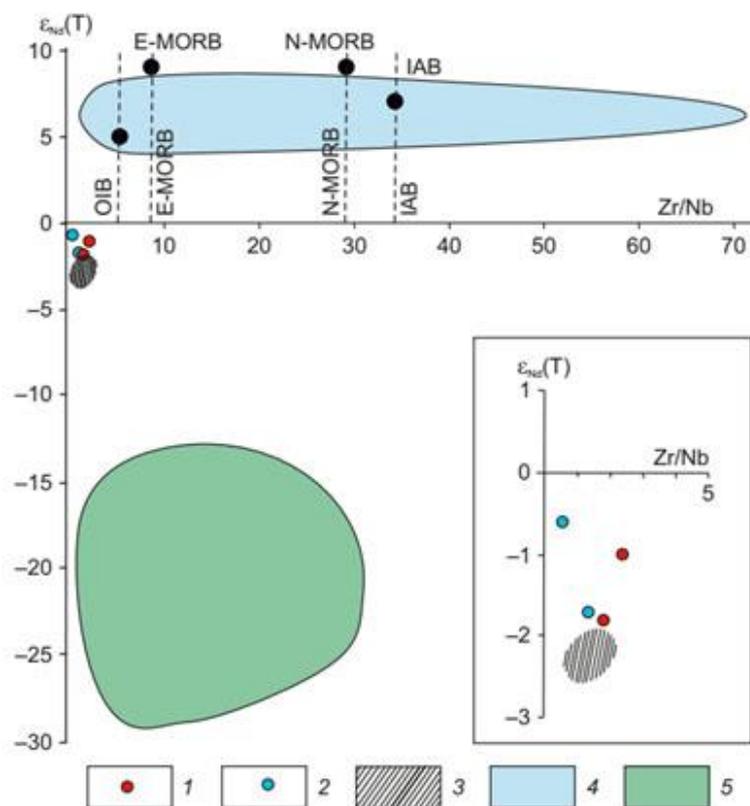
Существуют многочисленные модели образования щелочно-гранитных массивов с описанием вероятных источников родоначальных магм и механизмов их эволюции [44, 45,

46, 36 и др.]. Источники магм оцениваются по изотопным данным. Наиболее надежными изотопными системами при изучении редкометалльных гранитов являются Sm-Nd и кислородная системы. Rb-Sr система в щелочных гранитоидах значительно менее надежна из-за легкой подверженности пород постмагматическим процессам и высокой подвижности Rb и Sr в гидротермальных процессах. Помимо изотопным данным, для выявления природы исходных магм и механизмов формирования щелочно-гранитных массивов широко используются канонические отношения содержаний несовместимых элементов [44]. Постоянство ряда величин (Zr/Nb, Yb/Ta, Y/Nb, Nb/U, Th/La) в разных типах ассоциирующих друг с другом пород указывает на общий для них магматический источник. Изменение этих отношений может свидетельствовать о добавлении в область магмообразования новых порций расплавов с другими соотношениями элементов или о появлении минеральных фаз, которые избирательно концентрируют редкие элементы.

Известно, что различие в составе исходных гранитоидных магм связано с рядом факторов, в том числе с разной степенью вклада мантийного и корового компонента. Примером значительной доли мантийного вещества при формировании гранитов является Халдзан-Бурегтейский массив (Монголия), в породах которого вариации $\epsilon\text{Nd}(T)$ составляют +4,4...+6,5 (рисунок 1.18). Образование широко спектра щелочных пород этого массива обусловлено глубокой кристаллизационной дифференциацией базитовой магмы [44]. В отличие от Халдзан-Бурегтейского массива, в строении Зашихинского месторождения не обнаружены базитовые тела, состав которых можно было принять за состав первичных мантийных магм, поэтому можно допустить преобладание корового вещества в источнике магмообразования. Это подтверждают величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ -1,0 и -1,8, впервые полученные для пород месторождения. Незначительные вариации $\epsilon\text{Nd}(T)$ свидетельствуют об однородности изотопного состава источника. Вероятными коровыми компонентами могут быть как среднепалеозойские гранитоиды огнитского комплекса с низкими значениями ϵNd (от -2,0 до -2,3 [46]), так и докембрийские гранитоидные образования фундамента Сибирского кратона с отрицательными значениями ϵNd [47].

Зашихинские граниты близки по изотопному составу неодима к щелочным редкометалльным гранитам катугинского комплекса с Nb-Ta минерализацией, для которых в качестве корового компонента, участвующего в магмообразовании, рассматриваются архейские породы континентальной коры Чара-Олёкминского геоблока Алданского щита [45]. В случае пород Зашихинского массива, как и Катугинского, на графике в координатах $\epsilon\text{Nd} - \text{Zr}/\text{Nb}$ фигуративные точки составов смещены в сторону низких значений Zr/Nb и отклоняются от предполагаемой линии смещения, связывающей составы мантийных источников типа OIB с коровыми источниками (рисунок 1.18). Такое смещение согласуется

с появлением повышенного содержания ниобия в остаточных расплавах и важной роли кристаллизационной дифференциации при формировании пород [34].



1 – граниты Зашихинского месторождения, 2 – граниты катугинского комплекса, 3 – область гранитов огнитского комплекса; 4 – область пород Халдзан-Бурегтейского массива [44]; 5 – область пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса [47].

Рисунок 1.18 – Соотношение изотопного состава Nd и Zr/Nb пород [34]

Значимая доля корового компонента в источнике магмообразования при формировании редкометалльных пород Зашихинского месторождения подтверждается данными изотопного состава кислорода в кварце. Известно, что магматические коровые породы обогащены ^{18}O по сравнению с мантийными, для последних $\delta^{18}\text{O}$ составляет 6 ‰ [48]. Образцы, отобранные из всех разновидностей гранитов Зашихинского месторождения, показали утяжеленный (коровый) изотопный состав кислорода, имеют близкие значения и варьируют в интервале от +8,7 до +9,4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Как видно из таблицы 1, значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ не имеют какого-либо закономерного изменения в процессе кристаллизации пород, в том числе четкого обособления меланократовых разновидностей гранитов от лейкократовых не наблюдается. Полученные данные для всех разновидностей щелочных гранитов месторождения расположены в едином поле изотопного состава кислорода.

Таблица 1 – Изотопный состав кислорода в кварце из гранитов Зашихинского месторождения

№	Описание породы	$\delta^{18}\text{O}$ (vsmow), ‰
1	Гранит с игольчатым амфиболом	9,3
2	Гранит с игольчатым амфиболом	9,4
3	Гранит с призматическим амфиболом	9,2
4	Гранит с призматическим амфиболом	8,9
5	Гранит с призматическим амфиболом	8,7
6	Гранит с «гороховидным» кварцем	8,9
7	Гранит с «гороховидным» кварцем	9,0
8	Кварц-альбитовый гранит	9,1
9	Кварц-альбитовый гранит	8,9

Таким образом, породы Зашихинского месторождения по основным геохимическим характеристикам и минеральному составу отнесены к гранитам А-типа, по составу варьируют от щелочных гранитов до умеренно щелочных лейкогранитов. В процессе формирования месторождения происходила смена кристаллизации меланократовых разновидностей гранитов на лейкократовые. В гранитах массива установлены высокие содержания большинства несовместимых элементов и зафиксировано существенное обогащение HREE. Значимая роль в образовании редкометалльной минерализации отводится процессам длительной кристаллизационной дифференциации расплава с закономерным накоплением несовместимых элементов. Изотопные данные указывают на преобладание корового вещества в источнике магмообразования. Коровой составляющей могли служить граниты огнитского (или бугульминского) комплекса и гранитно-метаморфические комплексы пород фундамента Сибирского кратона.

Раздел 2 Минералого-геохимические особенности месторождений ряда стратегических металлов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами (на примере массива Инагли, Центральный Алдан)

Щелочно-ультраосновные массивы концентрически-зонального строения известны на Алданском щите с середины прошлого века. Массивы Инагли, Кондёр, Чад, Сыбах имеют сходное строение – центральная часть сложена ультраосновными породами, а остальной объем массивов представлен К-щелочными породами, расположенными по периферии [49, 50]. Научно-исследовательские работы проекта в 2023 году были направлены на детальное изучение щелочно-ультраосновных пород Инаглинского массива (Центральный Алдан).

Массив Инагли известен единственным в России месторождением ювелирного хромдиоксида, которое до сих пор разрабатывается. С Инаглинским массивом, как и с Кондёрским, связано месторождение россыпной платины. Но в отличие от Кондёра, где добыча ЭПГ ведётся до сих пор, на Инагли россыпную платину перестали добывать в конце 90-х годов прошлого века. В зоне гипергенеза разрабатывали месторождение вермикулита.

В период активного изучения Инаглинского массива в редкометальных щелочных пегматитах и в породах было обнаружено более 30 минералов, 6 из которых впервые открыты на Инаглинском массиве, например, иннелит [51], набалампрофиллит [52], аквалит [53] и др. Основная часть пегматитов изучалась преимущественно из наземных выработок. Пробуренные в конце 80-х годов скважины, остались без детальных исследований в результате экономического спада и развала СССР. В редкометальных пегматитах из глубоких горизонтов массива были обнаружены новые подтипы пегматитов с гакманитом – серосодержащей разновидностью содалита, обладающей интересными фотохромными и люминесцентными свойствами [54].

С момента открытия щелочно-ультраосновных комплексов Алданского щита ведутся длительные споры, являются ли интрузивные породы, совмещённые в пределах одного массива, проявлением гомодромного ряда последовательно генерирующихся фаз одного магматического очага [55, 56, 57, 58, 59, 60]. Или это два разновозрастных комплекса – ультраосновной и щелочной, пространственно совмещённых в долгоживущих структурах центрального типа [49, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67].

Попытки достоверно оценить возраст пород массивов не прекращались с момента открытия зонально-кольцевых массивов Алданского щита – 50–70 годов прошлого века [49, 65]. В то время на Алданском щите были известны ультраосновные породы, относительный возраст которых стратиграфическим методом был оценён как докембрийский. Ультраосновные породы, слагающие ядра обоих массивов, также были отнесены к

докембрийским, а К-щелочные породы в них считали наложенными метасоматическими образованиями [49, 62]. Палеомагнитные исследования ультраосновных пород Инаглинского массива, проведённые в 70-х годах, показали мезозойский возраст дунитов [61]. Более поздние палеомагнитные исследования ультрамафитов Кондёрского массива (дунитов, клинопироксенитов, косьвитов) позволили ему выделить три этапа становления массива: 1) в позднем рифее сформировалось дунитовое ядро с клинопироксенитами; 2) в поздней перми эти породы испытали частичный разогрев; 3) в раннем мелу образовались косьвиты. Возраст же щелочных пород палеомагнитным методом не исследовался. С другой стороны, многочисленные определения возраста щелочных и ультраосновных пород массивов Инагли и Кондёр (К-Ar и Rb-Sr методами) подтвердили их мезозойский возраст [55, 63, 64, 65, 66]. Но сторонники докембрийского возраста считали эти датировки для ультраосновных пород не корректными, а элементы К, Rb, Sr – наложенными при внедрении щелочных пород.

Генезис платиноидной минерализации зонально-кольцевых массивов месторождений также продолжает оставаться дискуссионным. Все исследователи приходят к выводу, что богатые россыпные месторождения связаны с кольцевыми щелочно-ультраосновными массивами [55]. В то же время низкие содержания элементов платиновой группы в ультраосновных породах массивов не объясняют присутствия в россыпных месторождениях крупных самородков [66].

Значения модельного Re-Os возраста, полученные для минералов платиновой группы соответствуют 200–300 млн лет. Но поскольку Re-Os изотопная система не устойчива, особенно в условиях окислительной обстановки, то полученные возраста не были приняты во внимание. Полученные в 2010–2013 годах экспериментальные данные, подтвердили представление об аномально высокой устойчивости радиогенного гелия в самородных минералах платины, что позволило оценить с помощью нового ^{190}Pt - ^4He метода возраст минералов платиновой группы из пород массивов – 141 ± 7 млн лет (Инагли) и 125 ± 6 – 121 ± 6 млн лет (Кондёр) [59, 60]. Молодой возраст платиновой минерализации объясняется флюидно-метаморфической или пневматолито-гидротермальной природой её происхождения [68]. Существует также мнение об эпигенетической природе пневматолито-гидротермального образования хромшпинелидов в хром-платиновых рудах [69]. В то же время исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов массивов Инагли и Кондёр свидетельствуют об их магматогенном происхождении [58].

U-Pb датирование (SHRIMP II) по цирконам из сиенитов и серпентинизированных дунитов Инаглинского массива показало присутствие в обоих типах пород разновозрастных групп цирконов: зональные кристаллы с оболочками, обрастающие

древние ядра цирконов, с конкордантным возрастом 134 ± 2 млн лет, 122 ± 2 млн лет и 130 ± 1 млн лет соответственно; древние ядра, имеющие разброс возрастов 2624 ± 37 млн лет, 2068 ± 14 млн лет, 1955 ± 27 млн лет и 1773 ± 51 млн лет, 2566 ± 48 млн лет соответственно [67]. Поскольку в данном исследовании цирконы из дунитов и сиенитов изучались не *in situ*, то остаётся неясным их происхождение особенно в ультраосновных породах.

Вопрос генезиса в отношении выявления комагматичности ультраосновных и щелочных пород зонально-кольцевых массивов Инагли и Кондёр остаётся открытым. Несмотря на то, что среди К-щелочно-ультраосновных комплексов изучены другие кольцевые массивы с полным спектром дифференциатов от ультраосновных пород, через щелочно-сиенитовые породы до гранитов. В качестве примера можно привести Билибинский массив (Центральный Алдан).

В рамках проекта была предпринята попытка решить проблему комагматичности ультраосновных и щелочных пород Инаглинского массива, изучив состав клинопироксена. Этот минерал является породообразующим во всех интрузивных разновидностях пород инаглинского комплекса. Изучение химического состава пироксена в совокупности с геологическими, петрохимическими и геохимическими данными позволяет проследить его изменение в процессе кристаллизации из эволюционирующего магматического расплава пород массива, соотнести степень их комагматичности и приблизиться к решению проблемы генетической связи щелочных и ультраосновных пород в щелочно-ультраосновных комплексах К-специализации.

2.1. Геологическое положение и строение массива Инагли

Щелочно-ультраосновной массив Инагли расположен в северной части Алданского щита, в верховьях реки Инагли – правого притока реки Алдан. Он расположен в узле пересечения долгоживущих систем глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания – Юхтинского и Инаглинского соответственно. Массив прорывает кристаллический фундамент Алданского щита, сложенный метаморфическими породами архейского возраста, и залегает среди гравелитов и песчаников верхнего протерозоя, доломитов и доломитизированных известняков нижнего кембрия. Массив со всех сторон, за исключением северо-западной части, окружён породами пластовой интрузии – порфировыми сиенитами и диорит-сиенитами (рисунок 2.1). В плане массив имеет изометричную форму площадью 20 км^2 . Центральная часть массива на 70–80% сложена ультраосновными породами – большей частью дунитами и в подчинённом количестве верлитами. Массив расположен в циркообразной котловине, эродированной притоками реки Инагли. Ультраосновное ядро окаймлено К-щелочными породами основного и

среднего состава: флогопитовыми пироксенитами, меланократовыми шонкинитами, шонкинитами, меланократовыми щелочными сиенитами и щелочными сиенитами. В восточной части массива среди щелочных пород обнаружена небольшая дайка щелочных гранитов 3×10 м.

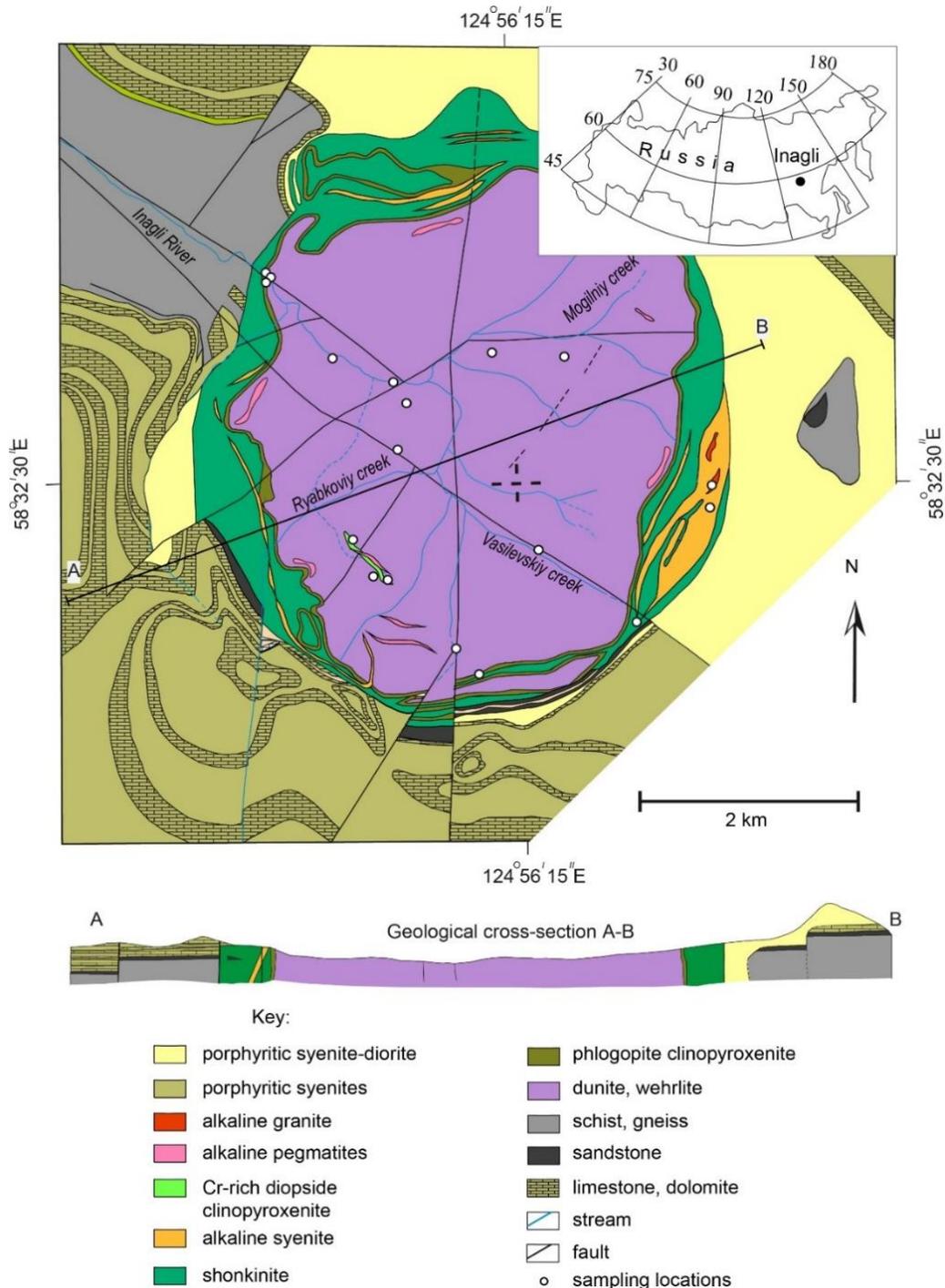
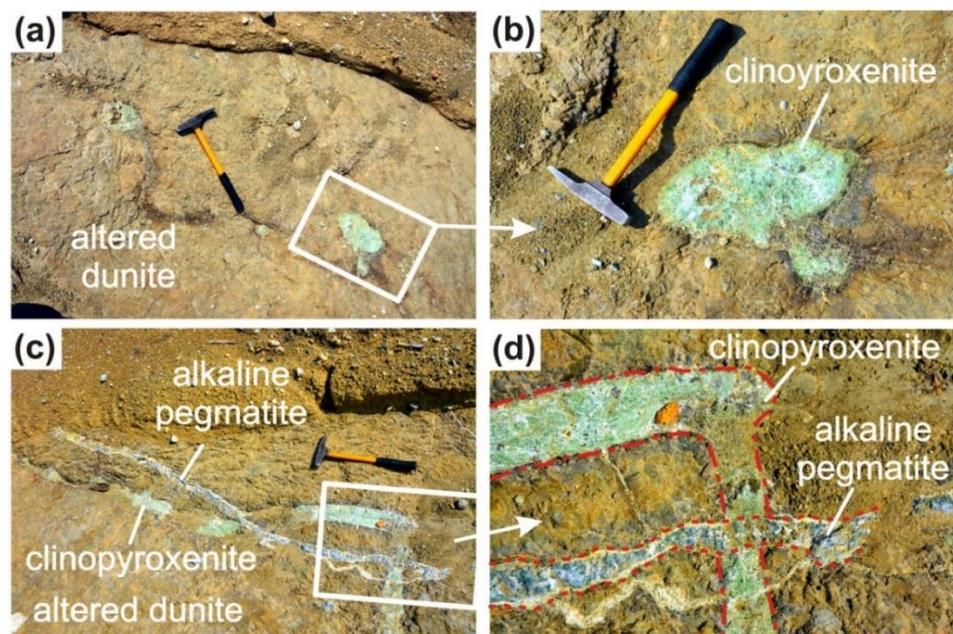


Рисунок 2.1 – Геологическая карта Инаглинского массива по [62] с изменениями

Мелкие хромдиопсидовые прожилки и гнёзда расположены и в центральной части массива (рисунок 2.2a-b). Хромдиопсидовые тела секутся щелочными пегматитами (рисунок 2.2c-d).



a-b – гнезда хромдиопсидовых пироксенитов среди выветрелых дунитов; b – увеличенный фрагмент фотографии a; c-d – прожилок щелочного пегматита пересекает хромдиопсидовый пироксенит среди выветрелых дунитов; d – увеличенный фрагмент фотографии c.

Рисунок 2.2 – Фотографии пород Инаглинского массива

С массивом связаны месторождения хромдиопсида и вермикулита, а также крупные, но уже выработанные россыпные месторождения элементов платиновой группы. В настоящее время ведётся добыча только хромдиопсида. Крупные самостоятельные тела (жилы, гнезда и штокверки), сложенные гигантозернистыми хромдиопсидовыми породами, расположены в концентрической зоне среди дунитов с удалением от щелочных пород на 500–800 м.

Щелочные породы сопровождаются жильной фацией. Многочисленные пегматитовые жилы и прожилки с калиевым полевым шпатом, хромдиопсидом, флогопитом, вермикулитом, рихтеритом и магнезиоарфведсонитом выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового ядра, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового ядра и частично в зоне щелочных габброидов [62, 65].

Щелочные пегматиты Инаглинского массива сложены минералами характерными для пегматитов классических щелочных массивов Кольского полуострова, южной Норвегии, Гренландии, Канады, но отличающимися от них магнезиально-стронциево-бариевой спецификой. Это обусловлено с одной стороны положением Инаглинского массива в пределах Алданской щелочной провинции, обогащённой барием и стронцием, а с другой – залеганием пегматитов среди дунитов, слагающих центральную часть зонально-кольцевого массива [70]. По минеральному составу щелочные пегматиты разделяются на три типа: диопсид-ортоклазовые (I тип), амфибол-ортоклазовые (II тип) и микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и натролитом (III тип), в свою очередь последние

подразделяются на батисит-натролитовый и лейкофенит-томсонитовый подтипы [70]. Микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и натролитом пегматиты являются наиболее перспективными для обнаружения новой минерализации.

2.2 Минералого-петрографическое исследование пород массива Инагли

Дуниты являются наиболее распространёнными породами Инаглинского массива и слагают центральную его часть. Изменения структурно-текстурных особенностей дунитов прослежено по разрезу скважины до глубины 900 метров. Они представляют собой довольно свежие породы с выдержанным минеральным составом. Они состоят преимущественно из форстерита ($Fe_{0.85-0.95}$) 90–95 об. %, монтичеллита 1–2 об. %, хромдиоксида 1–7 об. %, хромшпинелидов 1–5 об. %, небольшого количества слюды от единичных зёрен до 2 об. %. Хромдиоксид и монтичеллит ксеноморфны по отношению к форстериту.

Снизу вверх по разрезу мелкозернистые массивные дуниты сменяются среднезернистыми дунитами с кумулятивной структурой, образованной двумя генерациями оливина. Первая образует идиоморфные призматические кристаллы, а вторая заполняет интерстиции между ними. Аллотриоморфные изометричные зёрна хромдиоксида ксеноморфны по отношению к оливину. Обильная неравномерная вкрапленность хромшпинелидов приводит к появлению полосчатой текстуры в дунитах. Выше по разрезу среднезернистые дуниты сменяются крупнозернистыми дунитами с крупными кристаллами хромитов и видимыми невооружённым глазом зёрнами хромдиоксида и тетраферрифлогопит-диоксидами прожилками. На глубине 350–450 м встречаются крупнозернистые дуниты, в которых идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы хромшпинелидов образуют шпировые скопления. На этой глубине зёрна оливинов и пироксенов разбиты многочисленными трещинами. Они придают породе петельчатую микроструктуру и заполнены серпентином. На земной поверхности и вдоль тектонических трещин дуниты изменены в различной степени вторичными процессами, преимущественно серпентинизированы. По оливину и пироксену образуется серпентин и амфибол, а по хромшпинелидам – магнетит. Многочисленные мелкие новообразованные зёрна магнетита в серпентинитовых прожилках придают чёрный цвет породе.

Увеличение количества хромшпинелидов в дунитах сверху вниз по разрезу скважины сопровождается закономерным увеличением содержания Cr с 2000 до 7000 г/т.

