

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II»

На правах рукописи

Мамыкина Мария Евгеньевна



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ВОЗРАСТ И
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ БЕЛОКУРИХИНСКОГО
МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Скублов С.Г.

Санкт-Петербург – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	9
1.1 Состояние проблемы гранитоидного магматизма	9
1.2 Геологическое строение Горного Алтая	16
1.3 Геологическое строение Белокурихинского массива	21
1.4 Выводы по главе 1	24
ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	25
2.1 Методы исследования состава пород	25
2.2 Методы исследования состава минералов	25
2.3 Методы изотопных исследований пород и минералов	26
2.4 Выводы по главе 2	28
ГЛАВА 3 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ	29
3.1 Петрографическая характеристика.....	29
3.2 Состав пород по главным элементам	34
3.3 Состав по редким элементам	40
3.4 Состав породообразующих минералов	51
3.5 Выводы по главе 3	61
ГЛАВА 4 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ	63
4.1 Датирование циркона и его состав	63
4.2 Датирование титанита и его состав	92
4.3 Rb-Sr и Sm-Nd изотопная система.....	95
4.4 Выводы по главе 4.....	100
ГЛАВА 5 ГЕОХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА	103
5.1 Сравнительный анализ результатов датирования массива	103
5.2 Оценка продолжительности образования массива	105
5.3 Изотопный состав кислорода в цирконе	106
5.4 P-T условия образования	108
5.5 Модель образования Белокурихинского массива	111
5.6 Выводы по главе 5	126
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	128
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	129
ПРИЛОЖЕНИЕ А Координаты отбора образцов	143
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Состав пород и породообразующих минералов	146
ПРИЛОЖЕНИЕ В Состав и возраст циркона и титанита	161
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Sm-Nd И Rb-Sr изотопные данные	176

ПРИЛОЖЕНИЕ Д Т-Р условия образования	177
ПРИЛОЖЕНИЕ Е Акт внедрения.....	178

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Проблема происхождения и эволюции гранитоидных магм является одной из ключевых в современной магматической петрологии и геохимии [2, 6, 9, 10, 38, 39, 42, 46, 55, 67, 72, 91-93, 109, 150, 196]. Понимание механизмов генерации гранитоидных расплавов, их источников, закономерностей и путей эволюции дает бесценную информацию, необходимую для решения целого ряда проблем, начиная от самых глобальных (становление и геологическая история континентальной коры, корово-мантийное взаимодействие) и заканчивая региональными и прикладными, включая вопросы формирования месторождений полезных ископаемых [29, 47, 99, 136, 164].

Алтайский регион характеризуется широким распространением различных типов гранитов, типизация которых не имеет однозначного решения [18, 19, 24, 26, 45, 66, 116]. Появление современных минералого-геохимических и изотопно-геохимических, в том числе и локальных, аналитических методов исследования позволяет по-новому взглянуть на решении проблем возраста, петрогенезиса и геодинамических обстановок формирования различных типов гранитов. В связи с этим не вызывает сомнений актуальность проведения комплексного исследования, остающегося недостаточно изученным многофазного Белокурихинского массива, который является петротипом анорогенных и постколлизийных гранитоидов Горного Алтая.

Степень разработанности темы исследования

В изучение геологического строения, петрологии и геохимии гранитоидных массивов белокурихинского комплекса Горного Алтая, в состав которого входит Белокурихинский массив, и связанного с ними оруденения значительный вклад внесли исследования Н.Н. Амшинского, Н.А. Берзина, А.Г. Владимирова, Е.В. Волбенко, О.А. Гаврюшкиной, А.И. Гусева, Н.И. Гусева, И.С. Дубинина, Н.И. Дурмановой, Ю.В. Емельяновой, И.И. Заболотниковой, А.Н. Леонтьева, И.П. Комарова, В.Н. Коржнева, В.А. Кривчикова, Н.Н. Крука, В.И. Крупчатникова, А.П. Пономарёвой, Е.М. Табакаевой, М.А. Усова, С.П. Шокальского. Тем не менее, несмотря на более чем полувековую историю исследования Белокурихинского массива, ряд вопросов, касающихся геохронологии и условий образования гранитоидов массива, остается недостаточно изученным.

Комплексное использование прецизионных и локальных методов (SIMS, ID-TIMS, SEM-EDS, EPMA) позволяет установить возраст и условия петрогенезиса, выявить новые закономерности и особенности поведения редких и редкоземельных (REE) элементов в процессах гранитоидного магматизма на минеральном и породном уровнях.

Объектом исследования являются гранитоиды Белокурихинского массива и содержащиеся в них минералы.

Предмет исследования – изотопно-геохимические и минералого-геохимические характеристики гранитоидов Белокурихинского массива и входящих в их состав минералов.

Цель работы заключается в определении возраста и условий образования гранитоидов Белокурихинского массива на основе комплексного изотопно-геохимического и минералого-геохимического изучения гранитоидов и входящих в их состав акцессорных (циркона, титанита) и породообразующих минералов.

Задачи исследования:

1. Установление особенностей химического состава (по главным, редким и редкоземельным элементам) гранитоидов и породообразующих минералов.
2. Датирование циркона и титанита из гранитоидов U-Pb методом, исследование распределения редких и редкоземельных элементов в этих минералах.
3. Проведение Rb-Sr и Sm-Nd изотопного исследования. Оценка продолжительности формирования Белокурихинского массива.
4. Определение P-T параметров кристаллизации гранитоидов.
5. Построение модели дифференциации гранитоидов массива на основе фракционной кристаллизации.

Научная новизна:

1. Установлено закономерное изменение от ранней к поздней фазе состава гранитоидов Белокурихинского массива в отношении несовместимых элементов и ряда минералов (циркон, биотит, калиевый полевой шпат и плагиоклазы), а также индикаторных отношений редких элементов, которое обусловлено процессами фракционной кристаллизации.
2. Впервые для гранитоидов массива проведена оценка P-T параметров кристаллизации и диапазон их изменения на основе комплекса независимых минеральных геотермометров и барометров.
3. Впервые локальным U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II) для гранитоидов трех фаз массива определен возраст кристаллизации, который подтверждает временной интервал формирования массива в пределах 255-245 млн лет.

Соответствие паспорту специальности

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам 2, 3, 13, 15 и 18.

Теоретическая и практическая значимость работы

Проведенное исследование вносит определенный вклад в решение научных проблем магматизма и генезиса гранитоидов, условий их формирования и геохронологии.

Полученные результаты исследования Белокурихинского массива были использованы в отчетных материалах НИР ИГГД РАН «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских комплексов и разработка новых геохимических подходов использования минералов-геохронометров» (№ FMUW-2022-0005), что зафиксировано в акте внедрения от 13 мая 2024 г (Приложение Е).

Материалы диссертационного исследования могут быть использованы при проведении геологического картирования и постановке работ по датированию гранитоидов и их последующей интерпретации. Результаты возможно применять в методических целях в учебных курсах «Общая геохимия» и «Изотопная геохимия».

Методы исследований

В основе диссертационной работы лежит каменный материал, отобранный автором в ходе полевых работ 2019-2021 г. Кроме того, в работе использовались образцы гранитов (3 образца), предоставленные А.И. Гусевым и Н.И. Гусевым.

Изученная опорная коллекция состоит из 35 образцов гранитоидов, характеризующих северную часть массива. Химический состав пород по главным элементам определён методом XRF (ARL-9800, ВСЕГЕИ), содержание редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS (ELAN-DRC-6100, ВСЕГЕИ) по стандартным методикам (35 анализа). Изотопный анализ пород и титанита проводился методом ID-TIMS в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (Rb-Sr система – 9 проб (порода в целом и породообразующие минералы), Sm-Nd система – 9 проб (порода в целом), U-Pb система – 2 пробы титанита).

Состав породообразующих и акцессорных минералов определён методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (примерно 340 точек в 94 зернах в 8 образцах). Кроме того, состав циркона был изучен на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами. Анализ породообразующих (плагиоклазов, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, кварца) и акцессорных (циркона, титанита и граната) минералов на содержание редких и редкоземельных элементов (примерно 140 точек в 70 зернах в 8 образцах) выполнен методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН РАН. Локальное датирование циркона U-Pb методом проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (4 пробы, 59 точек). Изотопный состав кислорода в цирконе определён в Институте геологии и

геофизики Китайской академии наук на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (2 пробы, 27 точек). Аналитические методики приведены в соответствующем разделе диссертации.

Положения, выносимые на защиту:

1. Лейкограниты третьей фазы Белокурихинского массива относятся к высокофракционированным гранитам и характеризуются закономерным, по сравнению с гранитоидами первой и второй фаз, понижением содержания ряда редких элементов (REE, Sr, Ba, V, Zn, Zr, Hf) и индикаторных отношений (Zr/Hf, Nb/Ta, Sr/Rb) и повышением содержания Rb.

2. U-Pb возраст циркона из трех фаз гранитоидов Белокурихинского массива и возраст титанита из первой фазы показывает, что гранитоиды массива формировались в интервале 255-245 млн лет.

3. Краевые зоны циркона из второй и третьей фазы гранитов Белокурихинского массива обогащаются LREE, Th, U, Hf и Li в процессе его кристаллизации по причине обогащения остаточного расплава несовместимыми элементами. Аномальное обогащение несовместимыми элементами установлено для циркона из лейкогранитов третьей фазы (REE до 38000 ppm, Y до 50000 ppm, U до 24000 ppm, вода до 3.5 мас.%).

Степень достоверности результатов исследования подкреплена опробованием гранитоидов Белокурихинского массива лично автором и представительностью каменного материала; использованием аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях; применением современных технологий обработки и интерпретации данных.

Апробация результатов

Основные положения и результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях: Молодёжная научная школа-конференция, посвящённая памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (2020 и 2023 гг., Санкт-Петербург; 2022 г., Апатиты); Geological International Student Summit (2021 г., Санкт-Петербург); Всероссийский форум-конкурс студентов и молодых учёных «Актуальные проблемы недропользования» (2021 г., Санкт-Петербург); Международный молодежный научный форум «Ломоносов» (2021 г., Москва); Всероссийская молодежная конференция, посвященная 110-летию член-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова «Строение литосферы и геодинамика» (2021 г., Иркутск); Российская конференция по изотопной геохронологии «Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов» (2022 г., Санкт-Петербург); Годичное собрание Российского минералогического общества и Фёдоровская

сессия (2023 г., Санкт-Петербург); XI международная конференция молодых ученых «Молодые – Наукам о Земле» (2024 г., Москва).

Личный вклад автора заключается в проведении всех этапов исследования: постановке цели и определении задач; самостоятельном отборе каменного материала; активном участии в выполнении аналитических работ; в анализе научной литературы по теме исследования; обработке, интерпретации и апробации результатов.

Публикации

Результаты диссертационного исследования освещены в 10 печатных работах (пункты списка литературы № 48-54, 63, 64, 144), в том числе в 1 статье – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук (далее – Перечень ВАК), в 2 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

Структура диссертации

Диссертация состоит из оглавления, введения, пяти глав с выводами по каждой из них, заключения, библиографического списка, состоящего из 208 наименований, и приложений. Работа изложена на 178 страницах машинописного текста, содержит 75 рисунков, 21 таблицу и 6 приложений.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю С.Г. Скублову за всестороннюю поддержку, чуткое руководство и проявленное терпение. Автор благодарен за предоставление каменного материала и за обсуждение результатов исследования А.И. Гусеву, Н.И. Гусеву и А.В. Березину.

За проведение аналитических работ автор признателен О.Л. Галанкиной, Е.С. Богомолу, Н.Г. Ризвановой, Н.А. Сергеевой (ИГГД РАН), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН), Ч.-Л. Ли, С.-Х. Ли (IGG CAS).

ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

1.1 Состояние проблемы гранитоидного магматизма

Краткая история исследования. Важнейшими проблемами, связанными с гранитоидами, их происхождением и рудоносностью на протяжении более чем полвека занимались десятки отечественных и зарубежных исследователей. Ниже будут кратко рассмотрены основные работы, повлиявшие на проведение диссертационного исследования и интерпретацию полученных автором данных.

В монографии Л.В. Таусона «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов» [67] подробно рассматривается генезис гранитоидов, фациальные типы этих пород в связи с особенностями их металлогенической специализации и рудоносностью. В работе дана строгая с петрологической точки зрения геохимическая характеристика различных типов гранитоидов, относящихся к разным геохимическим типам. На тот момент времени уже была доказана геохимическая специализация различных типов мантийных, базальтовых и андезитовых магм, из которой вытекают геохимические особенности производных от них гранитоидов, которые закономерно в соответствии с имеющимися экспериментальными данными наследуют редкоэлементный состав исходных магм. В пределах генетической группы гранитоидов, происходящих от базальтовых и андезитовых магм, Л.В. Таусон выделяет четыре геохимических типа: плагиогранитоиды толеитового ряда, гранитоиды андезитового и латитового рядов, агпаитовые редкометалльные граниты. Палингенные коровые гранитоиды также образуют четыре геохимических типа, различия которых обусловлены, с одной стороны особенностями субстрата, с другой, процессами дифференциации гранитных магм. Были выделены следующие типы: известково-щелочные гранитоиды, гранитоиды щелочной серии, тип редкометалльных плюмазитовых и щелочных гранитов и ультраметаморфические гранитоиды. В работе существенное внимание уделено поведению редких элементов в процессе кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм. Основной вывод в работах Л.В. Таусона с коллегами заключается в том, что потенциальная рудоносность любого магматического очага определяется особенностями концентрации рудного вещества при дифференциации [68].

В последствие, в русле мирового тренда развития так называемой химической петрологии и геодинамики, основанной на комплексе дискриминационных геодинамических диаграмм и индикаторных параметров (отношений геохимически родственных элементов, изотопных маркеров и ряде других признаков), получили широкое развитие следующие классификации гранитоидов.

Наиболее широко распространенной классификацией гранитоидов является «алфавитная» классификация, предложенная Б. Чапелом и А. Уайтом [92]. Авторы выделили два различных типа гранитов, так называемые граниты S-типа (осадочные) и I-типа (изверженные). Гранитоиды S-типа формируются в результате переплавления осадочного материала, а источником гранитоидов I-типа являются (мета)магматические породы. Несколько позднее был выделен третий тип гранитоидов – граниты M-типа (мантийные), которые формируются непосредственно при плавлении субдуцируемой океанической коры или расположенного выше мантийного клина. Четвертый тип гранитоидов – граниты A-типа (индекс A расшифровывается в основном как анорогенный, реже – безводный и щелочной), впервые описанный в работе [149], является наиболее дискуссионным в части его происхождения. В качестве источников гранитоидов A-типа рассматриваются породы нижней коры, также предполагается смешение основных и кислых магм, или результат фракционирования базальтовых расплавов. Роль мантийных плюмов в формировании анорогенных гранитоидов рассмотрена в работах Н.Л. Добрецова [27, 28]. Глубинные флюидные потоки, ответственные за образование гранитоидных расплавов, охарактеризованы в работах Ф. А. Летникова [46, 47]. Процессы глубокой дифференциации гранитоидных расплавов рассматриваются в работах В.С. Антипина с коллегами [4].

Четыре упомянутых выше типа гранитоидов наиболее часто используются при классификации интрузивных пород кислого состава, каждый из этих типов имеет свои специфические петро- и геохимические особенности состава. Более подробно петрологические и геохимические критерии данной классификации гранитоидов, с учетом различных источников рассмотрены в множестве работ, из которых следует отметить [78, 79, 85, 87, 93, 109]. Хотя граниты рапакиви не являются предметом исследования в диссертации, но нельзя не отметить обобщающую монографию А.М. Ларина [43], содержащую много современной информации по петрологии и геохимии этих пород, являющихся представителями A-гранитов.

Важным аспектом является рассмотрение гранитоидов применительно к проблемам формирования орогенно-складчатых сооружений фанерозойского возраста. При построении геодинамических моделей орогенеза на первое место выходит проблема зарождения, подъема, становления и вывода на поверхность гранитоидных батолитов, которые являются прямыми петрологическими индикаторами скучивания и последующего тектонического растяжения континентальной литосферы. Изучение геодинамической позиции гранитоидных батолитов и их вещественного состава получило новое развитие в связи с появлением современных аналитических методов, которые позволили проводить оценку состава протолитов и длительности гранитообразования [21, 22, 35, 69, 73]. В результате проведенных исследований

было установлено, что главным фактором, отвечающим за масштабное гранитообразование в земной коре, является наличие мантийного источника под орогенным горно-складчатым сооружением [17]. Наиболее вероятным механизмом батолитообразования в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса выступает пассивное внедрение гранитоидных магм при сдвигово-раздвиговых деформациях в литосфере («мягкая» коллизия), при этом термохронологическая эволюция батолитов оценивается в интервал 10-30 млн лет.

Важнейшее место среди гранитоидов, в силу особенностей генезиса и практической значимости, занимают редкометалльные гранитоиды. В ранних работах, в которых особое внимание уделялось акцессорной минерализации и постмагматическим процессам, некоторые их представители были отнесены к «апогранитам» (например, [11]).

Редкометалльные граниты входят составной частью в более обширный класс рудоносных гранитов. Отличительная черта редкометалльных гранитов – значительная неоднородность их минерального и химического состава, а также текстур и структур, с чем так или иначе связано распределение рудных компонентов [57]. Редкометалльные гранитовые формации рассмотрены в монографии С.М. Бескина с соавторами [6].

В монографии В.И. Коваленко [38] сведены известные на тот момент времени данные по геологии, минералогии, петро- и геохимии редкометалльных гранитоидов и их вулканогенных аналогов. Для их каждого геохимического типа рассмотрены характерные серии магматических пород, типоморфные минералы и геохимические признаки, установлена эволюция состава, коэффициенты распределения редких элементов между расплавами и минералами, рудная нагрузка и другие петрогенетические особенности. Показано, что расплавы литий-фтористых редкометалльных гранитов могли образовываться при дифференциации аляскитовой магмы, насыщенной F, а магмы агпайтовых редкометалльных гранитов – в условиях повышенной щелочности. В работе рассмотрены основные геодинамические обстановки проявления редкометалльного гранитоидного магматизма, тяготеющие к зонам (палео)субдукции и рифтовым системам.

Позднее, в работах В.И. Коваленко с соавторами [33, 34, 36, 37] рассмотрена проблематика идентификации источников рудоносных гранитоидных магм, в первую очередь – для Центрально-Азиатского складчатого пояса, путем сравнительного анализа вариаций соотношений содержания несовместимых высокозарядных элементов. Для решения поставленных генетических проблем авторами также активно применялись изотопные методы, в частности, Sr-Nd изотопная систематика.

В работе Ю.Б. Марина с соавторами [55] предлагается новый вариант классификации редкометалльных щелочных гранитов с выделением трех типов, существенно отличающихся по

химическому и минеральному составу и особенностям редкометалльной специализации. На основе статистической обработки большого объема фактического материала приведен усредненный состав пород из эталонных массивов каждого типа редкометалльных щелочных гранитов.

Примером комплексного изучения редкометалльных гранитов могут служить работы В.И. Алексеева [1, 2], в которых обобщены результаты исследования по геологии, петрографии, минералогии и геохронологии позднемеловых редкометалльных литий-фтористых гранитов Дальнего Востока России. Автором, на основе геотектонических, петрологических и минералого-геохимических данных доказано существование Дальневосточного пояса литий-фтористых гранитов, рассмотрен вопрос генетической связи вольфрам-оловорудной минерализации ряда месторождений российского сектора Тихоокеанского рудного пояса с редкометалльными гранитами.

Редкометалльные граниты литий-фтористого типа в Центрально-Азиатском складчатом поясе рассмотрены в работе В.С. Антипина с соавторами [5]. Установлено, что Li-F граниты формировались в разновозрастных ареалах гранитоидного магматизма, образуют крупные многофазные массивы и малые интрузии, выделяются по своим минералого-геохимическим характеристикам, обогащены Sn, W, Li, Rb, Ta, Nb и являются рудоносными в отношении минерализации на позднемагматическом и постмагматической стадиях эволюции гранитного магматизма. При эволюции Li-F гранитного магматизма важная роль придается глубинным флюидам, содержащим редкие элементы и процессам значительной магматической дифференциации гранитной магмы в коровых промежуточных камерах, что является благоприятными условиями для генерации ассоциирующей редкометалльной минерализации.

С.М. Бескиным и Ю.Б. Мариным [7] предложена матричная систематика редкометалльного гранитового магматизма и сопряженного оруденения. Авторами установлено, что закономерности распространения редкометалльных гранитов в геологическом времени коррелируются с направленным изменением геодинамических обстановок в истории Земли.

Проблемы гранитоидного магматизма неразрывно связаны с гранитными пегматитами, объединяемыми с гранитами в пегматитоносные гранитовые системы. В современных работах С.М. Бескина и Ю.Б. Марина уточнена классификация гранитных пегматитов, в том числе, и с редкометалльными пегматитами; предложено выделять шесть разнотипных пегматитоносных гранитовых систем [8-10].

Роль фракционной кристаллизации. В последнее время в научной литературе активно обсуждается вопрос о том, можно ли эффективно дифференцировать гранитную магму путем

фракционной кристаллизации [98, 196, 204]. Хотя гранитная магма имеет высокую вязкость из-за содержания SiO_2 , установлено, основываясь на минеральном составе гранитов и вариациях их состава, что магма может подвергаться фракционной кристаллизации. Эти данные свидетельствуют о том, что гравитационное осаждение кристаллов не является единственным механизмом, преобладающим при дифференциации гранитов. Напротив, разделение расплавов или их «сортировка» (например, путем механизма фильтр-прессинга [169]) в процессе кристаллизации могут оказаться более эффективными. Соответственно, по степени дифференциации граниты можно разделить на нефракционированные, фракционированные (в том числе слабо фракционированные и высокофракционированные) и граниты кумулятивного происхождения [196]. Высокофракционированные гранитные магмы обычно имеют высокую начальную температуру или высокое содержание различных летучих компонентов на более поздней стадии фракционирования, что облегчает протекание процесса фракционной кристаллизации по сравнению со случаем «обычного» гранитного расплава. Высокофракционированная гранитная магма легко контаминируется вмещающими породами из-за относительно длительного времени кристаллизации. Установлено, что высокофракционированные граниты являются важным признаком зрелости состава континентальной коры, с ними тесно связана редкометалльная минерализация (W, Sn, Nb, Ta, Li, Be, Rb, Cs, REE и др. [32]). В результате проведенных исследований был сделан вывод, что фракционная кристаллизация магмы после ее внедрения является основным механизмом, вызывающим изменения состава гранитов [81, 195].

Концепция фракционной кристаллизации (или кристаллизационной дифференциации) была впервые предложена Г.Ф. Беккером [83]. Очевидно, что ключевым моментом этого магматического процесса является кристаллизация минералов и их последующее отделение (фракционирование). После более чем столетия исследований были предложены многочисленные объяснения разделения кристаллов и расплава, включая гравитационное осаждение, дифференциацию потока расплава или динамическую сортировку, термическую диффузию или конвективное фракционирование и т.д. Однако упомянутые выше исследования были в основном сосредоточены на основной по составу магме, кристаллизующейся в виде комплексов габброидов. Возможность эффективной дифференциации гранитной магмы путем фракционирования минералов оставалась открытым вопросом. В последнее время активно обсуждается механизм «фильтр-прессинга» [76, 115, 198].

Характеристика фракционированных гранитов. Высокофракционированный (эволюционировавший) гранит до сих пор не был четко определен как отдельный тип гранита. В целом, граниты с высоким содержанием темноцветных минералов претерпели относительно

ограниченную степень магматической дифференциации и классифицируются как слабо фракционированные граниты. Лейкограниты или аляскиты содержат гораздо меньше основных минералов и рассматриваются как сильно фракционированные граниты. Некоторые граниты, вероятно, можно отнести к особому ультра-фракционированному типу [89, 91]. Во многих случаях гранитные аплиты или пегматиты связаны с высокофракционированными гранитами и выступают важными петрологическими индикаторами для выявления процессов магматической дифференциации [103, 150].

По сравнению с обычными нефракционированными или слабофракционированными гранитами калиевый полевой шпат в высокофракционированных гранитах представляет собой в основном микроклин или даже амазонит (богатый Rb калиевый полевой шпат), а количество плагиоклаза постепенно уменьшается и эволюционирует в сторону альбита. Фракционирование амфибола приводит к обогащению расплавов Al с увеличением индекса насыщения алюминием (ASI) и появлению мусковита и Mn-граната (спессартина). Кроме того, летучие компоненты в остаточном расплаве, такие как вода, Li, F, B, Cl и P, имеют тенденцию к увеличению, что фиксируется по кристаллизации лепидолита, сподумена, петалита, флюорита, топаза, турмалина, апатита и других минералов [208].

Высокофракционированные граниты отличаются от других гранитов как минеральным парагенезисом, так и особенностями состава минералов. Автокристы циркона из высокофракционированных гранитов демонстрируют высокое содержание Hf и P, что делает их важными минеральными индикаторами для магматической дифференциации. Для высокофракционированных гранитов как валовая порода, так и циркон демонстрируют гораздо более низкие отношения Zr/Hf, чем для «обычных» гранитов [32, 82, 102]. Брейтер с соавторами [88] предложили для разделения гранитов использовать величину отношения Zr/Hf в породе – обычный гранит ($Zr/Hf > 55$), умеренно фракционированный гранит ($25 < Zr/Hf < 55$) и высокофракционированный гранит ($Zr/Hf < 25$). Помимо Hf, содержание U и Th также выше в цирконе из высокофракционированного гранита, как и в гидротермальном цирконе [183].

В гранитной магме, по мере эволюции, обычно снижается содержание Zr за счет кристаллизации циркона, но увеличивается содержание монацита и ксенотима [172]. Следует отметить, что берилл и колумбит-танталит являются типичными минералами, присутствующими в высокофракционированных гранитах [96, 155].

Геохимические критерии высокофракционированного гранита. Как отмечалось рядом исследователей, высокофракционированный гранит имеет свои ярко проявленные геологические, петрологические и минералогические особенности, позволяющие отличить его от других типов. Геохимические данные могут быть использованы для усиления этих

критериев. По соотношению главных элементов большинство высокофракционированных гранитов являются глиноземистыми (перглиноземистыми по зарубежной терминологии), что проявляется, например, в кристаллизации граната и мусковита, либо низкоглиноземистыми щелочными гранитами.

В ходе магматической дифференциации в гранитной магме будет уменьшаться содержание Cr, Ni, Co, Sr, Ba, Zr и других редких элементов, но увеличиваться Li, Rb, Cs и др. (например, [118, 143]). Отношения редких элементов имеют преимущество для оценки степени дифференциации, например, отношения Rb/Sr, Rb/Ba и K/Rb [125]. Для обычных магматических систем отношения K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta и Y/Ho остаются постоянными в ходе эволюции (фракционной кристаллизации и/или частичного плавления), поскольку эти элементы геохимически идентичны, образно говоря, являются элементами-«близнецами» [122]. Однако эти отношения уменьшаются при интенсивной дифференциации магмы [32, 77, 82, 97]. Было высказано предположение, что, как и в случае с цирконом, отношение Zr/Hf и Nb/Ta в породе можно рассматривать как признак степени дифференциации гранитной магмы [32, 77, 167]. Было предложено использовать величину отношения $Zr/Hf = 26$ в качестве границы между магматической и гидротермальной гранитными системами [82]. Отношение Nb/Ta около 5 в пералюминиевых гранитах может служить репером перехода между нормальной магматической дифференциацией и магмато-гидротермальными взаимодействиями [77]. Считается, что эта величина, вероятно, отражает геохимическое различие между высокофракционированными и «чрезвычайно» фракционированными гранитами, хотя последние в большей степени подвержены влиянию гидротермального флюида (обзор литературы в [196]).

Магматическая система постепенно снижет свою температуру в ходе дифференциации, и поэтому содержание Zr в расплаве высокофракционированного гранита будет уменьшаться, поскольку оно тесно связано с температурой. Содержание REE прогрессивно снижается в высокофракционированных гранитах, а соотношение легких и тяжелых REE имеет тенденцию к уменьшению при более проявленных отрицательных Eu-аномалиях [118, 145, 156, 157].

Все эти особенности указывают на фракционирование циркона, монацита, алланита, ксенотима, граната и полевого шпата в ходе эволюции расплава. Также в высокофракционированных гранитах часто наблюдаются тетрадный эффект в распределении REE. Для «обычных» пород спектры REE представляет собой плавную кривую, за исключением европиевой аномалии. Однако после интенсивной магматической дифференциации остаточный расплав будет обогащен флюидом, и их взаимодействие изменит картину распределения REE [82, 133, 152, 161].

Изотопные системы Sr, Nd, Hf и Pb, как правило, не информативны в отношении магматической дифференциации, поскольку они обычно отражают характер источника, если гранитная магма не контаминирована вмещающими породами или другими расплавами.