Верлиты по сравнению с другими породами массива встречаются достаточно редко. Они обнаружены в небольшой узкой полосе между дунитами и флогопитовыми пироксенитами. Это серпентинизированные среднезернистые массивные темно-

коричневые породы. Верлиты состоят из призматических аллотриоморфных зёрен оливина и пироксена примерно в равных соотношениях 35–40 об. %. Серпентин с гидроксидами железа замещает оливин и пироксен по трещинам и придаёт породе бурый цвет. Серпентинизация верлитов сопровождается замещением зёрен хромита магнетитом и образованием мелких зёрен прожилково-вкрапленного характера, слагающих центральные части серпентиновых прожилков.

Среди пород Инаглинского массива выделяются две основные разновидности клинопироксенитов – хромдиопсидовые с флогопитом, образующие месторождение хромдиопсида и флогопитовые клинопироксениты. Хромдиопсидовые клинопироксениты с флогопитом представляют собой ярко-зелёные породы и слагают среди дунитов жильные тела сложного строения. Структура хромдиопсидовых клинопироксенитов меняется от мелкозернистой до гигантозернистой. Контакт между дунитом и клинопироксенитовыми прожилками резкий – без реакционных изменений. Прожилки щелочных пегматитов секут хромдиопсидовые клинопироксениты. На контакте щелочных пегматитов с дунитом образуется метасоматическая зона, состоящая из тетраферрифлогопита и амфиболов двух генераций – калиевого рихтерита, и магнезиоарфедсонита. Вокруг хромита в метасоматических оторочках образуется хромовый эгирин. На экзоконтакте щелочных пегматитов проявляется незначительная по мощности серпентинизация дунитов.

Флогопитовые клинопироксениты – мелкозернистые и среднезернистые породы. Они встречаются в узкой непрерывной полосе вокруг дунитового ядра между верлитами и шонкинитами, образуя между ними плавные переходы по минеральному составу. На дневной поверхности они очень сильно выветриваются, но в скважинах на глубине ниже 20 м встречаются неизменённые клинопироксениты. Во флогопитовых клинопироксенитах кроме клинопироксена и слюды, встречаются зёрна оливина, апатита, рутила, титаномагнетита, гематита, сульфидов меди и железа. Почти все зёрна клинопироксена имеют зоны, образованные пластинчатыми выделениями титаномагнетита, расположенных на некотором расстоянии от внешнего контура зёрен.

Щелочные породы массива Инагли представлены шонкинитами меланократовыми оливиновыми и псевдолейцитовыми, шонкинитами нефелиновыми, сиенитами щелочными меланократовыми, сиенитами щелочными, щелочными гранитами и пегматитами трёх типов.

Шонкиниты – массивные мелко- и среднезернистые породы. Меланократовые шонкиниты сложены преимущественно клинопироксеном (30–40 об.%), полевыми шпатами (20–40 об. %), оливином (до 15 об. %), псевдолейцитом (до 5 об. %), титаномагнетитом (до 4 об. %), апатитом (до 5 об.%), флогопитом (до 5 об. %). Иногда в

породах присутствует нефелин, который часто замещается содалитом и цеолитами. В псевдолейцитовых шонкинитах обнаружены характерные структуры распада лейцита – округлые агрегаты, сложенные псевдолейцитом – криптокристаллическими срастаниями калиевого полевого шпата и фельдшпатоидов. Фельдшпатоиды представлены томсонитом-Са, нефелином и содалитом. В нефелиновых шонкинитах содержание темноцветных минералов и апатита снижается (клинопироксена до 15–20 об. %, оливина до 3 об. %, флогопита до 3 об. %), а в лейкократовых – увеличивается (КПШ до 50–55 об. %, нефелина до 10 об. %).

Сиениты щелочные меланократовые – массивные мелко- и среднезернистые породы с содержанием пироксена (20–30 об. %), полевых шпатов (60–70 об. %) и фельдшпатоидов (до 10 об. %). В срастаниях с клинопироксеном встречается амфибол (до 1 об. %) и слюда (до 2 об. %). Среди акцессорных минералов обнаружены апатит, титанит, титаномагнетит. Встречаются зональные зёрна клинопироксенов, центральные части которых по оптическим характеристикам соответствуют диопсиду, а к краю зерна угол погасания уменьшается, что указывает на увеличение эгиринового минала.

Сиениты щелочные – массивные мелко- и среднезернистые породы с вкраплениями меланократовых минералов. Щелочные сиениты сложены полевыми шпатами (70–90 об. %) клинопироксеном (10–15 об. %), амфиболом (5–15 об. %), титанитом (до 4 об. %), апатитом (до 2 об. %), флогопитом (до 5 об. %), иногда присутствует нефелин. Встречаются зональные зёрна клинопироксена, центральные части которых соответствуют диопсиду, а к краю зерна увеличивается содержание эгиринового минала.

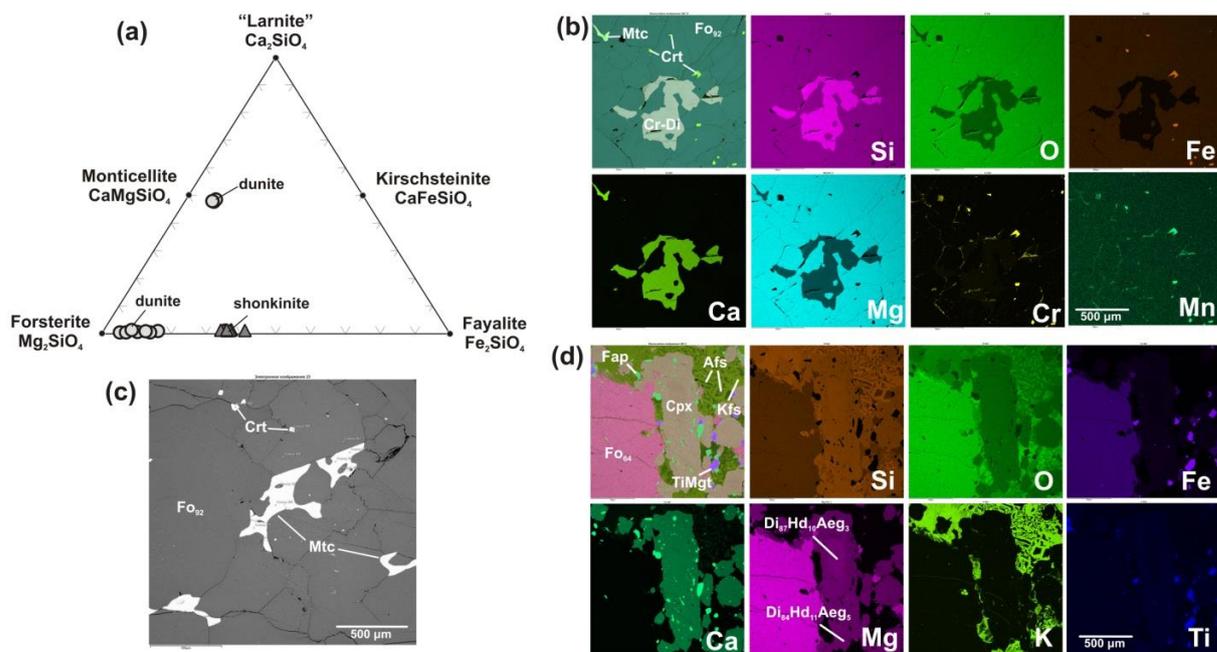
Щелочные граниты – крупнозернистые массивные породы, сложенные преимущественно полевыми шпатами (70 об. %), кварцем (до 15 об. %), клинопироксеном (7 об. %). Клинопироксены представлены эгирином. Изредка встречаются зональные зёрна, центральные части которых соответствуют диопсиду, а к краю зерна увеличивается количество геденбергитового минала.

Диопсид-ортоклазовые (I тип) и амфиболово-ортоклазовые (II тип) пегматиты имеют довольно простой минеральный состав (об. %): полевой шпат, диопсид, амфиболы (магнезиоарфведсонит и рихтерит), флогопит. В амфиболово-ортоклазовых пегматитах встречаются цеолиты. Идиоморфные кристаллы диопсида в диопсид-ортоклазовых пегматитах характеризуются зональностью. Центр кристаллов сложен изумрудно-зелёным хромдопсидом, а по периферии – тёмно-зелёным диопсидом, с более высоким содержанием эгиринового минала. Рихтерит в виде мелко-волокнистых агрегатов часто образуется в интерстициях между зёрнами. В амфиболово-ортоклазовых пегматитах (II тип) среди тёмноцветных минералов преобладают амфиболы. Обычно это вытянутые или коротко-

призматические кристаллы магнезиоарфведсонита в сростании с зёрнами клинопироксена. Они идиоморфны по отношению к таблитчатым кристаллам калиевого полевого шпата.

2.3 Химический состав оливина и клинопироксена из пород массива Инагли

Оливины являются главными породообразующими минералами дунитов, верлитов, и входят в состав оливиновых шонкинитов массива Инагли. Среди минералов оливиновой группы в дунитах массива отмечаются форстерит – Fo_{84-95} и монтичеллит $Fo_{44}Fa_9Lrn_{47}$ (рисунок 2.3). В оливинах из оливиновых шонкинитов уменьшается содержание форстеритового минала Fo_{64} . Примесь MnO в оливинах увеличивается со следовых количеств в дунитах до 0,92 в оливиновых шонкинитах. Примеси CaO в форстерите разнятся от следовых количеств в серпентинизированных дунитах до 0,5 мас. % в неизменённых дунитах. Установлено, что в метасоматических процессах вода и температура способствуют росту низкокальциевых оливинов и, возможно, выносу кальция из кристаллов оливина [71, 72].



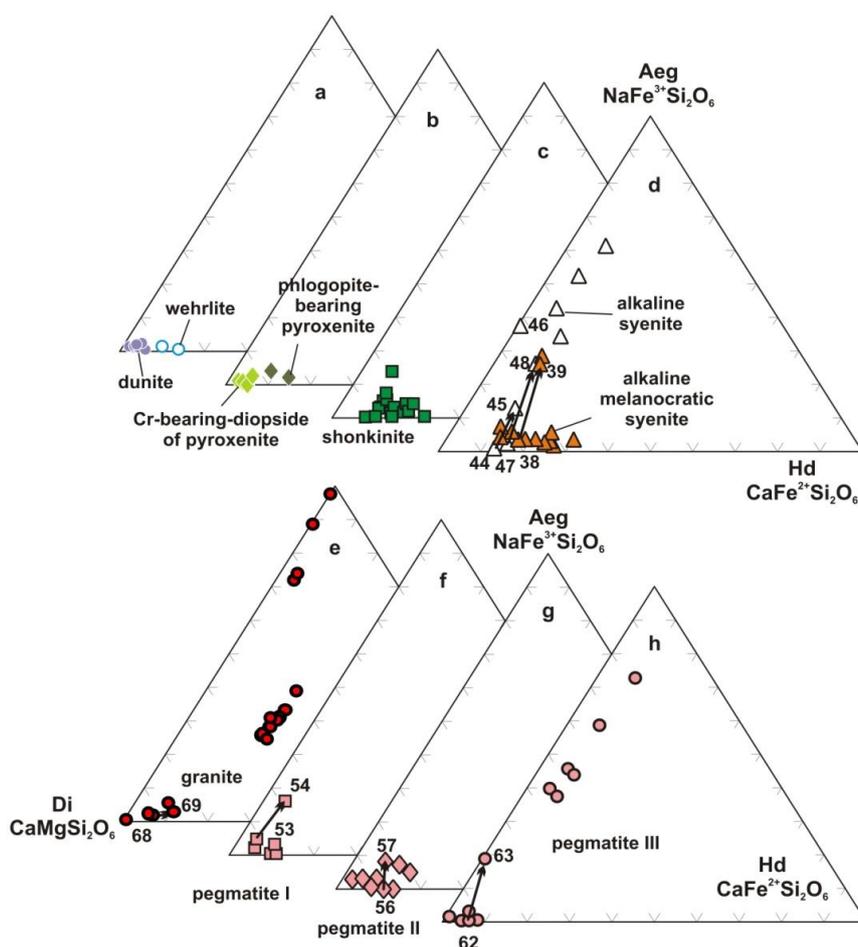
Aeg – эгирин, Asp – фельдшпатоиды (нефелин, томсонит-Са, содалит), Срх – клинопироксен, Crt – хромит, Di – диопсид, Fap – фторапатит, Fo – форстерит, Hd – геденбергит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mtc – монтичеллит, TiMgt – титаномagnetит.

Рисунок 2.3 – (а) – тройная диаграмма в координатах Fo–Lrn–Fa миналов с нанесёнными соотношениями этих миналов в оливинах из дунитов и оливиновых шонкинитов массива Инагли, (b-c) – EDS-карты распределения элементов в минералах дунитов (b-c) и оливиновых шонкинитов (d) массива Инагли

Клинопироксены массива Инагли относятся к непрерывному диопсид-геденбергит-эгириновому ряду, который характерен для пород щелочных комплексов (рисунок 2.4) [74, 75, 76]. EDS-картирование по распределению элементов в клинопироксенах, и ассоциирующих с ними минералов, приведено на рисунках 2.3, 2.4–2.7.

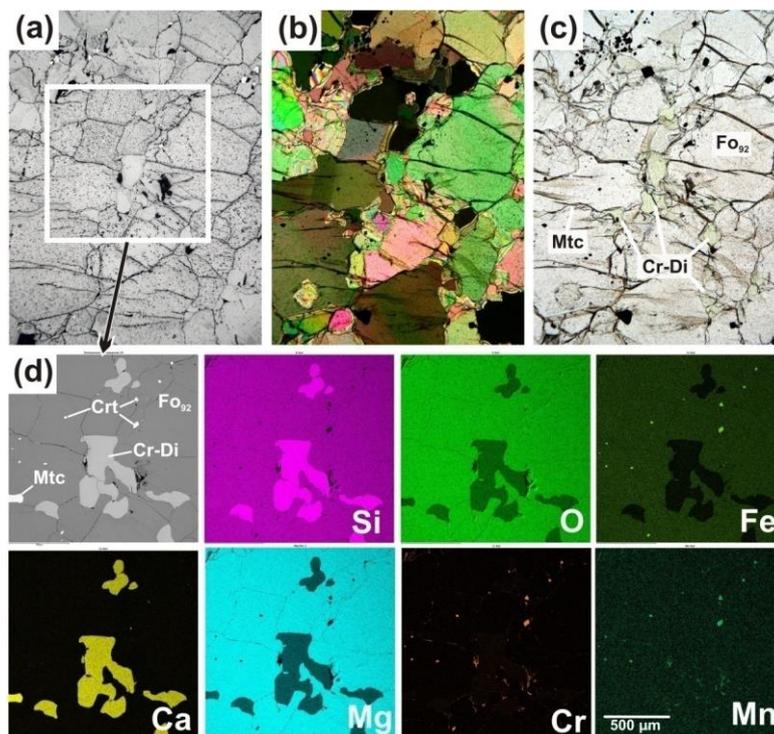
В ультраосновных породах и хромдиопсидовых пироксенитах все исследованные зёрна клинопироксена по своему химическому составу соответствует хромдиопсиду и диопсиду (рисунок 2.4а, 2.5). Граница между двумя разновидностями клинопироксена довольно условна и принята по содержанию Cr_2O_3 равной 0,28 мас. % по [77]. Магнезиальность клинопироксена из дунитов колеблется от 0,94 до 0,97. В хромдиопсиде она выше, чем в диопсиде. Эгириновый минал варьируется от 0,6 до 1,6.

Клинопироксены верлитов от пироксенов дунитов отличаются пониженной магнезиальностью $\text{Mg}\# = 0,87\text{--}0,90$ и более низким содержанием волластонитового минала равного 43, тогда как в дунитах он не опускается ниже 45 (рисунок 2.4а). Эгириновый минал близок к таковому в дунитах, а ферросилитовый выше и колеблется от 4,5 до 6,5.



клинопироксены из: а – дунитов и верлитов, б – флогопитовых пироксенитов и хромдиопсидовых пироксенитов, в – шонкинитов, г – сиенитов щелочных меланократовых и сиенитов щелочных, д – гранитов, е – пегматитов диопсид-ортоклазовых (I тип), ж – пегматитов амфиболово-ортоклазовых (II тип), з – пегматитов микроклин-альбит-амфиболовых (арфведсонитовых) с эгирином и натролитом (III тип). Цифрами показаны номера зональных клинопироксенов, а стрелками – направление изменения состава от центра зерна к его краю.

Рисунок 2.4 – Тройные диаграммы в координатах Di–Aeg–Hd миналов из различных пород массива Инагли



Crt – хромит, Cr-Di – хромдиопсид, Fo – форстерит, Mtc – монтичеллит. (a) – поляризаторы параллельны; (b, c) – поляризаторы скрещены. Цвета интерференционной окраски соответствуют толщине шлифа 40 мкм.

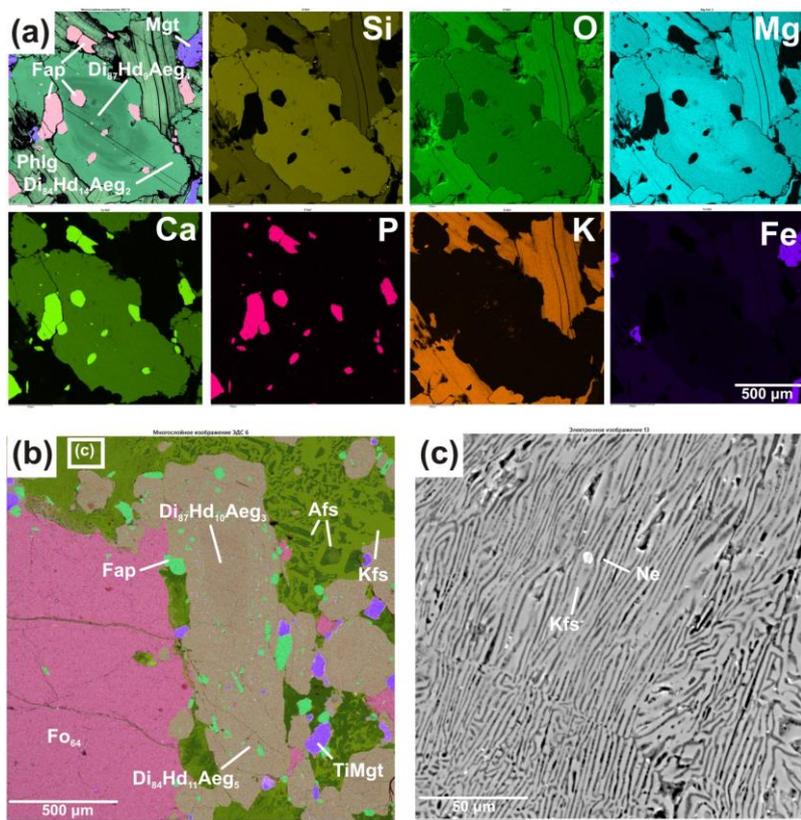
Рисунок 2.5 – Фотографии полированных шлифов в отражённом (a) и проходящем свете (b-c) и EDS-карты распределения элементов (d) в пироксенах и ассоциирующих с ними минералов в дунитах с глубины 869 м массива Инагли

В клинопироксене из хромдиопсидовых пироксенитов эгириновый и ферросилитовый миалы изменяются в пределах 0,3–4,9 и 0,9–3,8 соответственно (рисунок 2.4b). Обычно насыщенность зелёного цвета хромдиопсида напрямую зависит от концентрации в нём Cr_2O_3 , но встречаются коричневато-зелёные клинопироксены, в которых кроме повышенного содержания Cr_2O_3 отмечаются и значительные примеси TiO_2 .

В диопсидах из флогопитовых пироксенитов магнезиальность близка к таковой в пироксенах из верлитов – $\text{Mg}\# = 0,85\text{--}0,88$, а содержания Cr_2O_3 обнаруживаются только в виде следовых количеств (рисунок 2.4b). Зёрна зональные – к краю увеличивается содержание железа и уменьшаются концентрации магния (рисунок 2.4a).

В шонкинитах всех разновидностей большая часть зёрен клинопироксена по морфологическим особенностям и химическому составу соответствуют диопсиду (рисунок 2.4c). В то же время часто встречаются зональные зёрна, в центральной части которых присутствует примесь хрома до 0,7 мас. %, которая позволяет отнести их к хромдиопсиду. Состав центральных частей таких клинопироксенов близок к таковым в пироксенах из верлитов. К краю зерна количество хрома падает до следов. Магнезиальность снижается с 0,93 до 0,80, увеличиваются примеси Al_2O_3 , TiO_2 , NaO , содержание FeO (рисунок 2.4b). Соответственно, эгириновый миал к краю зерна растёт.

В щелочных сиенитах отмечается большее количество диопсид-эгиринов по сравнению с меланократовыми разновидностями сиенитов, где преобладают диопсиды. В обеих разновидностях также встречаются зональные зёрна, центральные части которых по химическому составу близки по составу диопсиду из шонкинитов. Иногда примесь оксида хрома в центральных частях зёрен достигает существенных значений до 1,2 мас. % (анализ 44). К краю зерна снижается магнезиальность от 0,87 до 0,34 и увеличивается содержание эгиринового минала (рисунок 2.4d).



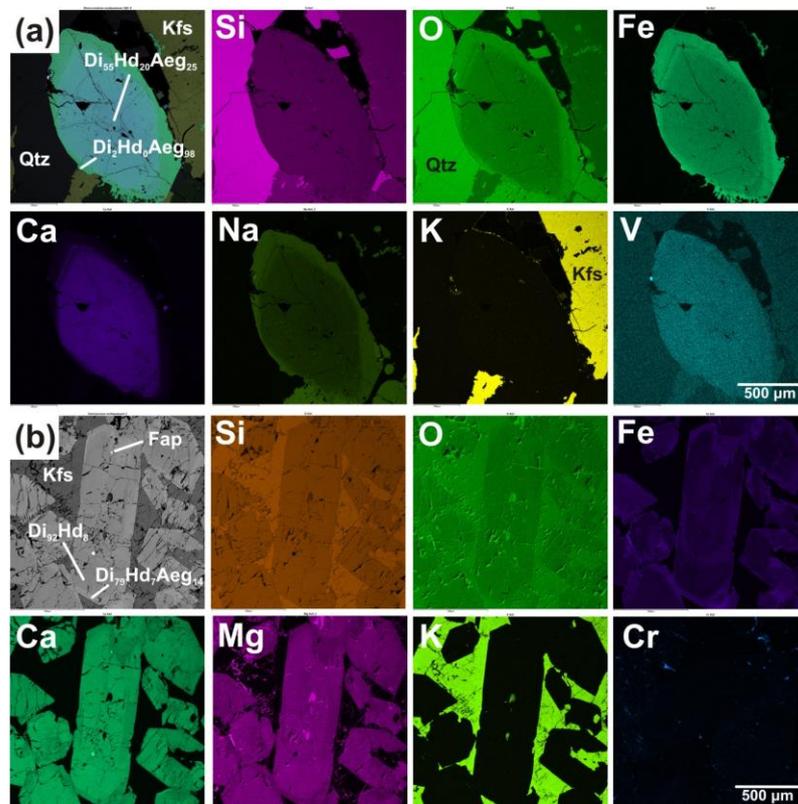
а – флогопитовый пироксенит, б – псевдолейцитовый шонкинит, с – увеличенный фрагмент рисунка б – дактилоскопические структуры распада, состоящие из нефелина и калиевого полевого шпата.

Aeg – эгирин, Asp – фельдшпатоиды (нефелин, томсонит-Са, содалит), Di – диопсид, Fap – фторапатит, Fo – форстерит, Hd – геденбергит, Kfs – калиевый полевой шпат, TiMgt – титаномagnetит.

Рисунок 2.6 – EDS-карты распределения элементов в пироксенах и ассоциирующих с ними минералах из пород массива Инагли

В щелочных гранитах из тёмноцветных минералов превалирует эгирин, но встречаются зёрна зонального пироксена, центральные части которого по химическому составу соответствуют хромдиопсиду, поскольку примесь оксида хрома достигает значений 0,29 мас. %, а магнезиальность соответствует таковой в дунитах ~ 0,94 (рисунок 2.4e). К краю зерна магнезиальность снижается до 0,88 и увеличивается количество эгиринового минала (рисунок 2.4e, 2.7a).

В щелочных пегматитах всех типов также встречаются зональные пироксены, магнезиальность которых варьируется от 0,94 до 0,79 и увеличивается эгириновый минал от центра к краю зерна (рисунок 2.4f-h, 2.7b). Но в пегматитах третьего типа чаще встречаются зёрна эгирина (рисунок 2.4h).



а – щелочной гранит, б – диопсид-ортоклазовый пегматит. Aeg – эгирин, Di – диопсид, Fap – фторапатит, Hd – геденбергит, Kfs – калиевый полевой шпат.

Рисунок 2.7 – EDS-карты распределения элементов в пироксенах и ассоциирующих с ними минералов из пород массива Инагли

2.4 Петрохимия и геохимия пород массива Инагли

Породы массива, кроме гранитов, на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2$ (рисунок 2.8a) и на петрохимических вариационных диаграммах парных корреляций породообразующих элементов Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , $\text{TotalFe}_2\text{O}_3$ к SiO_2 образуют единый тренд (рисунок 2.8c, e, f, g). На диаграммах MgO , CaO , TiO_2 к SiO_2 между дунитами и остальными породами массива наблюдается композиционный пробел (рисунок 2.8b, d, h). Хромдиопсидовые пироксениты, из-за более высокой кремнекислотности пироксена, по сравнению с оливинами дунитов, и из-за высоких концентраций CaO и низкого содержания K_2O , нарушают единство тренда на соответствующих диаграммах, что характерно для пироксенитов всех щелочных массивов. По химическому составу флогопитовые пироксениты обогащены K_2O и P_2O_5 по сравнению с хромдиопсидовыми пироксенитами за счёт высокого содержания в породе слюды и апатита соответственно. В породах отмечается отрицательная корреляция содержания SiO_2 по отношению к концентрациям Fe_2O_3 и MgO ,

и положительная корреляция содержания SiO_2 по отношению к концентрациям Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , что свидетельствует об основной роли фракционной кристаллизации в процессе эволюции расплава.

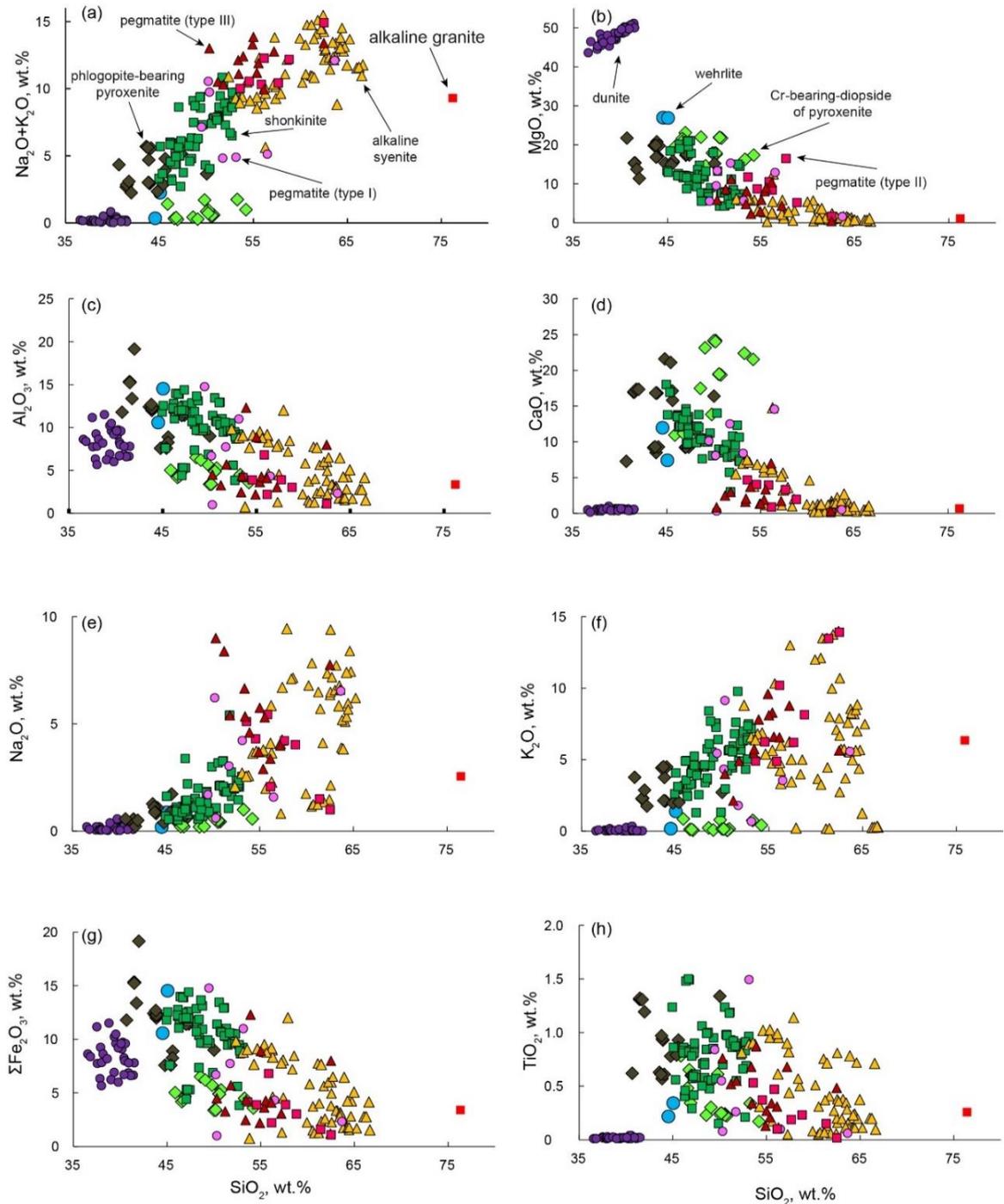
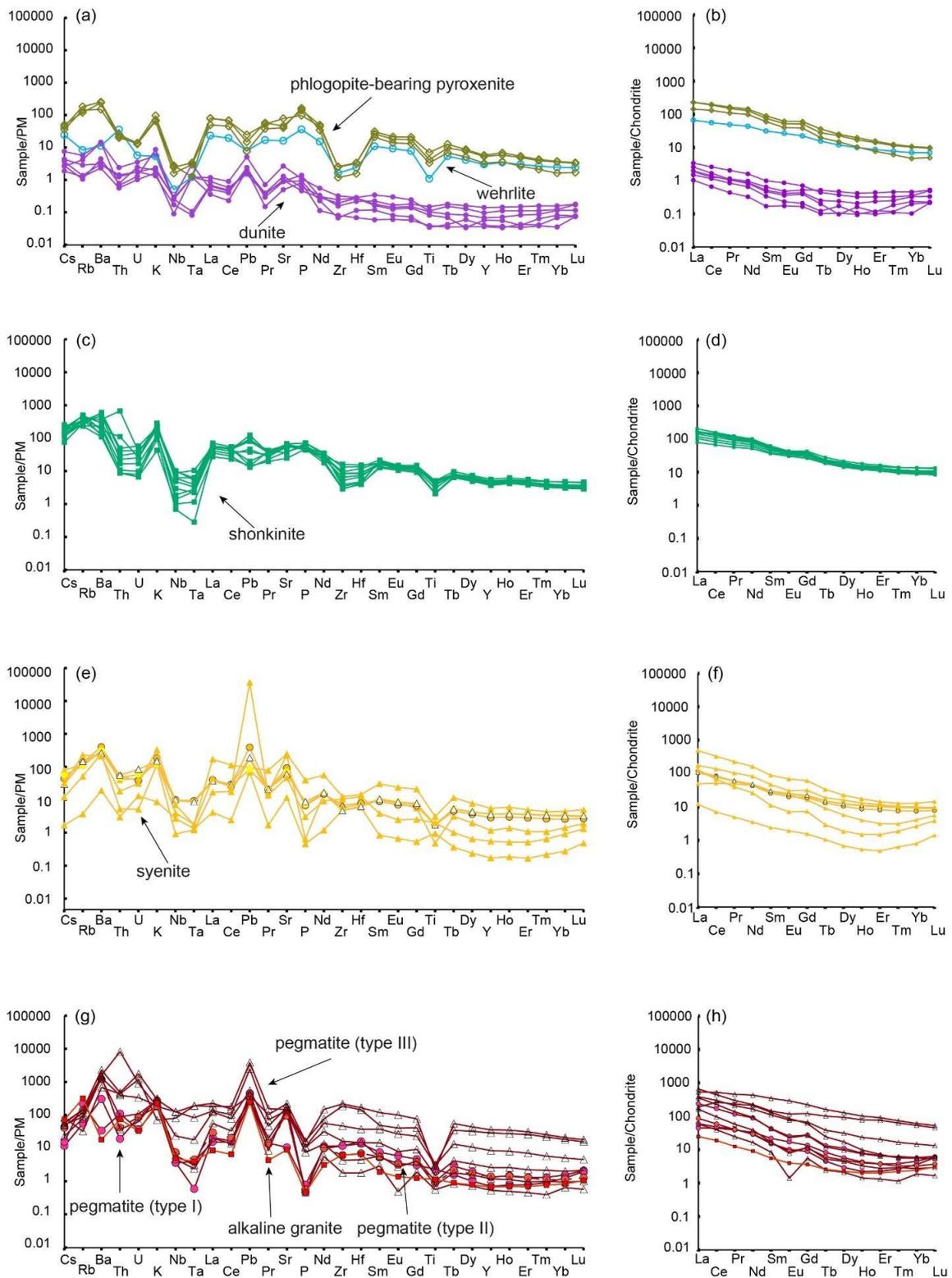


Рисунок 2.8 – Положение ультраосновных и щелочных пород массива Инагли на вариационных диаграммах парных корреляций петрогенных элементов

Поведение редких элементов в ультраосновных и щелочных породах Инаглинского массива рассмотрено с помощью диаграмм спектров редкоземельных элементов и спайдер-диаграмм (рисунок 2.9).



Редкие элементы нормированы к примитивной мантии [78], редкоземельные элементы нормированы к хондриту C1 [79].

Рисунок 2.9 – Распределение редких и редкоземельных элементов в ультраосновных и щелочных породах массива Инагли

Форма спектров REE отражает состав и генетические особенности пород массива и указывает на их генетическое родство. По форме кривые распределения REE, нормализованные к хондриту (REE_N), отчётливо разделяются на две группы. Обе группы

характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным обогащением лёгкими лантаноидами (LREE) $(La/Yb)_N$ 4,0-9,0 и $(La/No)_N$ относительно тяжёлых (рисунок 2.9), отсутствием или слабовыраженной европиевой аномалией $Eu/Eu^* = 0,77-0,81$, что указывает на отсутствие фракционирования Eu в магматическом расплаве. В одной группе (шонкиниты, пироксениты флогопитовые) отмечается плоский характер распределения тяжёлых лантаноидов (HREE), а в другой (дуниты, сиениты, пегматиты) – синусоидальный с обеднением в области тяжёлых лантаноидов (HREE), а именно Dy, Ho, Er, Tm и Yb.

Как видно на диаграммах (рисунок 2.9) поведение редких элементов, начиная с Th, в разных породах комплекса аналогично и отличается только концентрациями некоторых редких элементов. Для спектров характерны отрицательные аномалии Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, и положительные аномалии Pb, Ba, Sr, K. Наблюдается значительная дисперсия содержания элементов в дунитах, особенно среди высокозарядных элементов. В группе остальных элементов при переходе от одного спектра к другому наблюдаются одинаковая дискретность дисперсии. Характерно, что в дунитах не наблюдаются аномалии Zr и Hf. Конфигурации линий спектров спайдер-диаграмм для флогопитовых пироксенитов, шонкинитов, и сиенитов однообразны. Единственным отличием в пироксенитах является наблюдаемая противоположная другим породам отрицательная аномалия Pb и положительная P. В некоторых сиенитах отмечаются аномально высокие пики Pb и низкие пики U, Th, Nb, Ta, P и Ti.

Накопление REE в щелочных породах массива связано с кристаллизацией стронциевых и фосфатных фаз – фторстрофитом, стронциевым фторапатитом и фторапатитом, и других редких минералов, что подтверждает прямая корреляция Sr и P к REE. В более дифференцированных массивах калиевых щелочно-ультраосновных пород Мурунском и Ханинском во флогопитовых пироксенитах содержание апатита достигает до 5–10 об. % и эти образования являются рудой на фосфор.

2.5 Изотопно-геохронологические исследования дунитов массива Инагли

Вопрос о возрасте дунитов вызывает жаркие споры. Ультраосновные породы не содержат достаточно высоких концентраций таких элементов, как K, Rb, U, по которым возможно определение их возраста. В составе данных пород отсутствуют слюда, амфибол, циркон и редко встречается бадделеит. Поэтому одни исследователи [80, 62, 81, 67, 82 и др.] считают дуниты палеозойскими-докембрийскими образованиями и отрывают их генетически от щелочных пород, притом [57, 83] относят дуниты к «выдавленной мантии». Другие [84, 85], на основе геологических, петрохимических и геохимических данных относят дуниты и щелочные породы к единому комплексу.

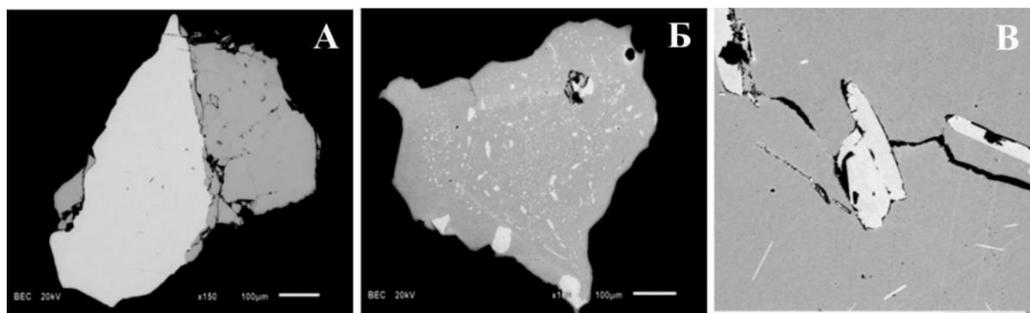
Для определения возраста дунитового ядра массива Инагли ряд исследователей привлекают U-Pb систему в цирконе [67, 85]. Однако циркон не может кристаллизоваться в ультраосновном расплаве [86, 87], и является либо захваченным, либо образованным в ходе поздних метасоматических процессов [88]. Поэтому значение возраста, полученное по циркону, выделенному из дунитов (121–130 млн лет [67, 85]), стоит рассматривать лишь как косвенное указание на время их кристаллизации.

Альтернативным подходом к определению возраста дунитового ядра является определение возраста с ним связанной платиновой минерализации. Возраст платиновой минерализации был определен ^{190}Pt - ^4He методом.

Представленный для анализа десяток зерен МПГ, выделенный из шлиховой пробы из центральной части массива, в большей своей части относились к фракции -0,25+0,1 мм и несколько зёрен принадлежали фракции -0,5+0,25. Зерна имели изометрично-комковидный и ксеноморфно-удлиненный блик, без срастаний с силикатами или единичными включениями мелких кристалликов хромшпинелидов. По степени истирания поверхности большая их часть принадлежала к средней степени окатывания и меньшая – была неокатанной, сохранивших элементы роста и отпечатки вмещающих породообразующих минералов.

Все зёрна представлены минералами группы самородной платины, состав которых в целом соответствует области распространения изоферроплатины – $\text{Pt}_{3\pm x}\text{Fe}_{1\pm x}$ [90, 91, 92]. В некоторых зёрнах установлены срастания с куперитом (рисунок 2.10А), микронные включения самородного иридия (рисунок 2.10Б) и самородного осмия (рисунок 2.10В). Кроме того, встречены микронные включения сульфидов (по убыванию встречаемости): ирисит, купроиридсит, лаурит, эрликманит и холлингвортит. Установлено, что распространенность включений минералов платиновой группы в изоферроплатине (около 30 минеральных видов) составляет около 10 мас. % [91, 92].

Для ^{190}Pt - ^4He изотопного датирования были выбраны зёрна изоферроплатины с распространенностью включений не более 1,5 мас. %, за исключением зерна №1 (рисунок 2.10А). Это сросток, в котором изоферроплатина составляла 60 % от объема зерна, в то время как куперит – 40 %. Зерна № 3, 6, 8 и 11 содержали микронные включения самородного иридия. Зерно № 4 содержали единичные включения самородного осмия. Остальные зёрна – № 5, 7, 9 и 10 не имели включений других минералов платиновой группы в срезах зёрен в полированных шлифах. При расчете пробы Pt содержания включений учитывались отклонения измеренной плотности зёрен «шлиховой платины» фракций -0,5+0,1 мм от плотности изоферроплатины [91].



А – сросток изоферроплатины (белая) и куперита (серый); Б – агрегат изоферроплатины (серая) с изометричными включениями самородного иридия (белый); В – агрегат изоферроплатины (серая) с таблитчатыми включениями самородного осмия (белый). ВЕС.

Рисунок 2.10 – Изображение в обратно-рассеянных электронах МПГ из массива Инагли

Концентрация радиогенного гелия определялась на магнитном секторном масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН). Зерна изоферроплатины (~ 1 мг) заворачивались в танталовую фольгу с добавлением чистой меди. Параллельно готовился «холостой» образец, представляющий собой танталовую фольгу и медь. С помощью специального шлюза образцы последовательно помещались в рениевый цилиндр и нагревались в несколько этапов до температуры ~1400 °С. На каждом этапе выделяющиеся газы очищались с помощью двух геттерных насосов SAES, сорбирующих H₂, N₂, O₂, H₂O, CO₂ и др. Значения, полученные на холостом опыте с пустой танталовой фольгой, не превышали 1×10⁻¹⁰ см³ ⁴He. Если доля гелия, выделяющаяся из зёрен при температуре ниже 1000°С составляла более 15% от общего количества гелия в минерале, то такие образцы не были использованы для расчета ¹⁹⁰Pt-⁴He возраста. Гелий, выделяющийся из зёрен ниже 1000°С не учитывался при расчете ¹⁹⁰Pt-⁴He возраста.

В общей сложности нами было проанализировано 11 зерен изоферроплатины. В четырех из них концентрация низкотемпературного гелия составила более 15%, поэтому они не были использованы для расчета ¹⁹⁰Pt-⁴He возраста. В целом полученные значения ¹⁹⁰Pt-⁴He возраста отличаются небольшой дисперсией (MSWD 0.46) и указывают на кристаллизацию изученных зерен изоферроплатины 118,5±1,2 (2 σ) млн лет назад.

Температура закрытия ¹⁹⁰Pt-⁴He изотопной системы в изоферроплатине составляет порядка 700–800 °С. Эта оценка сделана на основании экспериментальных данных [59], а также современных теоретических представлений о том, что при температурах ниже 0,5 температуры плавления металла, мигрирующие атомы гелия захватываются вакансиями [93]. Транспортировка зерен в речной системе, сопровождающаяся механическими деформациями, также не влияет на сохранность гелия [94]. Таким образом, результаты ¹⁹⁰Pt-⁴He датирования изоферроплатины отражают время кристаллизации этого минерала.

Значение ^{190}Pt - ^4He возраста возраста изоферроплатины из массива Инагли ($118,5 \pm 1,2$ млн лет) наиболее близко к U-Pb возрасту циркона из дунитов ($121\text{--}130$ млн лет [67, 85], а также к возрасту амфибола из лейкократового сиенита $122,2 \pm 3,7$ млн лет [95].

Изучение онтогении МПГ массива Кондер [96] показало, что под действием щелочных флюидов возможно перераспределение и перекристаллизация МПГ, в том числе и изоферроплатины. По аналогии можно ожидать, что взаимодействие с щелочными расплавами и их производными могло привести к перераспределению ЭПГ на массиве Инагли. Близость возрастов циркона и изоферроплатины, выделенной из дунитов массива Инагли, и щелочных интрузий, вероятно, указывает на наличие метасоматического процесса, который привел к образованию циркона и образованию/перекристаллизации изученных зерен изоферроплатины. Наличие такое процесса косвенно подтверждается многообразием текстур дунитов. Возможно, что в других частях массива сохранилась более ранняя платиновая минерализация.

В целом относительно низкая дисперсия полученных значений ^{190}Pt - ^4He возраста для изоферроплатины из массива Инагли ($118,5 \pm 1,2$ млн лет) по сравнению с другими щелочно-ультраосновными массивами на Алданском щите: Кондер (длительность платинометального образования ~ 30 млн лет [97]) и Чад (~ 16 млн лет [98]) свидетельствует о временных нюансах платинометального минералообразования на массиве Инагли в течение мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита.

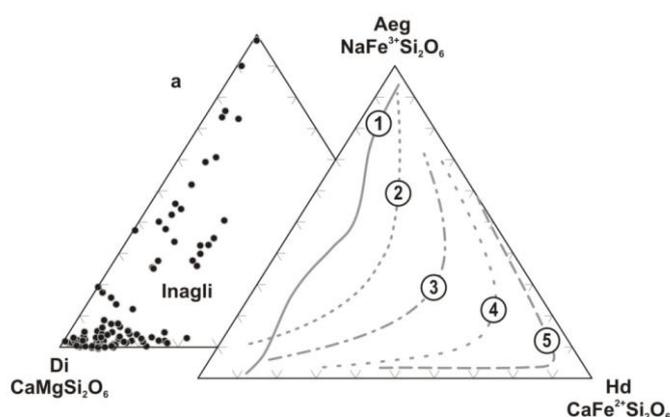
2.6 Генетическая модель образования массива Инагли

Для решения проблемы комагматичности ультраосновных и щелочных пород массива Инагли был использован комплексный подход, основанный на минералогическом, петрографическом, геохимическом и геохронологическом исследовании.

В массиве обнаружена скрытая расслоенность, которая выражена изменчивостью химического состава сосуществующих силикатов. Наиболее значимые различия в составе фаз проявляются между породами ультраосновной и щелочной серии, а также минералами разных генераций. Так, ранняя генерация оливина представлена форстеритом, а интеркумулусный минерал оливиновой группы отвечает по составу монтичеллиту. Форстеритовая составляющая (Fo) в оливинах массива Инагли уменьшается с $95\text{--}88\%$ в дунитах до 64% в оливиновых шонкинитов, а концентрации MnO увеличиваются от следов до $0,9$ мас. %. В ряду от раннемагматических высококомагнезиальных к позднемагматическим низкокомагнезиальным породам хромшпинелиды сменяются титаномангнитом.

Клинопироксен – породообразующий и второстепенный минерал в породах массива Инагли, который кристаллизуется на всех этапах эволюции магматического расплава.

Изменчивость его состава отражает смену условий кристаллизации. Клинопироксены из ультраосновных и щелочных пород массива образуют непрерывный диопсид-геденбергит-эгириновый ряд, который характерен для пород щелочных комплексов (рисунок 2.11) [99, 100, 101, 102, 103]. Благодаря присутствию в породах массива зональных зёрен можно сделать выводы об эволюции магматического расплава. Центральные части зональных зёрен из щелочных пород показывают изменение химического состава с увеличением геденбергитового минала от ранних дифференциатов к поздним. Краевые части зёрен по отношению к центральным показывают увеличение эгиринового минала. Такая разница в изменении состава пироксена, указывает на высокую скорость эволюции магматического расплава в результате фракционной кристаллизации и изменения фугитивности кислорода в расплаве при кристаллизации пород.



Номера в кружочках: 1 – Мурунский комплекс [99]; 2 – Ловозеро [100]; 3 – Айрон Хилл [101]; 4 – нефелиновые сиениты, Колдуэлл [102]; 5 – ферроавгитовые сиениты, Колдуэлл [103].

Рисунок 2.11 – Составы клинопироксенов Инаглинского массива из ультраосновных и щелочных пород (а) и тренды (б) из различных щелочных комплексов на тройной диаграмме в координатах миналов диопсид-эгирин-геденбергит

Наличие в дунитах кумулятивных структур, образование полосчатых текстур за счёт неравномерного распределения хромшпинелидов, увеличение содержания хрома вниз по разрезу дунитового штока, а также низкое содержание REE в дунитах заставляет предположить, что они образовались в результате гравитационной отсадки форстерита. Подобные предположения высказывались и ранее [104, 56, 105]. Часть хромшпинелидов кристаллизовалась до образования форстерита, поскольку они встречаются внутри форстерита в виде идиоморфных октаэдрических кристаллов. Зёрна хромдиопсида и монтichelлита ксеноморфны по отношению к форстериту, что указывает на их кристаллизацию после форстерита.

Процесс кристаллизационной дифференциации и отделение ранней закристаллизованной фазы дунитов привели к накоплению более щелочного остаточного

расплава, из которого в результате фракционной кристаллизации сформировалось щелочно-основные и щелочные породы массива по периферии дунитового ядра. Генетическая общность пород массива и их образование из единого магматического расплава подтверждается характером распределения REE в породах. Различия по содержанию таких элементов, как Р, Рb и Тi связаны с процессом кристаллизации фосфатов, галенита и титансодержащих фаз на различных этапах эволюции расплава. Содержание REE и Sr в породах массива также напрямую связано с фракционированием фосфатных фаз. Дуниты характеризуются самыми низкими содержаниями REE = 1–3 г/т. Это указывает на то, что при кристаллизации оливина эти элементы накапливаются в остаточном расплаве. В верлитах отмечается резкое повышение содержания REE до 93,2 г/т, связанное с появлением в породе апатита. Во флогопитовых пироксенитах из-за высокого содержания апатита сумма REE оставляет 302 г/т. Щелочные породы основного, среднего и кислого состава характеризуются суммарными содержаниями REE (в г/т) 105–236, 70–457 и 26 соответственно. В щелочных пегматитах сумма REE показывает наибольшую дисперсию 67–874 г/т из-за неравномерного содержания апатита.

Отмечается различие и в распределении тяжёлых REE в породах. Одна группа пород – шонкиниты, пироксениты флогопитовые и щелочные граниты – характеризуется плоской формой распределения тяжёлых лантаноидов (HREE), а другая – дуниты и щелочные сиениты – синусоидальной с обеднением в области тяжёлых лантаноидов (HREE), а именно Dy, Ho, Er, Tm и Yb. Такая форма спектра характерна для пород, образовавшихся из расплава, из которого фракционируют фазы, накапливающие эти элементы, например пироксены, амфиболы, титанит. Щелочные пегматиты характеризуются и той и другой формой спектра, что указывает на неравномерное распределение в них пироксенов и амфиболов. В клинопироксенах щелочных сиенитов в отличие от остальных пород отмечаются существенные различия в форме распределения тяжёлых лантаноидов – для неравновесного с сиенитом диоксида характерно обеднение, тогда как для эгирина из той же породы это обеднение не так ярко выражено. Изучение расплавных включений в клинопироксенах из оливинных шонкинитов показало, что кристаллизация пироксенов происходила при температурах 1180–1200°C из гомогенного силикатно-солевого расплава [106]. Общность спектров шонкинитов и сиенитов можно объяснить постепенной кристаллизацией расплава от меланократовых к лейкократовым составам пород. Почти все породы Инаглинского массива, за исключением дунитов характеризуются обогащением крупноионных литофильных элементов (LILE: Cs, K, Rb, Ba, Pb), PЗЭ, Th, U при некотором дефиците Nb, Ta относительно примитивной мантии.