В заключение проведенного обзора проблемы фракционной кристаллизации и образования высокофракционированных гранитов следует отметить, что фракционная кристаллизация является важным механизмом дифференциации гранитной магмы [196]. Возникновение высокофракционированного гранита тесно обусловлено повышенной температурой расплава и его обогащением летучими компонентами. Высокофракционированные граниты в основном связаны с посторогенными событиями и крупномасштабными структурами растяжения. С высокофракционированными гранитами часто связана редкометалльная минерализация (W, Sn, Nb, Ta, Li, Be, REE и др.), что позволяет предположить, что редкометалльные граниты являются разновидностью высокофракционированных гранитов [196]. Высокофракционированные граниты в свою очередь являются важным индикатором зрелости земной коры.

1.2 Геологическое строение Горного Алтая

Горный Алтай занимает юго-западную часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО). По представлению ряда исследователей Горный Алтай является одним из секторов крупнейшего в мире Центрально-Азиатского складчатого пояса, состоящего из множества микроконтинентов, фрагментов островных дуг и океанической коры [20]. Общей чертой складчатых поясов является повсеместное развитие гранитоидов, которые по объему в десятки раз превосходят базит-ультрабазиты крупных изверженных провинций, сформированных в пределах складчатых поясов. Главная особенность гранитоидов Горного Алтая – они несут информацию о процессах корово-мантийного взаимодействия и позволяют расшифровать строение и состав литосферы данного региона [3, 20, 42].

Тектоническая история Алтая непосредственно связана с эволюцией Палеоазиатского океана и включает несколько стадий:

- Первый этап (рифей – ранний кембрий) характеризуется образованием океанических бассейнов, океанических поднятий и островных дуг с пред- и задуговыми бассейнами, а также многочисленных подводных гор, перекрытых карбонатными отложениями;
- Второй этап (позднекембрийский – раннеордовикский) был временем активного роста земной коры Алтая, когда окраинноморские и островодужные системы, а также Гондвана, присоединялись к Сибирскому континенту. Аккреционно-коллизийные события сопровождалась деформацией осадочных бассейнов и образованием глаукафановых поясов, базитовым и гранитоидным магматизмом [18]. Интенсивная эрозия молодых орогенных

структур привела к образованию крупных турбидитовых бассейнов, которые образовались на океанической коре;

– Следующий этап (средний ордовик – ранний девон) Горный Алтай переживал тектономагматическое затишье и характеризовался терригенно-карбонатным осадконакоплением. Обычно этот этап развития Алтая связывают с обстановкой пассивной континентальной окраины. При этом ряд исследователей [13], предполагают, что континентальная окраина в этот период времени имела трансформный характер;

– Четвертый этап (девон – каменноугольный) характеризуется зарождением и эволюцией активной континентальной окраины. В раннем девоне литосфера Обь-Зайсанского океанического бассейна была субдуцирована под край Сибирского континента и, соответственно, здесь возникла активная континентальная окраина андского типа. Начало активной границы совпало с событием внутриплитного магматизма в АССО. В результате субдукции возникла система вулканических поясов, в том числе Рудно-Алтайская палеоостранная дуга. В позднем девоне вулканическая активность сменилась магматизмом с образованием крупных гранитных батолитов, что свидетельствует о росте континентальной коры на территории Алтая [18, 41];

– Пятый этап (граница раннего и позднего каменноугольного периода) связан с окончанием коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытием Обь-Зайсанского бассейна, а также окончанием эволюции континентальной окраины. Завершение коллизионных процессов совпало с пиком активности Таримского плюма на границе карбона-перми. Начиная с этого этапа, территория Алтая развивалась во внутриплитном (анорогенном) режиме. Наиболее значимые тектоно-магматические события в регионе произошли на границе перми и триаса и были обусловлены активностью Сибирского суперплюма [18, 41].

Современная геологическая структура Алтая сформировалась в результате многоэтапной тектонической эволюции, где аккреционные и коллизионные процессы сменялись эпизодами интенсивных сдвиговых перемещений блоков по глубинным разломам и вспышкам внутриплитного магматизма. В связи с этим АССО представлена как единая венд-палеозойская аккреционно-коллизионная зона, сформированная на окраине Сибирского континента. В последнее время на основе результатов детального геологического картирования, структурного анализа и новых геохронологических данных [13, 20, 41, 70] в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом и в Алтае-Саянской области в частности выделены следующие основные тектонические элементы (рисунок 1.1):

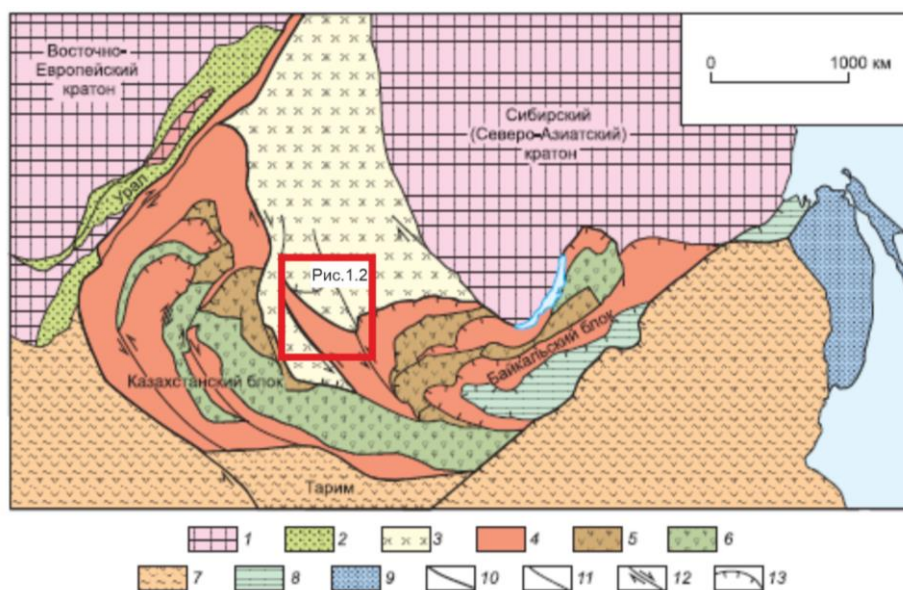


Рисунок 1.1 – Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (по [14]).

Условные обозначения: 1 – докембрийские кратоны; 2 – палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 – венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4-7 – Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 – аккреционно-коллизионные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 – венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга: 5 – преимущественно магматические породы, 6 – образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 – раннемезозойский аккреционно-коллизионный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 – раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 – позднемезозойский аккреционно-коллизионный пояс; 10 – ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 – позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 – позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги (стрелками показаны направления смещений), 13 – позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента (в современных координатах), состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги, широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры.

2. Казахстанско-Байкальский составной континент. Субдукция Палеоазиатского океана и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов гондванской группы с Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию

фундамента составного континента в венде-кембрии. В раннем-среднем палеозое Казахстанско-Байкальский континент был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном. В западной части АССО в пределах Горного Алтая Казахстанско-Байкальский составной континент представлен Алтае-Монгольским террейном, в пределах которого широко развиты раннепалеозойские турбидиты.

3. Среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении в Алтае-Саянском регионе принимают участие фрагменты поздневендско-раннеордовикской коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы, кембрий-ордовикские турбидиты, а также ордовикско-силурийские коллизионные граниты и метаморфические породы зон смятий, которые формируются в пределах северной части Алтае-Монгольского террейна.

4. Позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при трансформной аккреции с последующей коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, создавших единый Северо-Азиатский континент, и в позднем карбоне – перми при столкновении Восточно-Европейского с Северо-Азиатским континентом. Позднепалеозойские деформации, проявленные в том числе в виде поперечных к простиранию палеозойских аккреционно-коллизионных зон крупно-амплитудных сдвигов, сильно осложнили структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, придав ей облик мозаично-блокового строения [13].

Для Горного Алтая характерно многоэтапное развитие района и сложное геологическое строение (рисунок 1.2). В истории формирования Горного Алтая выделяют следующие этапы:

- Островодужный этап (V-O₁). Для данного этапа характерно формирование Кузнецко-Алтайской островной дуги, аккреционного клина и преддугового прогиба. Представлен базальными конгломератами;

- Этап пассивной окраины (O-D₁). Этап характеризуется накоплением отложений, представленных терригенно-карбонатной и карбонатной формациями;

- Этап активной окраины (D). Этап характеризуется заложением зоны субдукции вдоль западной окраины Сибирского континента. Представлен вулканогенно-осадочные и осадочные отложения (конгломераты, песчаники, органогенно-обломочные известняки, алевролиты);

- Этап коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континента (D₃-C₁). Связан с образованием на Горном Алтае фазы складчатости, сдвигов и молассы, в результате

коллизии. Моласса (конгломераты, песчаники, ограногенно-обломочные известняки) мощностью до 700 м залегает с региональным несогласием на породах, образовавшихся в ходе этапа активной окраины;

– Этап коллизии Восточно-Европейского континента с Северо-Евразиатским континентом (С₃-Р). Для данного этапа характерно заложение Северо-Восточной зоны смятия и формирование метаморфических пород белокурихинского комплекса. В сдвигово-надвиговых зонах был образован осадочный бассейн, сложенный позднекарбоновой угленосной молассой мощностью до 1 км;

– Плюмовый этап (Р₃-Т₁). Данный этап проявился в интрузивном магматизме с формированием Белокурихинского, Айского, Атуркольского массивов. Породы массивов (гранодиориты, граниты, лейкограниты) не подвержены деформациям и залегают среди позднепалеозойской сдвигово-надвиговой структуры [13].

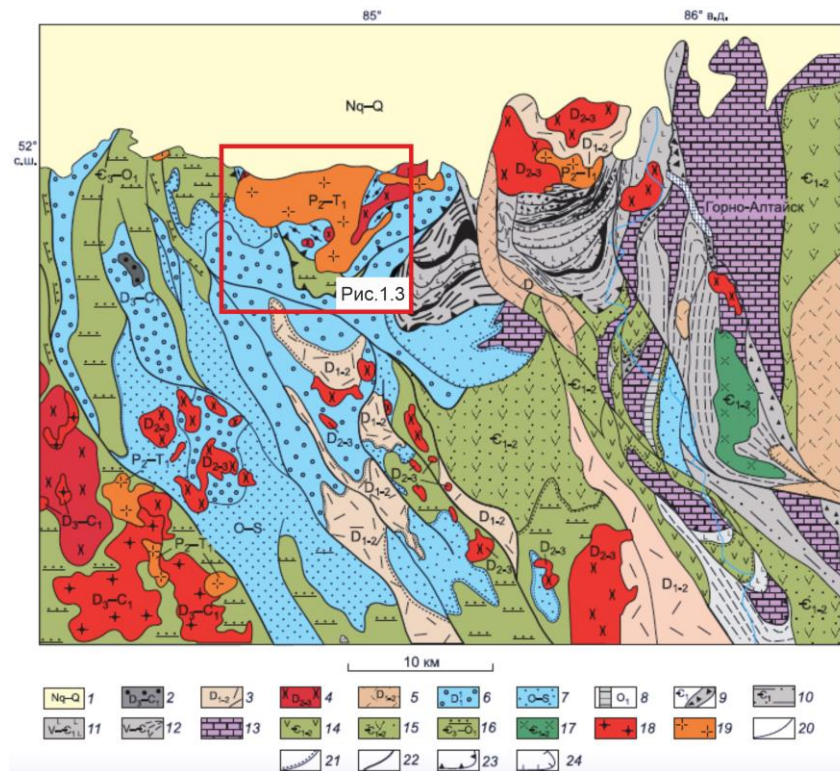


Рисунок 1.2 – Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая (по [13]).

Условные обозначения: 1 – Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 – позднедевонско-раннекарбоновая моласса; 3, 4 – раннесреднедевонские вулканоплутонические комплексы пород активной окраины; 5 – раннесреднедевонские риолит-базальтовые породы задугового бассейна; 6, 7 – карбонатно-терригенные породы пассивной окраины; 8 – раннеордовикская моласса; 9–13 – вендско-раннекембрийский аккреционно-коллизийный комплекс; 14–17 – венд-кембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга; 18 – позднедевонско-раннекарбоновые коллизийные граниты; 19 – позднепермско-раннетриасовые плюмовые граниты; 20, 21 –

стратиграфические границы: 20 – согласные, 21 – несогласные; 22 – позднепалеозойские сдвиги; 23 – позднепалеозойские надвиги; 24 – поздневендско-раннекембрийские надвиги.

Магматические образования территории Горного Алтая имеют возраст позднерифейско-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-мезозойский. К позднерифейско-раннепалеозойским магматическим образованиями относятся чаганузунский и актоврацкий комплексы, представленные дунит-гарцбургитовой формацией, мештуерыкский и саракокшинский комплексы (габбро-плагогранитовая формация), барангольский комплекс (габбро-диоритовая формация), садринский и таджилинский комплексы (габбро-диорит-гранодиоритовая формация). Среднепалеозойские магматические образования представлены большепорожским, катандинским, югалинским, каракудюрским, козерским, усть-беловским комплексами (габбро-диорит-гранодиоритовая формация), джойским, рахмановским, кубадринским, боровлянским комплексами (гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация), турочакским, топольнинским, кызылташским, юстыдским комплексами (граносиенит-гранит-лейкогранитовая формация) майорским комплексом (щелочно-гранитовая формация), харловским комплексом (сиенит-габбровая формация), урскульским, сумультинским, верхнеабаканским, кокоринским, караюским комплексами (габбро-долеритовая формация). Позднепалеозойско-мезозойские магматические образования в Горном Алтае представлены шибеликским комплексом (щелочногранитная формация), терехтинским комплексом (габбро-долеритовая формация), белокурухинским, синюшинским, атурскольским, чиндагатуйским комплексами (гранит-лейкогранитовая формация), айским, теранджикским, тархатским комплексами (граносиенит-гранит-лейкогранитовая формация), алахинским комплексом (аляскитовая формация), чуйским комплексом (лампрофировая формация), прителецким комплексом (формация редкометалльных пегматитов) [70].

1.3 Геологическое строение Белокурухинского массива

Представления по поводу объема и состава белокурухинского комплекса в ходе его исследования существенно менялись, по причине изменения представлений о геологической истории региона и положении комплекса в общей структуре Алтая. Сравнительно недавно, в составе белокурухинского комплекса предложено было рассматривать Белокурухинский, Айский, Атуркольский, Теранджикский, Тархатинский, Таджилинский и Карагу массивы, на основании их близких возрастных, петрографических и петрогеохимических параметров [66]. Позже, на основании исследований, полученных в ходе составления государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000 (третьего поколения) лист М-45-Горно-Алтайск в составе белокурухинского комплекса в настоящее время выделяют: Белокурухинский, Осокинский, Щебетинский, Верхнеталицкий и Каракольский массивы [70]. Гранитоиды

Белокурихинского массива (рисунок 1.3) развиты в междуречье Ануй и Песчаная [26]. В составе белокурихинского комплекса было принято выделять пять фаз внедрения: 1 – габброиды; 2 – диоритоиды и сиениты; 3 – граносиениты и гранодиориты; 4 – граниты; 5 – лейкограниты [26]. В составе белокурихинского массива, по данным его исследователей, присутствуют три фазы гранитоидов: 1 – гранодиориты; 2 – биотитовые граниты; 3 – лейкограниты.

Исследуемый массив относится к позднепалеозойско-мезозойским магматическим образованиям Горного Алтая и зародился на заключительном этапе орогенеза [41]. Белокурихинский массив прорывает вулканогенно-осадочные отложения кембрий-ордовикского возраста и терригенные раннедевонского возраста.

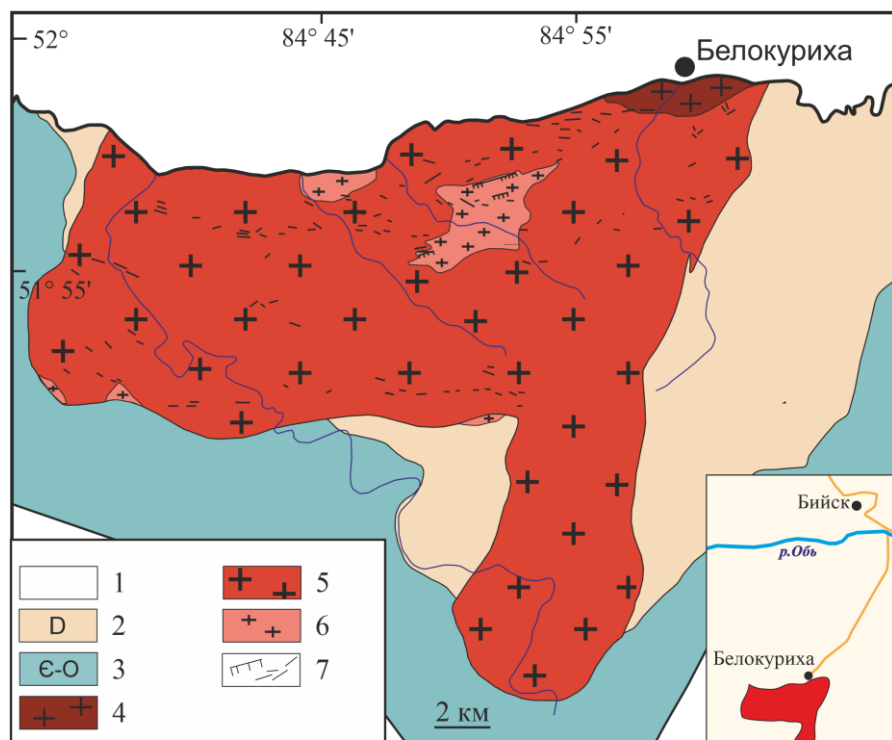


Рисунок 1.3 – Схема геологического строения Белокурихинского массива гранитов (по [45] с дополнениями автора)

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные отложения девона; 3 – отложения кембрия и ордовика; 4 – гранодиориты первой фазы; 5 – биотитовые граниты второй фазы; 6 – лейкограниты третьей фазы; 7 – пегматиты и кварцевые жилы

Белокурихинский массив гранитоидов, являющийся петротипическим, приурочен к одноименному Белокурихинскому аллохтонному блоку, сложенному метаморфизованными породами нижнего палеозоя, на отдельных участках прорывает тектонически сопряженные вулканогенно-осадочные отложения Каменского аллохтона и карбонатно-терригенные отложения Чарышко-Чуйской СФЗ. В составе Белокурихинского массива выделяются три

фазы: в первую фазу включаются весьма ограниченно развитые биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты и меланограниты, составляющие до 10% (согласно устному сообщению А.И. Гусева) от объема всех проявлений комплекса; вторая фаза представлена количественно доминирующими биотитовыми гранитами (около 70%); третья фаза объединяет мусковитовые и гранатсодержащие лейкограниты и субщелочные лейкограниты (15-25%), в основном они встречаются в штоках, которые имеют изометричную, округлую форму в диаметре до 2.5 км [26]. Жильные образования представлены редкими дайками гранофиоров, гранит-порфиоров, аплитовидных микрогранитов, жилами аплитов и пегматитов [70]. В магнитном поле гранитоиды оконтуриваются двумя аномальными зонами – Западно-Белокурихинской и Восточно-Белокурихинской с градиентным повышением соответственно 2–3 и 6–10 мЭ/км. Общее градиентное повышение магнитного поля обусловлено магнетитсодержащими гранитами массива, а линейные аномалии, тяготеющие к экзоконтакту – линейными зонами ороговикования. Массив характеризуется однородным темным фототонном вызванным залесенностью, положительным рельефом [70]. В бассейнах р. Черновой и Бол. Сычевки биотитовые граниты второй фазы прорываются лейкогранитами третьей фазы внедрения. В пределах Курановского штока (верховье р. Черновой) они образуют серию разнообразно ориентированных тел различной мощности, иногда более 50 м, прорывающих среднезернистые граниты. Форма тела лакколитообразная (или пластинообразная); по результатам моделирования его мощность составляет 3.5–4 км, за исключением корневой части (водораздел рек Сосновка и Белокуриха), где она превышает 10 км. Контакты Белокурихинского массива с вулканогенно-осадочными отложениями кембро-ордовика и карбонатно-терригенными девона извилистые [70].

В данной работе исследование пегматитов и кварцевых жил не проводилось. Эти породы были детально изучены и охарактеризованы в работе Табакаевой [65].

С Белокурихинским массивом связаны, главным образом, пегматитовые проявления. Пегматиты образуют две «полосы», расположенные на севере и юге массива, в которых сосредоточены редкометалльные проявления. В северной части массива находятся проявления тантала и ниобия (ручей Крутенький, ключ Слепой), иногда бериллия (гора Теплуха), расположенные в пегматитах. В Южной полосе с пегматитами связаны проявления бериллия (Курановское, в пределах одноименного штока, и Федоровское). В восточной части массива в пределах реки Даниловки, на контакте с Осокинским штоком, встречаются жильобразные тела альбит-микроклин-кварцевых пегматитов с вкрапленностью монацита, алланита и тортвейтита. Также для пород, составляющих данные тела, отмечено повышенное содержание тантала, урана, тория. Однако из-за малых размеров значимость отмеченных проявлений варьирует [65].

Формационная принадлежность гранитоидов Белокурихинского массива отличается по представлениям различных исследователей. Существует точка зрения о принадлежности массива к редкометалльной формации [31], по другим представлениям массив относится к гранит-лейкогранитовой формации [24, 70].

А.И. Гусев с коллегами [26] впервые отнесли гранитоиды белокурихинского комплекса к гранитам шошонитового типа (SH-type) по алфавитной классификации. О.А. Гаврюшкина [24] предположила, что породы массива сформированы за счёт плавления пород континентальной коры при крайне ограниченном вкладе мантийного компонента и, соответственно, относятся к сильноконтаминированным гранитам S- и/или I-типа по алфавитной классификации. Ряд исследователей считают, что гранитоиды Белокурихинского массива являются постколлизийными и анарогенными [26]. В итоге, следует отметить, что формационная и геодинамическая интерпретация генезиса Белокурихинского массива является неоднозначной, что обосновывает необходимость продолжения их детального петрологического и изотопно-геохимического исследования.

Первые результаты датирования гранитоидов массива по U-Pb методу для навески зерен циркона из порфириовидных (согласно описанию авторов исследования) гранитов (скорее всего для гранитоидов второй фазы) показали результат 232 ± 4.7 млн лет, Rb-Sr методом по порфириовидным биотитовым гранитам был определен несколько более древний возраст 244 ± 2 млн лет [19]. Сравнительно недавно был получен возраст для второй и третьей фазы гранитоидов массива по слюдам Ar-Ar методом, который составил около 250 млн лет [116]

1.4 Выводы по главе 1

Кристаллизация гранитоидов Белокурихинского массива происходила на заключительном этапе формирования Горного Алтая. Массив прорывает вулканогенно-осадочные отложения кембрий-ордовикского возраста и терригенные раннедевонского возраста. Исследуемый массив состоит из трех фаз внедрения: гранодиориты, биотитовые граниты и лейкограниты. С породами массива связаны проявления бериллия, урана, тантала и ниобия, вольфрама и молибдена [26].

Существующие разночтения по геохронологии массива и отсутствие кондиционных определений возраста по циркону (включая возраст первой фазы) оставляют вопрос о возрасте гранитоидов открытым.

ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ 2019-2021 гг. автором диссертации было отобрано 32 опорных образцов из гранитоидов Белокурихинского массива. Кроме того, в работе использовались образцы из личной коллекции А.И. Гусева и Н.И. Гусева (3 образца), отобранные из Точильного и Чернового штоков, предоставленные автору. Описание образцов и координаты их отбора приведены в (Приложение А.1).

2.1 Методы исследования состава пород

Содержание петрогенных (главных) элементов в породе было определено методом XRF (рентгеноспектральный флуоресцентный метод) на спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Для оксидов нижний предел обнаружения петрогенных элементов составляет 0.01-0.05 мас. %.

Для определения редких и редкоземельных элементов в породе был произведен валовый анализ проб методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Относительная погрешность определения элементов не превышает 5-10%. Нижние пределы обнаружения колеблются в пределах 0.01% для главных и 0.005-0.01 ppm для большинства редких и редкоземельных элементов.

Для статистической обработки данных по составу пород, в случае ниже порога обнаружения, содержание заменялось на половину величины порога.

Процентное содержание минералов в породах определялось визуально на полуколичественном уровне в петрографических шлифах.

2.2 Методы исследования состава минералов

Для анализа породообразующих минералов были изготовлены плоско-полированные шлифы. Зёрна титанита и циркона были извлечены из вмещающих их пород при помощи стандартных методик с использованием электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в Минералогической лаборатории ИГГД РАН. Зерна титанита для последующего датирования были разделены на две фракции, отличающиеся по размеру: <70 мкм (3.42 мг) и >150 мкм (2.71 мг) и дочищены вручную под бинокляром.

Зерна циркона для последующего локального исследования были помещены в шайбу, изготовленную из эпоксидной смолы, куда также поместили зерна «цирконовых стандартов» TEMORA-2 [84] и 91500 [192]. Далее шайбы с цирконами были приполированы приблизительно на половину толщины минеральных зерен.

Состав породообразующих (плагиоклазы, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит) и аксессуарных (циркон, титанит и гранат) минералов по главным элементам был определён методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с

энергодисперсионной приставкой JED-2200 в ИГГД РАН. Условия съемки: ускоряющее напряжение катода 20 кВ, фокусное расстояние 10 мм; диаметр пучка электронов 3-5 мкм. Помимо состава минералов, были получены их изображения в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

Измерения содержания главных и малых элементов в наиболее гетерогенных зернах циркона, отличающихся повышенным содержанием элементов-примесей, были выполнены в ИГГД РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами. Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20нА, с диаметром зонда 3 мкм. Для расчета поправок использовался метод ZAF из программного обеспечения JEOL. В качестве стандартных образцов использованы синтетические циркон ($ZrL\alpha$, $SiK\alpha$) и гафнон ($HfM\alpha$), а также чистые металлы и соединения.

При помощи программы Minal 3.0, разработанной Д.В. Доливо-Добровольским (ИГГД РАН), был произведен расчет минимального состава минералов.

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах было определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском Филиале Физико-Технологического института РАН. Измерения в цирконе проводились в тех же точках, где производилось датирование U-Pb методом, в породообразующих минералах – в тех же точках, где ранее производилось измерение методом SEM-EDS. Размер полевой диафрагмы первичного пучка $16O_2^-$ ионов составлял около 20 мкм. Ток около 5–7 нА. Ускоряющее напряжение – 15 кэВ. Каждое измерение включало в себя 3 цикла, что позволяло оценить погрешность измерения индивидуально. Далее каждый анализ был усреднён по этим циклам измерений. Концентрации редких элементов рассчитывалось из нормализованных к матричному иону $30Si^+$ интенсивностей ионов соответствующих элементов с использованием калибровочных кривых, построенных по набору стандартных стёкол. Точность измерения редких элементов составляла до 10% и 20% для концентраций более 1 ppm и от 0.1 до 1 ppm, соответственно. Порог обнаружения для различных элементов составляет 5–10 ppb. Для построения спектров распределения REE состав циркона и породообразующих минералов был нормирован к составу хондрита CI по [154].

2.3 Методы изотопных исследований пород и минералов

Локальное датирование циркона U-Pb методом проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ). Измерения проводились по методике, приведённой в работе [193]. Диаметр аналитического кратера составлял около 20 мкм в поперечнике.

Полученные данные обрабатывались с помощью программы SQUID. Отношения U/Pb были нормированы к значению для стандартного циркона TEMORA, равному 0.0668, что соответствует возрасту 416.75 млн лет [84]. Погрешности единичных анализов (соотношения U/Pb и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$, а погрешности вычисленного конкордантного возраста и возраста пересечений дискордии – на уровне 2σ . Погрешность стандартной калибровки варьировала в интервале 0.32-0.41%. Графики с конкордией были построены с использованием программы ISOPLOT/EX. Непосредственно перед геохронологическим исследованием в ЦИИ ВСЕГЕИ была проведена съемка циркона в режиме катодолюминесценции (CL) на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL-детектором CLI/QUA.

Изотопный состав кислорода в цирконе был определён в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук на ионном микрозонде Cameca IMS-1280. Аналитические процедуры аналогичны описанной в работе [146]. Первичный кратер пучка Cs⁺ имел размер до ~15 мкм. Измеренные соотношения ¹⁸O/¹⁶O были нормированы к стандартному VSMOW (¹⁸O/¹⁶O = 0.0020052). Измерения изотопов кислорода проводились в точках, расположенных непосредственно рядом с кратерами после изотопного анализа U-Pb методом. Перед измерением образец был повторно отполирован, чтобы удалить образовавшиеся кратеры от предыдущих анализов. Инструментальное масс-фракционирование (IMF) было скорректировано с использованием стандарта циркона TEMORA-2.

Изотопный состав Pb и U в титаните выполнялся методом ID-TIMS в ИГГД РАН. Выделение Pb и U проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8 100-200 mesh в HBr-форме с последующей дочисткой U в азотнокислой среде на смоле UTEVA. Для изотопных исследований использовался трассер 235U-208Pb. Измерения изотопов Pb проводились в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI. На основании многократных измерений стандарта SRM-981 погрешность изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb соответственно составляет 0.10, 0.15 и 0.20% (2 σ). Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 0.025 нг Pb и 0.005 нг U.

Изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd исследовался на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521. Нормализованные отношения приводились к значению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71025 в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Нормализованные отношения приводились к значению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd =

0.511860 в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения концентраций – 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и параметра ϵ_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT с использованием следующих значений констант: $\lambda_{87\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, $\lambda_{147\text{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12}$ год⁻¹, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})^0 = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})^0 = 0.1967$ [134]. При расчётах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0.5% – для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 0.5% – для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0.01% – для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.003% – для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Определение параметра ϵ_{Nd} производилось с точностью ± 0.5 .

2.4 Выводы по главе 2

Использование комплекса современных аналитических методик для определения химического состава вмещающих горных пород, породообразующих и акцессорных минералов, а также изотопные исследования пород и минералов, определение возраста (по породообразующим и акцессорным минералам) и анализ изотопного состава кислорода в цирконе позволили получить представительные аналитические данные, в дальнейшем послужившие основой для определения условий образования и возраста гранитоидов Белокурихинского массива.

ГЛАВА 3 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОД И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

В данной главе представлена петро- и геохимическая характеристика пород Белокурихинского массива. По результатам полевых работ, проведенных в период с 2019-2021 гг, для исследования было отобрано 35 опорных образцов пород, из них 5 – гранодиорита первой фазы, 19 - биотитового гранита второй фазы и 11 – лейкогранита третьей фазы.

3.1 Петрографическая характеристика

Ниже приведено петрографическое описание основных разновидностей исследованных пород.

К первой фазе Белокурихинского массива относятся гранодиориты. Выходы пород данной фазы занимают примерно 10% от общей площади массива. Большая часть первой фазы скрыта под четвертичными отложениями Бийско-Барнаульской впадины. Первая фаза встречается на северо-востоке Белокурихинского массива, в пределах горы Церковка (город Белокуриха) и прорывает гранитоиды усть-беловского комплекса в восточной части массива в приустьевой части ручья Спирина. Для исследования данной фазы было отобрано 5 образцов (202013, 202014, M2101, M2102, M2103, Приложение А.1).

Гранитоиды первой фазы – это крупно-среднезернистые породы светло-серого цвета, в которых наблюдаются характерные крупные таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата, достигающие по удлинению 2-5 см (рисунок 3.1а). Порода кварц-полевошпатового состава (таблица 3.1). Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. В породе наблюдаются мелкие (<1 мм) бледно-розовые клиновидные зерна титанита. Текстура породы массивная.

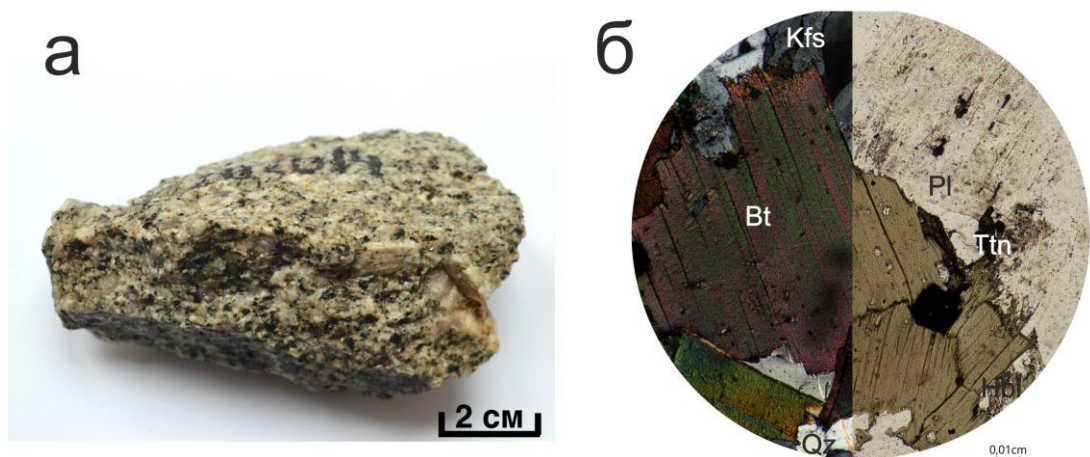


Рисунок 3.1 – Макрофотография (а) и фотография шлифа (б) гранодиорита первой фазы (обр. 202013): Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат; Qz – кварц; Bt – биотит; Ttn – титанит;

Hbl – роговая обманка

Таблица 3.1 – Усредненный минеральный состав гранитоидов Белокурихинского массива (в об.%)

Породообразующие минералы:	Первая фаза (5 обр.)	Вторая фаза (19 обр.)	Третья фаза (11 обр.)
Плагиоклаз	30-35	25-30	20
Кварц	20-30	25-30	35-40
КПШ	10-15	20-25	30-35
Биотит	10	5-10	ед.зн.
Роговая обманка	5-10	-	-
Мусковит	-	1-5	5-10
Акцессорные:			
Титанит	1-5	-	-
Циркон	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.
Апатит	5	1-5	1
Гранат (спессартин)	-	-	ед.зн.
Флюорит	-	-	ед.зн.
Топаз	-	-	ед.зн.
Рудный минерал	ед.зн.	1-5	ед.зн.
Вторичные минералы:			
Эпидот	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.
Хлорит	ед.зн.	1-5	ед.зн.
Серицит	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.

Для данной породы характерна порфириовидная структура (рисунок 3.16). Преобладающим минералом в данной породе является плагиоклаз, представленный олигоклаз-андезином (An_{29-34}). Для плагиоклаза характерны крупные и средние (5-1.25 мм) гипидиоморфные зерна. Встречаются зерна с полисинтетическими двойниками. Калиевый полевой шпат встречается в виде светло-серо-белых гипидиоморфных и ксеноморфных зерен среднего и мелкого размера (2.0-0.5 мм). Редко встречаются зерна с микроклиновой решеткой. Кварц в данной породе представлен ксеноморфными зернами, которые занимают пространство между другими, более идиоморфными зернами. Размер варьирует в широком диапазоне (1.35-0.05 мм). Бледно-коричневый биотит представлен в виде идиоморфных и гипидиоморфных средних и мелких (2.7-0.7 мм) зерен. В биотите встречаются включения мелких (0.05-0.01 мм) таблитчатых кристаллов плагиоклаза и зерна циркона, вокруг которого можно наблюдать плеохроичные двойники. Среди темноцветных минералов, помимо биотита, также отмечена роговая обманка. Зерна данного минерала идиоморфные и небольшого (0.25-0.05 мм) размера. Среди акцессорных минералов выделены магнетит, циркон, апатит и титанит. Для апатита характерно нахождение в виде гипидиоморфных зерен мелкого до тонкого (>0.01 мм) размера.

Минерал встречается в биотите и полевом шпате в виде микровключений. Буро-коричневый титанит представлен средними и мелкими (1.75-0.25 мм) идиоморфными зернами. Наблюдаются, как конвертообразные, так и призматические-клиновидные кристаллы. В зернах титанита можно встретить мелкие включения плагиоклаза и апатита. В целом порода умеренно затронута вторичными изменениями: по биотиту развивается хлорит и эпидот, по плагиоклазу – серицит, калиевый полевой шпат подвержен процессам пелитизации.

Ко второй фазе (главной) Белокурихинского массива относятся биотитовые граниты. Они являются главной фазой Белокурихинского массива и занимают порядка 70% от общей площади массива. К образцам данной фазы относятся: 20201, 20202-1, 20202-2, 20203-1, 20204, 20206, 20207, 20208, 20209-1, 20209-2, 202011-2, 202012-1, 202016, 202017, ТН1-2, ТН2-1, ТН3-2, ТН5, 2423. При проведении полевых работ контакт первой и второй фазы не был обнаружен из-за растительности, которая скрывает обнажения гранитов. Контактная зона второй и третьей фазы наблюдалась в пределах Черновского штока (рисунок 3.2). Контакт между фазами резкий, отмечено четкое различие между породами, как на визуальном уровне, так и на микроскопическом уровне. Биотитовые граниты характеризуются светло-серым цветом, среднезернистой структурой и массивной текстурой (рисунок 3.3а). Минеральный состав гранитов второй фазы не выделяется какими-либо особенностями (таблица 3.1) Из темноцветных минералов присутствует биотит.

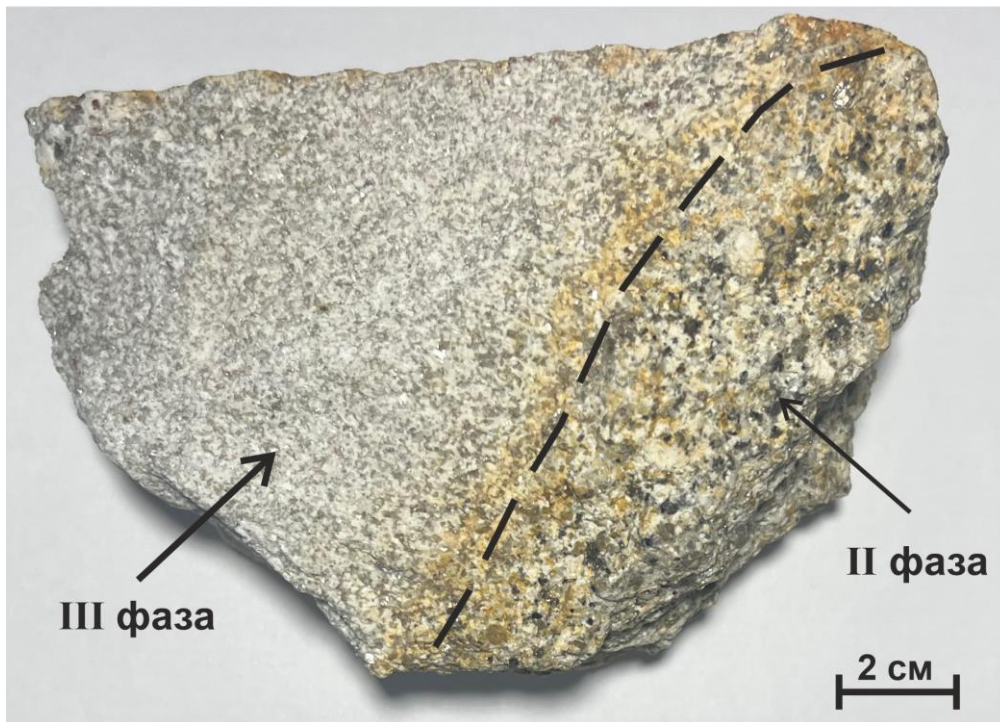


Рисунок 3.2 – Пример контактовой зоны второй и третьей фазы гранитов

Для биотитовых гранитов второй фазы определена гранитовая структура. В породе калиевый полевой шпат и плагиоклаз составляют практически равное количество. Плагиоклаз в

данной фазе представлен олигоклазом (An₁₇₋₂₇). Зерна данного минерала гипидиоморфные и имеют средний и мелкий размер (1.25-0.5 мм). Зерна калиевого полевого шпата гипидиоморфные средние по размеру (3.0-1.5 мм) (рисунок 3.3б). В них наблюдаются мелкие включения плагиоклаза, кварца, биотита и мусковита, кроме того, в некоторых зернах встречается микроклиновья решетка. Включения кварца встречаются в виде ксеноморфных зерен мелкого и тонкого размера (0.1-0.01 мм). В основном кварц заполняет пространство между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Биотит представлен идиоморфными и гипидиоморфными средними и мелкими (1.5-0.1 мм) зернами буро-коричневого цвета. Стоит отметить, что в некоторых зернах биотита встречаются мелкие включения циркона, на контакте которых можно наблюдать плеохроичные дворики, включения рудного минерала, апатита и плагиоклаза. Кроме того, в гранитах второй фазы наблюдается мусковит в виде мелкочешуйчатых агрегатов, образующих включения в калиевом полевым шпате. Гипидиоморфные средние по размеру зерна мусковита также встречаются в сростании с биотитом. Среди акцессорных минералов были отмечены мелкие (0.5-0.1 мм) зерна идиоморфного апатита (встречается как отдельные мелкие зерна в породе, так и во включении в биотите и полевым шпате). Кроме того, были отмечены мелкие (0.5-0.1 мм) зерна магнетита и ильменита. Порода в незначительной степени затронута вторичными изменениями. По биотиту развивается хлорит и эпидот, местами мусковит, по плагиоклазу – серицит; калиевый полевой шпат подвержен процессам пелитизации.

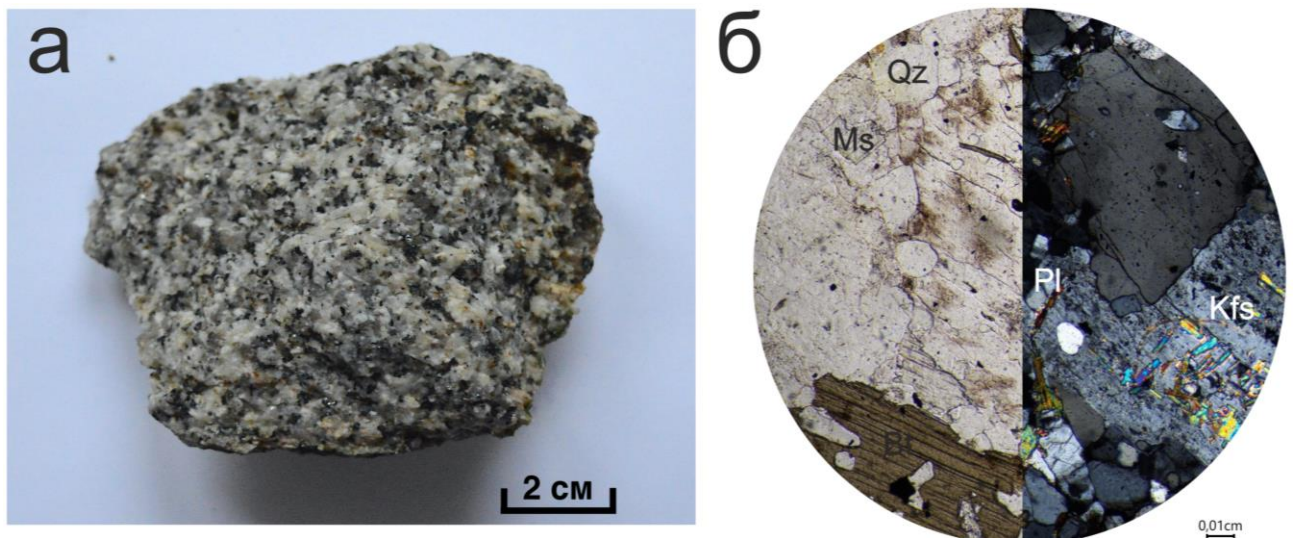


Рисунок 3.3 – Макро- (а) и фотография шлифа (б) гранита (обр. 202016) второй фазы: Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат; Qz – кварц; Bt – биотит; Ms – мусковит

Третья фаза массива представлена лейкогранитами, они занимают 15-25% от общей площади массива. Данные породы встречаются в пределах Черновского и Точильного штоков, а также в виде мелких тел (размер которых в поперечнике не превышает первых метров),

которые секут породы главной (второй) фазы. Лейкограниты были отобраны из Черновского (образцы 20203-2, 202010, 202011, 202012-2, 202015, 2424, 2425) и Точильного (2016-5) штоков. Из мелких тел, размер которых не позволяет вынести их в масштабе на схему геологического строения, были отобраны образцы ТНЗ-1, 20205, 202018, 202019. Лейкограниты Белокурихинского массива представлены породами от бледно-розово-серого до светло-серого цвета. Структура породы среднезернистая, текстура массивная (рисунок 3.4а). Главными минералами в породах третьей фазы являются калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз и мусковит. Из акцессорных и второстепенных минералов присутствуют гранат, флюорит и топаз.

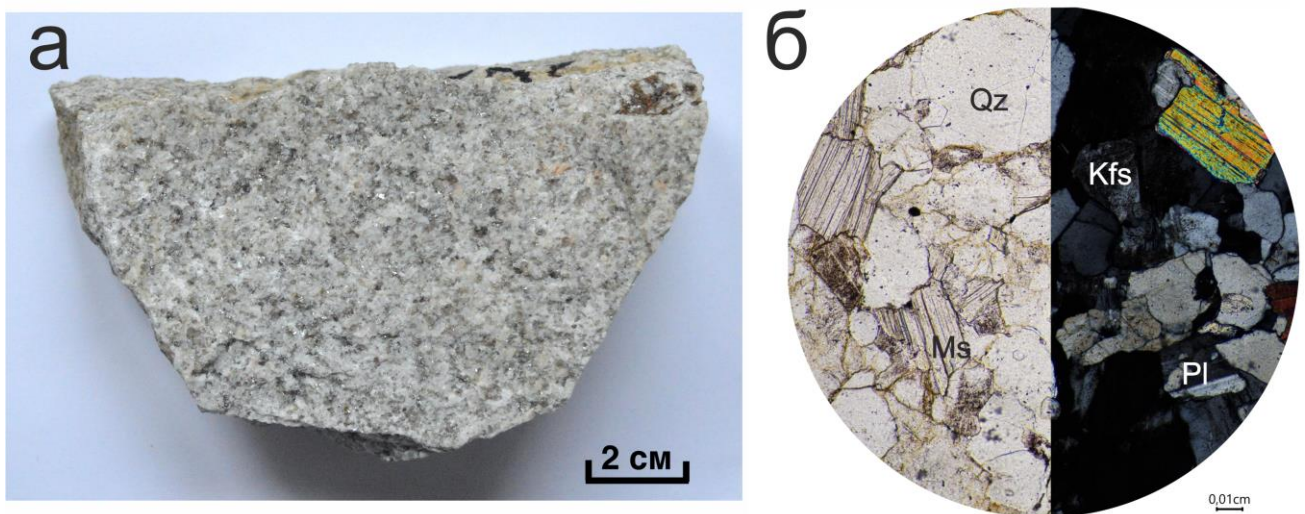


Рисунок 3.4 – Макро- (а) и фотография шлифа (б) лейкогранита (обр. 202015) третьей фазы: Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат; Qz – кварц; Ms – мусковит.

Для лейкогранита определена гранитовая структура и массивная текстура (рисунок 3.4б). В составе пород из третьей фазы калиевого полевого шпата больше, чем плагиоклаза (таблица 3.1). Светло-серые зерна калиевого полевого шпата гипидиоморфные и местами ксеноморфные, имеют размер от крупного до мелкого (2-0.1 мм). Наблюдаются мелкие (0.75-0.5 мм) гипидиоморфные и тонкие (0.25-0.01 мм) ксеноморфные зерна плагиоклаза. Плагиоклаз представлен альбитом-олигоклазом (An₉₋₁₄). Кварц занимает чуть меньше места, чем полевой шпат. Минерал встречается в виде средних и мелких (2.5-0.25 мм) ксеноморфных зерен. Мусковит в породах третьей фазы представлен в виде средних и мелких (1.5-0.05 мм) гипидиоморфных зерен. Мусковит среднего размера образует удлиненные бесцветные кристаллы. Мелкочешуйчатый мусковит встречается в виде включений в полевых шпатах. В некоторых образцах встречается темно-бурый биотит в виде редких гипидиоморфных мелких (0.5-0.25 мм) зерен. Из акцессорных встречаются мелкие и тонкие зерна (0.1-0.05 мм) топаза, апатита, магнетита, средние и мелкие зерна граната (1.25-0.25 мм) и единичные включения

тонкого (>0.01 мм) флюорита. Вторичные изменения практически отсутствуют, за исключением плагиоклаза, по которому образуется серицит. Калиевый полевой шпат подвержен пелитизации.

По результатам петрографического описания пород массива можно сделать некоторые выводы. Для отобранных в поле образцов был определен минеральный состав пород, который подтверждает их разделение по фазам Белокурихинского массива. Наши наблюдения полностью согласуются с проведенными ранее исследованиями по выделению фаз гранитоидов [26, 41, 45]. Также наблюдается закономерная смена состава пород от первой к третьей фазе в виде уменьшения/увеличения содержания ряда минералов (таблица 3.1). Так, для первой фазы характерно наличие в составе амфибола и титанита, а также преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Для второй фазы наблюдается практически равное соотношение полевых шпатов и отсутствие в составе титанита и амфибола. В третьей фазе отмечено увеличение количества калиевого полевого шпата за счет уменьшения содержания плагиоклаза, и также увеличение содержания кварца. Кроме того, для третьей фазы отмечено разнообразие акцессорных минералов.

3.2 Состав пород по главным элементам

В данном разделе представлена петро- и геохимическая характеристика пород Белокурихинского массива. Для изучения особенностей состава пород было проанализировано 35 проб, из них 5 – гранодиориты первой фазы, 19 – биотитовые граниты второй фазы и 11 проб – лейкограниты третьей фазы. Результаты анализа пород методами XRF и ICP-MS приведены в таблице Б.1 (Приложение Б).

Породы первой фазы. Образцы, отнесенные к первой фазе, на TAS-диаграмме (рисунок 3.5) попали в поле гранодиоритов (3 точки) и граносиенитов (2 точки) с содержанием SiO_2 от 64 мас.% до 69 мас.%. На диаграммах «ящик с усами» и Харкера (рисунок 3.6 и 3.7) можно отметить следующие особенности: TiO_2 изменяется от 0.67 до 1.26 мас.%. Для Al_2O_3 характерно изменение содержания от 14.2 до 16.1 мас.%. Содержание FeO варьирует от 3.83 до 5.83 мас.%, MgO – от 0.45 до 1.18 мас.%, CaO – от 2.49 до 3.65 мас.%, Na_2O – от 2.37 до 3.09 мас.%. Для P_2O_5 содержание изменяется от 0.16 до 0.35 мас.%, K_2O – от 3.96 до 5.2 мас.%.

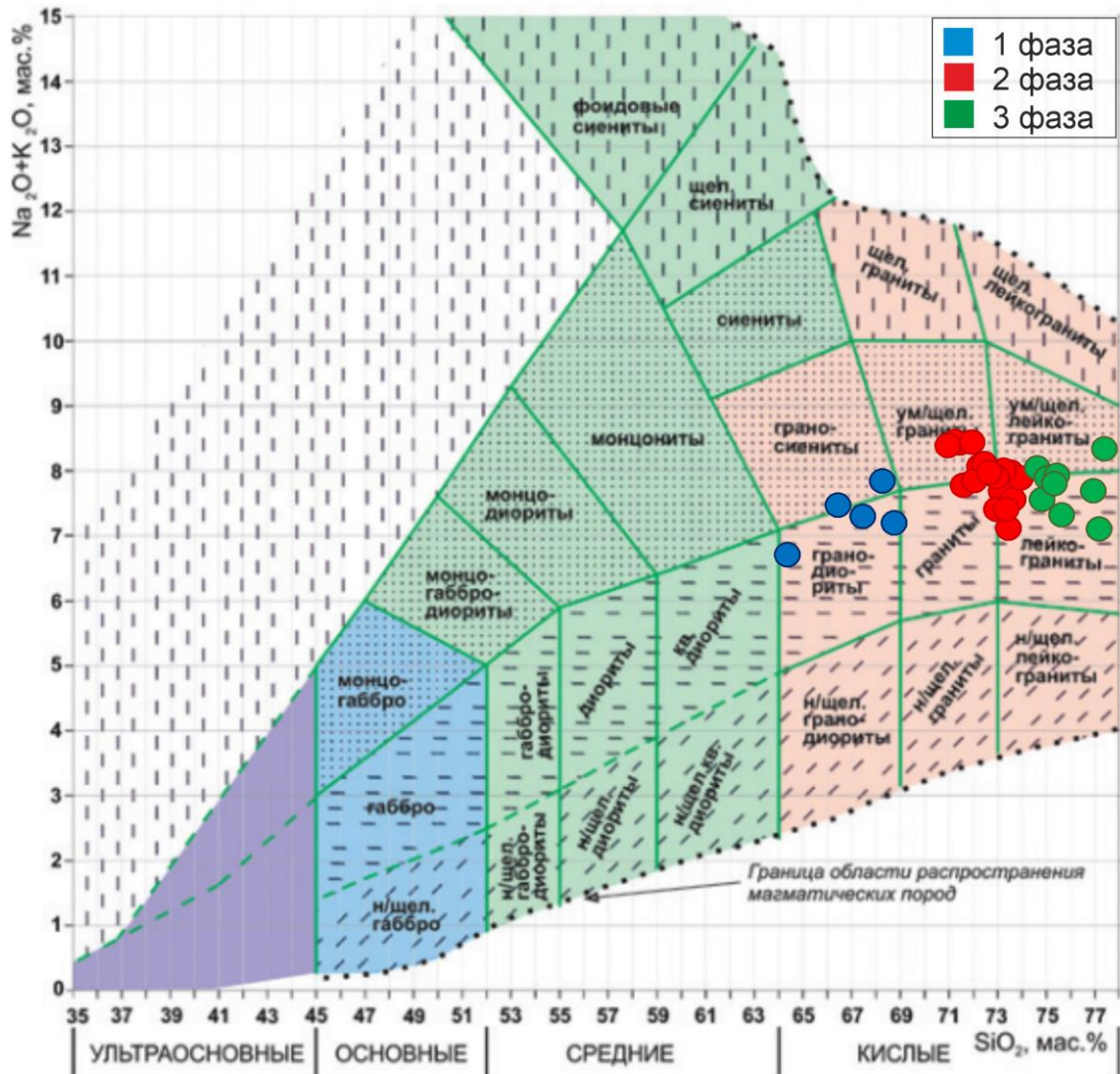


Рисунок 3.5 – TAS-диаграмма (по [71]) с фигуративными точками гранитоидов Белокурухинского массива

По содержанию оксидов щелочей породы первой фазы отнесены к породам с нормальной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 5-8 мас.%). Образцы породы первой фазы отнесены к высоко-калиевой серии, на основании содержания в составе породы K_2O в пределах от 3.8 до 5.5% (рисунок 3.8). На диаграммах, предназначенных для определения щелочно-известкового индекса и железистости гранитов, породы первой фазы попали в поле известково-щелочной серии (рисунок 3.9а) и отнесены к железистым породам (рисунок 3.9б). По индексу насыщения глиноземом (ASI или A/CNK, индекс Шенда) граниты первой фазы Белокурухинского массива разделены между полями метаалюминиевых и умеренно пералюминиевых гранитов, $A/CNK < 1.1$ (рисунок 3.10). Для пород первой фазы характерно повышенное содержание Ca, данный элемент «накапливается» в роговой обманке и плагиоклазе.