Длительное время считалось, что хромдиопсидовые пироксениты образовались метасоматическим путём за счёт воздействия на дуниты расплавов, из которых кристаллизовались щелочные пегматиты [62, 65]. Но этому утверждению противоречат следующие факты. В дунитах нередко наблюдаются хромдиопсидовые гнезда и прожилки. Контакт между дунитом и пироксенитовыми прожилками резкий – без реакционных изменений пироксенитов (рисунок 2.2). Кроме того, прожилки и тела щелочных пегматитов секут хромдиопсидовые пироксениты. На контакте щелочных пегматитов с дунитом образуется метасоматическая зона, состоящая из тетраферрифлогопита, калиевого рихтерита, и магнезиоарфедсонита, а вокруг хромита в метасоматических оторочках образуется не хромдиопсид а хромовый эгирин с формулой $\text{Na}_{0.77}\text{Ca}_{0.24}\text{Cr}_{0.43}\text{Fe}^{3+}_{0.34}\text{Mg}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.02}\text{O}_{5.99}$. Ещё одним подтверждением магматического происхождения хромдиопсидовых пироксенитов служат обнаруженные В.Б. Наумовым с соавторами в хромдиопсиде расплавные включения, которые позволили сделать вывод о его кристаллизации из силикатного расплава в присутствии эмульсии, состоящих из сульфатных глобул. Гомогенизация включений в хромдиопсиде происходит при температурах 770–800 °С [107].

При кристаллизации дунитового ядра, часть остаточного интерстициального расплава отжималась в трещины остывания или формировалась *in situ* в виде мелких хромдиопсид-флогопитовых прожилков и гнёзд. Образование подобных жил из конечного продукта эволюции межзернового расплава известен и подробно рассмотрен в классических работах [108, 109]. Именно механизмом отделения части остаточного интерстициального расплава при кристаллизации дунитового ядра можно объяснить положение хромдиопсидовых пироксенитов на бинарных диаграммах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2$, CaO к SiO_2 (рисунок 2.8).

Полученные значения ^{190}Pt - ^4He возраста изоферроплатины из дунитов 136 ± 6 млн лет полностью совпадают с имеющимися геохронологическими данными датирования щелочных пород массива Инагли. По данным М.П. Орловой флогопит в шонкинитах имеет возраст 129 ± 5 млн лет, а калиевый полевой шпат 137 ± 5 млн лет, во флогопитовых пироксенитах возраст флогопита равен 136 ± 5 млн лет, в пуласкитах возраст калиевого полевого шпата равен 112 ± 5 млн лет [104]. Полученные данные также хорошо согласуются с Ar-Ar возрастом флогопита из дунитов (137 ± 5 млн лет [95]). Они незначительно древнее U-Pb датировок циркона (121 – 130 млн лет [67, 85]).

В целом, по аналогии с другими массивами (Кондер, Матыскен, Светловоборский массив [97, 110, 111]) наиболее древние значения ^{190}Pt - ^4He возраста совпадают со временем кристаллизации ультраосновных пород. Таким образом, полученные данные

свидетельствую о мезозойском возрасте дунитового ядра щелочно-ультраосновного массива Инагли.

Под действием щелочных флюидов, возможно, происходит перераспределение и накопление в расплаве ЭПГ, особенно рутения и палладия, в меньшей степени платины.

Таким образом, приведённые комплексные геологические, петрографические, петрохимические и геохимические данные, позволяют установить, что интрузивные ультраосновные и щелочные породы Инаглинского массива являются проявлением одного гомодромного ряда последовательно генерирующихся фаз из единого магматического очага.

Наличие кумулятивных структур в дунитах, их практически мономинеральный состав, а соответственно и высокая магнезиальность, резкое отличие от остальных пород массива по содержанию MgO и CaO, заставляют предположить, что основным механизмом формирования дунитов массива Инагли является кристаллизационная дифференциация с последующей гравитационной отсадкой оливинов и хромшпинелидов. Процесс кристаллизационной дифференциации и отделение ранней закристаллизованной фазы дунитов привели к накоплению более щелочного по составу расплава, из которого в результате фракционной кристаллизации сформировалось щелочно-основные и щелочные породы массива по периферии дунитового ядра.

Клинопироксены относятся к непрерывному диопсид-геденбергит-эгириновому ряду, который характерен для пород щелочных комплексов калиевой специализации. Составы клинопироксенов из ультраосновных и щелочных пород варьируются от диопсида ($Di_{97}Hd_{1,7}Aeg_{1,4}$) с увеличением геденбергитового ($Di_{66,4}Hd_{30,5}Aeg_{3,1}$) и эгиринового миналов до эгирина ($Aeg_{98}Di_{2,1}$). Клинопироксены из щелочных пород часто имеют оптическую и химическую зональность. В центральных частях зёрен выше концентрации Ca, Mg, Cr и Ni по сравнению с краевыми – в них отмечается увеличение Fe, Na, Sc, Ti, V, Mn.

Химический состав по основным элементам клинопироксенов из ультраосновных и щелочных пород массива Инагли показывает их закономерное изменение в ряду хромдиопсид–диопсид–эгирин от ранних дифференциатов к поздним в соответствии с эволюцией магматического расплава, из которого кристаллизовались породы. Натровые клинопироксены Инагли кристаллизовались на поздних стадиях магматического процесса из остаточного расплава, обогащённого летучими веществами Na, Fe^{3+} и некогерентными элементами (Zr, Ti и REE). В некоторых случаях, изменение состава в зональных пироксенах в пределах одного зерна не могут быть объяснены с точки зрения фракционной кристаллизации. Скорее всего, оно связано с совместной кристаллизацией фаз, разделяющих эти элементы – титаномагнетитом, фторapatитом, флогопитом и титанитом.

Раздел 3 Минералого-геохимические особенности ультра-К и ультра-На комплексов пород и карбонатитов

В 2021 году проводились научно-исследовательские работы, направленные на установление минералого-геохимических особенностей высококалиевой и существенно натриевой серий пород щелочных комплексов Северного Прибайкалья (на примере Сыннырского и Бурпалинского массивов), а также на их изотопно-геохронологическое датирование.

3.1 Сыннырский массив

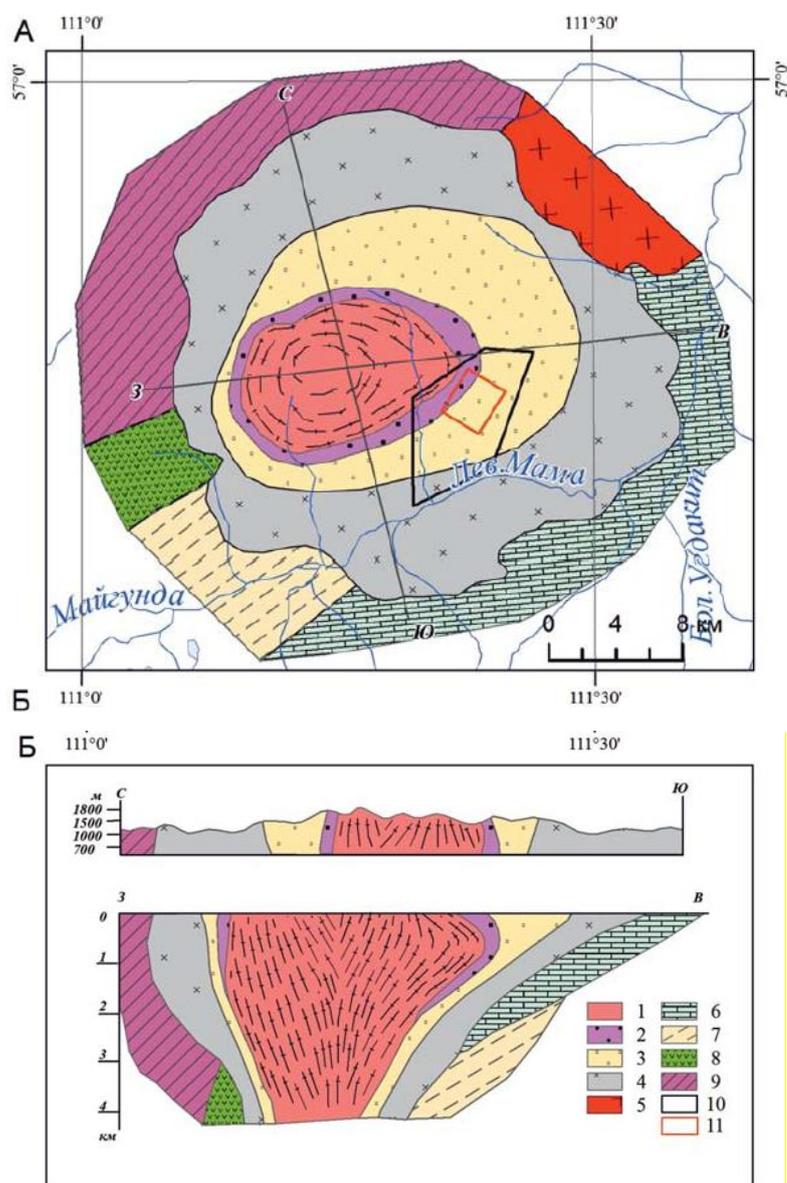
3.1.1 Краткая геологическая характеристика Сыннырского массива

Сыннырский массив входит в состав Северо-Байкальской щелочной провинции, являясь крупнейшим в мире кольцевым плутоном щелочных пород высококалиевой серии площадью до 600 км² (рисунок 3.1). Он расположен на границе неопротерозойских континентальных рифтогенных структур Олокитской зоны Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса южной части Сибирского кратона и Байкало-Муйского пояса [2]. Породы массива относятся к калиевой серии щелочных пород.

Сыннырский массив имеет многофазное, концентрически-зональное строение, отражающее процесс магматической дифференциации, характерный для щелочных расплавов. Последовательность формирования слагающих его пород представляется так: биотитовые пироксениты → шонкиниты → лейцитовые сиениты (сынныриты) → нефелиновые сиениты (дитроиты) → фельшпатоидные сиениты (пуласкиты) → кварцевые сиениты дайки щелочных сиенитов и гранитов → дайки лампрофиоров → щелочные граниты, комендиты.

Проведено минералого-петрографическое изучение пород Сыннырского массива, изучено около 300 шлифов всех пород массива и проведено их подробное описание. В том числе исследованы сынныриты, являющиеся безотходной рудой на К, Al, Si. Сыннырит представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную псевдолейцитовым агрегатом, мезократовыми овоидами, состоящих из призматических кристаллов биотита, калиевого полевого шпата и подчинённым количеством апатита и рудного минерала. Мезократовые овоиды отделены от псевдолейцитового агрегата каймой, состоящей из сростков калиевого полевого шпата (рисунок 3.2, 3.3).

В псевдолейцитовых агрегатах обнаруживаются изометричные идиоморфные кристаллы граната жёлто-коричневатого цвета (рисунок 3.3).



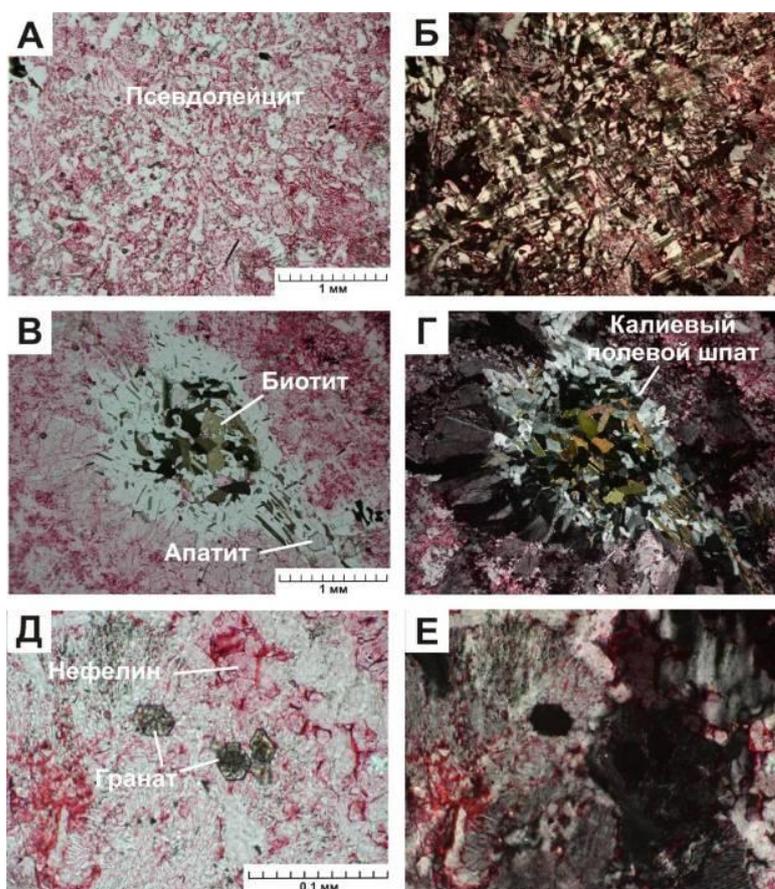
1 –щелочные и нефелинсодержащие сиенитовы типа пуласкифов, вторая интрузивная фаза; 2–4 –нефелиновые и кальсилитовые сиениты первой фазы: 2 –сиениты-сынныриты и калишпатовые метасоматиты внутренней зоны, 3 – псевдолейцитовые и пойкилитово-зернистые нефелиновые сиениты промежуточной зоны, 4 – нефелиновые сиениты, фойяиты, иногда псевдолейцитовые и щелочные сиениты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса позднего палеозоя (Шаманский массив); 6 – известняки; 7 – песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты; 8–9 – эффузивы основного (8) и среднего (9) состава сыннырской свиты протерозоя; 10 – контур лицензионной площади (уч. «Калюмный»); 11 – площадь аэромагнитной съемки.

Рисунок 3.1 – Схематическая геологическая карта (А) и геологические разрезы (Б) Сыннырского ультракалиевого массива (по материалам [113])

Химический состав сынныритов (мас. %): SiO_2 – 54,36, TiO_2 – 0,06, Al_2O_3 – 22,70, Fe_2O_3 – 1,15, MnO < 0,01, MgO – 0,19, CaO – 0,37, Na_2O – 0,52, K_2O – 19,35, P_2O_5 – 0,08, Ba – 0,039, Sr – 0,017, Zr < 0,005, SO_3 – н.о., ппп – 0,23, сумма – 99,06.



Рисунок 3.2 – Сканированная поверхность сыннырита (образец СНР-16/3)



А, В, Д – поляризаторы параллельны, Б, Г, Е – поляризаторы скрещены.
Рисунок 3.3 – Микрофотографии сыннырита. Шлиф СНР-16/3

Также было проведено определение состава минералов в породах массива с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора JXA-8200, Jeol. Ltd. (Япония), подробное описание полученных данных представлены в отчете за 2021 г.

Были проведены геохронологические U-Pb-исследования по гранатам, для исследований были выделены черные гранаты андрадит-меланитового состава из ср/з

нефелинового сиенита (СНР 5/2) и кр/з пегматоидного сиенита (СНР 3/11). Определение изотопного состава Рb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Проанализированные гранаты демонстрируют высокий уровень содержания урана (13 мкг/г). Гранат из пробы СНР-5/2 характеризуется высокой долей обыкновенного свинца ($Pb_c/Pb_t = 0,33$), что, может быть связано с микровключениями Рb-содержащих минералов. Гранат из пробы СНР-3/11 характеризуется низкой долей обыкновенного свинца. Оценка возраста граната из пегматоидного нефелинового сиенита (проба СНР-3/11), рассчитанная по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 292 млн лет (рисунок 3.4). Полученные данные хорошо сопоставимы с Rb-Sr датировками возраста 287 млн лет [113, 114]

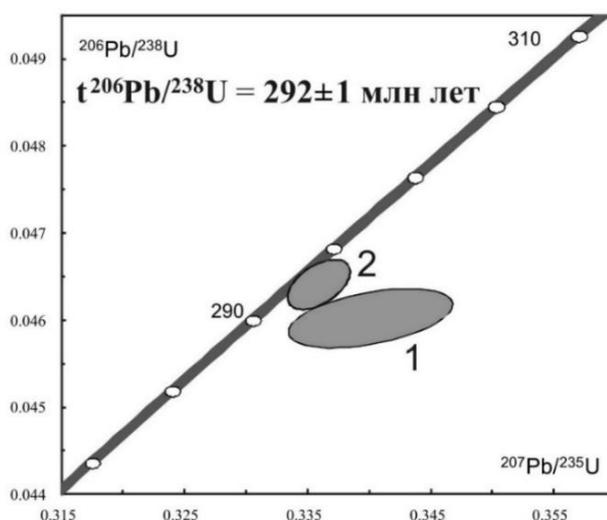
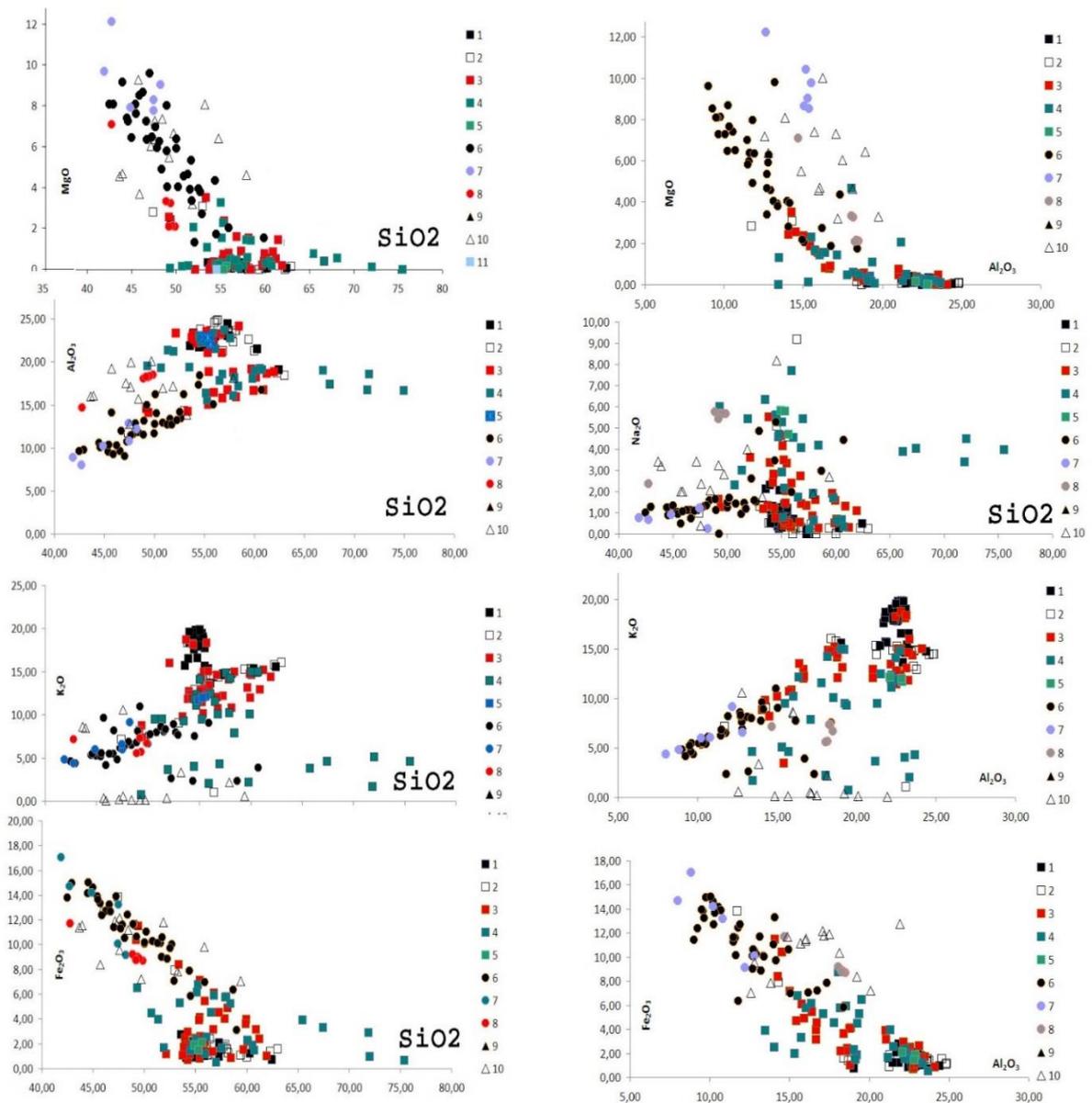


Рисунок 3.4 – Диаграмма с конкордией для гранатов из сиенитов, Сыннырский массив

3.1.2 Петрохимические и геохимические особенности пород Сыннырского массива

Нами исследован химический состав 224 проб всех разновидностей пород методом РФА, а также проанализированы 75 проб на полный спектр микроэлементов (ICP-MS).

Сыннырский плутон – яркий представитель комплексов К-щелочных пород миаскитового химизма, в нем присутствует полный спектр пород от ультраосновных до кислых. Единый тренд зависимостей между породообразующими оксидами составов пород свидетельствует об их генетической связи и гомодромности всего комплекса пород, слагающих массив (рисунок 3.5). Несколько отличаются от общей закономерности сынныриты в соотношениях $K_2O - SiO_2$ и $Al_2O_3 - SiO_2$, это связано с особенностями кристаллизации лейцита при дифференциации магмы и, соответственно, этих пород во время формирования массива.



1– сынныриты, 2 – измененные сынныриты, 3 – нефелиновые и лейцит- нефелиновые сиениты, 4 – щелочные, кварцевые сиениты и граниты, 5 – содалитовые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – Вт- пироксениты, 8 – лампрофиры (дайки), 9 – магнетит-апатитовые породы, 10 – щелочные вулканыты из р. Таботный.

Рисунок 3.5 – Парные корреляции породообразующих элементов пород Сыннырского массива

Для всех разновидностей пород установлены низкие концентрации почти всех редких элементов, которые могли бы отрицательно влиять на процесс технологического извлечения полезных компонентов, таких как калий, алюминий и кремний.

На мультиэлементных диаграммах (рисунок 3.6) наблюдается близкое распределение микроэлементов для всех пород массива, отличающиеся только интенсивностью положительных и отрицательных аномалий. Полученные результаты базируются на представительном аналитическом материале. Можно констатировать значительно повышенные концентрации в сынныритах рубидия и галлия и, в меньшей

степени, бария и стронция, которые могут представлять промышленный интерес. В сынныритах наблюдаются положительные аномалии фигуративных точек составов для Rb, Ba, Sr, Th, Pb и отрицательные аномалии для Nb, Ta, Zr, Hf и Ti. Аномалия рубидия очень резкая. Почти не наблюдается аномалии для Y. Спектры очень компактные и однотипные как для сынныритов, так и для измененных сынныритов. Это подтверждает, что при изменении и распаде нестабильного лейцита не происходит значительного выноса компонентов и как руду можно использовать и незначительно измененные сынныриты.

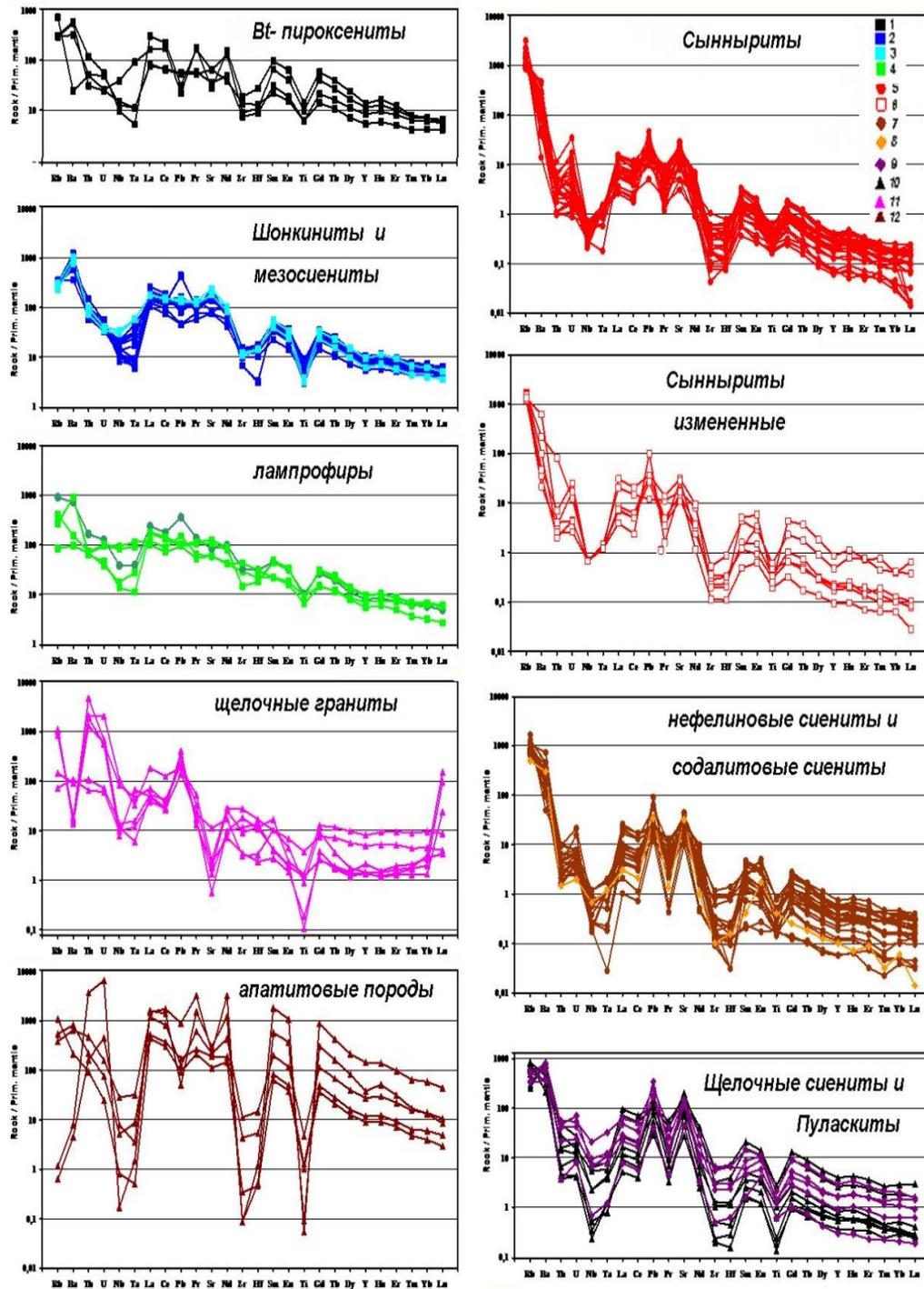


Рисунок 3.6 – Мультиэлементные диаграммы всех пород Сыннырского массива

Для меланократовой группы пород (Vt-пироксенитов, шонкинитов и меланосиенитов) спектры фигуративных точек мультиэлементные диаграммы почти одинаковы и варьируют только для U, Nb, Zr, Hf. Аномалии такие же, как и у сынныритов. Для сиенитов же наблюдается большая дисперсия содержаний для Th, U, Nb, Ta и Zr, Hf. Аномалии положительные и отрицательные для всех сиенитов однотипные, такие же как в щелочных породах других массивов провинции, и такие же, как в других породах Сынныра, что свидетельствует об их генетическом родстве. Отличаются они только относительными содержаниями элементов. В лампрофирах аномалии менее выражены из-за их субвулканического происхождения. В гранитах очень незначительно выражены отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf и резкая отрицательная аномалия стронция и титана, что обычно характерно для щелочных гранитов [29].