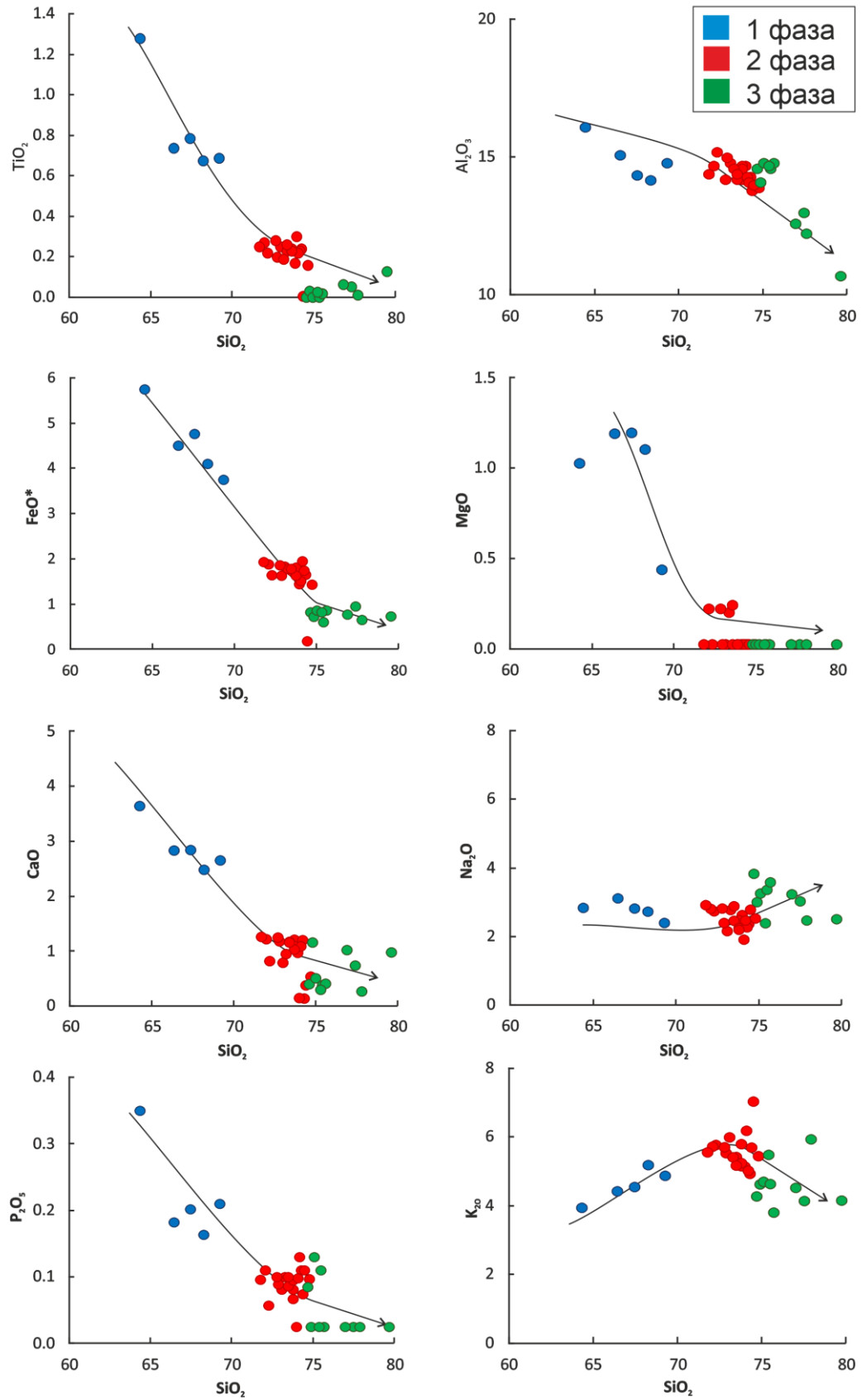


Рисунок 3.6 – Диаграммы Харкера [126] для главных элементов с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

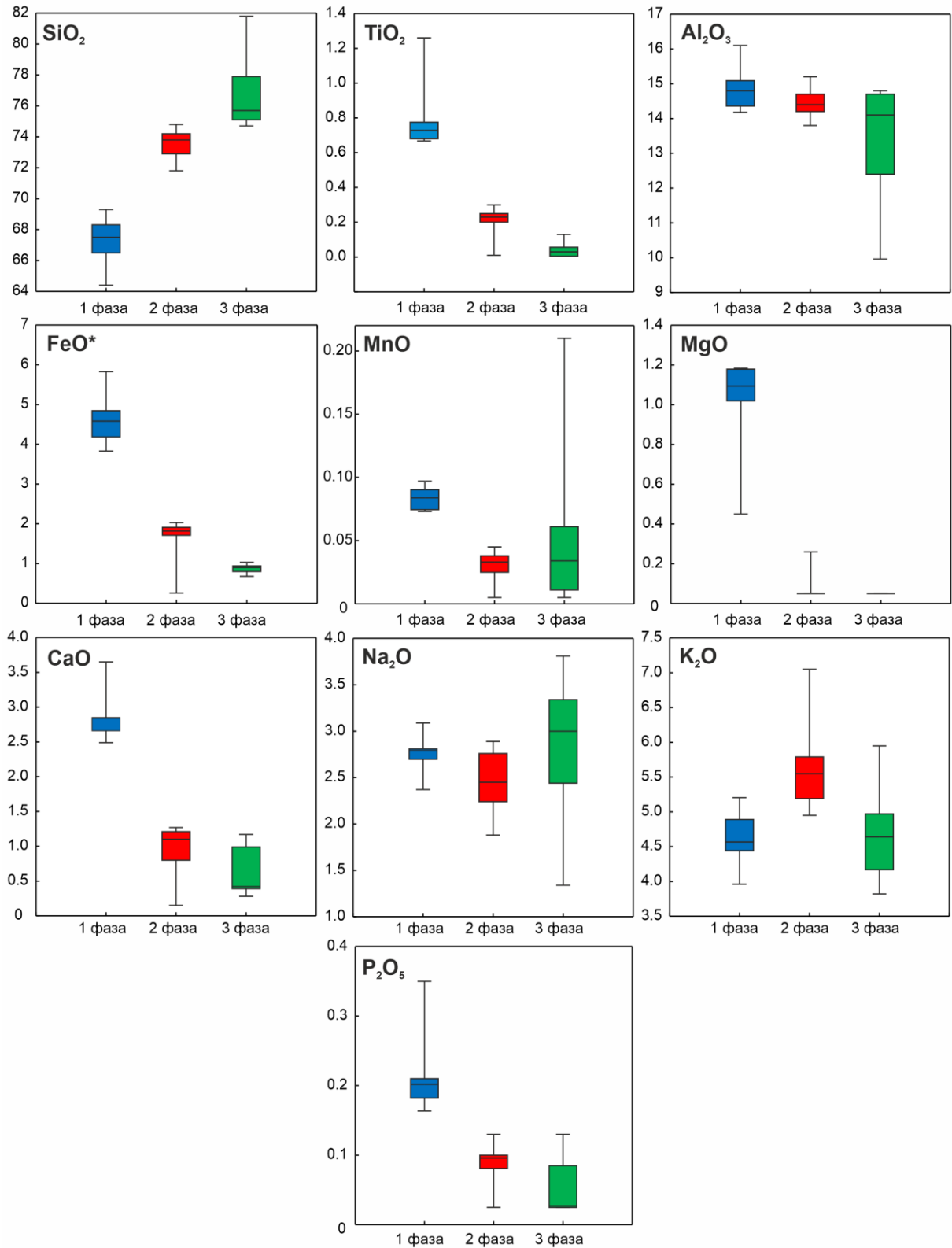


Рисунок 3.7 – Диаграммы «ящик с усами» для пород гранитоидов Белокурихинского массива. Синим цветом выделены данные для пород первой фазы, красным – для второй фазы и зеленым – третья фаза. Содержание приведено в мас.%. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» – минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, $Q1 - 1.5 \times IQR$ и $Q3 + 1.5 \times IQR$)

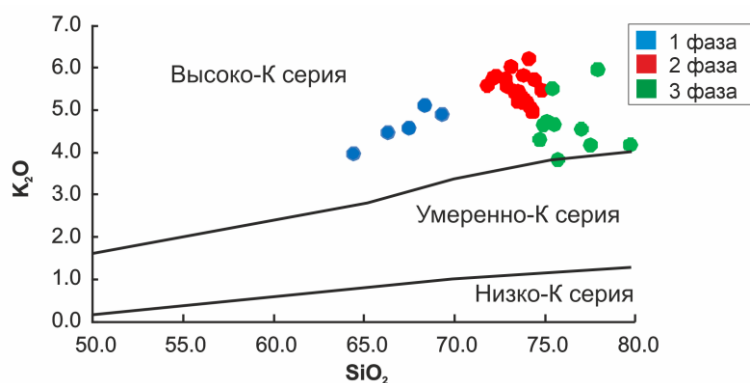


Рисунок 3.8 – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ диаграмма [142] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

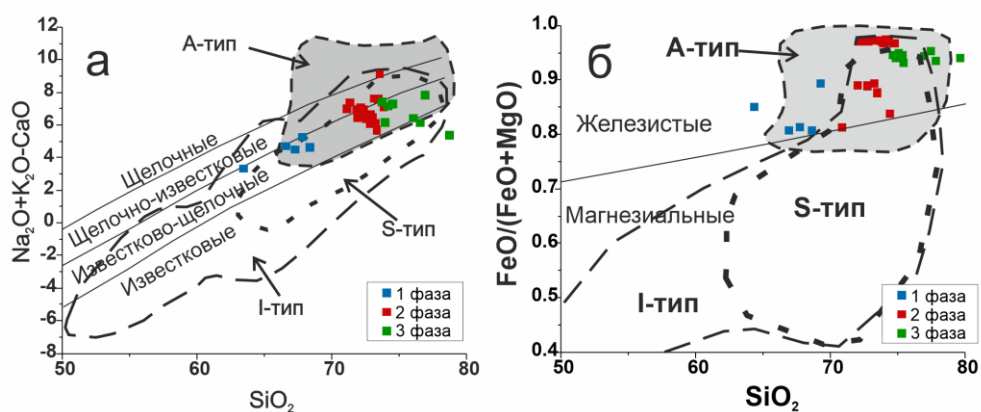


Рисунок 3.9 – Диаграмма щелочно-известкового индекса (а) и железистости (б) [109] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

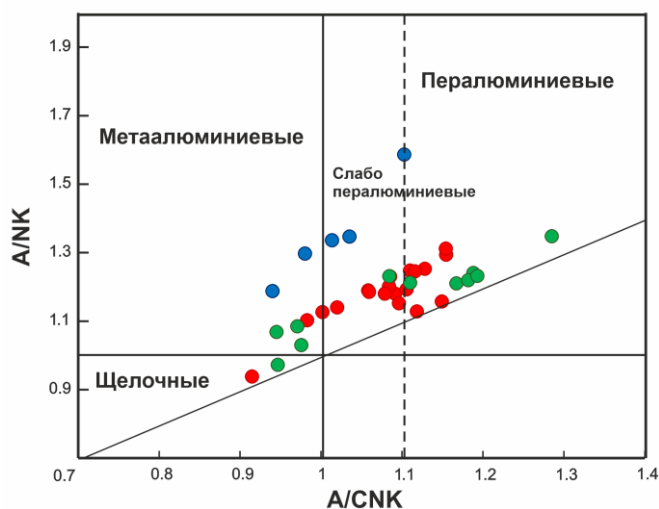


Рисунок 3.10 – Диаграмма $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ (индекс насыщения глиноземом/индекс Шенда [111] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Породы второй фазы. Исследуемые образцы второй (главной) фазы на TAS-диаграмме (рисунок 3.5) попали в поле умеренно-щелочных гранитов и на границе гранитов и лейкогранитов с содержанием SiO_2 от 71 мас.% до 74 мас.%. На диаграммах (рисунок 3.6 и 3.7) можно отметить следующие особенности: TiO_2 изменяется от 0.01 до 0.3 мас.%. Для Al_2O_3

характерно изменение содержания от 13.8 до 15.2 мас.%. Содержание FeO варьирует от 0.26 до 2.03 мас.%. MgO – от 0.05 до 0.26 мас.%. CaO – от 0.15 до 1.27 мас.%. Na₂O – от 1.88 до 2.86 мас.%. Для P₂O₅ содержание изменяется от 0.03 до 0.11 мас.%. K₂O – от 5.04 до 7.05 мас.%.

По содержанию оксидов щелочей граниты разделились на две группы: с нормальной щелочностью и (Na₂O+K₂O – 5-8 мас.%) и умеренной щелочностью (Na₂O+K₂O – 8-10 мас.%). По содержанию в составе породы K₂O (4.5-6.8 мас.%) граниты второй фазы отнесены к высоко-калиевой серии (рисунок 3.8). На диаграмме для определения щелочно-известкового номера граниты из второй фазы разделяются на две серии: известково-щелочные и щелочно-известковые (рисунок 3.9а). Железистый номер в гранитах растет от 0.75 до 0.96 (рисунок 3.9б). В данной фазе наблюдается высокий номер железистости относительно других фаз, данная особенность связана с тем, что в составе этих пород присутствует большее (относительно первой и третьей фазы) количество биотита и рудного минерала. По индексу насыщения глиноземом (ASI или A/CNK) граниты второй фазы сосредоточены в диапазоне от 0.9 до 1.2, занимая промежуточное положение между метаалюминиевыми и пералюминиевыми областями (рисунок 3.10).

Породы третьей фазы. На TAS-диаграмме (рисунок 3.5) породы третьей фазы расположены в поле лейкогранитов с содержанием SiO₂ от 75 мас.% до 79 мас.% (образец 20203-2 с содержанием SiO₂ 81.8 мас.% на диаграмму не выносился). На диаграммах (рисунок 3.6 и 3.7), можно отметить следующие особенности: TiO₂ изменяется от 0.005 до 0.13 мас.%. Для Al₂O₃ характерно изменение содержания от 9.96 до 14.8 мас.%. Содержание FeO варьирует от 0.68 до 1.03 мас.%. Значения MgO – ниже порога обнаружения. CaO – от 0.28 до 1.17 мас.%. Na₂O – от 1.34 до 3.81 мас.%. Для P₂O₅ содержание изменяется от 0.03 до 0.13 мас.%. K₂O – от 3.82 до 5.95 мас.%.

По содержанию оксидов щелочей породы отнесены к группе с нормальной щелочностью (Na₂O+K₂O – 5-8 мас.%). Породы третьей фазы массива отнесены к высоко-калиевой серии (K₂O от 3.8 мас.% до 6.2 мас.%) (рисунок 3.8). Для определения индекса насыщения глиноземом (рисунок 3.10), щелочно-известковистого индекса и железистости лейкогранитов исследуемого массива использованы диаграммы, представленные на рисунках 3.9а и 3.9б. Породы третьей фазы расположились в пределах известково-щелочной серии. По величине железистого номера (#Fe) породы отнесены к железистым. Индекс насыщения глиноземом (ASI или A/CNK, индекс Шенда) для гранитов третьей фазы отвечает диапазону от 0.95 до 1.3, при этом породы попадают в оба поля – метаалюминиевое и пералюминиевое (рисунок 3.10). По соотношению индексов A/CNK и A/CNK фигуративные точки гранитов первой фазы лежат

выше составов гранитов второй и третьей фазы. Подводя итог обсуждению состава пород по главным элементам, можно выделить следующее:

- Породы массива разделились по содержанию в составе SiO_2 на три типа: гранодиориты, граниты и лейкограниты;

- Для пород всех фаз отмечено преобладание оксида калия над оксидом натрия;

- Высокий железистый номер для всех трех фаз гранитоидов связан с относительно высоким содержанием железа в породах, главным образом, присутствующим в биотите и рудных минералах (магнетите и ильмените);

- По содержанию глинозема граниты второй и третьей фазы имеют индекс насыщения глиноземом в диапазоне от 0.9 до 1.1, в результате фигуративные точки пород на дискриминационной диаграмме занимают промежуточное положение между метаалюминиевыми и пералюминиевыми. Такой диапазон значений индекса насыщения глиноземистости характерен для гранитов А-типа [111].

На диаграммах Харкера (рисунок 3.6) устанавливаются следующие закономерности при сравнении составов пород всех трех фаз Белокурихинского массива. Содержание оксидов Ti, Fe, Mg и P резко понижается при переходе от первой фазы ко второй, далее, от второй к третьей фазе, понижение содержания соответствующего оксида имеет более плавный характер. Понижение содержания глинозема с ростом содержания кремнезема происходит более равномерно. Поведение оксидов K и Na отличается от других элементов. Содержание оксида K повышается при переходе от первой ко второй фазе, и далее, при переходе к третьей фазе, несколько понижается (т.к. практически отсутствует биотит и существенно повышается содержание кварца в породе). Однако диапазон изменения содержания K_2O незначительный, в пределах 4-7 мас.%. Поведение Na_2O отличается от других тем, что его содержание практически не меняется от первой ко второй фазе, а при переходе к третьей фазе повышается. Рассмотрение традиционных диаграмм Харкера позволяет сделать вывод об общих закономерностях дифференциации гранитного расплава (повышение кремнекислотности и понижение содержания оснований), проявленных во многих гранитных системах.

3.3 Состав по редким элементам

Данные по REE были нормированы на состав хондрита CI [154]. Далее рассмотрим особенности их поведения для каждой фазы.

Породы первой фазы. Спектры распределения редкоземельных элементов для пород первой фазы имеют дифференцированный характер (отношение La_N/Lu_N в пределах 10.2-20.5, в среднем 12.6) (рисунок 3.11). В породах наблюдается преобладание LREE над HREE (в среднем 240 ppm и 22.2 ppm, соответственно). Сумма REE для первой фазы изменяется в пределах от

135 до 439 ppm, главный вклад в суммарное содержание REE вносят LREE. Для образцов первой фазы Eu-аномалия слабо проявлена (в среднем $Eu/Eu^* = 0.61$).

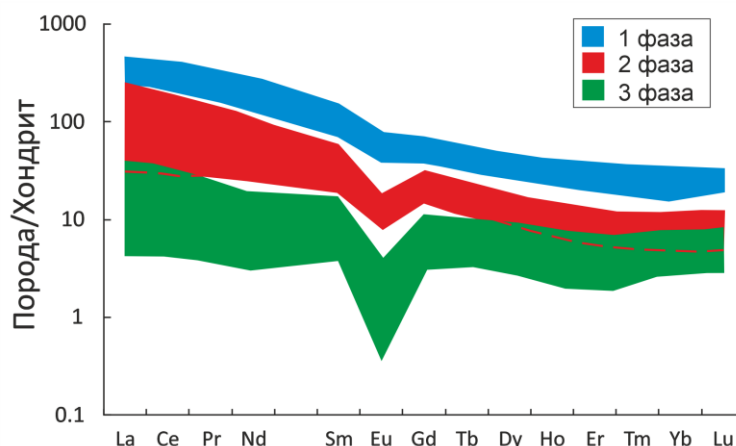


Рисунок 3.11 – Спектры распределения редкоземельных элементов в гранитоидах Белокурихинского массива, нормированные на состав хондрита CI [154]

Породы второй фазы. Спектры распределения редкоземельных элементов для пород второй (главной) фазы занимают промежуточное положение между спектрами пород первой и третьей фазы. Для пород второй фазы характерен дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов (отношение La_N/Lu_N в пределах 2.79-48, в среднем 21.5) (рисунок 3.11). Наблюдается преобладание LREE над HREE (в среднем 178 ppm и 10.8 ppm, соответственно). Суммарное содержание REE для гранитов второй фазы варьирует от 114 ppm до 254 ppm. Стоит отметить, что больший вклад в суммарное содержание редкоземельных элементов вносят LREE, по сравнению с HREE. Для пород второй фазы установлена отрицательная Eu-аномалия (в среднем $Eu/Eu^* = 0.41$). Для второй фазы Eu-аномалия более глубокая, чем для первой фазы.

Породы третьей фазы. Спектры распределения редкоземельных элементов занимают нижнее положение относительно первой и второй фазы. Спектры распределения редкоземельных элементов для пород третьей фазы имеют менее дифференцированный характер (отношение La_N/Lu_N в пределах 1.43-26.4, в среднем 2.43) (рисунок 3.11). Для лейкогранитов третьей фазы степень дифференциации спектров REE слабее, чем для гранитоидов первой и второй фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов для третьей фазы изменяется в пределах от 11.5 до 97.5 ppm (в среднем 44.3 ppm), главный вклад в суммарное содержание REE вносят LREE, которые преобладают над HREE (в среднем 36.7 ppm и 7.64 ppm, соответственно). Для третьей фазы характерно понижение как суммарного содержания REE, так и LREE, HREE относительно содержания групп этих элементов в гранитоидах второй и первой фазы. В породах третьей фазы отрицательная Eu-аномалия проявлена сильнее всего (в среднем $Eu/Eu^* = 0.16$).

Анализ содержания редких элементов установил их вариации в зависимости от фазы гранитоидов (Приложение Б).

Породы первой фазы. Наибольшее содержание в составе гранодиоритов отмечено для Sr, Zr, V, Zn, Ba (рисунок 3.12 и 3.13). Содержание Sr изменяется от 297 ppm до 364 ppm. Содержание Zr варьирует от 196 до 361 ppm. V – от 38.5 до 94.2 ppm. Zn – от 49.3 до 70.4 ppm. Ba – от 453 до 571 ppm. Содержание Rb изменяется от 133 до 155 ppm. Для Th характерно содержание от 10.6 до 24.6 ppm.

Породы второй фазы. По содержанию редких элементов граниты второй фазы достаточно выдержаны (рисунок 3.12 и 3.13). Содержание Sr изменяется от 37.3 ppm до 193 ppm. Содержание Zr варьирует от 19.5 до 221 ppm. V – от 4.28 до 17.2 ppm. Zn – от 10.6 до 58.9 ppm. Ba – от 66.7 до 449 ppm. Содержание Rb изменяется от 206 до 350 ppm. Для Th характерно содержание от 3.83 до 33.4 ppm.

Породы третьей фазы. Содержание ряда редких элементов уменьшается в породах третьей фазы, по сравнению с первой и второй фазами (рисунок 3.12 и 3.13). Содержание Sr изменяется от 3.45 ppm до 102 ppm. Содержание Zr варьирует от 11.8 до 86.5 ppm. V – от 1.25 до 6.18 ppm. Zn – от 10.6 до 27.2 ppm. Ba – от 1.50 до 244 ppm. Содержание Rb изменяется от 150 до 356 ppm. Для Th характерно содержание от 2.60 до 12.4 ppm. Для лейкогранитов из Черновского штока (обр. 202011, 202012-2, 202015) отмечено повышенное содержание Nb от 33 ppm до 50 ppm.

Для ряда редких элементов установлена их вариабельность при сравнении их содержания в последовательности фаз (первая–вторая–третья) Белокурихинского массива. Рост содержания установлен для Rb (от 150 до 290 ppm), понижение – для Sr (от 345 до 30 ppm), Zn (от 54 до 20 ppm), Zr (от 330 до 20 ppm), Hf (от 7 до 2 ppm), Ba (от 480 до 20 ppm), V (от 50 до 1 ppm) и Th (от 14 до 5 ppm) [50]. Такое изменение в содержании элементов от первой к третьей фазе можно связать с минеральным контролем состава каждой фазы и с магматической дифференциацией материнского расплава. В ходе магматической дифференциации в составе гранитной магмы при ее эволюции от ранних к поздним фазам происходит увеличение концентрации Rb, и уменьшение – Sr, Ba, Zr и ряда других редких элементов [118, 143].

Ниже рассмотрим положение фигуративных точек гранитоидов массива на дискриминационных геодинамических диаграммах.

На диаграмме соотношения $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ и различных оксидов главных элементов (рисунок 3.14) составы гранитоидов первой фазы в основном попадают в область пересечения составов гранитов I- и S-типа, а также M-типа. Составы гранитов второй и третьей фазы большей частью относятся к полю гранитов A-типа.

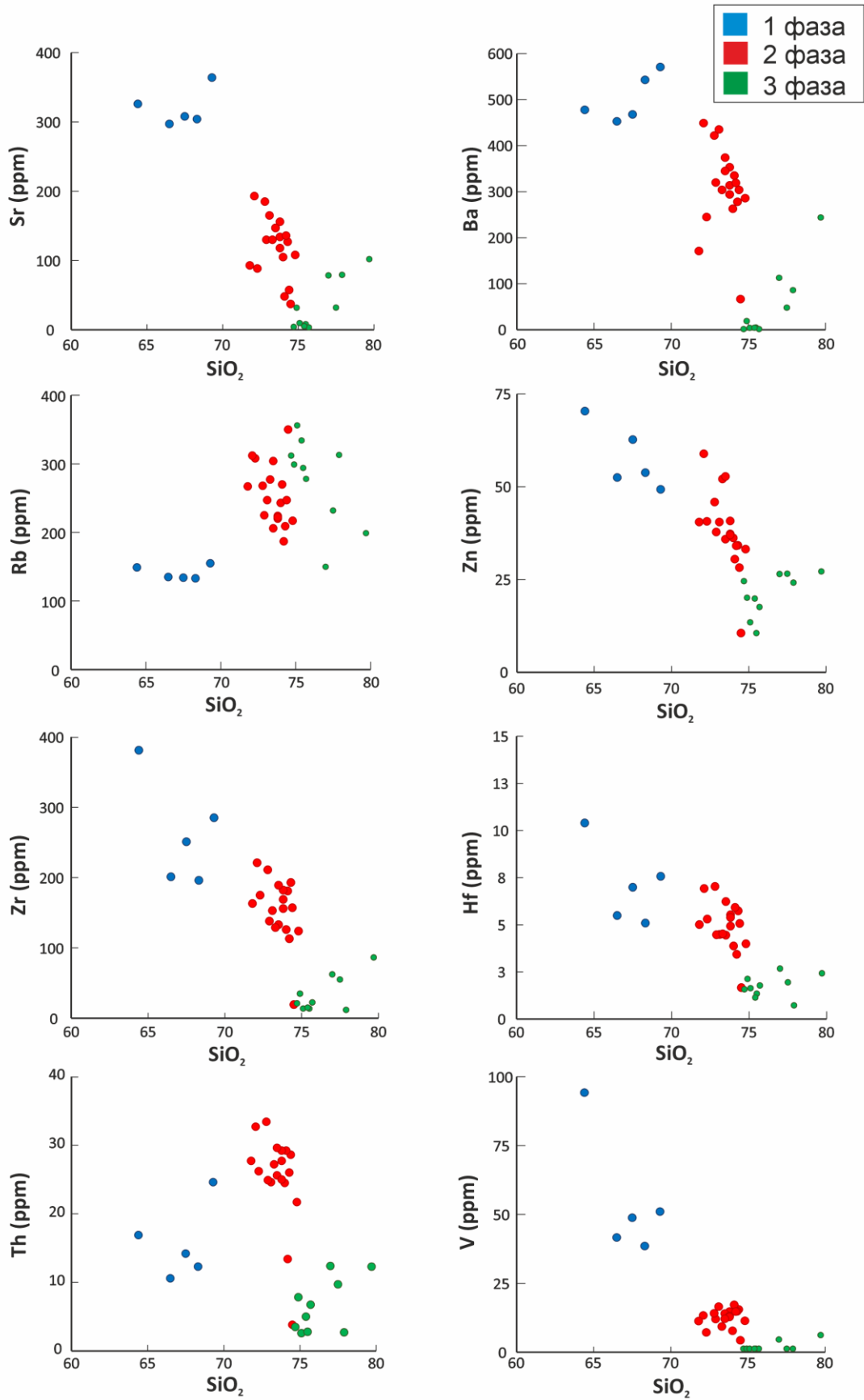


Рисунок 3.12 – Диаграммы Харкера [126] для редких элементов с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

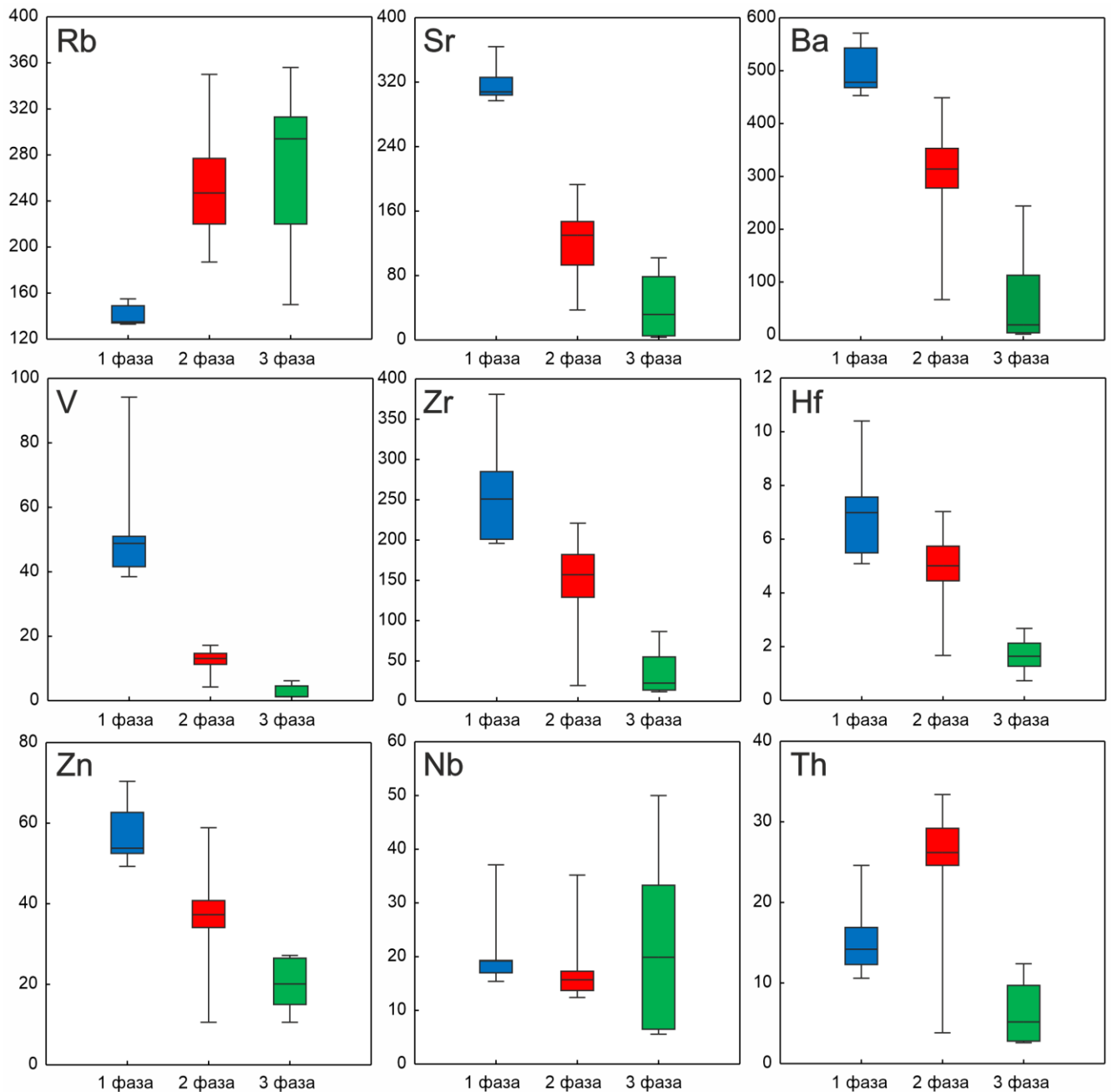


Рисунок 3.13 – Диаграммы «ящик с усами» для пород гранитоидов Белокурихинского массива. Синим цветом выделены данные для пород первой фазы, красным – для второй фазы и зеленым – третья фаза. Для редких элементов содержание приведено в ppm. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» – минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, $Q1 - 1.5 \times IQR$ и $Q3 + 1.5 \times IQR$)

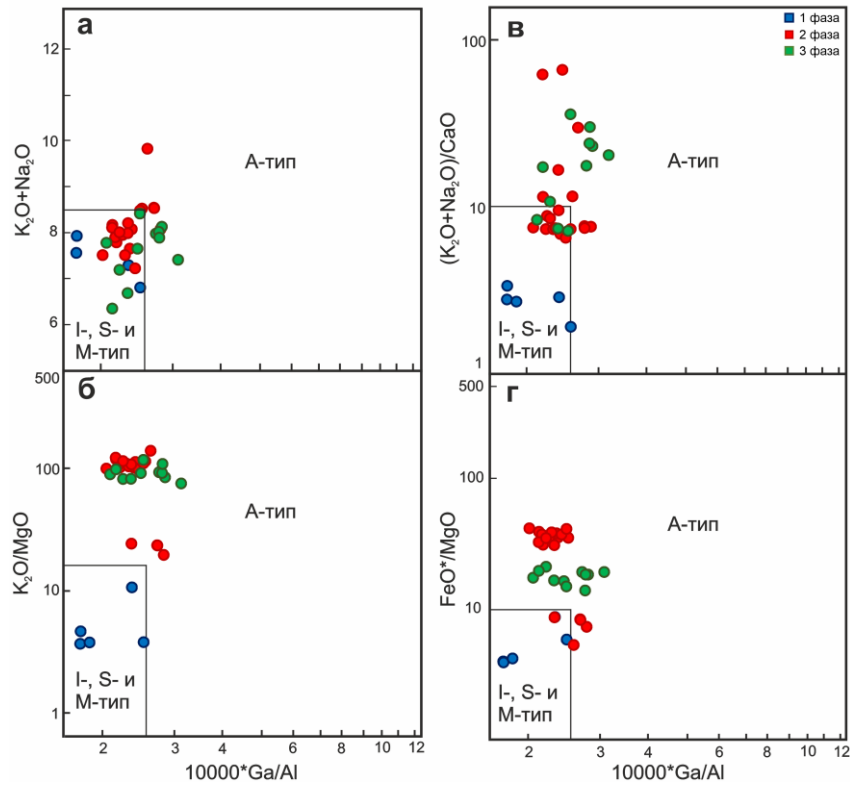


Рисунок 3.14 – Соотношение $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (а), $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (б), $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ (в) и FeO^*/MgO (г) (по [165, 190]) с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

По соотношению кремнезема и оксида фосфора (рисунок 3.15) фигуративные точки гранитоидов массива находятся в поле гранитов А-типа, однако, наблюдается определенное пересечение с полями гранитов I- и S-типа. На диаграмме соотношения кремнезема и Th (рисунок 3.16) граниты второй фазы и, частично, граниты первой и третьей фазы попадают в поле гранитов А-типа, пересекаясь с полями гранитов I- и S-типа. При этом часть гранитов первой фазы относятся только к I-типу, а часть гранитов третьей фазы – к S-типу.

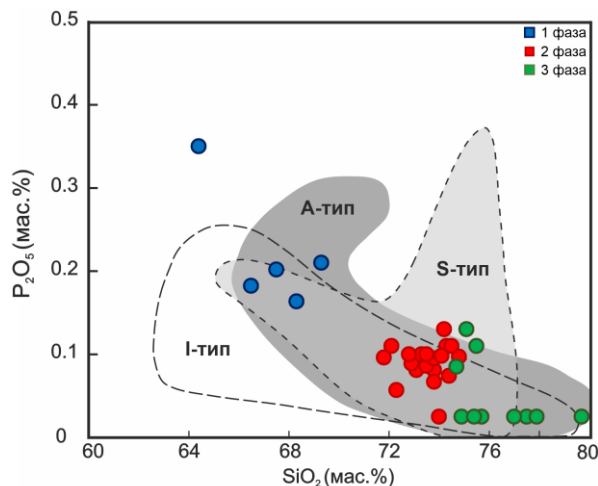


Рисунок 3.15 – Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ с полями для гранитов А-, S- и I-типа [199] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

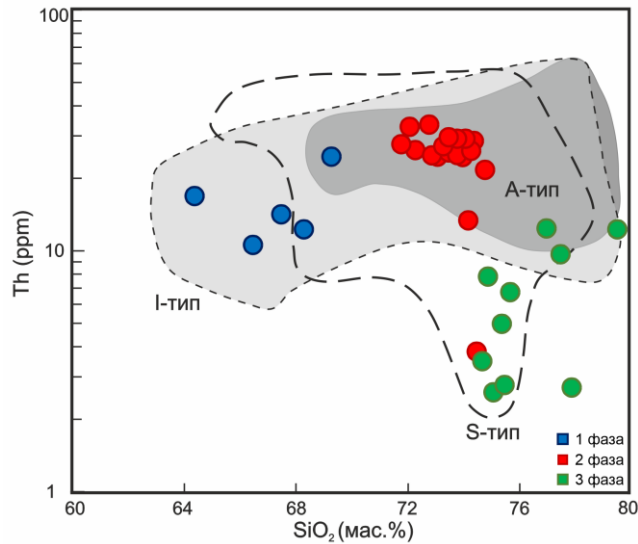


Рисунок 3.16 – Диаграмма SiO_2 –Th с полями для гранитов А-, S- и I-типа [199] с фигуративными точками гранитоидов Белокурухинского массива

По соотношению $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ и Zr (рисунок 3.17) граниты первой и второй фазы находятся в поле гранитов А-типа, пересекаясь с фракционированными составами гранитов I- и S-типа. Граниты третьей фазы – в поле фракционированных составов гранитов I- и S-типа и вне его, в области аномально низкого содержания Zr, что объясняется фракционированием этого элемента при эволюции расплава (будет рассмотрено ниже, в пятой главе работы).

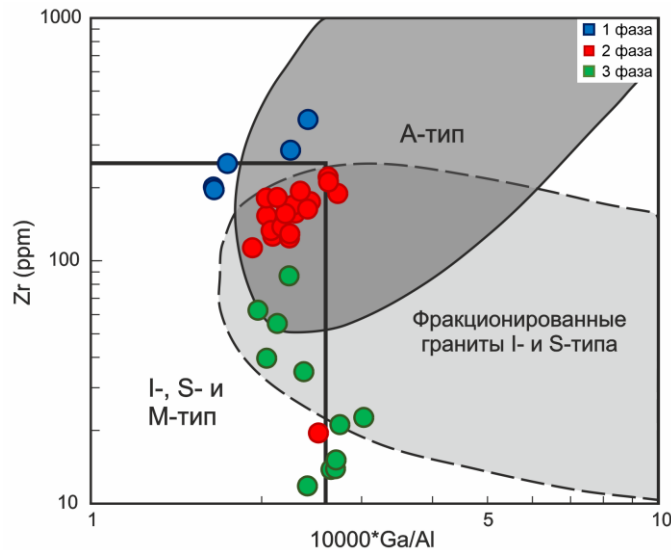


Рисунок 3.17 – Диаграмма $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ –Zr с полями для гранитов А-, S- и I-типа [196] с фигуративными точками гранитоидов Белокурухинского массива

По соотношению кремнезема и Zr наблюдается аналогичная картина – все точки расположены на границе полей гранитов А- и I-типа (рисунок 3.18), при этом тренд эволюции составов гранитов от ранней к поздней фазе является промежуточным между трендом для А-гранитов и для I- и S-гранитов.

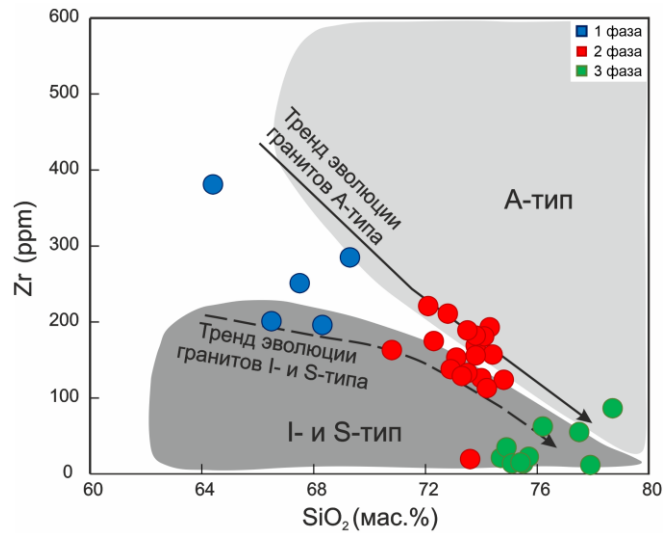


Рисунок 3.18 – Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Zr}$ с полями для гранитов А-, S- и I-типа [199] и трендами эволюции гранитов А-типа [141] и S- и I-типа [175] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

На диаграмме соотношения суммы высокозарядных элементов (Zr+Nb+Ce+Y) и отношения $10000 \times \text{Ga/Al}$ (рисунок 3.19) фигуративные точки гранитов первой фазы расположены в поле нефракционированных гранитов А-типа, точки гранитов второй и третьей фазы – в общем поле для нефракционированных гранитов I- и S-типа и некоторые точки попадают в поле фракционированных гранитов I-, S-, и А-типа. При этом все фигуративные точки соответствуют эволюционному тренду, установленному для гранитов А-типа [141].

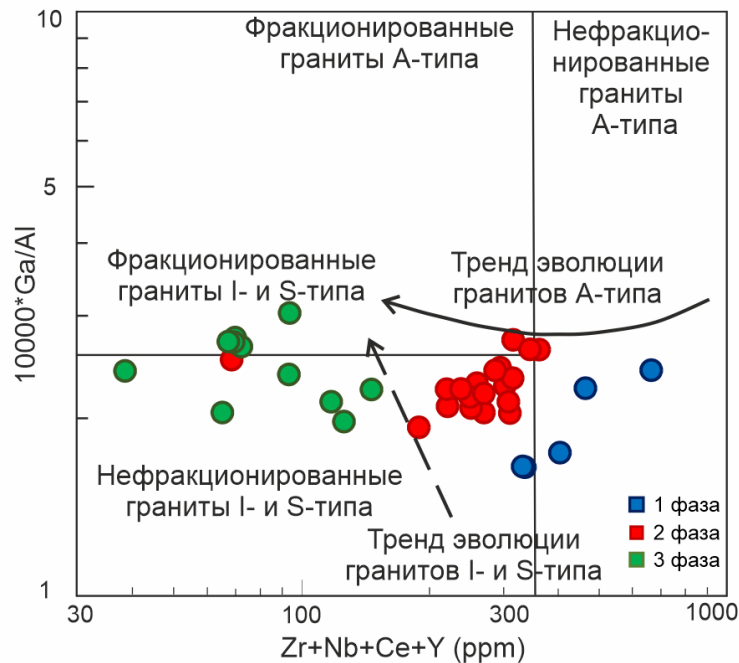


Рисунок 3.19 – Диаграмма $(\text{Zr+Nb+Ce+Y})\text{-}1000 \times \text{Ga/Al}$ с полями для гранитов А-, S- и I-типа [199] и трендами эволюции гранитов А-типа [141] и S- и I-типа [175] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

По соотношению Y/Nb и Ce/Nb все точки гранитов первой и второй фазы попадают поле гранитов A_1 -типа (рисунок 3.20а). Половина точек гранитов третьей фазы также относится к этому полю, одна точка – к полю A_2 , три – расположены вне фигуративных полей. На сходной диаграмме Y/Nb – Yb/Ta (рисунок 3.20б) наблюдается аналогичная ситуация – почти все фигуративные точки гранитоидов всех фаз относятся к полю гранитов A_1 -типа. При этом составы гранитоидов первой фазы расположены в верхней части этого поля, тяготея к полю гранитов A_2 -типа.

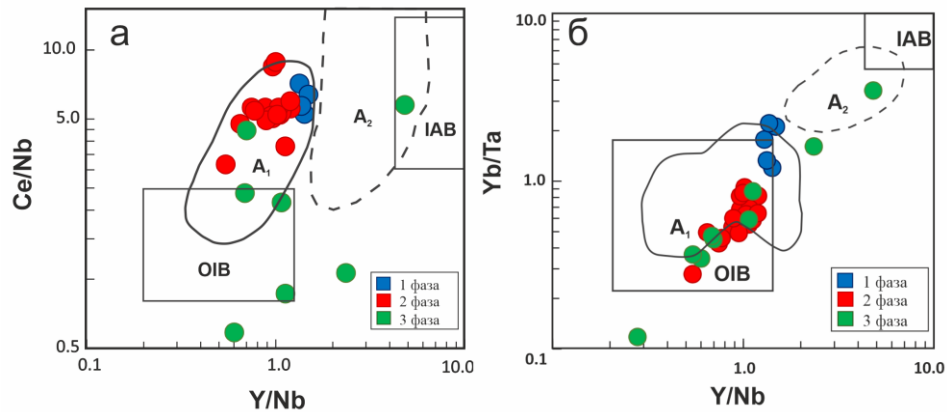


Рисунок 3.20 – Диаграмма Y/Nb – Ce/Nb (а) и Y/Nb – Yb/Ta (б) [106, 165] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

На треугольной диаграмме Y – Ce – Nb (рисунок 3.21) точки гранитов первой и второй фазы расположены вблизи границы между полями A_1 и A_2 . При этом составы первой фазы переходят в поле A_2 , второй фазы – в поле A_1 . Большая часть, за исключением двух точек, составов третьей фазы расположена в поле A_1 . В работе [105] автор отнес гранитоиды группы A_1 к группе с химическими характеристиками гранитоидов из горячих точек, плюмамов и континентальных рифтовых зон, связанных с анорогенными обстановками. А группа, отнесенная к гранитоидам A_2 типа связана с различными обстановками, включая и постколлизийную и, возможно, анорогенную, связанную с формированием гранитов рапакиви [105].

Полезным представляется использование дискриминационных диаграмм, разработанных на основе составов минералов. Так, на тройной диаграмме FeO – Al_2O_3 – MgO для биотитов (рисунок 3.22), все фигуративные точки биотитов расположены в пределах поля для А-типа [119]. Составы биотитов из гранитоидов первой фазы приближены к границе поля с I-типом. По соотношению ф.к. Al и железистого номера (доли минерала аннита) составы биотитов из всех фаз относятся в поле для А-типа (рисунок 3.23).

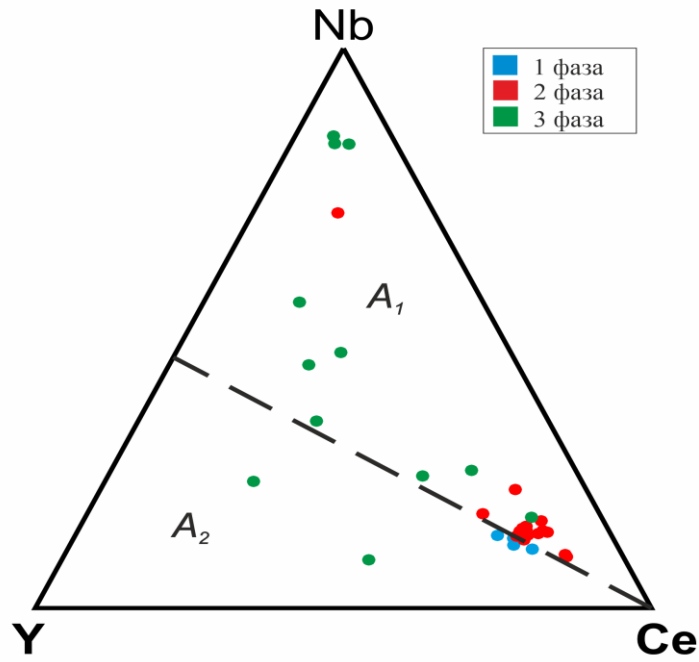


Рисунок 3.21 – Петрогенетическая классификационная диаграмма для гранитов А-типа [105] с фигуративными точками гранитоидов Белокурухинского массива

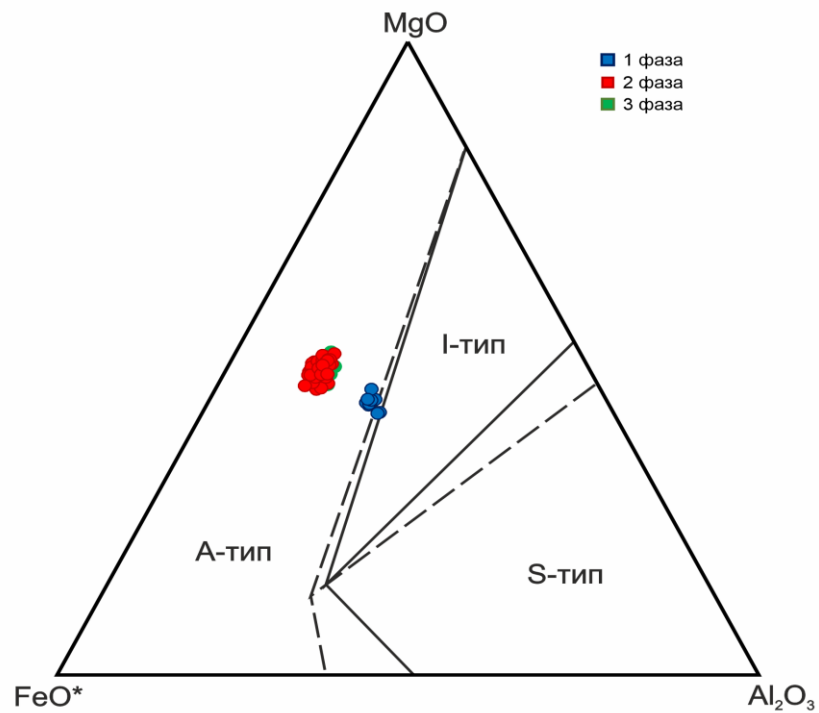


Рисунок 3.22 – Тройная диаграмма FeO–Al₂O₃–MgO для биотитов с полями для гранитов А-, S- и I-типа [74, 119] с фигуративными точками гранитоидов Белокурухинского массива

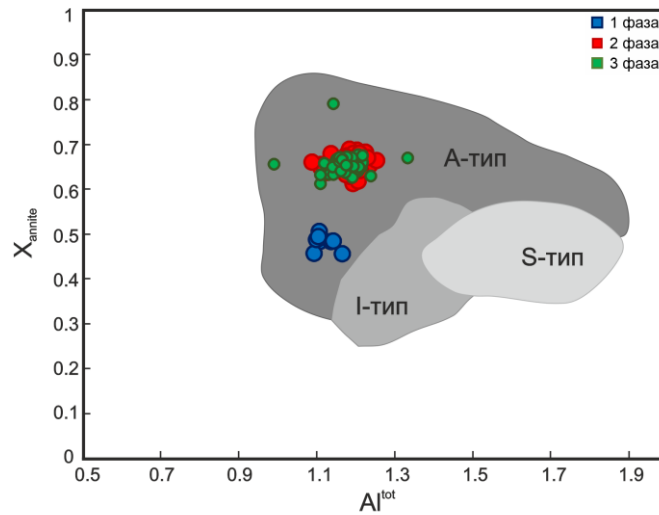


Рисунок 3.23 – Диаграмма соотношения общего алюминия и доли аннитового компонента в биотите с полями для гранитов А-, S- и I-типа [119] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

На диаграмме для классификации циркона в координатах Th/U–Nb/Hf [127] фигуративные точки практически целиком попадают в поле для циркона из гранитов А-типа (рисунок 3.24).

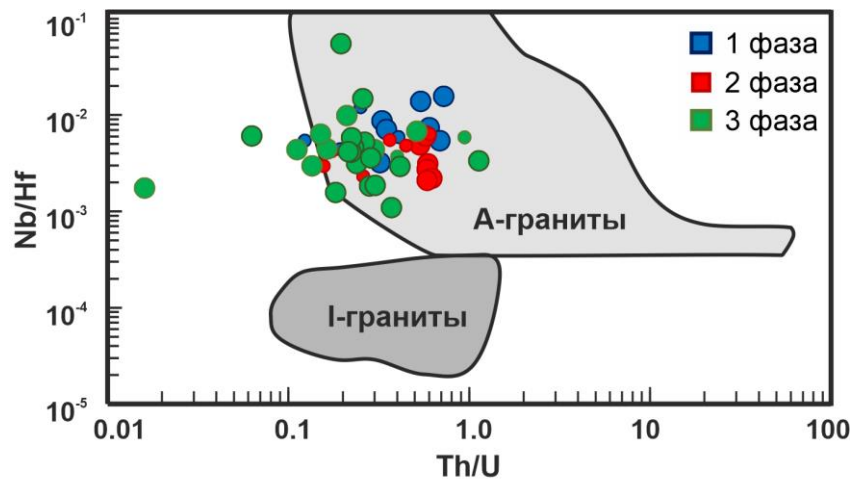


Рисунок 3.24 – Диаграмма для классификации циркона из гранитов А- и I-типа в координатах Th/U–Nb/Hf [127] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Подводя итог обсуждению дискриминационных диаграмм, следует отметить, что фигуративные точки гранитоидов Белокурихинского массива преимущественно расположились в пределах поля гранитов А-типа. При этом на ряде диаграмм (например, $Zr+Nb+Ce+Y - 10000 \times Ga/Al$) фигуративные точки для всех фаз соответствуют эволюционному тренду, установленному для гранитов А-типа. Процессы фракционной кристаллизации затрудняют использование стандартных диаграмм, по причине перекрытия (сближения) составов фракционированных гранитов различных типов. Использование специальных диаграмм для

гранитов А-типа позволяет конкретизировать их подтип. Так, гранитоиды массива преимущественно расположились в поле гранитов подтипа А₁ (рисунок 3.21), что говорит о том, что исследуемые породы возникли при дифференциации магмы с некоторым добавлением корового материала [105].

Отметим, что использование стандартных дискриминационных диаграмм для гранитоидов Белокурихинского массива далеко не всегда приводит к однозначным выводам об их типизации. Однако отнесение гранитоидов к А-типу, особенно для наименее дифференцированных гранитоидов первой фазы, является более обоснованным, чем предложенные другими исследователями варианты, например, соответствие S-типу [24]. Следует подчеркнуть, что на дискриминационных диаграммах, разработанных для минералов (биотита, циркона, гранатов) фигуративные точки составов однозначно попадают в область гранитоидов А-типа.

3.4 Состав породообразующих минералов

В данном разделе описаны основные породообразующие минералы, входящие в состав гранитоидов Белокурихинского массива.

3.4.1 Биотит

Биотит из пород первой фазы. Для биотита из гранодиорита первой фазы следует отметить некоторые особенности состава, а именно: эти биотиты более магниевые ($xMg = 0.49-0.55$) (рисунок 3.25), относительно других фаз. Концентрация оксида титана колеблется от 2.33 до 3.13 мас.%. Содержание Al_2O_3 в биотите не имеет сильных колебаний (13-14 мас.%) (приложение Б, таблица Б.2).

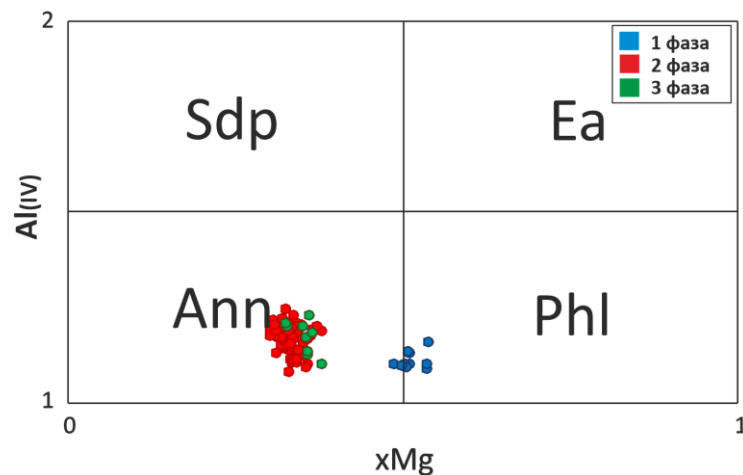


Рисунок 3.25 – Классификационная диаграмма для биотита из гранитоидов Белокурихинского массива

Биотит из пород второй фазы. Биотит из гранитов второй фазы имеет ряд особенностей. На классификационных диаграммах (рисунок 3.25 и 3.26) точки расположены в

поле аннита и железистого биотита и показали, что биотит является менее магниальным, чем в первой фазе ($x_{Mg} = 0.31-0.38$). Содержание Al_2O_3 в биотите варьирует от 15 до 19 мас.%. Для TiO_2 характерно колебание от 2.03 до 2.84 мас.%.

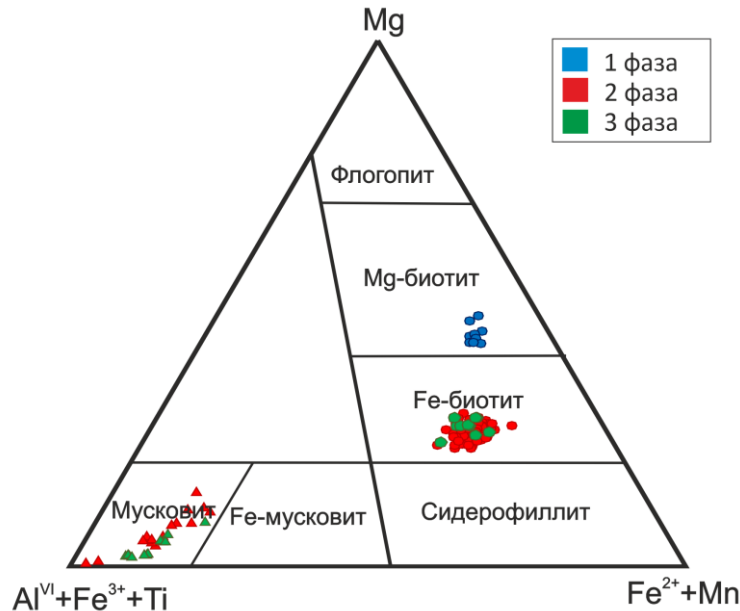


Рисунок 3.26 – Тройная классификационная диаграмма для слюд из гранитоидов Белокурихинского массива

Биотит из пород третьей фазы. Биотит из гранитов третьей фазы имеет ряд особенностей: менее магниальный, как и биотит из второй фазы по сравнению с биотитом из первой фазы ($x_{Mg} = 0.34-0.38$). На классификационной диаграмме биотиты относятся к полю аннита и железистого биотита, так же как биотит из второй фазы (рисунок 3.25 и 3.26). Содержание TiO_2 варьирует от 2.07 до 2.66 мас.%. Содержание Al_2O_3 в биотите изменяется в пределах 15-18.3 мас.%.

Проведена проверка того, что в породах находится первичный биотит, а не измененный флюидом, по содержанию TiO_2 , так как для первично-магматического биотита в гранитах характерно содержание TiO_2 от 1.76% до 4.55% [163]. Весь исследованный нами биотит из гранитоидов Белокурихинского массива попадает в этот диапазон и имеет первично-магматическое происхождение. По содержанию Al_2O_3 в биотите возможно определить, к какому типу относится расплав [177]. В среднем содержание Al_2O_3 в биотите для пород первой, второй и третьей фазы варьирует от 13 до 19 мас.%, что соответствует полю повышенной щелочности (рисунок 3.27). Ранее было установлено [74], что биотит анорогенных комплексов в основном содержит повышенное содержание Fe, что наблюдается и для биотита из Белокурихинского массива.

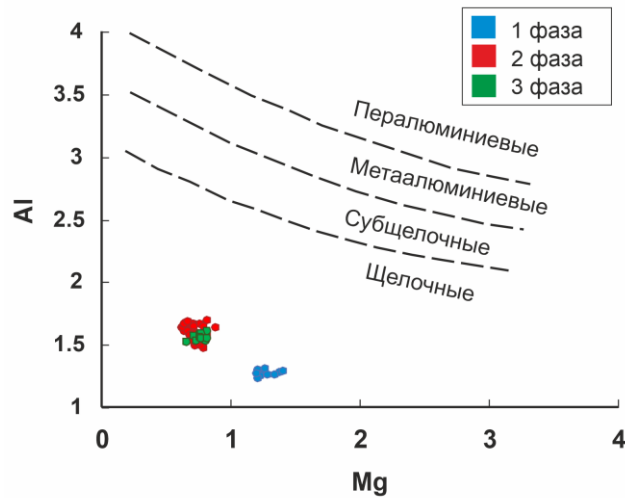


Рисунок 3.27 – Диаграмма Al–Mg (arfu, [177]) для биотитов из гранитоидов Белокурихинского массива

Состав по редкоземельным элементам.