В мультиэлементных диаграммах апатитовых пород отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf и Ti выражены еще более контрастно.

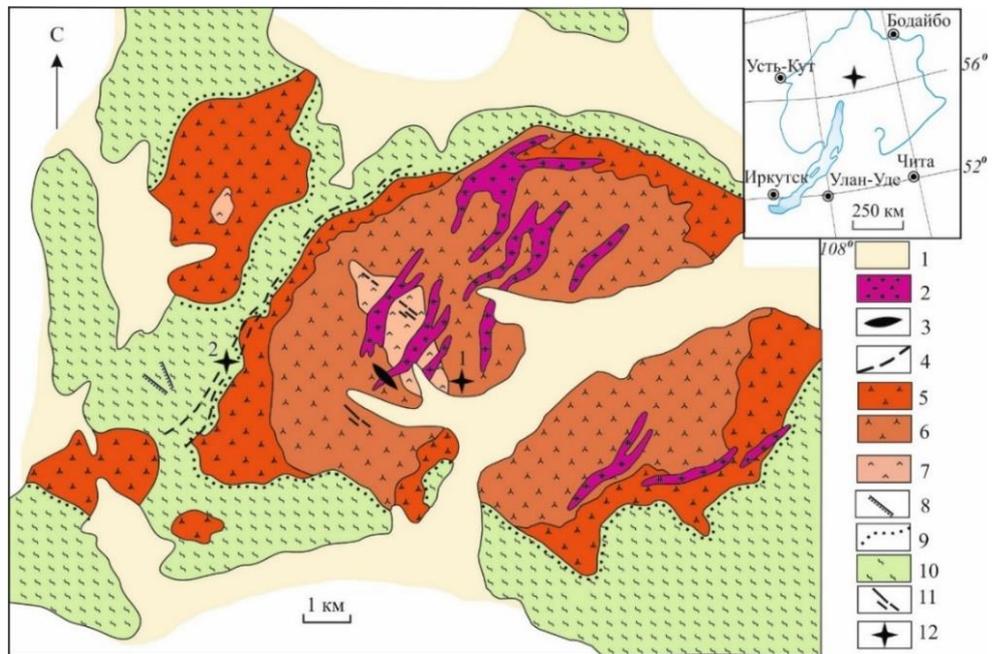
3.2. Бурпалинский массив

3.2.1 Основные черты геологического строения Бурпалинского массива

Бурпалинский массив расположен в Северном Прибайкалье в 70 км юго-западнее Сыннырского массива и представляет собой многофазовую интрузию центрального типа площадью 250 км². Породы массива характеризуются существенной Na-специализацией щелочных пород. В результате полученных геологических, петрохимических и геохимических данных последовательность формирования слагающих пород Бурпалинского массива представляется следующим образом (рисунок 3.7): шонкиниты → нефелиновые сиениты → полосчатые трахитоидные сиениты → кварцевые сиениты → жильные породы: мариуполиты, фойяиты, редкометалльные пегматиты, апатит-флюоритовые породы, карбонатиты, щелочные граниты.

Для геохронологических U–Pb-исследований Бурпалинского массива использованы пробы пуласкита главной фазы массива и редкометального сиенита. Изотопные анализы выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Точки циркона из пуласкита (проба Бур 305-10) расположены на конкордии (рисунок 3.8), а их конкордантный возраст составляет 294 ± 1 млн лет. Точки изотопного состава изученного циркона из редкометального сиенита (проба Бур 313-10) образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 283 ± 8 млн лет. Морфологические особенности аксессуарных цирконов из пуласкита главной фазы и редкометального сиенита Бурпалинского массива свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет рассматривать

полученные для них оценки возраста, которые практически совпадают в пределах погрешности определений, как возраст этого становления массива. Полученные геохронологические данные показывают, что формирование Бурпалинского массива произошло в ранней перми и по возрасту он сопоставим с Сыннырским плутоном.



1 – четвертичные отложения, 2 – мелкозернистые щелочные граниты, 3 – мариуполиты, 4 – фойяиты, 5 – полосчатые порфиroidные сиениты, 6 – трахитоидные арфведсонит-эгириновые сиениты, нефелиносодержащие сиениты, 7 – массивные кварцевые сиениты и сиениты, 8 – апатит-флюоритовая жила, 9 пегматиты, 10 – пироксен-биотитовые кордиеритовые роговики, 11 – карбонатиты. 12 – места отбора проб для геохронологических U–Pb-исследований.

Рисунок 3.7 – Схема геологического строения массива Бурпала

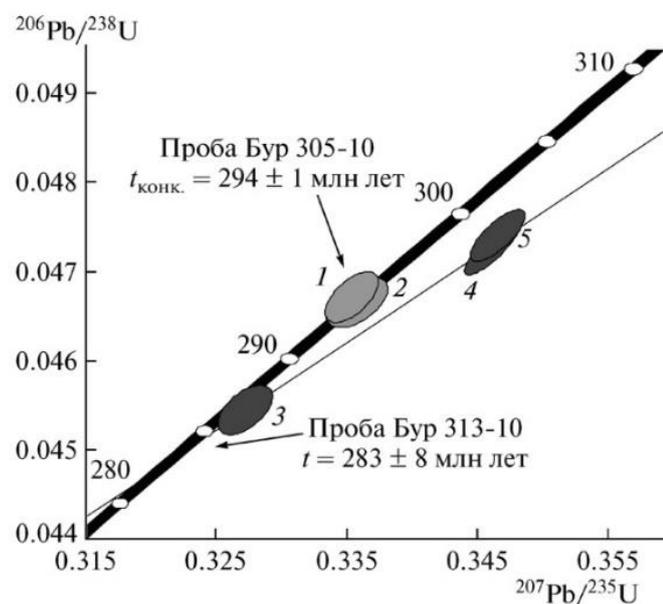
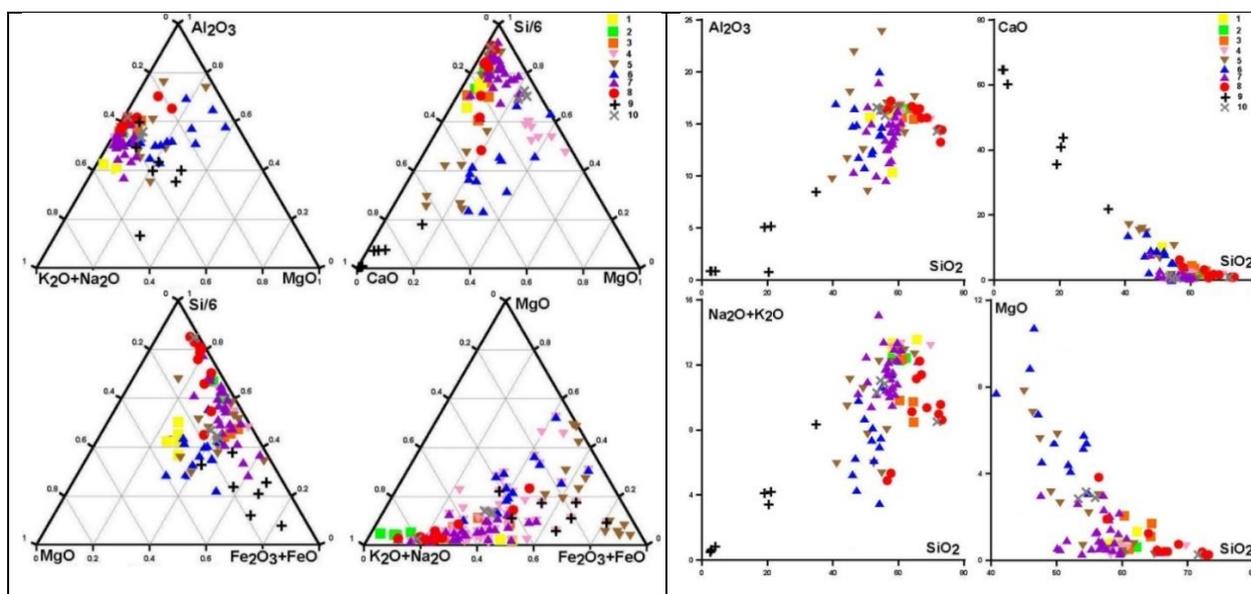


Рисунок 3.8 – Диаграмма с конкордией для цирконов из пород Бурпалинского массива

3.2.2 Петрохимические особенности пород Бурпалинского массива

Составы всех исследованных пород укладываются в границы трех групп: основных, средних и кислых пород. К группе основных пород относятся сиениты главной интрузивной фазы и дайковые образования: шонкиниты, меланосиениты. Группу кислых пород в основном представляют щелочные граниты. Остальное разнообразие пород массива относится к средним породам. Абсолютное большинство пород располагается в поле типично щелочных и субщелочных образований. Установлено, что щелочные породы Бурпалинского массива исключительно разнообразны по соотношению калия и натрия. Их составы варьируют от ультранатриевых до ультракалиевых типов. Отчетливо видно преобладание пород с натриевой специализацией [116].

На диаграммах тройных корреляций петрогенных элементов (рисунок 3.9) наблюдаются единые тренды составов для всех пород массива. Наблюдается некоторая дисперсия точек составов, что связано с большим разнообразием пород. Из-за вариаций мелано- и лейкократовых полос в пегматитах, связанных с процессами расслоения щелочной магмы, точки их составов образуют широкое поле, которое вписывается в основную тренд. На петрохимических диаграммах парных корреляций петрогенных элементов (рисунок 3.9) точки составов пород массива образуют единый тренд, говорящий об их генетической общности. Как и на треугольных диаграммах на графиках наблюдается некоторая дисперсия составов пород, которую мы связываем с процессами расслоения высокощелочной магмы.



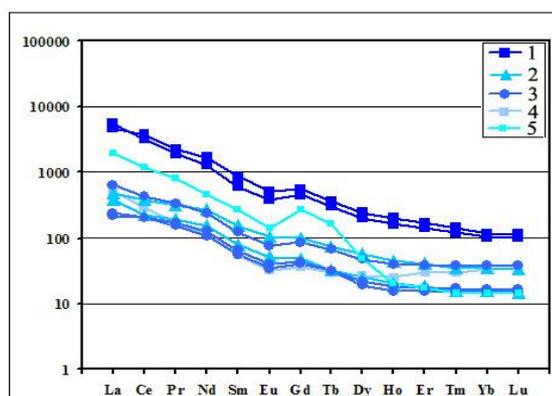
1 – пуласкиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – кварцевые сиениты, 4 – мариуполиты, 5 – жильные нефелиновые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – редкометалльные пегматиты, 8 – граниты-алюскиты, 9 – апатит-флюоритовые породы, 10 – фениты.

Рисунок 3.9 – Диаграммы парных и тройных корреляций петрогенных элементов в породах Бурпалинского массива

3.2.3 Геохимические особенности пород Бурпалинского массива

Среднее содержание REE в щелочных силикатных породах главных интрузивных фаз и дайковых щелочных породах Бурпалинского массива в 2 раза выше по сравнению с кларком в сиенитах. Наивысшее содержание суммы REE наблюдается в ранних дайках меланократовых шонкинитов, которые обнаружены за пределами массива в его западной части соответствует – 3000-4000 ppm.

Концентрации суммы REE в сиенитах главной фазы (нефелиновых, щелочных и кварцевых) составляют 500 ppm (рисунок 3.11). Жильные мелкозернистые щелочные нефелиновые сиениты и так называемые нефелин-содалитовые мариуполиты по содержанию REE не отличаются от сиенитов главной фазы (450-500 ppm), это может свидетельствовать о том, что жильные сиениты по внедрению близки к сиенитам главной фазы и остаточная магма из которой они образовались не прошла длительного процесса дифференциации элементов.



1 – шонкиниты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – пуласкиты, 4 – кварцевые сиениты, 5 – мариуполит.

Рисунок 3.10 – Распределение редкоземельных элементов в сиенитах Бурпалинского массива, нормированы на хондрит

Жильные меланократовые шонкиниты не имеют непосредственных пересечений с сиенитами главной фазы и пегматитами. Мы их отнесли к ранней фазе исходя из их более основного состава и расположения на общем корреляционном тренде состава пород массива. В результате можно сделать вывод, что первичная магма ранних пород массива содержала почти на порядок более высокие концентрации REE. При дальнейшем остывании и дифференциации магмы эти элементы в комплексном соединении со щелочными летучими компонентами могли отделиться от первичной магмы и уже после кристаллизации магмы главной фазы реализоваться в остаточных магмах пегматитов. Таким образом, можно объяснить высокие содержания REE в пегматитах массива, которые достигают до 3,6 %. Спектры REE в шонкинитах и сиенитах массива аналогичны по характеру распределения элементов. Во всех породах наблюдается очень незначительное

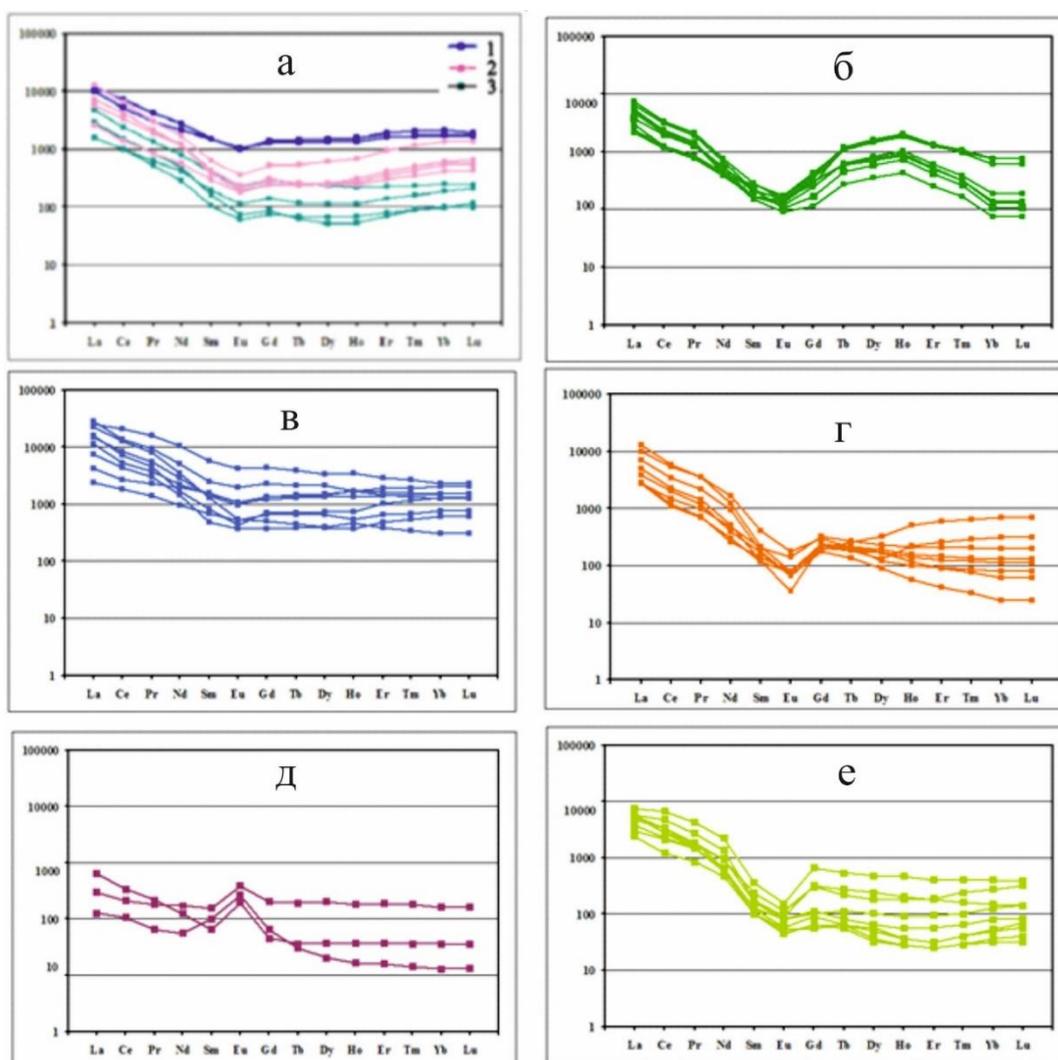
фракционирование Eu, что свидетельствует об отсутствии плагиоклазовых фаз в ранней магме Бурпалинского массива, которая обычно концентрирует Eu и отделяясь в раннюю стадию, приводит к дефициту Eu в более поздних породах. Для всех спектров характерен небольшой наклон линии спектров, что говорит не о малой дифференцированности пород, а скорее о первичном высоком содержании тяжелых REE.

Для редкометальных пегматитов Бурпалинского массива установлена большая дисперсия суммы REE, которая варьирует от 500 ppm до 36000 ppm, что можно объяснить высокой щелочностью пород. Пегматиты массива характеризуются большим разнообразием редкометальных минеральных фаз, что очень усложняет выделение их на разные типы с различными минеральными парагенезисами. Из-за плохой обнаженности района развития пегматитов на массиве (в основном коренной курум и небольшое количество геологических канав) возможно, что некоторые тела небольшой мощности являются апофизами более крупного расслоенного тела редкометальных пегматитов. Мы попытались разделить пегматитовые тела на различные типы по спектрам REE с учетом главных минералов концентраторов REE. В результате получили 6 групп пегматитов, различающихся спектром REE. Следует отметить, что в массиве не встречаются пегматиты с каким-нибудь одним минералом-концентратором REE. Как правило, встречено два вида пегматитов: I) концентратором является один главный минерал, содержание которого до 70 %, II) главными концентраторами является группа минералов.

Для пегматитов первой группы характерны три разновидности (рисунок 3.11а): 1 – главным концентратором REE является эвдиалит. Для этих пегматитов характерны наивысшие содержания REE; 2 – главными концентраторами REE являются игольчатые цирконосиликаты группы ловенита – сейдозерита; 3 – главным концентратором REE является катаплеит.

Вторая группа пегматитов значительно отличается от первой группы. Это шпировые пегматиты в сиенитах центральной части массива. Они характеризуются более низким $K_{ап}$, поэтому в них не встречается цирконосиликатов. Главными концентраторами REE являются титанит и циркон. Далее значительные концентрации REE отмечаются в бритолите, который образует обособления в центральной части пегматита или довольно крупные мономинеральные залежи по трещинам в стороне от пегматита размером до 50 см. Спектры REE для этой разновидности пегматитов характеризуются довольно резким покатым наклоном линии от La до Eu, который затем выполаживается до Lu (рисунок 3.11б). Также отмечено более глубокое фракционирование Eu, чем в первой группе. Для пегматитов второй группы характерны значительные содержания в них астрофиллита при переменных, незначительных концентрациях лопарита и цирконосиликатов. Для этой

разновидности характерна синусоидальная линия спектра REE (рисунок 3.11б). Суммарное содержание REE соизмеримо с пегматитами первой группы.



Пегматиты: а – первой группы: 1 – с эвдиалитом, 2 – с сейдозеритом, 3 – с катаплеитом; б – второй группы (с астробиллитом); в – третьей группы (с ильменитом); г – четвертой группы (с лопаритом и ловенитом); д – пятой группы (альбитовые); е – шестой группы (с лопаритом и ильменитом).

Рисунок 3.11 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах массива, нормированы на хондрит

Пегматиты третьей группы характеризуются значительными содержаниями Mn-ильменита. Кроме него в варьирующих количествах встречаются лопарит и цирконосиликаты. Для спектров REE этих пегматитов характерен очень незначительный наклон спектра при довольно высоких, по сравнению с другими пегматитами, содержаниями суммы REE (рисунок 3.11в). Фракционирование Eu в них почти полностью отсутствует и линия спектра после Eu почти горизонтальна.

В пегматитах четвертой группы главным концентратором REE является лопарит и цирконосиликаты. Пегматиты обычно лейкократового состава, иногда содержат нефелин.

Спектр REE представлен на рисунке 3.11г. В начале линия спектра от La до Eu имеет довольно резкий наклон вниз, затем испытывает подъем до Gd и далее проходит почти горизонтально до Lu с некоторой дисперсией в обе стороны. Спектр характеризуется некоторой аномальностью Sm, который находится почти на одной линии с Eu.

В пегматитах пятой группы среди концентратов преобладают лопарит и ильменит, иногда встречается пирохлор. Пегматиты более меланократовые с преобладанием щелочного пироксена (эгирина) над щелочным амфиболом (арфведсонитом). Спектры REE этой разновидности (рисунок 3.11д) довольно похожи на спектры предыдущих пегматитов, за исключением резкой положительной аномалии Eu.

Шестая группа пегматитов характеризуется лейкократовым, существенно альбитовым составом. Редкометалльные минералы присутствуют в незначительных количествах, породы отличаются низкой суммой REE. Спектр REE этих пегматитов резко отличается от других разновидностей (рисунок 3.11е). В начале от La до Sm линия спектра почти горизонтальная, в некоторых пробах с небольшим наклоном, затем наблюдается резкое положительное фракционирование Eu (вверх) и далее от Gd до Lu линия спектра опять горизонтальная, вероятно фракционирование Eu связано с накоплением его в альбитовой составляющей пегматитов.

На контакте пегматитов с песчанисто-сланцевой толщей образуются довольно мощные фениты шириной до 5 м. Они сложены сахаровидным альбитом и мелкими зернами эгирина и арфведсонита. По химическому составу и редкометальной нагрузке они мало отличаются от пегматитов. Доказательством их образования по сланцам является их мелкая полосчатость, подчеркнутая меланократовыми минералами. Главными редкометалльными минералами в них являются меланоцерит, ринколит, некоторые цирконосиликаты и флюорит. Для них характерны повышенные концентрации U и Th, P и F. Спектры REE фенитов (рисунок 3.12) похожи близки спектрам пегматитов.

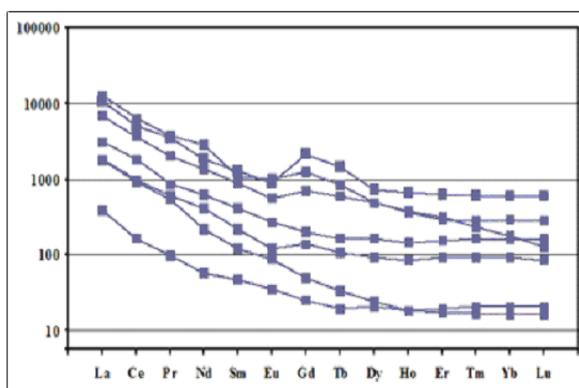
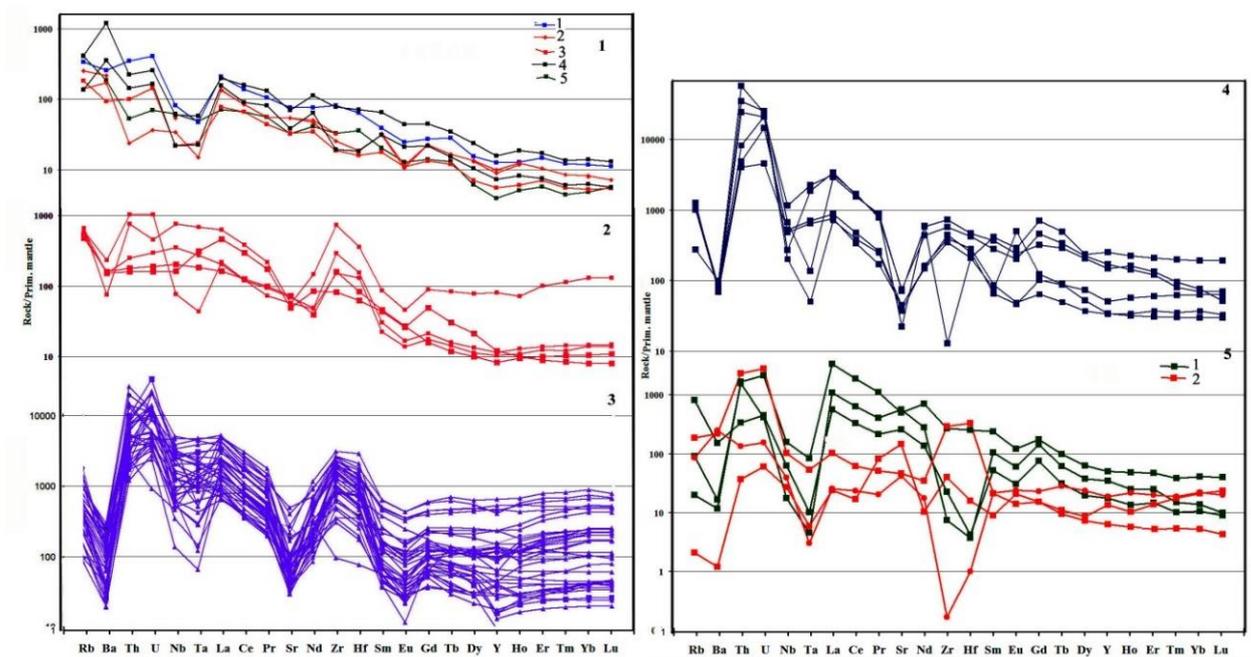


Рисунок 3.12 – Распределение редкоземельных элементов в фенитах массива, нормированы на хондрит

Мультикомпонентные диаграммы пород Бурпалинского массива значительно отличаются от щелочных пород других массивов Северного Прибайкалья. Это объясняется агапитовым характером минерализации пород массива. В общем плане линии всех пород интрузивной части Бурпалинского массива располагаются довольно компактно, что подтверждает их генетическую общность. Спектры жильных агапитовых сиенитов – мариуполитов довольно резко отличаются от спектров интрузивных пород главной фазы (рисунок 3.13), но близки спектрам редкометальных пегматитов. Несмотря на сильное различие минеральных парагенезисов редкометальных минералов в отдельных телах пегматитов для них характерен очень компактный тренд линий этих элементов с одинаковыми положительными и отрицательными аномалиями (рисунок 3.13).