Биотит из пород первой фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 2.7 до 17.1 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 8 ppm), чем HREE (в среднем 0.75 ppm). Отмечается хорошо выраженная дифференциация LREE ($La_N/Sm_N=8.5$) и слабо проявленная у HREE ($Lu_N/Gd_N = 0.14$). На спектрах Ce-аномалия слабо проявлена, однако имеет как положительный ($Ce/Ce^* = 1.5$), так и отрицательный ($Ce/Ce^* = 0.46$) знак (рисунок 3.28).

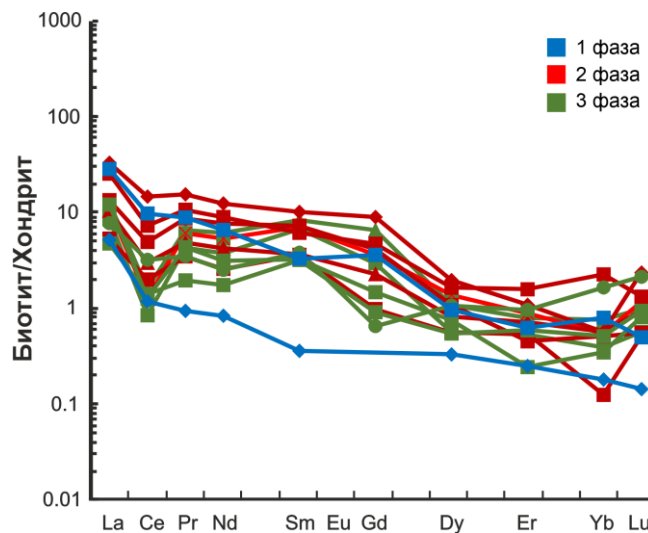


Рисунок 3.28 – Спектры распределения редкоземельных элементов в биотите из гранитоидов Белокурихинского массива, нормированные на хондрит CI [154]

Биотит из пород второй фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 3.7 до 21.8 ppm. LREE (в среднем 11 ppm) преобладают над HREE (в среднем 1.4 ppm). Спектр распределения редкоземельных элементов имеет слабо выраженную дифференциацию LREE ($La_N/Sm_N=2.7$) и HREE ($Lu_N/Gd_N=0.32$). В целом спектр распределения

редкоземельных элементов для биотитов из гранитов второй фазы имеет пологий наклон с уменьшением от легких к тяжелым REE. Ce-аномалия также установлена, как и для биотитов из первой фазы. Аномалия имеет как отрицательный (в среднем $Ce/Ce^* = 0.69$), так и положительный (в среднем $Ce/Ce^* = 1.16$) знак (рисунок 3.28).

Биотит из пород третьей фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 3.9 до 6.8 ppm. Также, как и в других фазах, бóльшую часть в суммарное содержание редкоземельных элементов вносят LREE (в среднем 4.9 ppm) и меньшую HREE (в среднем 1 ppm). Спектр распределения редкоземельных элементов имеет слабо выраженную дифференциацию LREE ($La_N/Sm_N=1.9$) и HREE ($Lu_N/Gd_N=0.9$). Ce-аномалия хорошо проявлена и имеет как отрицательный знак ($Ce/Ce^* = 0.36$), так и положительный ($Ce/Ce^* = 2.8$) (рисунок 3.28).

Следует отметить, что спектры распределения редкоземельных элементов в биотите из гранитоидов Белокурихинского массива характерны для биотита из гранитоидов [58, 59].

Состав по редким элементам.

Биотит из пород первой фазы. Содержание V находится в пределах от 295 до 352 ppm (приложение Б, таблица Б.3). Содержание Li варьирует от 413 до 447 ppm. Содержание Cr варьирует от 146 до 169 ppm. Для Rb характерно изменение от 615 до 756 ppm. Содержание Ba колеблется от 353 до 532 ppm. Содержание Nb варьирует от 14 до 17 ppm. Содержание Zr колеблется от 0.8 до 2.2 ppm.

Биотит из пород второй фазы. Содержание V колеблется от 167 до 194 ppm. Содержание Li варьирует от 2437 до 2830 ppm. Для Cr содержание составляет от 64 до 143 ppm. Rb варьирует от 996 до 1404 ppm. Ba – от 87 до 541 ppm. Nb –от 184 до 241 ppm. Содержание Zr колеблется от 1 до 30 ppm.

Биотит из пород третьей фазы. Для V характерно содержание от 180 до 224 ppm. Содержание Li варьирует от 2184 до 2462 ppm. Cr – от 90 до 171 ppm. Rb – от 764 до 1791 ppm. Ba –от 112 до 407 ppm. Nb – от 222 до 302 ppm. Содержание Zr колеблется от 0.7 до 4 ppm.

Следует подчеркнуть, что для ряда редких, совместимых для биотита, элементов (Ti, V, Cr и Ba) установлено закономерное понижение их содержания в биотите от первой к третьей фазе. Для несовместимых элементов таких, как Rb, Nb, Zr, и совместимого элемента – Li, отмечен рост при сравнении составов биотита от первой к третьей фазе [53]. Такое закономерное понижение содержания совместимых и рост несовместимых элементов в биотите отражает фракционную кристаллизацию единого магматического расплава [205].

3.4.2 Мусковит

Мусковит был установлен только в гранитах второй и третьей фазы.

Мусковит из пород второй фазы. В мусковите отмечено повышенное содержание Al_2O_3 (в среднем 31 мас.%) и на классификационной диаграмме слюд, исследуемые точки расположены в области мусковита (рисунок 3.27). MgO от 0.26 до 2.88 мас.%. Содержание FeO изменяется от 1.49 до 6.45 мас.%. Содержание TiO_2 варьирует от 0.22 до 1.08 мас.%.

Мусковит из пород третьей фазы. Для мусковита из третьей фазы гранитов отмечено повышенное содержание Al_2O_3 (в среднем составляет 31 мас.%). Содержание оксида титана варьирует от 0.05 до 0.57 мас.%. Содержание FeO в мусковите из гранитов третьей фазы изменяется от 0.82 до 5.71 мас.%. MgO от 0.14 до 2.28 мас.%. (рисунок 3.29б).

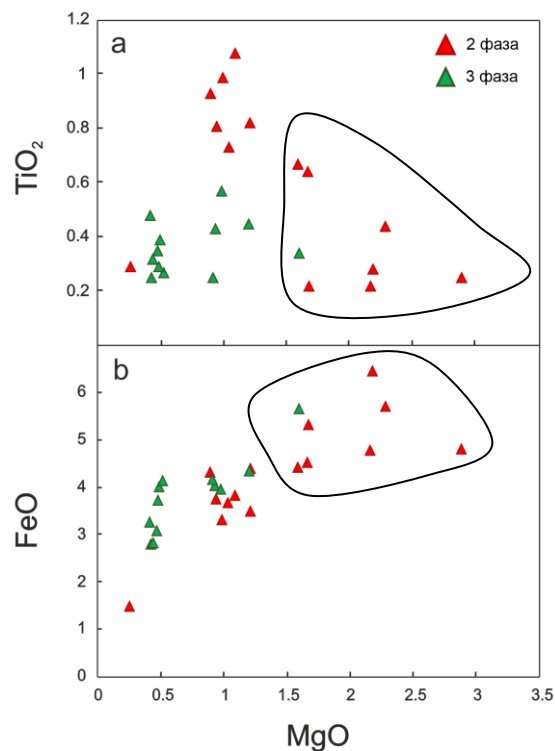


Рисунок 3.29 – Диаграмма MgO – TiO_2 (а) и MgO – FeO (б) для мусковита из гранитоидов Белокурихинского массива (в обведенном поле фигуративные точки, попавшие в поле вторичного мусковита на рисунке 3.32)

На основе полученных данных, можно проследить некоторые закономерности. Мусковит из гранитов третьей фазы отличается пониженным содержанием FeO и MgO , по сравнению с мусковитом из гранитов второй фазы (рисунок 3.29б). Такая зависимость, связанная с одновременным понижением в составе мусковита содержания FeO и MgO , показывает понижение в этом направлении температуры кристаллизации гранитов [60]. Аналогично, содержание TiO_2 понижается от второй фазы к третьей (рисунок 3.29а). Ранее было установлено, что мусковит с содержанием TiO_2 в пределах от 0.80 до 1.20 мас.% кристаллизуется в парагенезисе с биотитом, а с содержанием TiO_2 от 0.10 до 0.50 мас.% – в

отсутствии биотита [58]. Установленная закономерность согласуется с эволюцией состава мусковита из гранитов Белокурихинского массива. По содержанию таких элементов, как Si, Ti, Al, Mg, Na можно провести оценку – является ли мусковит вторичным или первичным. Так, для первичных мусковитов характерно повышенное содержание Ti, Al, Na и пониженное содержание Mg и Si [158]. На рисунок 3.30 некоторые фигуративные точки мусковита из грантов второй фазы попали в поле вторичных слюд, которые образовались при замещении калиевого полевого шпата и биотита.

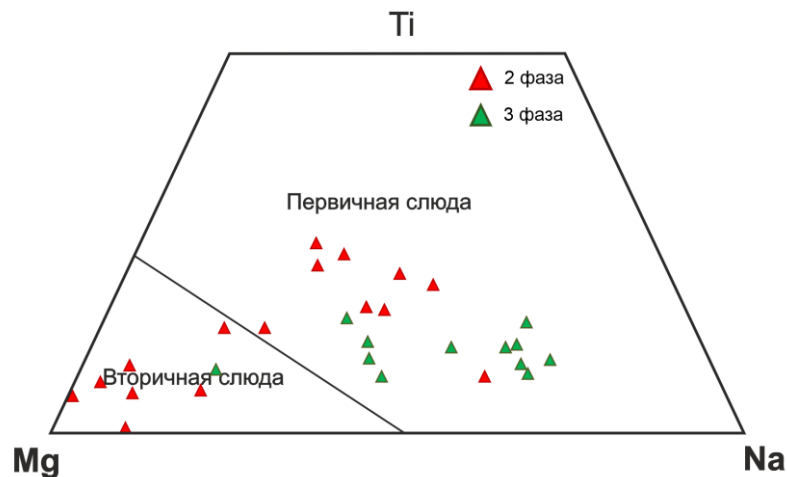


Рисунок 3.30 – Тройная классификационная диграмма [158] для мусковита из гранитоидов Белокурихинского массива

Состав по редкоземельным элементам.

Мусковит из пород второй фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов изменяется в пределах 0.57-1.09 ppm. Как и в биотитах, главный вклад в содержание редкоземельных элементов вносят LREE (в среднем 0.33 ppm), меньший – HREE (в среднем 0.16 ppm). Спектр распределения редкоземельных элементов имеет слабо выраженный наклон (рисунок 3.31) и дифференциацию LREE ($La_N/Sm_N = 1.2$) и HREE ($Lu_N/Dy_N = 3.5$). Ce-аномалия хорошо проявлена для мусковитов из гранитов второй фазы и имеет отрицательный знак (в среднем $Ce/Ce^* = 0.25$).

Мусковит из пород третьей фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 0.68 до 4.76 ppm. Также, как и во второй фазе, большую часть в суммарное содержание редкоземельных элементов вносят LREE (в среднем 1.60 ppm) и меньшую HREE (в среднем 0.22 ppm). Спектр распределения редкоземельных элементов имеет более крутой наклон, чем он у мусковитов из пород второй фазы (рисунок 3.31). Спектр распределения редкоземельных элементов имеет хорошо выраженную дифференциацию LREE

($La_N/Sm_N = 7.36$) и HREE ($Lu_N/Gd_N = 11.24$). В мусковитах отмечена Ce-аномалия с отрицательным знаком ($Ce/Ce^* = 0.61$).

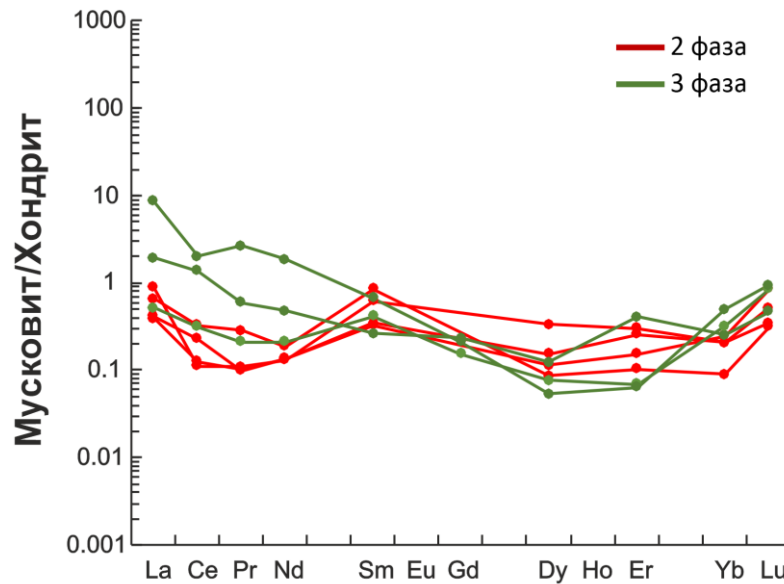


Рисунок 3.31 – Спектры распределения редкоземельных элементов в мусковите из гранитоидов Белокурихинского массива, нормированные на хондрит CI [154]

Для мусковита из гранитов Белокурихинского массива установлен рост суммарного содержания редкоземельных элементов от второй фазы к третьей. Мусковит из гранитов третьей фазы богаче LREE (1.6 ppm), по сравнению со второй фазой (0.33 ppm).

Состав по редким элементам.

Мусковит из пород второй фазы. Для мусковита определены такие редкие элементы, как Li, Ti, V, Cr, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba (приложение Б, таблица Б.5). Содержание Ti изменяется от 721 до 6347 ppm. Для V характерно содержание от 121 до 206 ppm. Содержание Li варьирует от 847 до 1940 ppm. Cr – от 22 до 54 ppm. Rb – от 551 до 943 ppm. Ba – от 118 до 571 ppm. Nb – от 13 до 179 ppm. Для Zr установлено низкое содержание относительно других редких элементов. Содержание данного элемента изменяется от 0.26 до 3.64 ppm.

Мусковит из пород третьей фазы. Для Ti отмечено незначительное изменение в содержании – 1785-2016 ppm. Для V характерно содержание от 6.15 до 7.95 ppm. Содержание Li варьирует от 543 до 895 ppm. Для Cr характерно изменение в содержании от 33 до 69 ppm. Rb – от 892 ppm до 955 ppm. Ba – от 15 ppm до 59 ppm. Nb – от 212 до 348 ppm. Zr – 4.33 ppm до 5.05 ppm.

Для мусковита из гранитов Белокурихинского массива отмечено следующее: при сопоставлении состава мусковита из пород второй и третьей фазы, соответственно, установлен рост содержания таких элементов, как Rb, Sr, Zr, Nb и понижение – Ti, Li, V, Ba. Особенно следует отметить существенный рост в содержании Nb.

3.4.3 Плаггиоклазы

Плаггиоклазы из пород первой фазы. Для гранитов первой фазы характерны более средние плаггиоклазы – андезин и олигоклаз (рисунок 3.32). Выявление характера распределения редкоземельных элементов в плаггиоклазах из пород первой фазы позволило установить ряд геохимических особенностей. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 4.7 до 21 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 10 ppm), чем HREE (в среднем 0.14 ppm). Отмечается хорошо выраженная дифференциация LREE ($La_N/Sm_N = 39$) и HREE ($Lu_N/Gd_N = 0.46$). Eu-аномалия имеет положительный знак ($Eu/Eu^* = 8$) (рисунок 3.33). По содержанию редких элементов, следует отметить, что Ti изменяется от 17 до 34 ppm (приложение Б, таблица Б.6). Для V характерно содержание от 7.7 до 9.5 ppm. Содержание Cr варьирует от 4.4 до 9.9 ppm. Rb – от 0.4 до 7.8 ppm. Ba – от 20 до 44 ppm. Sr – от 467 до 611 ppm. Для Zr установлено низкое содержание относительно других редких элементов. Содержание данного элемента изменяется от 0.5 до 1.2 ppm.

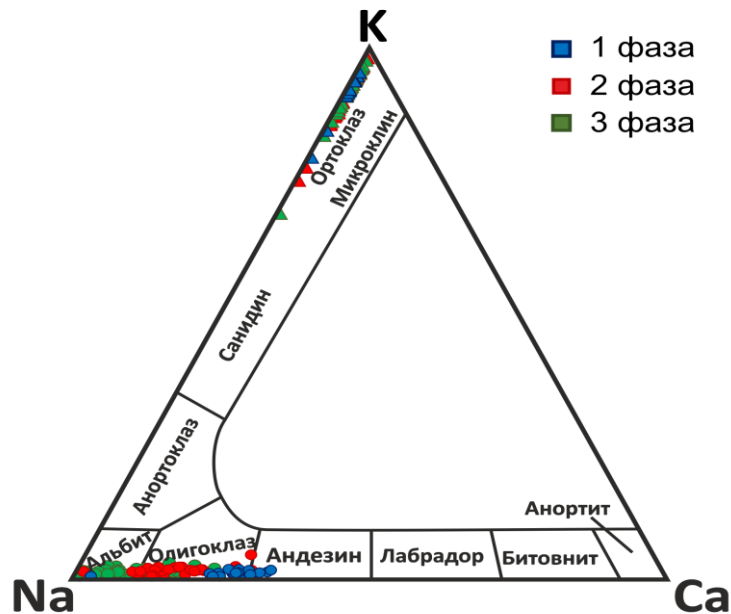


Рисунок 3.32 – Тройная классификационная диграмма для полевых шпатов из гранитоидов Белокурихинского массива

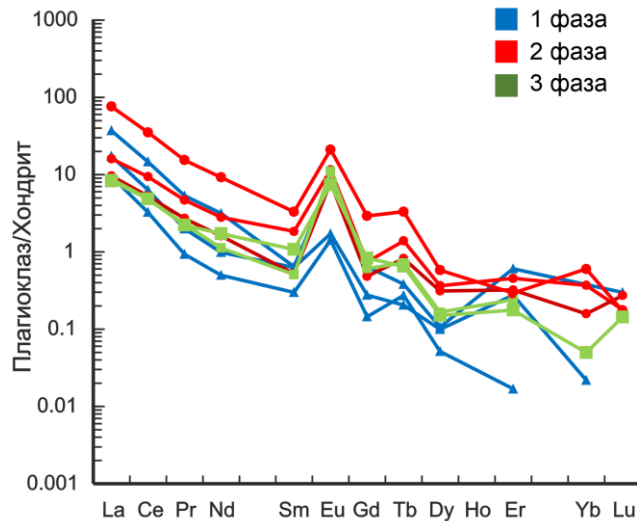


Рисунок 3.33 – Спектры распределения редкоземельных элементов в плагиоклазах из гранитоидов Белокурихинского массива, нормированные на хондрит CI [154]

Плагиоклазы из пород второй фазы. В гранитах второй фазы плагиоклазы представлены в большей степени олигоклазом (рисунок 3.32). Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 0.72 до 27 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 4.8 ppm), чем HREE (в среднем 0.23 ppm). Для плагиоклазов из гранитов второй фазы отмечена слабо выраженная дифференциация LREE ($La_N/Sm_N = 13$) и HREE ($Lu_N/Gd_N = 0.4$). Для плагиоклазов характерна сильно выраженная положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 12.8$). Содержание Ti изменяется от 8.8 до 30 ppm. Для V характерно содержание от 11.4 до 13.1 ppm. Содержание Cr варьирует от 4.7 до 14 ppm. Rb – от 0.9 до 8.8 ppm. Ba – от 3.1 до 22 ppm. Sr – от 47 до 257 ppm. Для Zr содержание изменяется от 0.1 до 5.7 ppm.

Плагиоклазы из пород третьей фазы. Плагиоклазы в породах третьей фазы массива представлены в большой степени альбитом, однако встречаются зерна олигоклаза (рисунок 3.34). Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 2.63 до 12 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 7 ppm), чем HREE (в среднем 0.25 ppm). Наблюдается слабо выраженная дифференциация LREE ($La_N/Sm_N=13$) и HREE ($Lu_N/Gd_N=0.1$). Как и в предыдущих фазах, для плагиоклазов характерна сильная положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^*=14$). Содержание Ti изменяется от 6.7 до 25 ppm. Для V характерно содержание от 10.4 до 13 ppm. Содержание Cr варьирует от 6.6 до 139 ppm. Rb – от 4.1 до 13.7 ppm. Ba – от 6 до 38 ppm. Sr – от 94 до 325 ppm. Для Zr содержание изменяется от 0.1 до 1.3 ppm.

Таким образом, для плагиоклазов из гранитоидов Белокурихинского массива отмечается понижение анортитовой составляющей и происходит смена плагиоклазов от средних до кислых

от первой к третьей фазе. Кроме того, идет понижение содержания редкоземельных элементов от первой к третьей фазе и происходит рост амплитуды положительной Eu-аномалии от первой к третьей фазе. Это может быть связано с существенным уменьшением содержания плагиоклаза в гранитах третьей фазы в процессе фракционирования. Соответственно, плагиоклаз, являясь главным минералом-концентратором Eu, «вбирает» в себя повышенное количество этого элемента. Для плагиоклазов из гранитов Белокурихинского массива от первой к третьей фазе идет рост содержания таких элементов, как Rb, V, Cr и понижение содержания, Sr, Ba, Ti.

3.4.4 Калиевый полевой шпат

Калиевый полевой шпат из пород первой фазы. Выявление характера распределения редкоземельных элементов в калиевом полевоом шпате из пород первой фазы позволило установить ряд особенностей (рисунок 3.34). Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 2.2 до 7.8 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 2.41 ppm), чем HREE (в среднем 1.06 ppm). Содержание Ti изменяется от 58 до 109 ppm (приложение Б, таблица Б.7). Для V характерно содержание от 0.68 до 3.57 ppm. Содержание Cr варьирует от 1.92 до 7.53 ppm. Rb – от 243 до 318 ppm. Ba – от 2007 до 3440 ppm. Sr – от 381 до 634 ppm. Для Zr содержание изменяется от 0.05 до 0.42 ppm. Li – от 0.38 до 1.98 ppm.

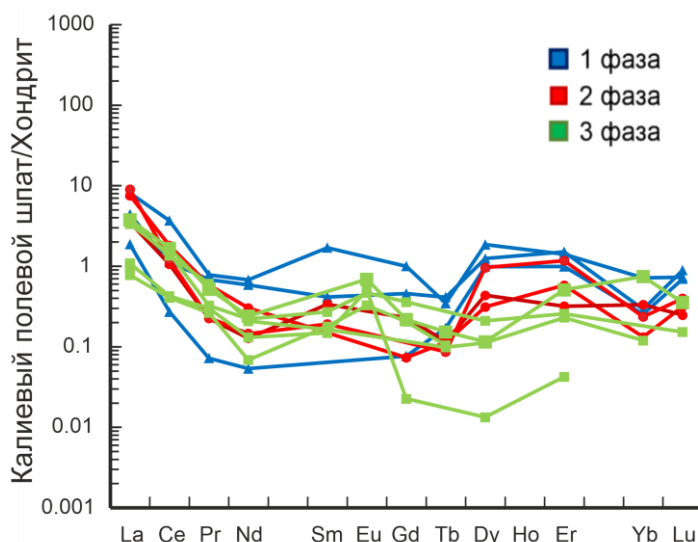


Рисунок 3.34 – Спектры распределения редкоземельных элементов в калиевом полевоом шпате из гранитоидов Белокурихинского массива, нормированные на хондрит CI [147]

Калиевый полевой шпат из пород второй фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 2.37 до 4.21 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 3 ppm), чем HREE (в среднем 0.5 ppm) (рисунок 3.34). Содержание Ti изменяется от 42 до 72 ppm. Для V характерно содержание от 1.21 до 3.03 ppm.

Содержание Sr варьирует от 6.51 до 30.7 ppm. Rb – от 434 до 484 ppm. Ba – от 478 до 2110 ppm. Sr – от 109 до 276 ppm. Для Zr содержание изменяется от 0.41 до 0.65 ppm. Li – от 23 до 42 ppm.

Калиевый полевой шпат из пород третьей фазы. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует в пределах от 0.57 до 2.41 ppm. Большой вклад в суммарное количество REE вносят LREE (в среднем 1 ppm), чем HREE (в среднем 0.13 ppm) (рисунок 3.34). Содержание Ti изменяется от 16 до 28 ppm. Для V характерно содержание от 0.73 до 1.67 ppm. Содержание Sr варьирует от 21 до 72 ppm. Rb – от 629 до 997 ppm. Ba – от 3.12 до 216 ppm. Sr – от 3.81 до 167 ppm. Для Zr содержание изменяется от 0.23 до 1.37 ppm. Li – от 14 до 31 ppm.

Таким образом, для калиевых полевых шпатов из гранитоидов Белокурихинского массива отмечается понижение общего содержания редкоземельных от первой к третьей фазе. По содержанию редких элементов: от первой к третьей фазе в калиевом полево шпате зафиксирован рост содержания таких элементов, как Rb, Sr, Zr и понижение – Sr, Ba, Ti, Hf.

3.5 Выводы по главе 3

Гранитоиды Белокурихинского массива относятся к железистым породам, по индексу насыщения глиноземом они разделены между полями метаалюминиевых и умеренно пералюминиевых гранитов. Рассмотрение традиционных диаграмм Харкера позволяет сделать вывод об общих закономерностях дифференциации гранитного расплава (повышение кремнекислотности и понижение содержания оснований; при этом для щелочных элементов закономерности проявлены менее наглядно). Использование стандартных дискриминационных диаграмм для гранитоидов Белокурихинского массива далеко не всегда приводит к однозначным выводам об их типизации. Однако отнесение гранитоидов к А-типу, особенно для наименее дифференцированных гранитоидов первой фазы, является более вероятным, чем предложенные другими исследователями варианты, например, соответствие S-типу [24]. Следует подчеркнуть, что на дискриминационных диаграммах, разработанных для минералов (биотита, циркона, гранатов) фигуративные точки составов однозначно попадают в область гранитоидов А-типа.

От первой к третьей фазе в гранитоидах закономерно понижается содержание REE (здесь и ниже в среднем, 260–180–40 ppm), глубина Eu-аномалии возрастает (Eu/Eu* составляет 0.61 – 0.41 – 0.16). Также установлена закономерная вариабельность содержания для ряда редких элементов. Наблюдается рост (от первой к третьей фазе) для Rb (от 150 до 290 ppm), понижение – для Sr (от 345 до 30 ppm), Ba (от 480 до 20 ppm), Zr (от 330 до 20 ppm), Hf (от 7 до 2 ppm), Zn (от 54 до 20 ppm), V (от 50 до 1 ppm) и Th (от 14 до 5 ppm) [50]. Такое изменение в

содержании элементов можно связать с минеральным контролем состава каждой фазы и с магматической дифференциацией материнского расплава.

Фракционирование редких элементов проявлено и на минеральном уровне. От ранней к поздней фазе калиевый полевой шпат, биотит и мусковит обогащаются Rb; плагиоклаз и калиевый полевой шпат обедняются Sr и Ba; биотит и калиевый полевой шпат обогащаются Li; биотит обедняется V [52, 53].

ГЛАВА 4 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ

В данной главе будут детально рассмотрены два минерала-геохронометра – циркон и титанит. Основываясь на изучении состава и геохимических особенностях циркона, можно сделать выводы о процессах формирования и процессах преобразования породы, в которой он заключен [130]. Способность циркона сохранять изотопный и геохимический состав, делает его главным минералом для исследования в области геохронологии и геохимии (например, [95, 160, 179]).

Также одним из минералов-геохронометров может выступать титанит, в котором U может изоморфно входить в кристаллическую решётку минерала [107, 110]. Для титанита характерна высокая температура закрытия U-Pb изотопной системы, которая составляет примерно 700°C [94, 110].

4.1 Датирование циркона и его состав

4.1.1 Состав и строение циркона

Циркон из гранитоидов 1 фазы (обр. 202013). Циркон в основном представлен идиоморфными зёрнами, достигающими по удлинению 350 мкм, в поперечном направлении – 150 мкм (рисунок 4.1). Коэффициент удлинения, как правило, составляет 1:2.5–1:3. Большинство зёрен циркона демонстрирует гетерогенное строение – центральные части (ядра) имеют тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность в светло-серых тонах в CL-изображении, краевые зоны характеризуются мозаичным строением с хаотичным чередованием разноразмерных темно-серых, вплоть до черного оттенка, участков в серой основной массе (например, краевая зона с точкой 2 на рисунок 4.1). В ряде случаев (краевая зона с точкой 9) темные участки в краевой зоне циркона образуют согласные тонкие полосы, чередующиеся с серыми полосами. Вместе они формируют полосчатость, согласную с зональностью ядра. С другой стороны, в некоторых зёрнах краевые зоны «срезают» тонкополосчатую ростовую зональность, проявленную в ядрах (например, зерно с точками 3 и 4). Зёрна циркона с точками 5 и 6 имеют изометричную форму, вероятно, они представляют собой сечения перпендикулярно оси удлинения призмы. Примечательно, что в зерне с точкой 6 ядро с характерной серой окраской в CL-изображении отсутствует, а в зерне с точкой 5 площадь, занимаемая ядром в данном сечении, составляет не более 10% от всей площади. В других зёрнах соотношение между площадью ядра и краевых зон может сильно варьировать – от примерно равного (зерно с точками 1 и 2), до резко подчиненного в отношении краевых зон (зерно с точками 10 и 11). В ряде зёрен краевая зона отсутствует (например, зерно с точками 14 и 15), при этом в таких зёрнах ростовая осцилляционная зональность наиболее четко проявлена.

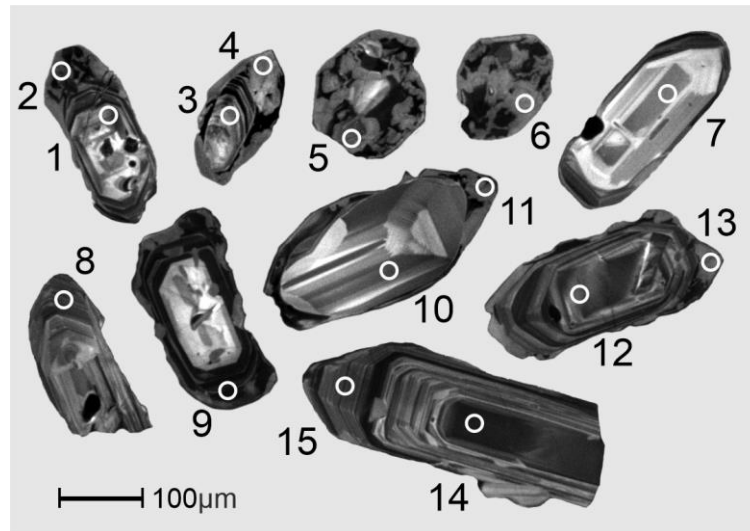


Рисунок 4.1 – CL изображения циркона из гранитоидов первой фазы (обр. 202013) Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

Циркон из центральных частей зерен (точки анализа 1, 3, 10, 15, 14, 8, 7), характеризуется дифференцированным характером распределения REE с ростом от легких к тяжелым REE (рисунок 4.2а). Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 951 (приложение В, таблица В.1). Суммарное содержание REE определено как 1737 ppm, при этом тяжелые REE существенно преобладают над легкими REE (в среднем 1541 и 175 ppm, соответственно). Все спектры распределения REE из этой группы отличаются хорошо проявленной отрицательной Eu-аномалией (в среднем $Eu/Eu^* = 0.27$) и положительной Ce-аномалией (в среднем $Ce/Ce^* = 11.3$). Th/U отношение (по данным метода SIMS) составляет в среднем 0.51. Вышеперечисленные признаки являются характерной чертой циркона магматического генезиса [131]. Содержание Y коррелируется с содержанием тяжелых REE и составляет в среднем 2164 ppm. Содержание Hf составляет в среднем 12061 ppm, что соответствует значениям для циркона из гранитов [184].

В цирконе из данной группы точек наблюдается повышенное содержание неформульных элементов, таких как, Ca (в среднем 278 ppm), Nb (в среднем 102 ppm). Содержание Ti варьирует в широких пределах – от 20.5 до 152 ppm. Учитывая, что рост содержания Ti может быть обусловлен привнесом этого неформульного элемента при наложенных изменениях циркона, для определения температуры кристаллизации циркона рекомендуется использовать содержание титана в цирконе, существенно не превышающее 20 ppm [112]. Поэтому для расчета температуры по Ti-в цирконе термометру [187] были использованы только три точки (7, 10 и 15), в которых содержание Ti минимальное и незначительно варьирует (от 20.5 до 26.1 ppm). Отсутствие наложенных изменений в этих зернах подтверждается четкой и

ненарушенной структурой ростовой осцилляционной зональности, (в зернах, в которых зафиксированы повышенные содержания Ti, наблюдаются темные краевые зоны без четко выраженной осцилляционной зональности), минимальным проявлением или отсутствием кайм, а также наименьшим содержанием Ca, который является геохимическим критерием нарушения изотопно-геохимических характеристик циркона [117]. Среднее значение температуры кристаллизации циркона по выбранным точкам составило 820°C.

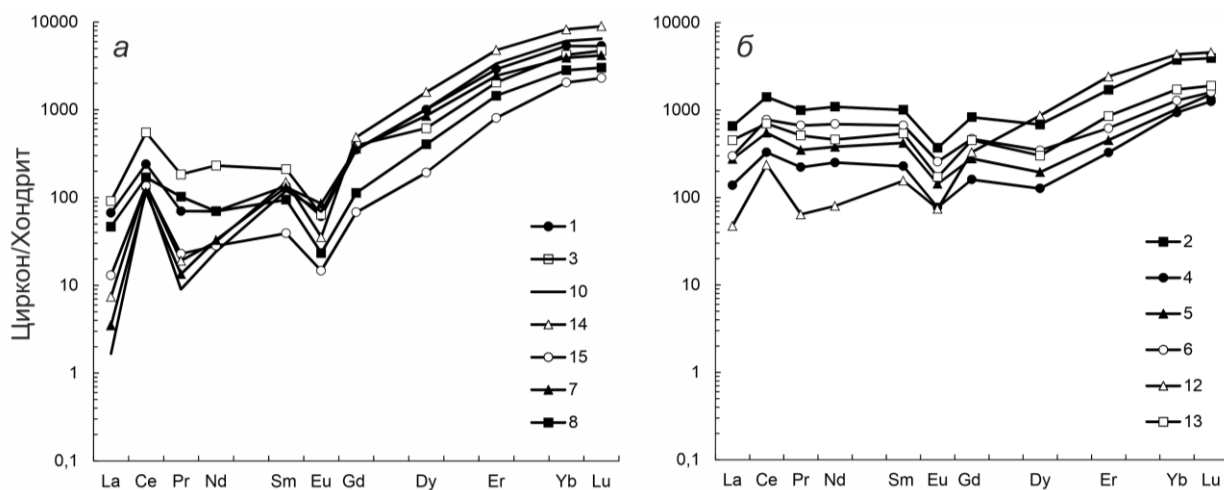


Рисунок 4.2 – Спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе из гранодиорита первой фазы (обр. 202013), нормированные на хондрит CI [154]

Характер распределения REE для циркона с точками анализа – 2, 13, 4, 12, 6, 5 принципиально иной (рисунок 4.2б). Суммарное содержание REE составляет в среднем 1608 ppm, практически не отличаясь от вышерассмотренной группы. На полпорядка выше содержание легких REE (в среднем 753 ppm), содержание тяжелых REE примерно в два раза ниже (в среднем 770 ppm), как и содержание Y (в среднем 936 ppm). Благодаря такому соотношению спектры распределения REE приобретают субгоризонтальный характер (в среднем $Lu_N/La_N = 21.2$). При этом отрицательная Eu-аномалия проявлена менее контрастно (в среднем $Eu/Eu^* = 0.39$), Ce-аномалия редуцирована и практически отсутствует ($Ce/Ce^* = 2.15$). Такой характер распределения REE является характерной особенностью циркона гидротермально-метасоматического типа [130, 131]. Th/U отношение понижено (в среднем 0.25), по сравнению с цирконом, рассмотренным выше. Содержание Hf остается на примерно том же уровне (в среднем 13040 ppm), содержание Ca – выше, чем в центральных частях зерен циркона (в среднем 368 ppm). Содержание Ti в этой группе циркона существенно выше, варьирует от 43.8 до 222 ppm, составляя в среднем 133 ppm, что исключает использование этого элемента в качестве термометра.

Циркон из гранитов 2 фазы (обр. ТН1-2). Циркон в основном представлен идиоморфными зернами, размер которых по удлинению составляет 150-250 мкм (редко до 350

мкм), в поперечном направлении достигает 100-150 мкм (рисунок 4.3). Соответственно, коэффициент удлинения находится в интервале 1:2–1:3, в единичных случаях достигая 1:4 (например, зерно с точками 3.1 и 3.2). Центральная часть зерна, составляющая до 80-90% от общего объема, в CL-изображении характеризуется тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью в светло-серых тонах. В некоторых зернах в центральной части можно наблюдать подобие секториальности с появлением участков, отличающихся окраской в CL (например, зерна с точками 2.1 и 5.1). Почти во всех зернах присутствует краевая зона, отличающаяся черной окраской в CL. Мощность этой зоны максимальная в вершинах вытянутых зерен (участки роста дипирамиды), где достигает 40 мкм. Вдоль границ призмы мощность этой зоны падает до первых микрон. Можно отметить, что черная в CL краевая зона как бы облекает целиком центральную часть зерна, а ее внешние и внутренние границы конформны осцилляционной зональности, проявленной в центральной части, и не пересекают ее внутреннюю структуру. Поэтому нет оснований рассматривать центральные и краевые зоны в качестве ядер и оторочек, как в случае с цирконом из гранитов 1 фазы.

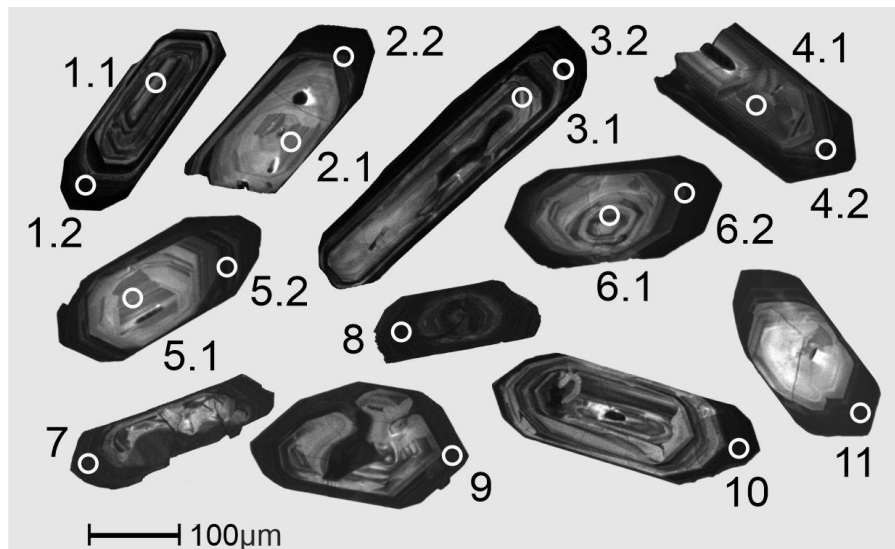


Рисунок 4.3 – CL изображения циркона из гранитоидов второй фазы (обр. ТН2-1)

Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

Содержание редких и редкоземельных элементов было измерено в цирконе, помимо точек с определением возраста, еще в пяти дополнительных точках, в черных в CL-изображении краевых зонах (приложение В, таблица В.1). Спектры распределения REE в центральных частях отличаются дифференцированным характером распределения с ростом от легких к тяжелым REE (рисунок 4.4а). Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 2646. Суммарное содержание REE определено как 1516 ppm, при этом тяжелые REE существенно преобладают над легкими REE (в среднем 1421 и 79.9 ppm, соответственно). Все спектры

распределения REE из этой группы подобны друг другу, незначительно отличаясь уровнем содержания легких REE (рисунок 4.4а). Проявлены отрицательная Eu-аномалия (в среднем $Eu/Eu^* = 0.29$) и положительная Ce-аномалия (в среднем $Ce/Ce^* = 26.7$). Содержание U варьирует в широких пределах – от 218 до 1036 ppm при среднем значении 560 ppm. Содержание Th – от 128 до 565 ppm, в среднем 319 ppm. Th/U отношение (по данным метода SIMS) составляет в среднем 0.58. Как и для ядер циркона из гранитов 1 фазы, установленные геохимические особенности центральных частей зерен циркона из гранитов 2 фазы соответствуют характеристикам циркона магматического генезиса [131]. Содержание Y составляет в среднем 2044 ppm, содержание Hf – в среднем 11343 ppm. Содержание Ca в этой группе циркона неравномерное – в трех точках оно не превышает 3 ppm, в трех других варьирует от 21.4 до 594 ppm. В точке 4.1 с максимальным содержанием Ca также установлено максимальное для этой группы содержание U и легких REE, что характерно для циркона, испытавшего флюидное воздействие с привнесением несовместимых элементов, которое проявляется на позднемагматическом этапе становления массива [40]. При этом содержание других неформульных элементов Ba и Sr во всех точках достаточно низкое, что позволяет оценить изменение циркона, сопровождающееся привнесением несовместимых элементов, как незначительное. Содержание Ti варьирует в широких пределах – от 11.5 до 47.8 ppm, положительно коррелируя с содержанием Ca – индикатором наложенных изменений циркона. Поэтому для расчета температуры по Ti-в цирконе термометру [185] были использованы только четыре точки (1.1, 3.1, 5.1 и 6.1), в которых содержание Ti минимальное и незначительно варьирует (от 11.5 до 24.5 ppm). Среднее значение температуры кристаллизации циркона по выбранным точкам составляет 800°C.

Черные в CL-изображении краевые зоны циркона были проанализированы в 11 точках. Общим для них является повышенное, по сравнению с центральными частями зерен, содержание U (от 1085 до 7481 ppm при среднем значении 4251 ppm). Содержание Th также выше, чем в центральных частях, но его рост менее масштабен – от 282 до 1926 ppm, в среднем 1199 ppm. Th/U отношение в краевых частях зерен, соответственно, несколько ниже, чем в центральных и составляет в среднем 0.30. Также краевые зоны отличаются повышенным содержанием Li (в среднем 54.1 ppm), в центральных частях зерен оно примерно на порядок ниже (в среднем 4.39 ppm).

По характеру спектров распределения REE проанализированные краевые зоны возможно разделить на три группы по геохимическим признакам. В первую следует отнести две точки – 4.2 и 11 (рисунок 4.4в), для которых распределение REE мало отличается от такового в центральных частях зерен. Спектры распределения REE в них имеют дифференцированный

характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 2928). Суммарное содержание REE составляет в среднем 1226 ppm. Как и в центральных частях зерен, в этих точках хорошо проявлены положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем 39.0) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.17). Следует отметить, что корреляция этих показателей с содержанием U не наблюдается – разброс в содержании U значительный (от 1085 ppm для точки 11 до 5761 ppm для точки 4.2). Такой же значительный разброс и по содержанию Hf – 12699 и 17279 ppm, соответственно. Содержание Ca, как и других неформульных для циркона элементов Sr и Ba, низкое, на уровне не более первых ppm. Среднее значение температуры кристаллизации, определенной по Ti-в цирконе термометру по точкам 4.2 и 11 составляет 750°C [63].

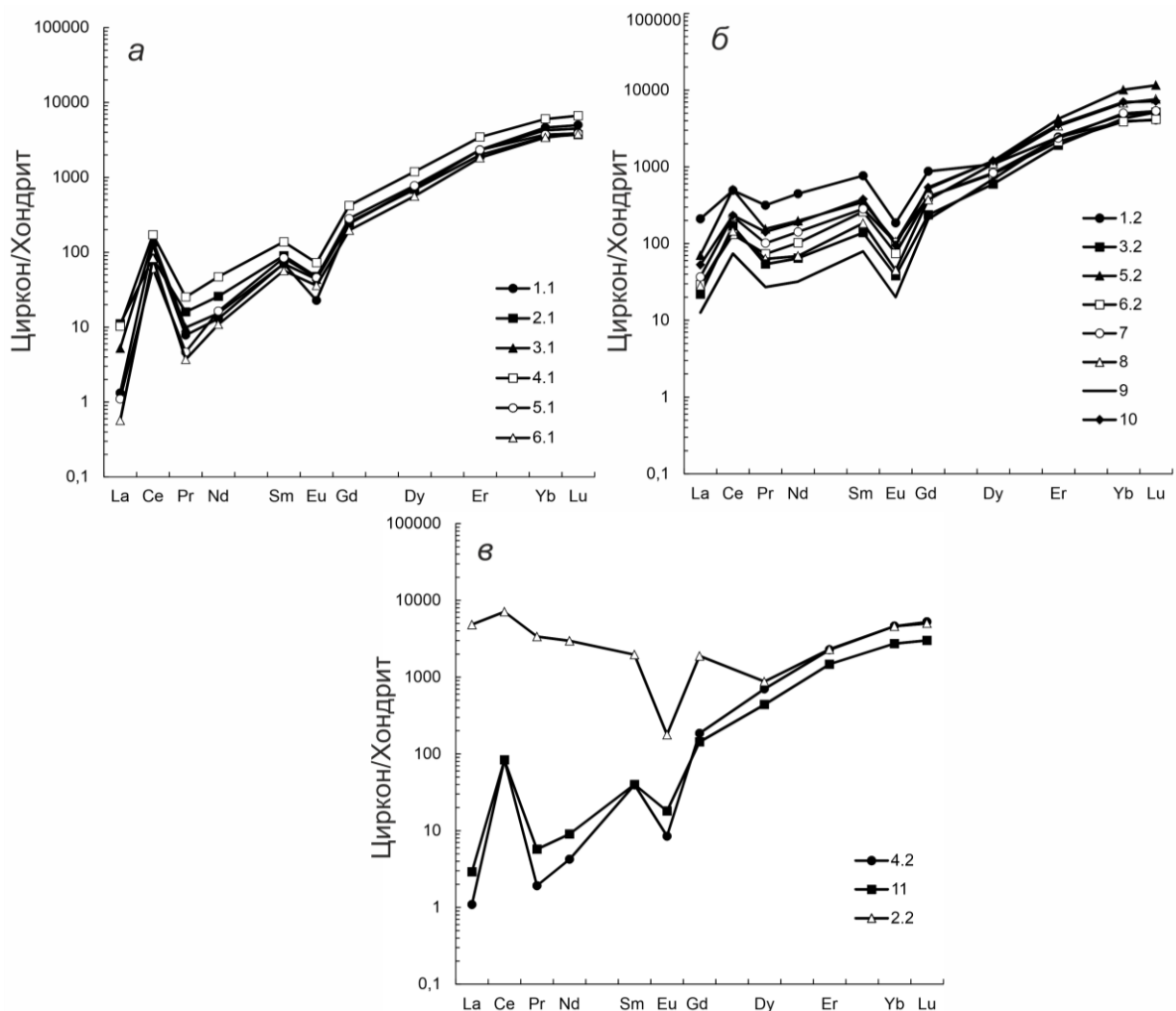


Рисунок 4.4 – Спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе из гранитов второй фазы (обр. ТН2-1), нормированные на хондрит CI [154]

Вторая группа точек самая многочисленная, в нее входят точки 1.2, 3.2, 5.2, 6.2, 7, 8, 9 и 10. Спектры распределения REE для них подобны друг другу, отличаясь уровнем содержания легких REE, и, в меньшей степени, тяжелых REE (рисунок 4.4б). Отличительной особенностью спектров является их выположенность (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 190), в первую

очередь, за счет повышенного содержания легких REE. Суммарное содержание LREE составляет в среднем 247 ppm, что значительно выше, чем в точках 4.2 и 11 (54.9 ppm). Соответственно, общее содержание REE также повышенное – в среднем 2144 ppm. Хорошо проявлена отрицательная Eu-аномалия (в среднем $Eu/Eu^* = 0.22$). Положительная Ce-аномалия, напротив, в значительной степени редуцирована (в среднем $Ce/Ce^* = 3.54$). Содержание Hf находится на достаточно высоком уровне – в среднем 16085 ppm. Также рассматриваемые точки отличаются повышенным содержанием неформульных элементов – Ca, Sr, Ba, Ti. В точке 1.2 зафиксированы аномально высокие содержания Ca и P, возможно, связанные с попаданием в область анализа микровключения апатита. Но, даже без учета точки 1.2, среднее содержание Ca составляет 112 ppm, что свидетельствует об образовании краевых зон циркона при воздействии флюида, обогащенного несовместимыми элементами. Содержание Ti варьирует от 20.5 до 270 ppm, что также отражает воздействие флюида [129]. Значение температуры кристаллизации по Ti-в цирконе термометру для точки 3.2 с минимальным содержанием Ti в 20.5 ppm составляет 810°C.

Точка 2.2 сильно отличается от других групп характером распределения REE (рисунок 4.4в). Содержание легких REE в ней составляет 7158 ppm, при этом угол наклона спектра в области LREE является нетипичным для циркона – «отрицательным», с уменьшением нормированного к хондриту содержания по мере увеличения порядкового номера LREE. Наклон и уровень содержания тяжелых REE для точки 2.2 совпадает с таковым у других точек, относящихся к черным в CL-изображении высокоурановым краевым зонам циркона. В итоге спектр распределения REE для этой точки приобретает форму «крыльев птицы». Нельзя исключать, что такая форма спектра является специфическим проявлением тетрадного эффекта в распределении REE, который ранее для циркона фиксировался крайне редко. В точке 2.2 зафиксировано повышенное содержание P, равное 1448 ppm, но недостаточно высокое, чтобы связать обогащение циркона легкими REE с захватом микровключений апатита и/или монацита. Захвату апатита также противоречит повышенное, но не аномально высокое, содержание Ca, равное 275 ppm. Кроме того, в спектре распределения REE наблюдается редуцированная положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 1.75$), не встречающаяся у апатита и монацита. Если бы «всплеск» легких REE был обусловлен захватом микровключений этих минералов, то положительная Ce-аномалия отсутствовала. Отрицательная Eu-аномалия в точке 2.2 является максимальной ($Eu/Eu^* = 0.09$) среди всей выборки циркона из образца ТН1-2. Содержание других редких элементов в точке 2.2 находится примерно на том же уровне, установленном для основной группы точек их черных в CL-изображении краевых зон. Содержание U составляет

2746 ppm, что даже меньше среднего значения для краевых зон. Th/U отношение равняется 0.45.

Циркон из гранитов 3 фазы (обр. 2424). Циркон из образца лейкогранитов 2424 в основном представлен зернами со сложным внутренним строением, слабо удлиненной формы, не превышающими 200 мкм по удлинению (коэффициент удлинения составляет 1:1.5-2.0). Наиболее показательным может выступать зерно с точками 14, 15 и 16 (рисунок 4.5) размером примерно 100×200 мкм. В центральной части зерна (точка 14) в режиме CL наблюдается обособленный домен, размером около 30×50 мкм, с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью в темно-серых тонах. Основная часть зерна, которая окружает этот домен, имеет характерную тонокполосчатую ростовую осцилляционную зональность в светло-серых тонах (точка 15). В свою очередь основную часть зерна окаймляет темно-серая, практически черная в CL-изображении, оторочка, достигающая толщины около 30 мкм на вершинах зерна (дипирамиде, точка 16) и практически исчезающая на гранях призмы. Зерна циркона с точками 9-10-11 и 19-20 имеют сходное строение. В зернах с точками 12-13 и 17-18 ядро отсутствует, зато мощность темно-серой краевой зоны весьма существенная и достигает 50 мкм. Зерна с точками 3-4, 5-6 и 7-8 отличаются по форме, от почти изометричного облика до слабоудлиненного идиоморфного. Во всех трех зернах присутствует ядро, достигающее 50-70 мкм в поперечнике и имеющее корродированные границы (точки 3, 5 и 7). Основная часть зерна, в отличие от вышерассмотренных зерен, представлена незональной темно-серой в CL массой (точка 6) с участками с черной окраской в форме неправильных затеков и следов растворения (зерна с точками 3-4 и 5-6), либо чередованием черных в CL-изображении полос толщиной до 20-30 мкм с темно-серыми участками с реликтами осцилляционной зональности (зерно с точками 7-8). Во всех случаях в зернах присутствует черная в CL-изображении внешняя зона, относительно выдержанная по толщине, достигающая 20 мкм (точки 4 и 8). Зерно с точками 1 и 2 представляет собой обломок вытянутой формы (коэффициент удлинения не менее 1:3) с преобладанием граней призмы. Основная часть зерна имеет среднеполосчатую ростовую осцилляционную зональность с переходами от светло-серых (точка 1) до практически черных тонов. Это внутренняя структура резко сменяется «обрастанием» в темно-серых тонах и с пятнистым строением. Толщина обрастания максимальна на вершине зерна (до 30-40 мкм, точка 2) и минимальна вдоль граней призмы (не более 20 мкм). По своему внутреннему строению «обрастание» напоминает основную массу зерен циркона с точками 3-4 и 5-6. Внешняя краевая зона черного цвета в этом зерне отсутствует [54].

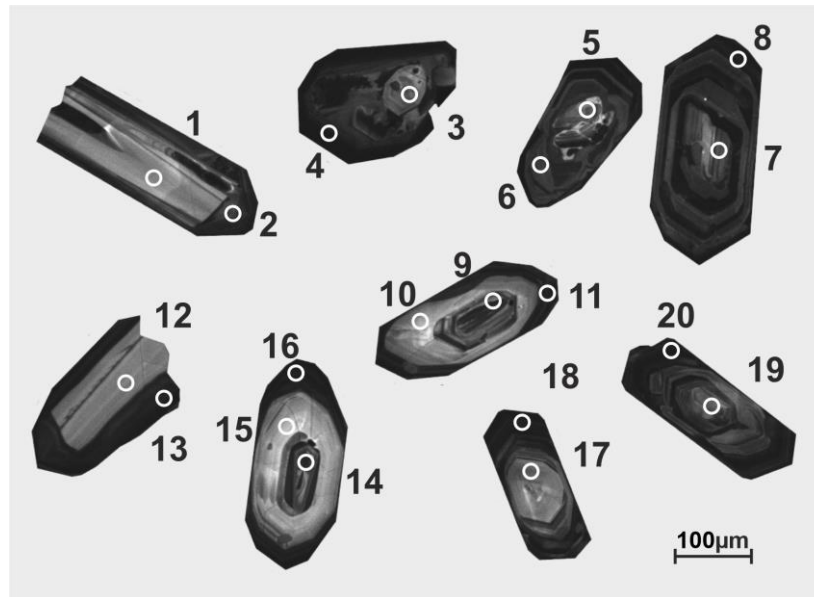


Рисунок 4.5 – CL изображения циркона из лейкогранитов третьей фазы (обр. 2424) Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

Таким образом, проанализированные 20 точек циркона могут быть условно разделены на следующие группы. Наименее измененными по внешнему облику (светло-серая окраска в CL с ростовой осцилляционной зональностью), и отвечающие популяции с магматическим происхождением, являются точки 1, 10, 12, 15 и 17. Другую группу образуют ядра в центральной части зерен, зачастую демонстрирующие следы изменений и неравномерной окраской в CL в темных тонах – точки 3, 5, 7, 9, 14 и 19. По окраске в CL к ним близки точки 1 и 6, отвечающие краевой зоне зерна. Отдельную группу составляют черные в CL-изображении внешние зоны, – точки 4, 8, 11, 13, 16, 18 и 20 [54].