1 – породы главной фазы, 2 – мариуполиты, 3 – пегматиты, 4 – фениты, 5 – апатит-флюоритовые породы (1), карбонатиты (2).

Рисунок 3.13 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах массива, нормированы на хондрит

В 2022 году проводилось изучение геохимии и минералогии карбонатитов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами Алдано-Станового щита Сибирского кратона (массив Укдуска), Северо-Байкальской (Бурпалинский массив) и Восточно-Саянской (Белозиминский массив) щелочных провинций.

3.3 Карбонатиты и апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива

3.3.1 Апатит-флюоритовые породы Бурпалинского массива

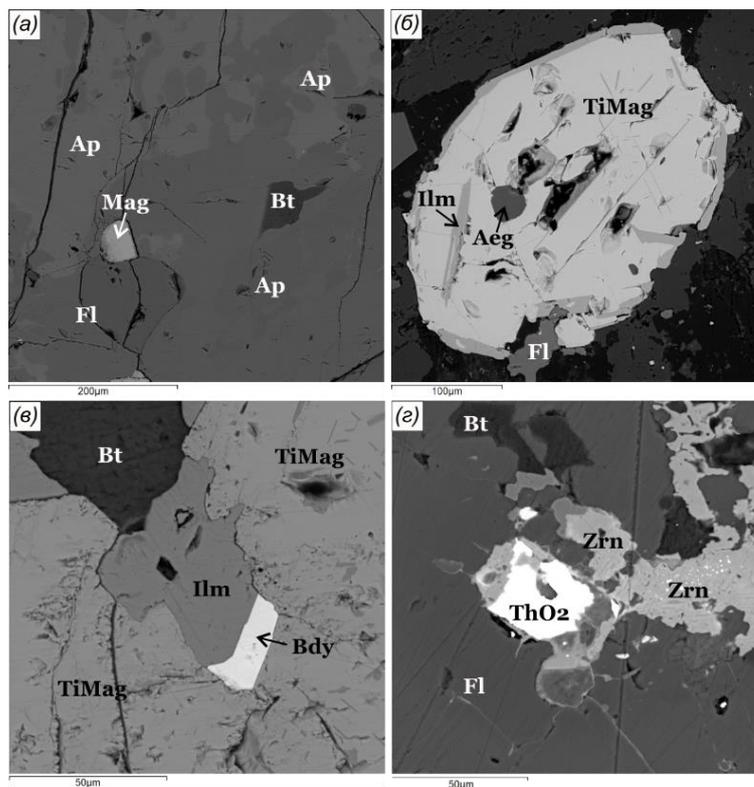
Апатит-флюоритовые и апатит-магнетит-флюоритовые породы образуют в центре Бурпалинского массива крупное тело мощностью 10–50 м и протяженностью до 2-3 км в мелкозернистых щелочных сиенитах. В центральной части оно состоит в основном из флюорита (до 80 об. %), апатита (15 об. %), в небольшом количестве присутствуют флогопит, щелочной пироксен; акцессорные – бадделеит, циркон, ториянит; и рудные – титаномагнетит, ильменит, минералы группы пирохлора. Вблизи контактов наблюдаются участки в виде полос, в которых преобладают силикатные минералы (щелочные пироксены, слюда) и магнетит. В центральной части тело данных пород пересекается тонкой жилой щелочных лейкогранитов.

Апатит-флюоритовые породы центральной части «дайки» Бурпалинского массива характеризуются массивной текстурой, крупно- и среднезернистой структурой, гипидиоморфнозернистой микроструктурой. В краевых частях наблюдаются полосчатые текстуры, в основном средне- и мелкозернистые структуры, гипидиоморфнозернистые и сидеронитовые микроструктуры.

Для апатит-флюоритовых пород характерны те же особенности, что и для более поздних образований массива – карбонатитов. На спектрах мультиэлементных диаграмм можно отметить отрицательные аномалии Ba, Nb, Ta, Zr, Hf и повышенные аномалии Th, U, легких лантаноидов, так же примечательно отсутствие Sr аномалии, характерной для всех остальных пород Бурпалинского массива [115, 116]. Важно отметить высокий уровень содержания ряда редких и радиоактивных элементов (Nb, Ta, Zr, REE, U и Th), свойственный и для карбонатитов.

Апатит образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна, размером до 20 мм. Его состав отвечает фторапатиту, в котором количество F составляет 3,32-3,96 мас. %, постоянно присутствует примесь SrO (3,5-8,38 мас. %) и Na₂O (0,43-1,4 мас. %). Кроме того, апатит обогащен лёгкими лантаноидами (~3,92 мас. % Ce, ~3,72 мас. % La, ~1.01 мас. % Nd) и Th (до 0,67 %). В отдельных зернах наблюдается зональность, выраженная увеличением от центра к краю содержания SrO и легких лантаноидов, и неоднородность состава, выраженная в изменении содержания легких лантаноидов и тория при постоянном уровне концентраций SrO (рисунок 3.14а). Анализируя закономерности изменения состава

фторапатита, можно отметить, что в нём четко проявлен изоморфизм по беловитовому типу замещения ($2\text{Ca}^{2+} = \text{Na}^{+} + \text{PЗЭ}^{3+}$), и по соотношению $\Sigma\text{PЗЭ}$, Sr и Ca он отвечает таковому апатитов из карбонатитов.



(а) – неоднородное по составу зерно апатита; (б) – зерно титаномагнетита с включениями эгирина; (в) – бадделейт в ассоциации с ильменитом и титаномагнетитом; (г) – ториянит в цирконе. Aeg – эгирин, Ap – апатит, Bt – биотит, Bdy – бадделейт, Fl – флюорит, Ilm – ильменит, ThO₂ – ториянит, Zrn – циркон.

Рисунок 3.14 – Характер взаимоотношений между минералами в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива. Изображение СЭМ

Флюорит присутствует в виде агрегатов ксеноморфных зерен, которые составляют «основную массу» породы. В его составе постоянно присутствует SrO (до 1, 87 мас. %). Существенных различий в составе апатита и флюорита из центральной и краевой частей «дайки» не отмечается.

Клинопироксены встречаются в виде крупных и мелких зерен идиоморфного и гипидиоморфного облика среди агрегатов флюорита, в сростках с окисно-рудными минералами и слюдами и в виде включений в ильмените (рисунок 3.14б). По составу отвечают эгирину и эгирин-авгиту, в них содержится до 0,9 мас. % TiO₂ и обнаружена постоянная примесь ZrO₂ (0,6-1,0 мас. %).

Состав слюд изменяется от аннита до флогопита. Для них характерны повышенные содержания TiO₂ (2,3-3,97 мас. %) и F (~6 мас. %).

Ильменит наблюдается как в виде однородных гипидиоморфных и ксеноморфных зерен, так и в виде мелких закономерно ориентированных вростков, образованных в

результате распада титаномагнетита (рисунок 3.14б, 3.14в). Формы и размеры вростков ильменита в титаномагнетите различны. Чаще всего он образует пластинки, ориентированные параллельно плоскостям спайности магнетита с возникновением характерной решетчатой структуры распада. Ильмениту и в зернах, и в структурах распада присущи высокие содержаниями MnO (до 15 мас. %).

Минералы циркония в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива представлены бадделеитом и цирконом. Бадделеит образует мелкие (20×10 мкм) гипидиоморфные однородные зерна, граничащие с зернами ильменита и титаномагнетита (рисунок 3.15в). В его составе обнаружены примеси HfO₂ (2,6-2,9 мас. %), TiO₂ (0,6-1,5 мас. %), FeO (2,2 об. %). Циркон наблюдается в виде крупных ксеноморфных зерен, размером до 400×200 мкм в сростках с ильменитом среди агрегатов флюорита, апатита и эгирина. Также обнаружены цирконы, внутри которых присутствует торианит (рисунок 3.15г). В составе циркона обнаружен HfO₂ (0,57-1,53 мас. %). Сульфидные минералы представлены большей частью халькопиритом и сфалеритом.

Кроме того, в породах обнаружен редкоземельный фтор-карбонат – бастнезит-(Ce), который присутствует в виде небольших ксеноморфных зерен неправильной формы. Его состав характеризуется присутствием Ce₂O₃ (до 34,9 мас. %), La₂O₃ (до 24,6 мас. %), Nd₂O₃ (до 11,1 мас. %), F (до 5,3 мас. %), и PbO (до 7,3 мас. %), содержание Ca не превышает 2 мас. %.

Дополнительная диагностика этого минерала была проведена с использованием Рамановской спектроскопии. КР-спектры образцов снимались в ИЭМ РАН на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до – 70 °С детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм. Полученные спектры обработаны в программе Fytik 1.3.1.

На рисунке 3.15 представлены КР-спектры РЗЭ-фторкарбоната из аншлифа Bur 302-15 и бастнезита-(Ce) (Ce_{0.55}Nd_{0.27}La_{0.18})_{Σ=1}CO₃F_{1.00} из базы данных ruff.info для сравнения. На спектрах подписаны основные пики. Самый интенсивный пик 1090 и 1096 см⁻¹ обусловлен симметричным валентным колебанием карбонатных групп ν₁ CO₃²⁻.

Минералы группы пирохлора в породах представлены оксиплюмбопирохлором и фторкальциопирохлором. Магнетиты в породах редки, представлены небольшими гипидиоморфными зёрнами внутри агрегатов апатита и флюорита. Наибольшим распространением пользуется титаномагнетит, который характеризуется низкими содержаниями MgO и Al₂O₃.

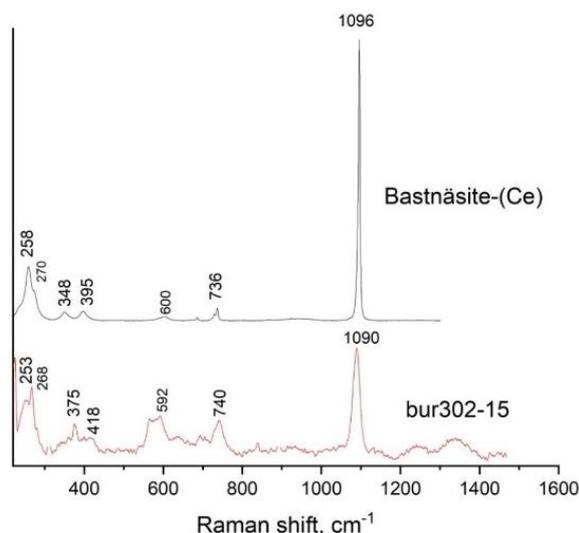


Рисунок 3.15 – КР-спектры РЗЭ-фторкарбоната из аншлифа Bur 302-15 и Бастнезита-(Ce) (RRUFF ID: R060737) из базы данных rruff.info для сравнения

3.3.2 Карбонатиты Бурпалинского массива

Карбонатиты Бурпалинского массива по минеральному составу подразделяются на две группы: 1) кварц-кальцитовые, 2) брюстерит-кальцитовые.

Кварц-кальцитовые карбонатиты неравномернозернистые, состоят из кальцита (75 об. %), кварца (20 об. %) и пирита (5 об. %). Внутри кальцита присутствуют мелкие каплевидные включения флюорита, клинопироксенов, амфибола, и, предположительно, пиросмалита-(Mn).

Кальцит характеризуется постоянным присутствием небольшого количества SrO (0,4-0,6 мас. %) и MnO (0,13-0,26 мас. %). В отдельных зёрнах отмечается зональность, выраженная в уменьшении содержаний MnO от центра к краю.

Клинопироксены по составу отвечают диопсиду и феррогеденбергиту (по старой номенклатуре). Для всех клинопироксенов характерно повышенное содержание MnO (1,3-1,6 мас. %), в диопсиде, кроме того, присутствует Sc₂O₃ (1,5 мас. %).

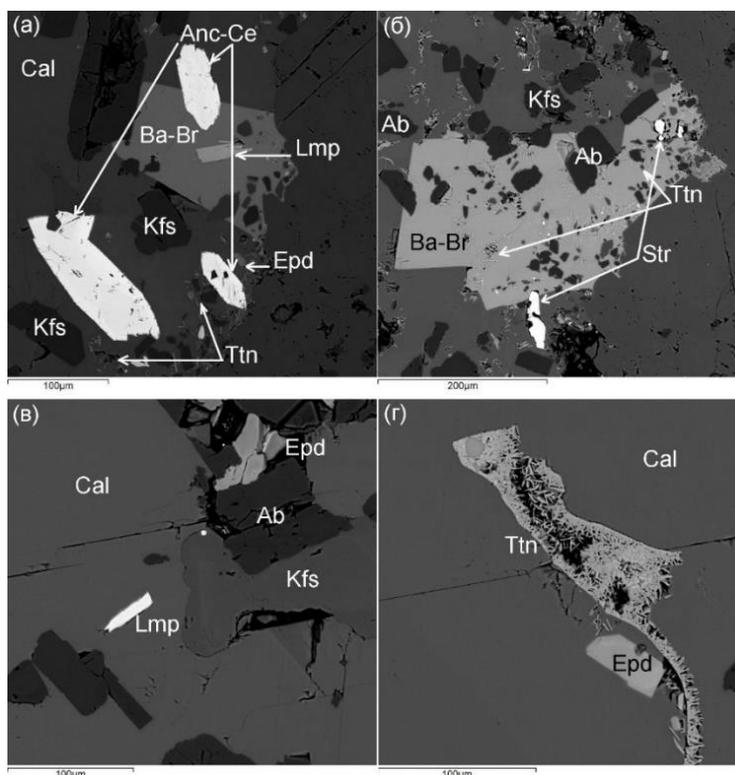
Пиросмалит-(Mn) ((Fe,Mn)₈Si₆O₁₅(OH,Cl)₁₀) – редкий Mn-Fe-силикат – присутствует в виде мелких пластинчатых зёрен внутри кальцита. Содержание хлора в нём достигает 5 мас. %. Это первая находка пиросмалита-(Mn) в такого рода породах.

Пирит присутствует в виде идиоморфных кристаллов гексаэдрического облика, его состав отвечает стехиометричному.

В брюстерит-кальцитовых карбонатитах присутствуют такие типичные для карбонатитов минералы как эгирин, фторапатит, анкилит-(Ce), стронцианит, барит, пирит. Так и редкие минералы: уранинит (UO₂), эльпидит (Na₂ZrSi₆O₁₅ · 3H₂O), фторкафит

($\text{SrCa}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, неизвестный минерал, предположительно относящийся к группе лампрофиллита.

Ва-брюстерит наблюдается в виде однородных гипидиоморфных зерен (рисунок 4.19а, 4.19б) с вростками мелких кристаллов альбита, титанита и калиевого полевого шпата. Среднее содержание ВаО порядка 20 мас.%. Альбит присутствует в виде идиоморфных зерен среднего размера (100×100 мкм) (рисунок 3.16б, 3.16в).



(а) – Ва-брюстерит в ассоциации с Се-анкилитом, лампрофиллитом и эльпидитом; (б) – зерна стронцианита, Ва-брюстерит с включениями альбита и титанита; (в) – лампрофиллит, эльпидит; (г) – игольчатый титанит, кристалл эльпидита. Ab – альбит, Anc-Ce – Се-анкилит, Ва- Вг – Ва-брюстерит, Cal – кальцит, Epd – эльпидит, Kfs – К-полевого шпата, Lmp – лампрофиллит, Str – стронцианит, Ttn – титанит.

Рисунок 3.16 – Характер взаимоотношений между минералами в брюстеритовых карбонатах Бурпалинского массива. Изображение СЭМ

Стронцианит встречается в виде мелких зерен (рисунок 3.16б). Содержит в составе 58.2-62.3 мас. % Sr_2O_3 .

Титанит образует сростки мелких игольчатых образований в кальците или Ва-брюстерите (рисунок 3.16г). Обогащен Nb_2O_5 до 4 мас. %.

Се-анкелит образует средние (200×40 мкм) и мелкие (20×10 мкм) гипидиоморфные однородные зерна, граничащие с зернами Ва-брюстерита и титанита (рисунок 3.16а). В его составе обнаружены примеси SrO (13,08-16,5 мас. %), ThO_2 (0,45 мас. %), а также обогащен легкими лантаноидами (~ 16,62 мас. % La, ~24,37 мас. % Ce, ~ 2,01 мас. % Pr_2O_3).

Лампрофиллиты встречаются в виде мелких кристаллов в Ва-брюстерите и плагиоклазе (рисунок 3.16а, 3.16в), в них присутствует ВаО (10,38 мас. %), МпО (24,98 мас. %), TiO₂ (16,95 мас. %), ZrO₂ (1,08 мас. %) и F (3,22 мас. %). Согласно псевдобинарной фазовой диаграмме лампрофиллит Бурпалинского массива попадает в область ВаМп-титанита и образуется при температуре свыше 800 °С.

3.3.3 Модель образования апатит-флюоритовых пород и карбонатитов Бурпалинского массива

Проведенные исследования апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива подтверждают магматогенную природу их образования и генетическую связь с более поздними образованиями (карбонатитами), как аналогов фоскоритов. Рассматривая особенности состава минералов, можно отметить, что по сравнению с фоскоритами Арбарастахского массива, апатиты в Бурпалинском массиве характеризуются более высокими содержаниями SrO, и редкоземельных элементов, а также в них отмечается присутствие тория. Состав бадделеита в Бурпалинском массиве сопоставим с таковым из фоскоритов Арбарастахского массива по уровню содержаний HfO₂, однако отличается от бадделеитов из фоскоритов Ковдорского массива, для которых характерна постоянная примесь Sc.

Ранее считалось, что Бурпалинская интрузия была сформирована в три последовательные фазы: нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты (1 фаза) → дайки сиенит-порфиров, нефелиновых сиенитов и метасоматитов-пегматитов (2 фаза) → жильный комплекс гранитоидного состава. Согласно последним исследованиям породы массива формировались в следующей последовательности: шонкиниты → нефелиновые сиениты → щелочные сиениты → кварцевые сиениты → жильные породы: мариуполиты, щелочные граниты, редкометальные пегматиты, апатит-флюоритовые породы, карбонатиты. Главным отличием от типичных фоскоритов является отсутствие оливина и достаточного количества карбонатов, вместо них в апатит-флюоритовых породах Бурпалинского массива присутствуют щелочные клинопироксены и флюорит.

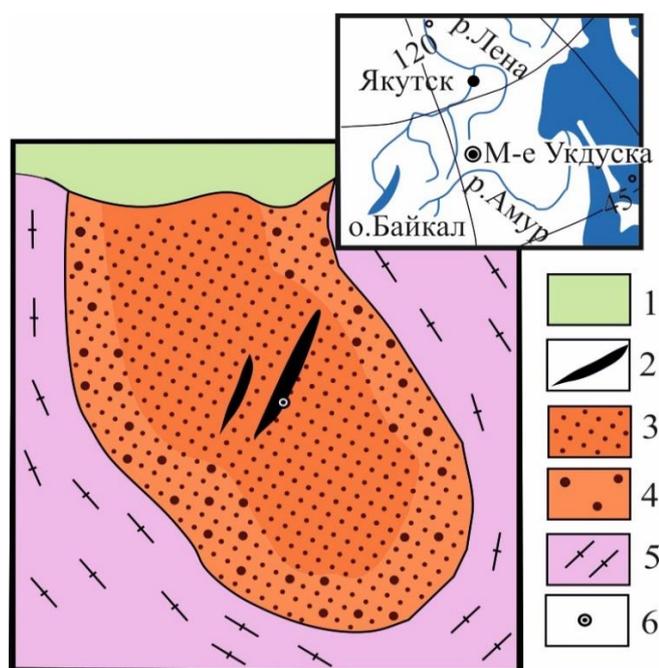
3.4 Карбонатиты массива Укдуска

3.4.1 Основные черты геологического строения массива Укдуска

Юго-восточная часть Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита известна как одна из немногочисленных провинций проявления древнейшего щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации [118]. В пределах этой провинции обнаружены несколько относительно небольших массивов, сложенных калиевыми и ультракалиевыми

породами, которые прорывают многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливиновых лампроитов и карбонатитов.

Массив Укдуска, к которому приурочено одноименное крупное месторождение апатита, является наиболее типичным и хорошо изученным массивом раннедокембрийских калиевых и ультракалиевых пород юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока. Геологическое строение этого массива и геохимические особенности слагающих его пород детально описаны в [118, 119, 120]. Большая часть массива, размеры которого составляют 3х2 км, сложена породами расслоенной серии, представленными биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и сиенитами с линзами карбонатитов (рисунок 3.17). Он прорывает позднеархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса с возрастом 3,0 – 3,2 млрд лет [123].



1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – дайки ритмично чередующихся пироксеновых сиенитов и карбонатитов; 3 – апатит-биотитовые пироксениты и их амфиболизированные разности с маломощными "прослоями" и линзами сиенитов; шонкинитов; 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты, шонкиниты и их метаморфизованные разности с "прослоями" и линзами пироксенитов; 5 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы олекминского комплекса; 6 – место отбора проб ХН-205 и ХН-206

Рисунок 3.17 – Схема геологического строения массива Укдуска

В пределах массива Укдуска закартированы многочисленные дайки и жильные тела шонкинитов, меласиенитов, лейкосиенитов, гранитов, оливиновых лампроитов и карбонатитов [84]. В качестве объекта для геохронологических исследований выбрана «комбинированная» дайка, сложенная ритмично чередующимися тонкими «зонами» пироксеновых сиенитов и карбонатитов. Она пересекает биотитовые пироксениты рассматриваемого массива, а слагающие ее породы не обнаруживают каких-либо признаков

наложенных структурно-метаморфических преобразований. Главными минералами карбонатитов являются кальцит, апатит, пироксен и гранат; акцессорные минералы представлены цирконом и монацитом [119].

Для сиенитов этого массива получена оценка возраста 2719 ± 14 млн лет (U-Pb метод по циркону (ID TIMS) [118]). По данным [122], породы массива метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Возраст этого метаморфического события находится в интервале 1891–1899 млн лет (U-Th-Pb метод по циркону (SIMS) [122]).

3.4.2 Геохронологические исследования карбонатитов массива Укдуска

Геохронологические исследования карбонатитов массива были выполнены на основе микронавесок граната и циркона из этих пород. Отбор материала и геохронологическое датирование были выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) в соответствии с методиками, описанными [4].

Гранат из дайки карбонатитов массива Укдуска представлен зернами желто-коричневого цвета. Его состав соответствует ряду андрадит (67 - 95%) - гроссуляр (1 – 20 %) с примесью титана (до 2 мас. % TiO_2) и марганца (до 1,7 мас. % MnO_2). Отмечается присутствие твердофазных карбонатных, а также водно-солевых включений, расположенных преимущественно по зонам роста.

Геохронологические U-Pb (ID-TIMS) исследования проведены для трех микронавесок граната. Содержание урана в гранате изменяется в пределах 4,21 – 5,47 мкг/г, доля обыкновенного свинца не превышает 13 %. На диаграмме (рисунок 3.18а) с конкордией точки изотопного состава граната располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1881 ± 8 млн лет (СКВО=0,70).

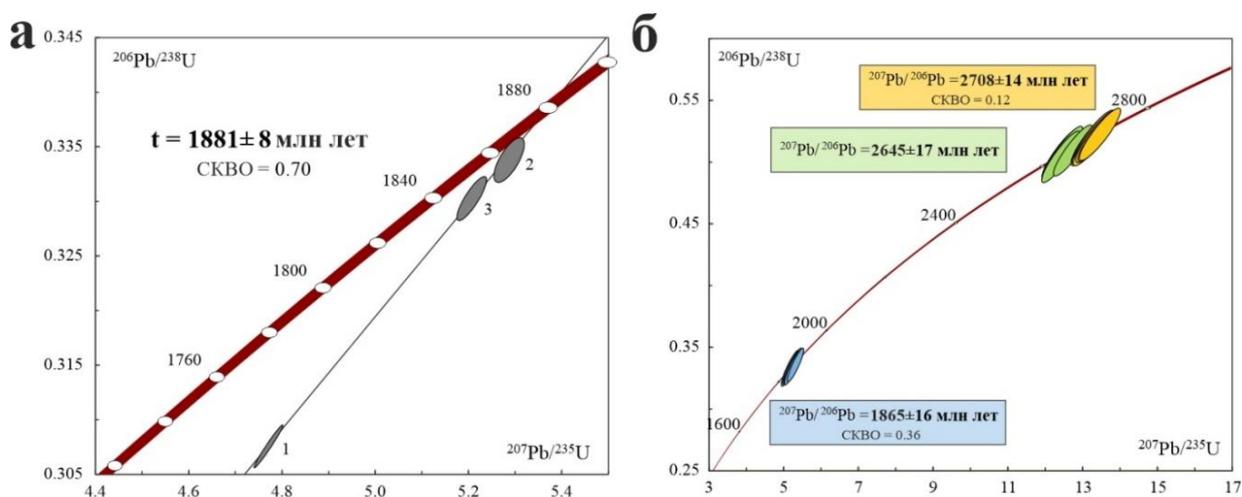


Рисунок 3.18 – Диаграммы с конкордией для граната (проба ХН-205) (а) и циркона (проба ХН-206) (б) из жильного карбонатита массива Укдуска

Геохронологические U-Th-Pb (LA-ICP-MS) исследования были выполнены для центральных и краевых зон зерен циркона. Средние значения возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ядер составляет 2708 ± 14 млн лет (СКВО=0,36), оболочек первой генерации – 2645 ± 17 млн лет, и, наконец, оболочек второй генерации – 1865 ± 16 млн лет (СКВО=0,36) (рисунок 3.186).

Представленные результаты U-Pb (ID TIMS) геохронологических исследований граната и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) «скрининговых» геохронологических исследований циркона из жильного тела карбонатитов, прорывающего позднеархейские щелочные калиевые породы массива Укдуска, свидетельствуют о том, что они имеют раннепротерозойский возраст – 1881 ± 8 млн лет. Ядра циркона позднеархейского возраста, присутствующего в жильных карбонатитах, очевидно, были захвачены из вмещающих пород, а непосредственно с кристаллизацией карбонатитового расплава связано образование на них оболочек с возрастом 1880–1890 млн лет.

Таким образом, в юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока можно выделить два этапа формирования раннедокембрийских карбонатитов. К первому из них относится образование карбонатитов, связанных с проявлениями позднеархейского щелочного магматизма калиевой и ультракалиевой специализации с возрастом 2719 ± 14 млн лет [118]. Карбонатиты второго этапа образуют дайковые и жильные тела, становление которых произошло в раннем протерозое (1881 ± 8 млн лет). Обращает на себя внимание, что возраст этих карбонатитов совпадает с возрастом карбонатитов Селигдарского месторождения апатита, расположенного в центральной части Алданского щита (1880 ± 13 млн лет, U-Th-Pb метод по циркону) [123]. Следует также отметить, что для апатита из рудоносных пироксенитов массива Укдуска получена оценка возраста 1850 ± 20 млн лет (U-Pb метод по апатиту [124]), что, казалось бы, противоречит данным об его позднеархейском возрасте. Однако, как известно, температура закрытия U-Pb системы в апатите находится в диапазоне $450\text{--}500$ °C [125]. Это позволяет предполагать, что она могла быть «переуравновешена» в ходе проявления более поздних эндогенных процессов, например, наложенного на щелочные породы массива Укдуска метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 1891–1899 млн лет или еще более поздних термальных процессов, связанных с формированием раннепротерозойских карбонатитов.

3.5 Карбонатиты Белозиминского массива

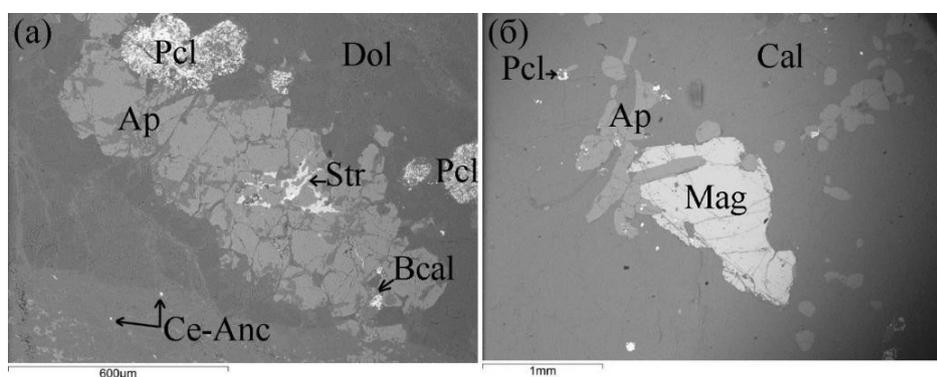
3.5.1 Основные черты геологического строения Белозиминского массива

Белозиминский массив расположен в структурах складчатого обрамления Сибирского кратона, в зоне сочленения разломов северо-западного простираения. Вмещающими его породами являются верхнепротерозойские песчаники и сланцы с

сиенитами и разнообразными карбонатитами, отобранными из керна скважин непосредственно на месторождении. Несмотря на то, что минералогия карбонатитов Белозиминского массива достаточно хорошо изучена [133], получены дополнительные сведения по редкоземельному составу карбонатов, амфиболов, апатитов, пирохлора и монацита.

В составе карбонатитов кроме карбонатных минералов присутствуют пирохлор, апатит, Се-анкилит, магнетит (рисунок 3.20), фосфаты редкоземельных элементов и силикаты.

Пироксены в карбонатитах существенно варьируют по составу, встречаются как диопсиды, геденбергиты, так и эгирины. Амфиболы обнаружены как щелочные, так и кальцевые - роговые обманки.



(а) – апатит в ассоциации с доломитом; (б) – взаимоотношения апатита, магнетита и пирохлора с кальцитом. Ap – апатит, Се-Анк – анкилит Се, Bcal – баритокальцит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Mag – магнетит, Pcl – пирохлор, Str – стронцианит.

Рисунок 3.20 – Характер взаимоотношений между минералами в карбонатитах Белозиминского массива. Изображение СЭМ

Состав слюд варьирует от биотита до флогопита и тетраферрифлогопита. Железистость слюд варьирует и растет в ряду от доломитовых – кальцитовых и анкеритовых карбонатитов и до мельтейгитов – йолитов (рисунок 3.21). Распределение редких элементов в слюдах отражает тенденции характерные для всего массива. Наиболее фракционированные анкеритовые карбонатиты содержат биотиты с высокими уровнями как РЗЭ, так и HFSE. Наименее фракционированные доломитовые флогопиты имеют довольно низкие уровни REE, наклон спектров и соответственно глубокие минимумы Th и U, а также уровни HFSE.

Состав карбонатов представлен на рисунке 3.22. Обычно во всех породах встречаются как кальцит, так и доломит, которые часто соседствуют, а также анкерит, сидерит, стронцианит (SrCO_3), витерит (BaCO_3), реже родохрозит ($(\text{Mn,Fe})\text{CO}_3$), кроме того карбонаты редкоземельных элементов – паризит-(Се) и фторкарбонатов РЗЭ. Стронцианит, витерит встречается в существенно доломитовых разновидностях, редкоземельные - в

анкеритовых. В паразите-(Ce) почти постоянно присутствует фтор, количество которого достигает 10 мас. %.

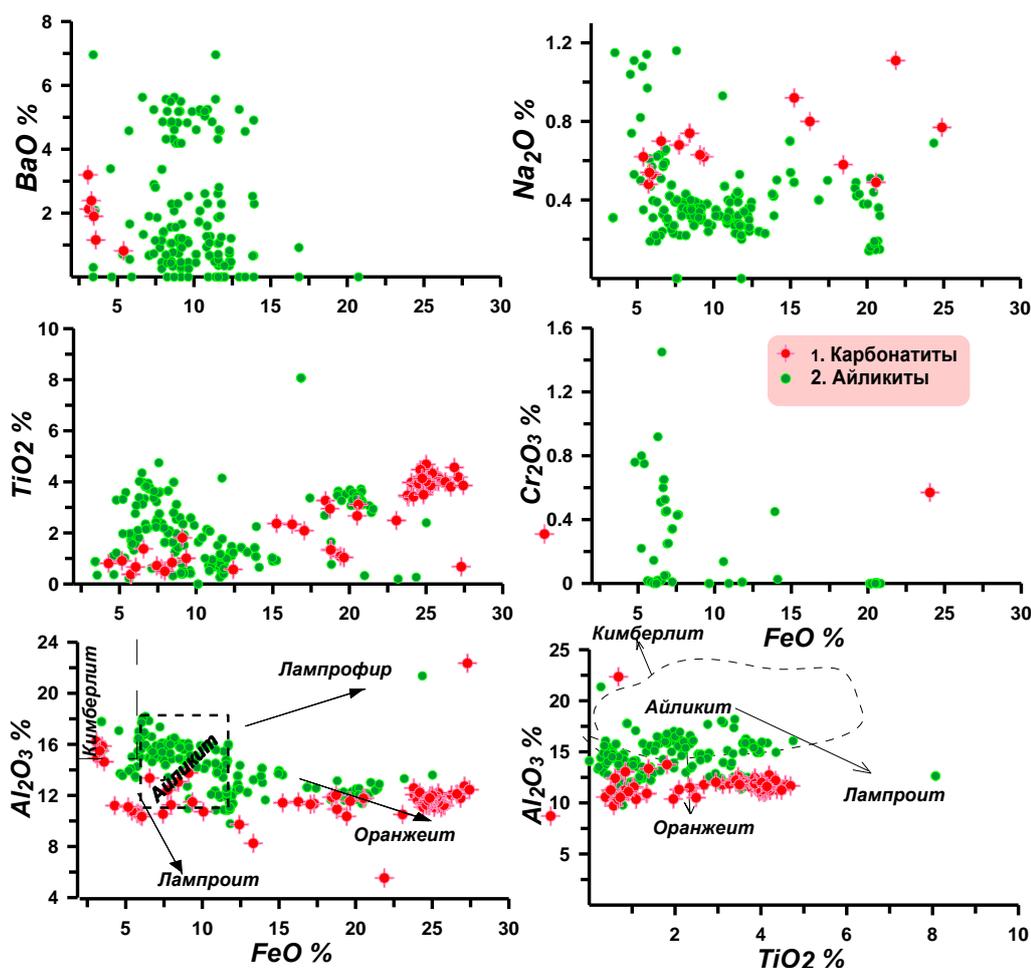


Рисунок 3.21 – Вариации состава слюд из карбонатов Белозиминского массива

Рассматривая микроэлементный состав карбонатов, можно отметить, что они отличаются не только по уровню содержаний редкоземельных элементов и наклону спектров, но и по уровню содержаний высокозарядных (HFSE) и литофильных элементов (LILE). Для анкеритов характерны, как более высокие РЗЭ-спектры, так и относительно низкий их наклон ($La/Yb_n \sim 10$), в породах отмечаются максимумы U, Nb, Sr, Y, повышенные уровни содержаний LILE и слабо выраженные минимумы Zr, Hf, Ta, Pb (рисунок 3.23). В доломитах наклон спектров распределения редкоземельных элементов более крутой ($La/Yb_n \sim 100$). Для кальцитовых карбонатов характерны промежуточные характеристики распределения редкоземельных элементов и довольно низкие значения HFSE.

Для карбонатных минералов с примесями щелочей и Ba спектры REE в целом выше, чем у обычных кальцитов и доломитов, что отражает более фракционированный характер и добавку флюидной составляющей в расплаве (рисунок 3.24). Вогнутая часть спектра HREE отражает присутствие низкотемпературного граната в источнике.

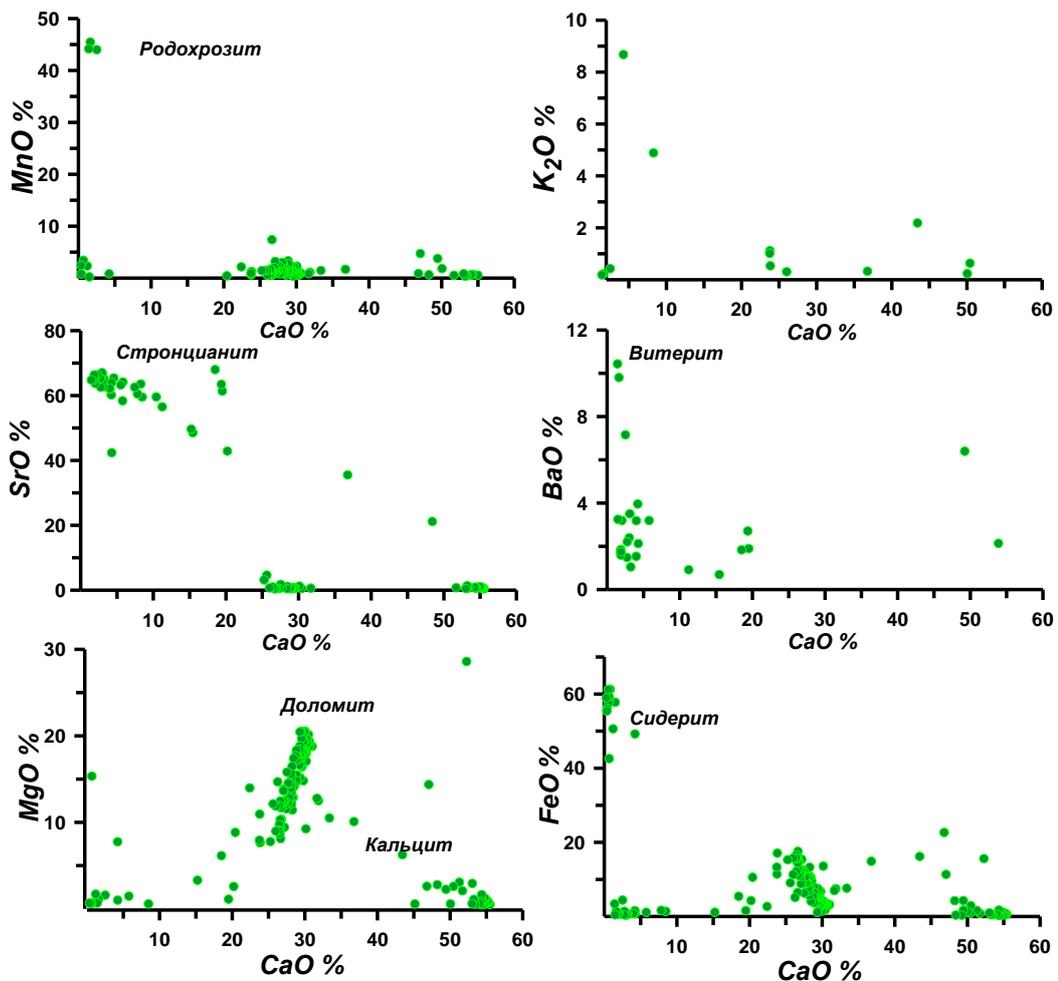


Рисунок 3.22 – Вариации состава карбонатов из карбонатитов Белозиминского массива

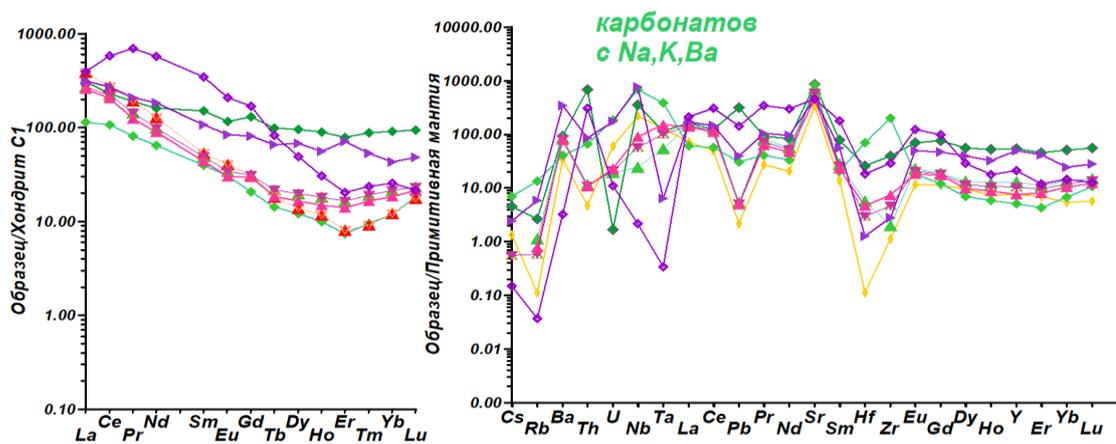


Рисунок 3.23 – Спектры распределения редких элементов, нормированные на составы хондрита (C1) [134] и примитивной мантии [40] для карбонатов Белозиминского массива

Одним из сквозных минералов является фторапатит, содержания стронция в нем достигают (4 мас. %), а фтора - 6 мас. %, причем максимальные количества последнего характерны для анкеритовых карбонатитов. Апатитов обогащенных РЗЭ встречается немного, хотя в коллекции айликитов они встречаются довольно часто.

Для апатитов характерны крутые наклоны спектров РЗЭ, а также их повышенные содержания (рисунок 3.24). Наблюдаются минимумы высокозарядных и максимумы ряда крупноионных элементов, что во многом определяется поведением этих элементов в ходе эволюции материнского расплава. Содержания Th и U выше во фракционированных карбонатитовых магмах и, соответственно, в апатитах из них кристаллизующихся.

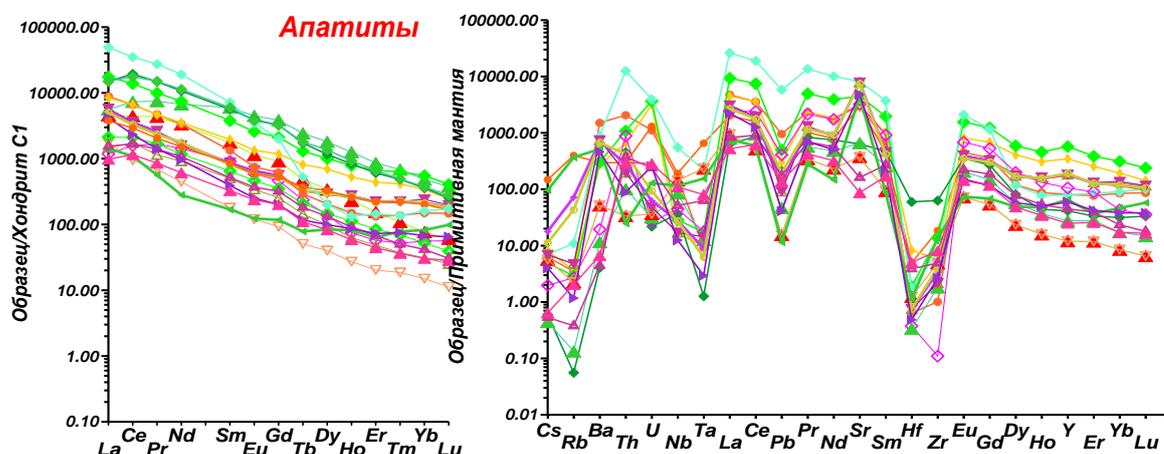


Рисунок 3.24 – Спектры REE и спайдер-диаграммы TRE, нормированные на составы хондрита (CI) [134] и примитивной мантии (PM) [40] для апатитов Белозиминского массива

Другим сквозным минералом является пироксид, который встречается как во всех типах карбонатитов, так и в сиенитах. Для пироксидов характерна отрицательная корреляция Nb – Ta – Ti и – положительная – Nb – REE – Fe . Пироксиды являются основными концентраторами РЗЭ и, особенно, Th, U, Zr, поэтому они характеризуются высокими содержаниями этих элементов. Спектры распределения REE в пироксиде обладают крутым наклоном ($(La/Yb)_n \sim 100$) с небольшими максимумами Ce. Величина Th/U отношения в пироксиде свидетельствует об отсутствии воздействия на них гидротермальных флюидов.

Фосфаты редкоземельных элементов представлены монацитом-(Ce) и рабдофаном-(Ce).

Из минералов титана присутствует ильменит и часто рутил, которые содержат существенные примеси V_2O_5 и Nb_2O_5 . Для магнетитов характерны существенные примеси TiO_2 , V_2O_5 и Nb_2O_5 .

Другие минералы, такие как лопарит, турмалин, синхизит, скаполит, титанит, баритокальцит, торинит, малахит были отмечены в незначительных количествах. Также были обнаружены зерна Te_3Cl .

Среди сульфидов отмечены: пирит, пирротин, троилит, сфалерит, халькопирит, сфалерит, вюрцит, галенит, кейлит.

Таким образом, рассматривая основные особенности макро- и микроэлементного состава карбонатитов Белозиминского массива можно заключить, что подтверждаются главные выводы, сделанные ранее для айликитов [135]: все породы массива являются производными одного типа мантийного расплава, который был близок к айликиту и образовался на уровне >5 ГПа в мантии. Этот расплав дренировал метасоматизированную обогащенную мантию и изначально был очень богат HFSE. На уровне коры и верхней части мантии расплав стал ликвидировать. В нижней и средней коре, вероятно, происходило последовательное образование нескольких магматических камер, которые отделяли различные карбонатные и силикатные расплавы. Причем от доломитовых до анкеритовых расплавов, судя по наклону кривых распределения редкоземельных элементов, количество граната в источнике снижалось, то есть расплавы становились менее глубинными и более фракционированными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения НИР в 2023 году получены следующие научные результаты:

1) Породы Зашихинского месторождения по основным минералогеохимическим характеристикам отнесены к гранитам А-типа, которые по составу варьируют от щелочных гранитов до умеренно щелочных лейкогранитов. Были выделены основные разновидности гранитов, в процессе формирования месторождения происходила смена кристаллизации меланократовых гранитов на лейкократовые. Были установлены главные минералы-концентраторы стратегических элементов.

2) В гранитах Зашихинского месторождения установлены высокие содержаниями большинства несовместимых элементов (Li, Rb, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, REE) и зафиксировано существенное обогащение тяжелыми лантаноидами. Подобное распределение элементов на мультиспектрах отличает граниты Зашихинского месторождения от других щелочно-гранитных массивов.

3) Щелочные граниты Зашихинского месторождения имеют магматическую природу, значимая роль в образовании редкометалльной минерализации обязана процессам длительной кристаллизационной дифференциации расплава с закономерным накоплением несовместимых элементов. Изотопные составы неодима в породе и кислорода в кварце указывают на преобладание корового вещества в источнике магмообразования. Коровой составляющей могли служить граниты огнитского (или бугульминского) комплекса и гранитно-метаморфические комплексы пород фундамента Сибирского кратона. Незначительные вариации значений $\epsilon\text{Nd}(T)$ свидетельствуют об однородности изотопного состава источника.

4) Установлено, что интрузивные ультраосновные и щелочные породы Инаглинского массива являются проявлением одного гомодромного ряда последовательно генерирующихся фаз из единого магматического очага.

5) Наличие кумулятивных структур в дунитах, их практически мономинеральный состав, высокая магнезиальность и резкое отличие от остальных пород массива по содержанию MgO и CaO предполагают, что основным механизмом формирования дунитов массива Инагли является кристаллизационная дифференциация с последующей гравитационной отсадкой оливинов и хромшпинелидов. Процесс кристаллизационной дифференциации и отделение ранней закристаллизованной фазы дунитов привели к накоплению более щелочного по составу расплава, из которого в результате фракционной кристаллизации сформировалось щелочно-основные и щелочные породы массива по периферии дунитового ядра.

б) Клинопироксены относятся к непрерывному диопсид-геденбергит-эгириновому ряду, который характерен для пород щелочных комплексов калиевой специализации. Составы клинопироксенов из ультраосновных и щелочных пород варьируются от диопсида ($\text{Di}_{97}\text{Hd}_{1,7}\text{Aeg}_{1,4}$) с увеличением геденбергитового ($\text{Di}_{66,4}\text{Hd}_{30,5}\text{Aeg}_{3,1}$) и эгиринового миналов до эгирина ($\text{Aeg}_{98}\text{Di}_{2,1}$). Клинопироксены из щелочных пород часто имеют оптическую и химическую зональность. В центральных частях зёрен выше концентрации Ca, Mg, Cr и Ni по сравнению с краевыми – в них отмечается увеличение Fe, Na, Sc, Ti, V, Mn.

7) Химический состав по основным элементам клинопироксенов из ультраосновных и щелочных пород массива Инагли показывает их закономерное изменение в ряду хромдиопсид–диопсид–эгирин от ранних дифференциатов к поздним в соответствии с эволюцией магматического расплава, из которого кристаллизовались породы. Натровые клинопироксены Инагли кристаллизовались на поздних стадиях магматического процесса из остаточного расплава, обогащённого летучими веществами Na, Fe^{3+} и некогерентными элементами (Zr, Ti и REE). В некоторых случаях, изменение состава в зональных пироксенах в пределах одного зерна не могут быть объяснены с точки зрения фракционной кристаллизации. Скорее всего, оно связано с совместной кристаллизацией фаз, разделяющих эти элементы – титаномagnetитом, фторапатитом, флогопитом и титанитом.

8) Получены датировки изоферроплатины из дунитов массива Инагли ^{190}Pt - ^4He методом и свидетельствуют об ее мезозойском возрасте ($118,5 \pm 1,2$ млн лет). Эти данные хорошо сопоставимы с возрастом щелочных пород массива и подтверждают идею о гомодромности и генетической связи всего комплекса щелочных и ультраосновных пород массива Инагли.

В ходе выполнения НИР в 2021-2022 г.г. получены следующие научные результаты:

1) Полученные новые геохронологические данные показывают, что формирование Сыннырского плутона произошло в ранней перми (292 ± 1 млн лет) и по возрасту он сопоставим с породами главной фазы Бурпалинского массива (294 ± 1 млн лет), расположенного также в пределах Сыннырской рифтовой зоны. Близкий возраст имеют щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические ассоциации Удино-Витимской зоны (288 – 277 млн лет [136]), а также карбонатиты Сайженской зоны (295 – 283 млн лет [137]), которые также относятся к проявлениям внутриплитного магматизма обрамления Ангаро-Витимского батолита. Формирование этих внутриплитных магматических комплексов происходило в результате воздействия горячей точки мантии или мантийного плюма на литосферу, приведшего к масштабному коровому анатексису.

2) Получены минералого-геохимические характеристики пород, слагающих Бурпалинский и Сыннырский массивы. В результате петрологических и минералогических исследований выявлены минералы-концентраторы стратегических металлов.

3) Впервые детально изучен состав породообразующих и акцессорных минералов апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива. Полученные данные подтверждают сделанное ранее предположение, что эти породы являются своеобразными аналогами фоскоритов - «рудных предшественников» карбонатитов.

4) Установлено, что карбонатиты Бурпалинского массива по составу отвечают кварц-кальцитовым и брюстеритовым разновидностям. В них впервые обнаружены редкие акцессорные минералы группы лампрофиллита, фторкафит, анкилит-(Ce), эльпидит.

5) В юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алдано-Станового щита в результате проведённых геохронологических исследований выделен новый этап карбонатитового магматизма. Карбонатиты второго этапа образуют дайковые и жильные тела, становление которых произошло в раннем протерозое (1881 ± 8 млн лет).

б) В результате изучения макро- и микроэлементного состава карбонатитов Белозиминского массива получено подтверждение ранее высказанной гипотезы, что все породы массива являются производными одного типа мантийного расплава, который был близок к айликиту и образовался на уровне >5 ГПа в мантии.

Заявленные цели и поставленные задачи проекта НИР за 2021-2023 г.г. были полностью выполнены. За весь период выполнения проекта по результатам исследований были опубликованы 31 научные статьи, индексируемые в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (WoS, Scopus, РИНЦ). Общий список публикаций по теме проекта за 2021-2023 г.г. приведен в Приложении А.

Ответственные исполнители проекта провели 17 октября 2022 года XVI всероссийский семинар «Глубинный магматизм, его источники и плюмы», в котором были представлены 15 докладов по двум направлениям: 1) кимберлитовый магматизм и мантийные ксенолиты, и 2) геология и петрология щелочных пород и карбонатитов. В работе семинара участвовали исследователи из Санкт-Петербурга, Москвы, Екатеринбурга, Томска, Новосибирска, Иркутска.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Alymova N.V., Vladykin N.V. Mineralogical Features of Columbite from Rare-Metal Granites and Its Isomorphism // XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session «Mineralogy in the entire space of this word», 2023. – P. 140–148.
2. Смыслов С.А., Каюков А.Е., Быстрицкий А.О., Соколова А.Н., Сотникова И.А., Рыцк А.Ю. Новые данные о геологическом строении Сыннырского ультракалиевого интрузивного массива // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – 0658.
3. Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербачев Ю.Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, №4. – 0657. P. 1-10.
4. Стифеева М.В., Владыкин Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Адамская Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Алымова Н.В. Возрастные рубежи формирования раннедокембрийских карбонатитов юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита // Доклады Российской академии наук. – 2023. – Т. 508, № 1. – С. 32 – 36.
5. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М.: Издательство Академии наук СССР, 1962. – 196 с.
6. Павленко А.С., Сяо-Чжунь-Ян, Морозова Л.Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами // Геохимия. – 1960. – № 2. – С. 104–120.
7. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
8. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical, characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.
9. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
10. Maniar P.D., Piccolli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological society of America Bulletin. – 1989. – № 101. – P. 635–643.
11. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. – 1992. – № 20. – P. 641–644.
12. Bonin B. A-Type Granites and Related Rocks: Evolution of Concept, Problems and Prospects // Lithos. – 2007. – V. 97. – P. 1–29.

13. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42 – P. 2033–2048.
14. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // *Петрология*. – 2003. – Т. 11, № 4. – С. 363–380.
15. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т.55, № 9. – С. 1356–1373.
16. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. – Москва: ВИМС, 2012. – 191 с.
17. Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л. Редкометальное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия). – Новосибирск: Гео, 2010. – 195 с.
18. Собаченко В.Н. К проблеме генезиса крупных редкометальных месторождений, связанных с приразломными метасоматитами в породах докембрия юга Восточной Сибири // *Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов*. – М.: Наука, 1998. – С. 84–93.
19. Trueman D.L., Pedersen J.C., de St. Jorre L., Smith D.G.W. The Thor Lake raremetal deposits, Northwest Territories. In: In: Teilor, R.P., Strong, D.F. (Eds.), *Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits*, Vol. 38. – The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1988. – P. 280–290.
20. Salvi S., Williams-Jones A.E. Orthomagmatic fluid inclusions in the strange lake complex, Quebec/Labrador: Implications for Y, Zr and REE concentration // *Plinius*. – 1991. – № 5. – P. 189–190.
21. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // *Доклады Академии наук*. – 2015. – Т. 463, № 2. – С. 187–191.
22. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитов // *геология рудных месторождения*. – 2007. – Т. 49, № 6. – С. 506–534.
23. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярлов Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских редкометальных гранитов Катугинского массива // *Петрология*. – 2018. – Т. 26, № 1. – С. 52–71.

24. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarova E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzova A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – № 91. – P. 246–263.
25. Dostal J. Rare Earth Element Deposits of Alkaline Igneous Rocks // *Resources*. – 2017. – 6(3). – 34.
26. Andreeva I.A. Genesis and mechanisms of formation of rare-metal peralkaline granites of the Khaldzan Buregtey massif, Mongolia: evidence from melt inclusions // *Petrology*. – 2016. – Vol. 24, № 5. – P. 462–476.
27. Машковцев Г.А., Быховский Л.З., Рогожин А.А., Темнов А.В. Перспективы рационального освоения комплексных ниобий-тантал-редкоземельных месторождений России // *Разведка и охрана недр*. – 2011. – № 6. – С. 9–13.
28. Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). – Москва: Научный мир, 2014. – 112 с.
29. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // *Петрология*. – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 554–568.
30. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // *Геохимия*. – 2004. – № 3. – С. 1–11.
31. Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // *Отечественная геология*. – 1997. – № 5. – С. 7–10.
32. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // *Петрология*. – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 515–536.
33. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива // *Записки всероссийского минералогического общества*. – 2021. – № 1. – С. 76–91.
34. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского массива на

основе геохимических и Nd изотопных данных // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – 13(4). – 0648.

35. Перфильев В. В., Селезнев А. О., Соколов В. Д., Кознов А. В. Перспективы Зашихинского // Редкие земли. – 2017. – № 1 (8). – С. 142–151.

36. Laurence N. Warr. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. – 2021. – № 85. – P. 291–320.

37. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – С.-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 194 с.

38. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // Journal of Petrology. – 2011. – V. 52. – P. 39–55.

39. Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham, 2021. – P. 63–80.

40. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – № 120. – P. 223–253.

41. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // American Mineralogist. – 1977. – Vol. 62. – P. 403–410.

42. Павленко А.С. Орлова Л.П., Ахманова М.В., Тобелко К.И. О фторкарбонате тория - торбастензите // Записки всероссийского минералогического общества. – 1965. – Часть 94. – Вып. 1. – С. 105–114.

43. Степанов А.В., Северов Э.А. Гагаринит – новый редкоземельный минерал // Докл. АН СССР. – 1961. – Т. 141. – № 4. – С. 954–957.

44. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kovalenko D.V., Kozlovskii A.M., Andreeva I.A., Kotov A.B., Salnikova E.B. Variations in the Nd Isotopic Ratios and Canonical Ratios of Concentrations of Incompatible Elements as an Indication of Mixing Sources of Alkali Granitoids and Basites in the Khaldzan-Buregtei Massif and the Khaldzan-Buregtei Rare-Metal Deposit in Western Mongolia // Petrology. – 2009. – № 17. – P. 227–252.

45. Larin A.M., Kotov A.B., Vladykin N.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Velikoslavinsky S.D., Zagornaya N.Yu., Sotnikova I.A., 2015. Rare Metal Granites of the Katugin Complex (Aldan Shield): Sources and Geodynamic Formation Settings // Doklady Earth Sciences. – V. 464. – P. 889–893.

46. Лыхин Д.А., Воронцов А.А. Новые изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород и руд Снежного бериллиевого месторождения // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. – М.: ИГЕМ РАН, 2012. – С. 230–232.
47. Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. – 410 с.
48. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
49. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Доклады АН СССР. – 1961. – Т. 141, № 3. – С. 687–689.
50. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. Alkaline rocks and carbonatites of the world Part 2: Former USSR. – London: Chapman & Hall, 1995. – 226 p.
51. Кравченко С. М., Власова Е. В., Казакова М. Е., Илюхин В. В., Абрашев К. К. Иннэлит – новый силикат бария // Доклады АН СССР. – 1961. – Т 141, № 5. – С. 1198–1199.
52. Чуканов Н. В., Моисеев М. М., Пеков И В., Лазебник К А., Расцветаева Р. К., Заякина Н. В., Феррарис Дж., Ивальди Г. Набалампрофиллит $Ba(Na,Ba)\{Na_3Ti[Ti_2O_2Si_4O_{14}](OH,F)_2\}$ – новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // Записки РМО. – 2004. – №1. – С. 59–72.
53. Хомяков А. П., Нечелюстов Г. Н., Расцветаева Р. К. Аквалит $(H_3O)_8(Na,K,Sr)_5Ca_6Zr_3Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$ – новый минерал группы эвдиалита из щелочного массива Инагли, Саха-Якутия, Россия, и проблема оксония в гидратированных эвдиалитах // Записки РМО. – 2007. – № 2. – С. 39–55.
54. Радомская Т. А., Канева Е. В., Шендрик Р. Ю., Суворова Л. Ф., Владыкин Н. В. Серосодержащий содалит – гакманит в щелочных пегматитах массива Инагли (Алданский щит): кристаллохимические особенности, фотохромизм и люминесценция // Записки РМО. – 2020. – № 2. – С.42–54.
55. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. – М.: Наука, 1994. – 381 с.
56. Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J. Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli Complex, Aldan Shield, Eastern Siberia // Mineral. Mag. – 1996. – 60(5). – P. 711–730.

57. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // Доклады РАН. – 2012. – Т. 446, № 3. – С. 308–312.
58. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 6. – С. 579–598.
59. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г. и др. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 545–559.
60. Якубович О.В. Новый ^{190}Pt - ^4He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2013. – 19 с.
61. Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. – 1969. – № 8. – С. 19–24.
62. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. – М.: Наука, 1974. – 175 с.
63. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. Новые данные по радиологическому датированию Кондёрского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 240, № 3. – С. 677–680.
64. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондёрского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеанская геология. – 1991. – Т. 10, № 1. – С. 80–88.
65. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. – М.: Недра, 1996. – 156 с.
66. Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондёрском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. – 2002. – № 16. – С. 80–91.
67. Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов, А.В., Шатрова Н.В., Шатов В.В., Лепехина, Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения. – 2015. – Т. 62 – С. 64–78.
68. Гуревич Д.В., Полонянкин А.А. Сульфидные полиминеральные Pt-Pd руды массива Кондёр, Хабаровский край: геологическая позиция // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Проблемы геологии и эксплуатации

месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)». – СПб: Изд-во СПГУ, 2016. – С. 27–46.

69. Пушкарёв Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондёр // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 5. – С. 394–423.

70. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. – 1963. – № 16. – С. 141–175.

71. Пономарев Г.П. Индикаторная роль шпинель-оливинового парагенезиса в установлении условий происхождения дунитов центральной части массива Кондёр // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. – С. 323–334.

72. Ponomarev G.P., Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Ca-Concentrations in Olivines from Ultrabasic Rocks—Genetic Findings. In: Vladykin N. (Ed.) Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham, 2021a. – P. 131–149.

73. Ponomarev G.P., Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Indicator Role of Spinel-Olivine Paragenesis in Determining Conditions of Dunites Origin in the Central Part of the Konder Massif. In: Vladykin N. (Ed.) Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham, 2021b. – P. 89–98.

74. Радомская Т.А., Владыкин Н.В., Суворова Л.Ф. Химический состав пироксенов ультраосновных и щелочных пород массива Инагли (Алданский щит) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. – С. 306–322.

75. Радомская Т.А., Владыкин Н.В., Суворова Л.Ф., Сотникова И.А. Вариации состава пироксена в породах щелочно-ультраосновного массива Инагли в результате дифференциации магматического расплава // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. – М.: ИГЕМ РАН, 2020.

76. Radomskaia T.A., Vladykin N.V., Kaneva E.V. Chemical Compositional Variation of Clinopyroxenes of Alkaline-Ultrabasic and Alkaline Rocks of the Inagli Massif. In: Vladykin N. (Ed.) Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis.

Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Springer, Cham, 2021. – P. 99–113.

77. Минералы // Справочник. Том. 3. Выпуск 2. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. – М.: Наука, 1981. – 614 с.

78. McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle. In: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths // Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Eds). – Rio de Janeiro: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1991. – Vol. 1. – P. 478–485.

79. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. – Geol. Soc. London Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–346.

80. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов щелочных-ультраосновных пород Алданской и южно-Верхоянской провинций // Геология и геофизика. – 1973. – №10. – С. 15–23.

81. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных- щелочных массивах // Известия АН СССР. Серия геология. – 1980. – № 4. – С. 23–35.

82. Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1443–1445.

83. Бетхер О.В. Петрология ультрамафитов Инаглинского массива: Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1997. – 21 с.

84. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. ... докт. геол.-мин. наук (в форме научного доклада). Иркутск, 1997. – 80 с.

85. Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералогическо-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платина-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, №10. – С. 1623–1642.

86. Heaman L.M. The application of U–Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards // Chemical Geology. – 2009. – V. 261. – P. 43–52.

87. Borisov A., Aranovic L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chemical Geology. – 2019. – V. 510. – P.103-112.

88. Rudnick R.L., Walker R.J. Interpreting ages from Re – Os isotopes in peridotites // *Lithos*. – 2009. – V. 112. – P. 1083–1095.
89. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Костянов А.И. Начальный изотопный состав осмия Os-Ir-Ru-сплавов ультраосновных массивов Полярной Сибири // *Доклады академии наук*. – 2011. – Т. 440, №3. – С. 397–402.
90. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // *Геология рудных месторождений*. – 1988. – № 5. – С. 47–58.
91. Мочалов А.Г. Россыпи платиновых металлов // *Россыпные месторождения России и других стран СНГ*. – М.: Научный мир, 1997. – С. 127–165.
92. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. – 184 с.
93. Trinkaus H., Singh B.N. Helium accumulation in metals during irradiation—where do we stand? // *Journal of Nuclear Materials*. – 2003. – V. 323, № 2–3. – P. 229–242.
94. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Золоторев А.А. Структурные изменения и сохранность радиогенного ^4He в минералах платины при механических деформациях // *Доклады Российской академии наук*. – 2018. – Т. 480, № 1. – С. 85–89.
95. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // *Геология и геофизика*. – 2019. – Т. 60, № 1. – С. 41–54.
96. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // *Минералогический Альманах*. – 2019. – Т. 23, Вып. 3. – 128 с.
97. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондер: Результаты $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ датирования // *Доклады академии наук*. – 2021. – Т. 498, № 1. – С. 24–31.
98. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ датирование россыпеобразующих минералов платины щелочно-ультраосновного массива Чад: новое подтверждение полицикличности платинометалльного рудообразования // *Доклады Российской академии наук*. – 2022. – Т. 504, № 1. – С. 13–21.
99. Mitchell R.H., Vladykin N.V. Compositional variation of pyroxene and mica from the little Murun ultrapotassic complex, Aldan Shield, Russia // *Mineralogical Magazine*. – 1996. – V. 60. – P. 907–925.

100. Korobeinikov A.N., Laajoki K. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif // *Geochemistry International*. – 1994. – V. 31. – P. 69–76.
101. Nash W.P. Mineralogy and petrology of the Iron Hill carbonatite complex, Colorado // *Bulletin of the Geological Society of America*. – 1972. – V. 83. – P. 1311–1382.
102. Mitchell R.H., Platt R.G. Mineralogy and petrology of nepheline syenites from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // *Journal of Petrology*. – 1982. – V. 23. – P. 186–214.
103. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // *Journal of Petrology*. – 1978. – V. 19. – 627–651.
104. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. – Новосибирск: Наука, 1990. – 239 с.
105. Чайка И.Ф., Изох А.Э. Дуниты инаглинского массива (Центральный Алдан) – возможные кумуляты лампроитовой магмы // *Геология и геофизика*. – 2018. – Т.59, № 11. – С.1815–1826.
106. Рокосова Е. Ю. Состав и особенности кристаллизации расплавов при формировании калиевых базитовых пород Центрального Алдана: на примере Ыллымахского, Рябинового и Инаглинского массивов: Автореферат дис. ... канд. Геол.-мин. наук. Новосибирск, 2014. – 16 с.
107. Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., и др. Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // *Геохимия*. – 2008. – № 6. – С. 603–614.
108. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир, 1970. – 551 с.
109. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. – М.: Научный мир, 2006. – 368 с.
110. Якубович О.В., Кутырев А.В. Возраст платиновой минерализации в урал-аляскинских массивах Камчатки по результатам Pt-He датирования. Екатеринбург: Уральская минералогическая школа, 2020. – С. 135–137.
111. Yakubovich O.V., Palamarchuk R.S. First results of Pt-He dating of Pt-Fe alloys from Svetloborskiy and Kamenushenskiy massifs, Urals. – Екатеринбург: Уральская минералогическая школа, 2019. – С. 240–241.
112. Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. На примере Сыннырского щелочного массива в Бурятской АССР // *Доклады академии наук СССР. М-во геологии СССР. ИМГРЭ*. – М.: Наука, 1971. – 219 с.

113. Костюк В.П. Щелочной магматит периферического обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: издательство СО РАН, Филиал «Гео», 2001. – 163 с.
114. Андреев Г.В., Ушаков А.А. Месторождения сынныритов в массиве Сынныр. – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т.1, кн. II. – 192 с.
115. Сотникова И.А., Владыкин Н.В. Петрогеохимические и минералогические особенности редкометалльных массивов Сев. Прибайкалья // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской Академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. – № 9 (35). – С. 63–69.
116. Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья: Дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. – 137 с.
117. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Доклады РАН. – 2013. – Т. 453, № 3. – С. 295–299.
118. Табунс Э.В., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Толкачев М.Д., Плоткина Ю.В. Позднеархейский возраст инициального калиевого магматизма Алданского щита (массив Укдуска): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 398, № 1. – С. 102–105.
119. Перовская Л.К., Барина А.С., Кисляк А.А., и др., 1987. Отчет по предварительной разведке месторождения Укдуска Ханинского апатитоносного района за 1984 - 1986 гг. – Торго: ПГО «Якутскгеология», 1987. – 4 кн. – 557 с.
120. Кушнарёв И.П. Генезис Ханинского апатитового месторождения // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1988. – № 1. – С. 66–73.
121. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. в виде научного доклада на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2003. – 79 с.
122. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Research. – 1992. – V. 54. – P. 195–209.
123. Gehrels G.E. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell. Chichester, UK, 2012. – P. 47–62.

124. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E., Ponomarev J.D., Redina A.A., Chebotarev D.A., Nikolenko A.M., Dultsev V.F., Moroz T.N., Minakov A.V. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9-1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. – 2019. – № 113. – P. 329–352.
125. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // *Доклады Академии Наук СССР*. – 1984. – Т. 279, № 3. – С. 713–717.
126. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // *Геология рудных месторождений*. – 1999. – Т. 41, № 2. – С.109–130.
127. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // *Петрология*. – 2007. – Т. 15, № 6. – С.594–619.
128. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. – М.: Недра, 1975. – 160 с.
129. Панкратьев П.В., Чаплыгина А.С., Чаплыгина И.С. Основы учения о полезных ископаемых: Методические указания к лабораторному практикуму по магматическим и флюидно-магматическим месторождениям. – Оренбург: ГОУ ОГУ. 2004. – 64 с.
130. Стифеева М.В. U-Pb изотопная систематика Ca-Fe гранатов как источник информации о возрасте щелочных, щелочно-ультраосновных комплексов и известковых скарнов: Дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2021. – 145 с.
131. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно– 118 ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *Доклады Академии наук*. – 2005. – Т. 404, №3. – С. 400–406.
132. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2016. – V. 26. – P. 81–96.

133. Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. – 2020. – № 1. – С. 33–55.
134. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. // Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42, N 8. – P. 1199–1212.
135. Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and Alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline ultrabasic-carbonatite massif: Possible origin and relations with ore deposits // *Minerals*. – 2020. – V. 10, № 5. – 404.
136. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю И.Д., Ларионов А.Н., Пресняков А.С., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1249–1276.
137. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // *Lithos*. – 2012. – V. 152. – P. 157-172.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Перечень основных публикаций за 2021-2023 г.г. в соответствии с государственным заданием НИР:

1. Vladykin N.V., Pirajno F. Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // *Lithos.* – 2021. – 386: 105982 DOI:10.1016/j.lithos.2021.105982 (Web of Science, Q1).
2. Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* Springer, Cham. 2021. – P. 63–80. https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_4 (Scopus).
3. Radomskaya T.A., Vladykin N.V., Kaneva E.V. Chemical compositional variation of clinopyroxenes of alkaline-ultrabasic and alkaline rocks of the Inagli massif // *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* Springer, Cham. 2021. – P. 99–114 DOI:10.1007/978-3-030-69670-2_7 (Scopus).
4. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива (Иркутская область) // *Записки Российского минералогического общества.* – 2021. – 150(1). – С. 76–91. DOI: 10.31857/S0869605521010020 (Scopus).
5. Radomskaya T.A., Kaneva E.V., Shendrik R.Yu., Suvorova L.F., Vladykin N.V. Sulfur-Bearing Sodalite, Hackmanite, in Alkaline Pegmatites of the Inagli Massif (Aldan Shield): Crystal Chemical Features, Photochromism, and Luminescence // *Geology of Ore Deposits.* – 2021. – Vol. 63, № 7. – P. 1–9 (Web of Science, Q4).
6. Сотникова И.А., Алымова Н.В., Щербачков Ю.Д. Минералого-геохимические особенности апатит-флюоритовых пород Бурпалинского массива (Северное Прибайкалье) // *Геодинамика и тектонофизика.* – 2022. – Т. 13, №4. – 0657. P. 1-10 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0657 (Web of Science).
7. Vladykin N.V., Ashchepkov I.V., Sotnikova I.A., Medvedev N.S. Lamproites of Kayla pipe and their mantle xenocrysts, SE Aldan shield, Russia: Geochemistry and petrology // *Journal of Earth System Science.* – 2022. – 131 (2). – 81 (06.2022) DOI: 10.1007/s12040-022-01814-3 (Web of Science, Q3).
8. Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского Nb-Ta месторождения на основе минералогических, геохимических и Nd изотопных данных //

Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – 0648. – P. 1–8 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0648 (Web of Science)

9. Смыслов С.А., Каюков А.Е., Быстрицкий А.О., Соколова А.Н., Сотникова И.А., Рыцк А.Ю. Новые данные о геологическом строении Сынырского ультракалиевого интрузивного массива // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – 0658. – P. 1-6 DOI: 10.5800/GT-2022-13-4-0658 (Web of Science)

10. Alymova N.V., Vladykin N.V. Mineralogical Features of Columbite from Rare-Metal Granites and Its Isomorphism // XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session «Mineralogy in the entire space of this word», 2023. – P. 140–148 DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-031-23390-6_19 (Scopus).

11. Dokuchits E.Yu., Jiang S.-Y., Stepanov A.S., Zhukova I.A., Radomskaya T.A., Su H.-M., Liu S.-Q. Mineral associations and in-situ major and trace element compositions of dalyite from charoitites, Murun complex, Siberia. – Ore Geology Reviews. – 2023. – 153: 105297. (01.02.2023) DOI: 10.1016/j.oregeorev.2023.105297 (Web of Science, Q1 Q2).

12. Стифеева М.В., Владыкин Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Адамская Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Алымова Н.В. Возрастные рубежи формирования раннедокембрийских карбонатитов юго-восточной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита // Доклады Российской академии наук. – 2023. – Т. 508. – № 1. – P. 32–36. DOI: 10.31857/S2686739722601880 (Web of Science, Q4).

13. Vichi G., Perna M.G., Ambrosio F., Rosatelli G., Cirillo D., Broom-Fendley S., Vladykin N.V., Zaccaria D. & Stoppa F. La Queglia carbonatitic melnöite: a notable example of an ultra-alkaline rock variant in Italy // Mineralogy and Petrology. – 2023. – V. 117. – P. 505–528. DOI: 10.1007/s00710-022-00792-0 (Web of Science, Q3).

14. Kaneva E.V., Radomskaya T.A., Uzhegova Y. Fedorite in Charoite and Brookite-Feldspar-Quartz Rocks of the Alkaline Murun Complex // General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, 2023. – P. 628–636. DOI: 10.1007/978-3-031-23390-6_79 (Scopus)

15. Lacalamita M., Mesto E., Kaneva E., Shendrik R., Radomskaya T., Schingaro E. High temperature behavior of fedorite, $\text{Na}_{2.5}(\text{Ca}_{4.5}\text{Na}_{2.5})[\text{Si}_{16}\text{O}_{38}]\text{F}_{2\hat{a}}\cdot 2.8 \text{H}_2\text{O}$, from Murun Alkaline Complex (Russia) // Mineralogical Magazine. – 2023. – 87(4). – P. 542–553. DOI: 10.1180/mgm.2023.31 (Web of Science, Q2)