По редкоземельному составу, проанализированный циркон разделяется на три группы, согласуясь с выполненным ранее разделением на три группы (приложение В, таблица В.1). Первую группу составляют точки 1, 10, 12, 15 и 17, относящиеся к центральной части зерен со светло-серой окраской в CL-изображении и тонко-полосчатой осцилляционной зональностью. Суммарное содержание REE варьирует в этой группе от 338 до 890 ppm, составляя в среднем 573 ppm. Спектры распределения REE дифференцированы (рисунок 4.6а) с заметным увеличением от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 1164). Отчетливо проявлена положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* составляет в среднем 28.2) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.27). Содержание U составляет в среднем 374 ppm, содержание Th – 111 ppm, Th/U отношение, по данным SIMS, равняется в среднем 0.36. Содержание Li находится на относительно невысоком уровне, относящемся к диапазону для циркона из пород континентальной коры (в среднем 6.04 ppm). Содержание P

составляет в среднем 173 ppm, содержание Ca (в среднем 21.5 ppm) и других неформульных элементов – Ba, Sr невелико, что показывает отсутствие флюидного воздействия на данную группу циркона. Содержание Hf составляет в среднем 11759 ppm. Содержание Ti минимальное и незначительно варьирует (от 5.3 до 26.6 ppm). Среднее значение температуры кристаллизации циркона по выбранным точкам составило около 770°C

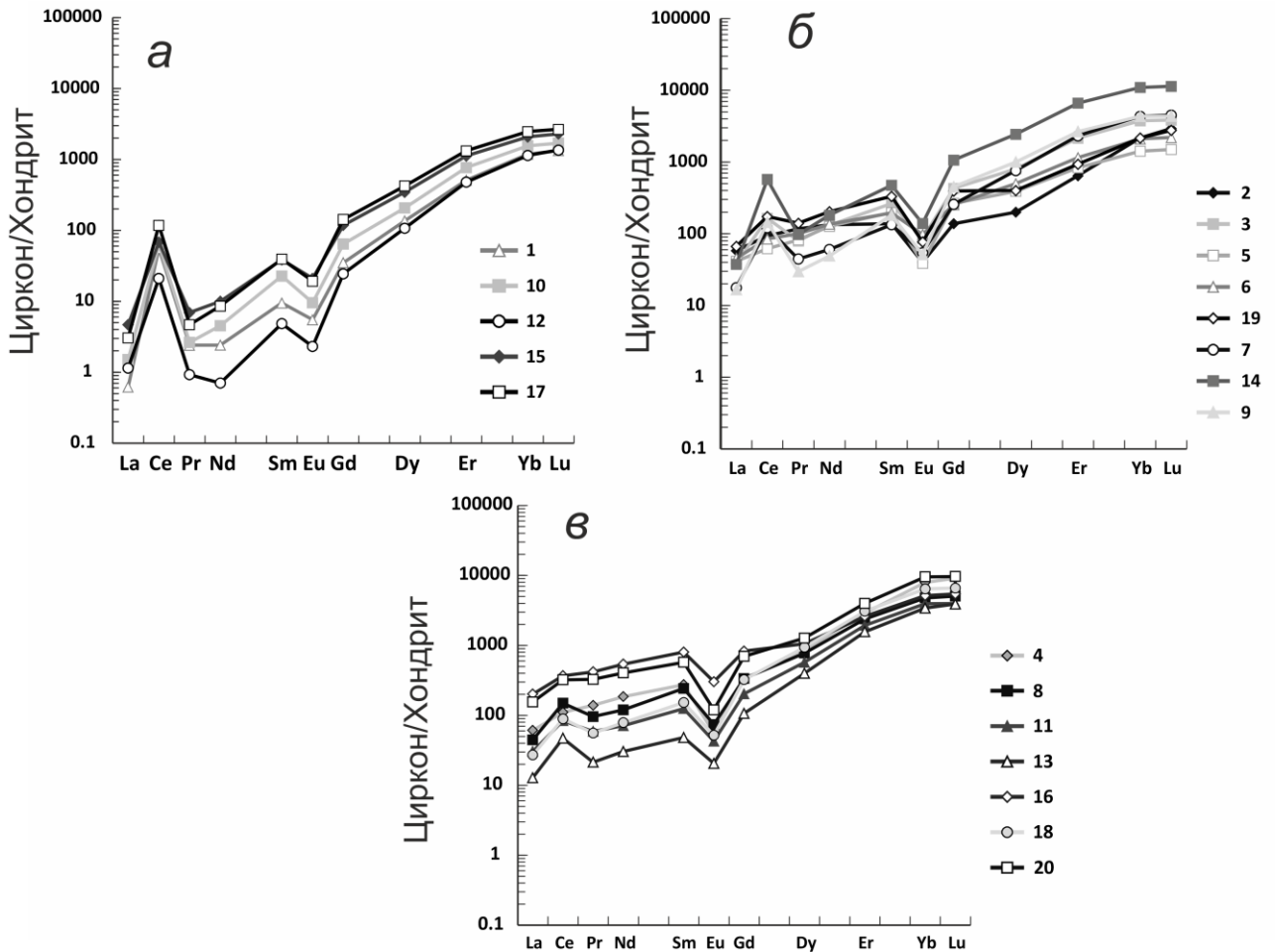


Рисунок 4.6 – Спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. 2424), нормированные на хондрит CI [154]

Во вторую геохимическую группу относятся точки 2, 3, 5, 6, 7, 9, 14 и 19 (приложение В, таблица В.1), относящиеся в основном к измененным ядрам, а также к основной части зерен со следами перекристаллизации (темно-серые краевые части зерен циркона в CL) (точки 2 и 6). Суммарное содержание REE в этой группе заметно больше (в среднем 1578 ppm), чем для рассмотренной выше. Спектры REE гораздо более выположены (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 137; рисунок 4.6б). Положительная Ce-аномалия в значительной степени редуцирована (Ce/Ce^* в среднем 3.56), отрицательная Eu-аномалия имеет примерно такую же амплитуду (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.25). Также увеличивается содержание Y (в среднем 2063 ppm, по сравнению с 742 ppm для предыдущей группы). Содержание U и Th заметно выше и составляет для U в среднем 1595 ppm, Th – 811 ppm, Th/U отношение равняется в среднем

0.53. Содержание Li заметно выше, чем в предыдущей группе – в среднем 21.3 ppm. Содержание P также увеличивается и составляет в среднем 289 ppm, содержание Ca растет (в среднем 75.1 ppm). Содержание Hf несущественно выше – в среднем 12989 ppm. Для данных точек было определено среднее содержание Ti равное 30.2 ppm, что отвечает усредненному значению температуры около 840°C [54].

В третью группу относятся высокоурановые, черные в CL-изображении, тонкие внешние зоны, – точки 4, 8, 11, 13, 16, 18 и 20 (приложение В, таблица В.1). Суммарное содержание REE в этой группе максимальное (в среднем 2085 ppm), по сравнению с рассмотренными выше. Спектры REE выположены в области легких REE (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 147; рисунок 4.6в). Положительная Ce-аномалия в значительной степени редуцирована (Ce/Ce^* в среднем 1.90), отрицательная Eu-аномалия такая же, как и в других группах для данной пробы (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.26). Содержание U и Th высокое и составляет для U в среднем 5447 ppm, Th – 802 ppm, Th/U отношение, по сравнению с другими группами пониженное, и равняется в среднем 0.15. Содержание Li заметно выше, чем в предыдущих группах – в среднем 73.0 ppm. Содержание P также увеличивается и составляет в среднем 607 ppm, содержание Ca примерно, как в предыдущей группе (в среднем 79.2 ppm). Содержание Hf, напротив, заметно выше – в среднем 19343 ppm. Среднее содержание Ti, установленное для данной группы, составляет 32.5 ppm, что отвечает усредненному значению температуры около 830°C [63].

Циркон из гранитов 3 фазы (обр. ТНЗ-1). Первоначально из гранитов 3 фазы (лейкогранитов) было выделено около 30 зерен циркона, помещенных в шайбу М-2974. Примерно треть из них представлена преимущественно ксеноморфными зернами или их обломками, не превышающими в поперечнике 100 мкм (рисунок 4.1в). В CL-изображении они отличаются темно-серым, доходящим до черного, оттенком и пятнистым внутренним строением, иногда пористым. По данным SEM-EDS в этих зернах циркона установлено небольшое количество микровключений, среди которых были диагностированы: ксенотим, F-апатит, уранинит, альбит. Размер микровключений обычно не превышает 5 мкм, лишь включение ксенотима в одном кристалле циркона достигает 70 мкм [144]. Вторая популяция циркона представлена слабо удлинёнными (коэффициент удлинения находится в интервале 1:2–1:3) окатанными зернами, как правило, не превышающими по удлинению 100 мкм. Для них характерна тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность в серых и темно-серых тонах. В ряде зерен присутствуют краевые зон темно-серого цвета в CL с «размытой» зональностью или ее отсутствием, достигающие по объему до половины зерна. По причине лимитированного наличия зерен с ожидаемым возрастом кристаллизации гранитов Белокурихинского массива около 250 млн лет выделение циркона из того же образца

лейкогранита ТНЗ-1 было повторено. Среди примерно 40 зерен циркона, заново выделенных и помещенных в шайбу М-3066, доминирующими оказались удлиненные зерна дипирамидально-призматического облика, достигающие 100-250 мкм по удлинению (коэффициент удлинения находится в интервале 1:2–1:3). Характерной чертой является зональное строение зерен со светло-серой или серой в CL-изображении центральной частью с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью и черной краевой зоной, мощность которой максимальна на вершинах зерен, где не превышает 30 мкм (рисунок 4.7).

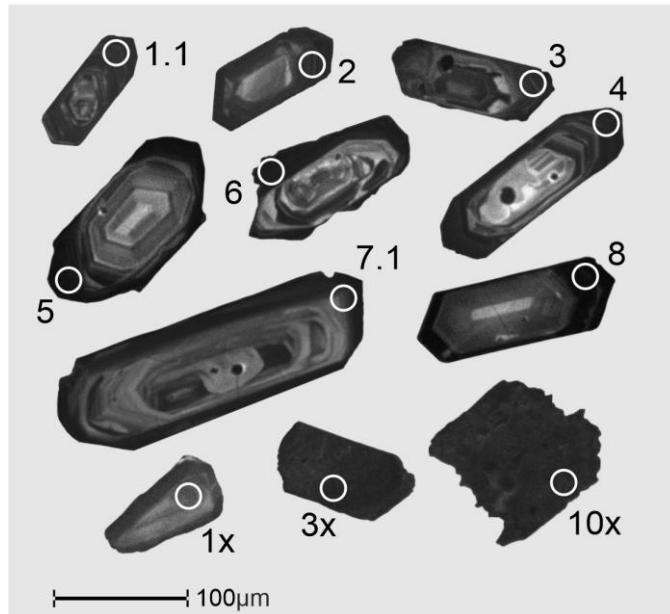


Рисунок 4.7 – CL изображения циркона из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1) Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

По характеру спектров распределения REE проанализированный циркон из лейкогранита разделяется на три группы. В первую попадают две точки – 7.1 и 6 с шайбы М-3066 (рисунок 4.8а), для которых спектры распределения REE имеют дифференцированный характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 2232). Суммарное содержание REE составляет в среднем 1039 ppm. В этих точках хорошо проявлены положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем 50.3) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.27). Отмеченные особенности состава характерны для циркона магматического генезиса [131]. Содержание U и Hf, по сравнению с другими точками данной пробы, минимальное – в среднем 878 и 10979 ppm, соответственно. Содержание P и Li в среднем также ниже, чем в других группах циркона – 257 и 16.3 ppm. Содержание Ca в точках 7.1 и 6 составляет 5.39 и 86.1 ppm. Другие неформульные для циркона элементы Sr и Ba присутствуют на низком уровне (Sr – менее 1 ppm, Ba – не более первых ppm). Среднее

значение температуры кристаллизации, определенной по Ti-в цирконе термометру по точкам 7.1 и 6 составляет 808°C.

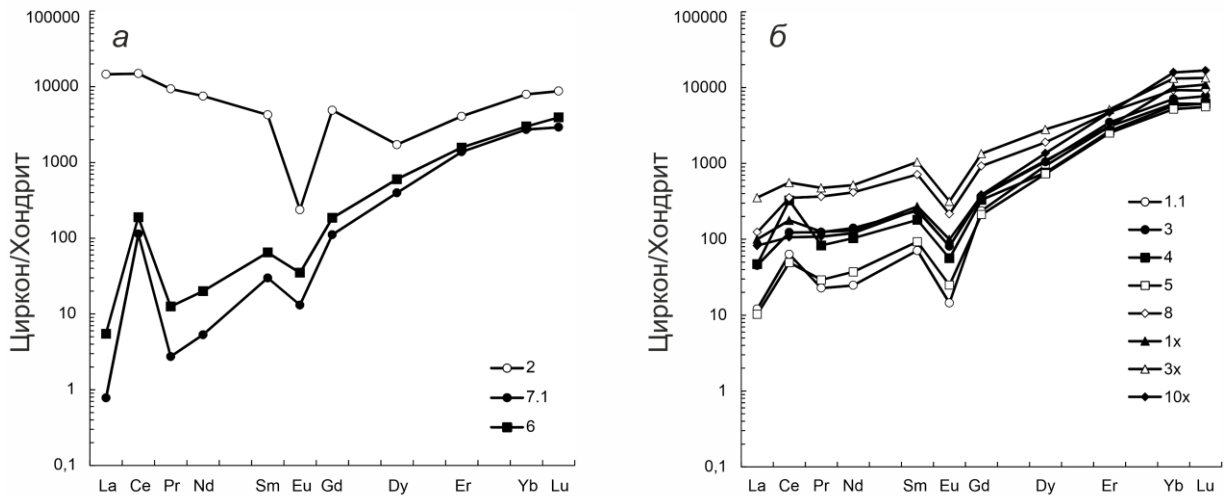


Рисунок 4.8 – Спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1), нормированные на хондрит CI [154]

Вторая группа состоит из 8 точек (1.1, 3, 4, 5, 8 с шайбы М-3066 и 1x, 3x, 10x с шайбы М-2974). Спектры распределения REE для них подобны друг другу, отличаясь уровнем содержания легких REE, и практически совпадают в области тяжелых REE Er-Lu (рисунок 4.8б). Отличительной особенностью спектров является их выположенность (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 221), за счет повышенного содержания легких REE. Суммарное содержание LREE составляет в среднем 258 ppm, что значительно выше, чем в точках 7.1 и 6 (99.9 ppm). Общее содержание REE также повышенное – в среднем 3027 ppm. Отрицательная Eu-аномалия хорошо проявлена (в среднем $Eu/Eu^* = 0.24$). Положительная Ce-аномалия в значительной степени редуцирована (в среднем $Ce/Ce^* = 2.41$). Содержание U варьирует от 3638 до 14196 ppm, составляя в среднем 6912 ppm. Среднее содержание Li аномально высокое и составляет в среднем 90.3 ppm. Такое высокое содержание Li нетипично для циркона магматического генезиса [86], его возможно объяснить воздействием флюида с существенной коровой компонентой. Содержание P в этой группе циркона выше (1040 ppm), чем для циркона первой группы с проявленными Ce- и Eu-аномалиями. Содержание P и Y положительно коррелирует друг с другом, что возможно объяснить изоморфизмом ксенотимового типа: $Si^{4+} + Zr^{4+} = P^{5+} + Y^{3+}$ [108]. Содержание Hf находится на высоком уровне – в среднем 21897 ppm. Примечательно, что в трех темных зернах без зональности, проанализированных в шайбе М-2974, среднее содержание Hf гораздо выше – 31129 ppm, чем в краевых зонах циркона из шайбы М-3066. Точки данной группы отличаются повышенным содержанием неформульных элементов – Ca (в среднем 357 ppm), Sr (5.73 ppm), Ba (9.69 ppm) и Ti (183 ppm). В двух точках из этой группы (точки 4 и 10x) содержание Ti не выглядит завышенным за счет флюидного

воздействия, составляя 21.5 и 14.6 ppm, соответственно. Значение температуры кристаллизации по Ti-в цирконе термометру для этих двух точек составляет в среднем 800°C.

Точка 2 сильно отличается от других групп характером распределения REE (рисунок 4.8а). Содержание легких REE в ней составляет 16867 ppm, при этом угол наклона спектра в области LREE является «отрицательным», с уменьшением нормированного к хондриту содержания по мере увеличения порядкового номера LREE. Спектр в области тяжелых REE, начиная с Dy, совпадает со спектрами других точек из этой пробы. Как было установлено и для одного зерна циркона из 2 фазы (точка 2.2), спектр распределения REE для этой точки из 3 фазы также приобретает форму «крыльев птицы». В точке 2 зафиксировано максимальное содержание Р относительно других зерен (3008 ppm), но недостаточно высокое, чтобы причиной обогащения циркона легкими REE выступал захват микровключений апатита и/или монацита. Попаданию в область анализа апатита также не соответствует повышенное, но не аномально высокое, содержание Са, равное 369 ppm. Кроме того, в спектре распределения REE наблюдается редуцированная положительная Се-аномалия ($Se/Se^* = 1.28$), характерная исключительно для циркона. Отрицательная Eu-аномалия в точке 2 является максимальной ($Eu/Eu^* = 0.05$) среди всей выборки циркона из образца лейкогранита. Содержание U составляет 7320 ppm, что находится на уровне рассмотренной выше группы циркона. Th/U отношение равняется 0.30.

Отдельно стоит выделить пористый по структуре зональный циркон 2974-21, в центральной части которого присутствует выделение ксенотима размером около 70 мкм (рисунок 4.9). Центральная, наиболее гетерогенная, часть циркона имеет пониженное содержание SiO₂ в центральной части кристалла – 23.1-23.6 мас.%, а также крайне низкое содержание ZrO₂ – 32.5-35.5 мас.% . В ней также установлено высокое содержание Y₂O₃ (2.98-4.39 мас.%) и P₂O₅ (от 1.73 до 2.29 мас.%). Также отмечается повышенное содержание неформульных элементов, таких как Fe, Al, Ca (в среднем составляя 2.19 мас.% – FeO, 1.55 мас.% – Al₂O₃, 1.41 мас.% – CaO). Содержание ThO₂ и UO₂ (0.69 и 0.54 мас.%, соответственно). Содержание HfO₂ в центральной части кристалла составляет в среднем 1.89 мас.%. Суммарное содержание измеренных методом EPMA оксидов составляет всего лишь 72.1-72.8 мас.%, что предполагает присутствие значительного количества летучих компонентов, включая воду. Содержание воды по данным SIMS достигает 1.3 мас.%, F – 3900, Cl – 770 ppm, а также отмечается наличие Be и В. Центральная часть циркона по данным SIMS отличается крайне высоким суммарным содержанием редкоземельных элементов (от 10000 до 38800 ppm) (таблица 4.1). В целом содержание редких элементов в цирконе по данным SIMS соответствует результатам EPMA [144]. Так, содержание Y по данным SIMS составляет от 15000 до 50700

ppm, P – от 3500 до 7900 ppm, Ca – от 2200 до 7200 ppm, U – 4900-10800 ppm, Th– 1900-6700, Ti – 300-1900 ppm. Стоит отметить, что повышенное содержание Y, P и Ca за счет микровключений ксенотима или иных фосфатов, не фиксируемых при электронномикроскопическом исследовании, нами исключается, по причине отсутствия значительного увеличения содержания P при аномальном росте содержания REE и Y. Содержание P в целом коррелирует с содержанием Y и Ca и тоже имеет высокий уровень содержания. Однако при максимальном содержании Y и Ca (50700 и 7200 ppm, соответственно) в цирконе установлено всего 7900 ppm фосфора. Такое соотношение этих элементов исключает захват в поле анализа микровключений фосфатов. Кроме того, возможно предположить, что в данном случае схема изоморфизма ксенотимового типа имеет подчиненное значение, а преобладающим является изоморфизм по схеме: $H^+ + (REE, Y)^{3+} = Zr^{4+}$

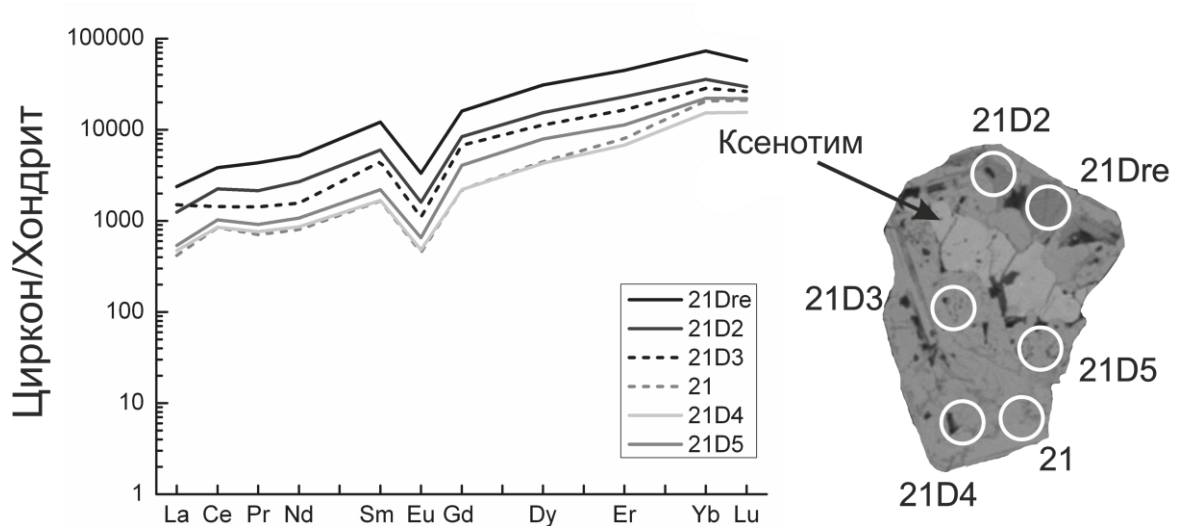


Рисунок 4.9 – Спектр распределения редкоземельных элементов в цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1), нормированные на хондрит CI [154], и CL изображение циркона с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

В краевой части данного циркона соотношение SiO_2 и ZrO_2 близко к идеальной кристаллохимической формуле циркона (в среднем 32.7 и 63.8 мас.%, соответственно), из значимых примесей (по данным EPMA) отмечается HfO_2 – 3.94 мас.%, UO_2 – 0.41 мас.%, Y_2O_3 – 0.27 мас.%. Содержание редких и редкоземельных, а также легких и летучих элементов значительно ниже (в два и более раза), чем в центральной части циркона. Например, содержание Y и REE находится в диапазоне значений 7600-8100 и 6800-8000 ppm, соответственно, что меньше, чем в центральной части в 2-6 раза. Содержание Th в краевой части меньше в 3-10 раз по сравнению с центральной и составляет около 600 ppm; содержание P и Ca – меньше в 2-4 раза, составляя около 2000 ppm для P и 1000-2000 ppm – для Ca.

Содержание U, F и воды остается на высоком уровне. По остальным элементам состав краевой и центральной частей зерна отличаются незначительно.

Таблица 4.1 – Аномальный состав циркона (ppm) из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1)

	21Dre	21D2	21D3	21	21D4	21D5
La	563	295	356	99.1	112	128
Ce	2351	1374	879	518	522	630
Pr	404	199	132	65.4	70.7	85.0
Nd	2367	1230	717	366	394	491
Sm	1799	888	658	245	249	327
Eu	187	90.1	62.0	25.5	27.2	36.6
Gd	3188	1668	1340	438	437	807
Dy	7629	3794	2784	1098	1054	1952
Er	7179	3670	2639	1285	1085	1813
Yb	11752	5752	4579	3324	2471	3566
Lu	1409	730	649	519	381	542
Li	53.7	39.9	109	121	87.7	94.8
P	7913	3547	7388	2154	2072	5774
Ca	7174	3146	2515	1032	1733	2183
Ti	1886	856	315	207	366	366
Sr	93.1	47.0	57.6	14.8	23.4	37.9
Y	50698	24695	20000	8067	7628	15076
Nb	2368	1136	311	282	367	371
Ba	141	77.4	55.2	18.7	39.6	44.1
Hf	31816	22052	44926	32699	32498	36081
Th	6719	3114	3138	620	603	1863
U	6721	4900	10748	13432	8071	10656
Be	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18.7	32.2
B	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.51	16.9
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11866	13046
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1651	3915
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	362	777
Th/U	1.00	0.64	0.29	0.05	0.07	0.17
Eu/Eu*	0.24	0.23	0.20	0.24	0.25	0.22
Ce/Ce*	1.19	1.37	0.98	1.56	1.42	1.46
ΣREE	38828	19690	14795	7982	6802	10376
ΣLREE	5685	3097	2084	1048	1099	1333
ΣHREE	31156	15614	11991	6663	5427	8680
Lu _N /La _N	24.1	23.9	17.5	50.4	32.8	41.0
Lu _N /Gd _N	3.57	3.54	3.91	9.58	7.04	5.44
Sm _N /La _N	5.11	4.83	2.96	3.95	3.56	4.10
T(Ti), °C	1587	1462	1175	1103	1205	1205

Спектры распределения REE в исследуемом кристалле циркона, как в центральной, так и в краевой его части подобны друг другу (рисунок 4.9), однако отличаются уровнем содержания, отражая постепенное снижение уровня содержания редкоземельных элементов от точек центральной части к точкам, расположенным в краевой зоне. Спектры распределения REE характеризуются дифференцированным графиком от легких к тяжелым REE с явно выраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* =$ от 0.20 до 0.25) и слабо выраженной положительной Ce-аномалией, которая в некоторых точках анализа вообще отсутствует ($Ce/Ce^* =$ от 0.98 до 1.56). В краевой части циркона степень дифференциации REE несколько выше ($Lu_N/La_N =$ в пределах 32.8-50.4 – для краевых и 17.5-41.0 – для центральных участков) [144].

Циркон из лейкогранитов 3 фазы (обр. 2016-5 из Точильного штока). Циркон в основном представлен удлинёнными идиоморфными зёрнами, размер которых по удлинению составляет 200-350 мкм (редко до 450 мкм), коэффициент удлинения составляет 1:2 – 1:3, в единичных случаях достигая 1:6 (например, зерно с точкой 8, рисунок 4.10). Существенная часть зёрен имеет гетерогенное строение со светло-серой в CL-изображении центральной частью. Центральная часть, как правило, имеет идиоморфный облик, с границами, параллельными внешним границам зёрна (например, зерно с точкой 5). Краевая часть, отличающаяся темно-серой окраской в CL-изображении, облекает центральную полностью, имея максимальную мощность (до 40-90 мкм) в районе вершин дипирамиды. В центральной и краевой зонах наблюдается тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность, ориентировка которой параллельна как между зонами, так с внешними границами зёрна. Поэтому такое соотношение между зонами внутри зёрна не следует рассматривать как комбинацию ядро-кайма, отражающую два дискретных события, как правило, магматическое, соответствующее ядру циркона, и метаморфическое или гидротермальное, приводящее к образованию каймы. Скорее всего, наличие темных и черных в CL-изображении краевых зон является следствием обогащения флюидонасыщенного магматического расплава несовместимыми элементами, что приводит, в том числе, к изменению внутреннего строения циркона, кристаллизующегося из этого расплава. При этом повышенное содержание урана определяет темную окраску краевых зон циркона в CL-изображении. Такой эффект был отмечен для циркона, кристаллизовавшегося из сильно фракционированного гранитного расплава [206].

Геохимия циркона из лейкогранитов Точильного штока была дополнительно изучена еще в 6 точках (рисунок 4.10, приложение В, таблица В1). Точки 11, 14 и 15 расположены в черных в CL-изображении доменах неправильной формы, приуроченных к центральным частям зёрен. Точки 12 и 16 находятся в темно-серой центральной части, точка 13 – в черной краевой зоне.

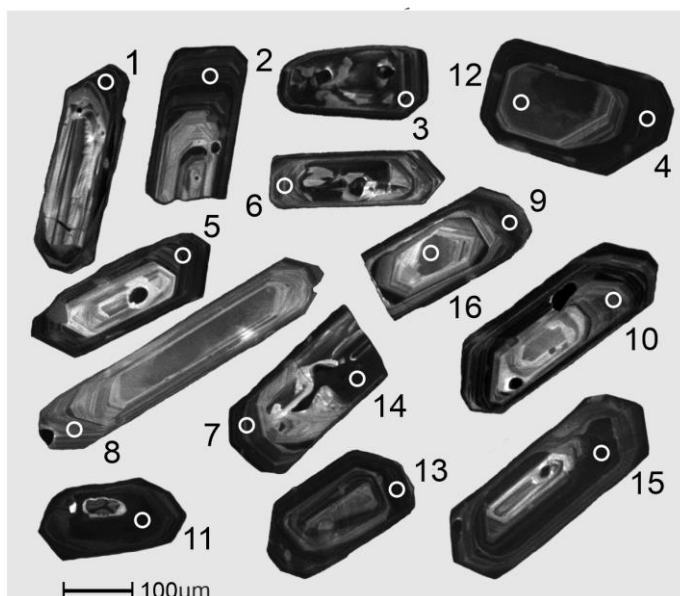


Рисунок 4.10 – CL изображения циркона из лейкогранитов третьей фазы (обр. 2016-5) Белокурихинского массива с указанием аналитических кратеров (диаметр составляет примерно 20 мкм)

По редкоземельному составу, изученный циркон из обр. 2016-5 может быть условно разделен на четыре группы. В первую очередь, это проявлено в характере распределения REE.

К первой группе относятся точки 1, 8, 10 и 16. Спектры распределения REE для них практически совпадают (рисунок 4.11а) и имеют явно выраженный дифференцированный характер распределения с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 8056). Суммарное содержание REE составляет в среднем 965 ppm. В этих точках хорошо проявлены положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем 63.7) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.16). Содержание U и Th, по сравнению с другими точками этой пробы, незначительное – в среднем 567 и 160 ppm, соответственно. Содержание неформульных элементов Ca, Sr и Ba находится на низком уровне - около 1 ppm и ниже. Содержание Ti практически не варьирует и составляет в среднем 7.95 ppm. Среднее значение температуры кристаллизации для этой группы определено как 720°C.

Вторая группа, к которой отнесены точки 2, 6 и 9, отличается от первой более пологими спектрами распределения REE в области легких REE (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 681, рисунок 4.11а). При этом суммарное содержание REE практически не меняется и составляет в среднем 967 ppm. Содержание легких REE увеличивается несущественно, по сравнению с первой группой (29.0 и 39.1 ppm, соответственно). Заметно уменьшается величина положительной Ce-аномалии (Ce/Ce^* в среднем равняется 7.28), амплитуда отрицательной Eu-аномалии остается на прежнем уровне (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.10). Среднее содержание U возрастает до 1340 ppm, Th – до 329 ppm. Заметно увеличивается среднее содержание Ca – до

25.6 ppm. Sr и Ba остаются на прежнем уровне. Содержание Ti варьирует от 4.02 до 19.2 ppm, составляя в среднем 11.9 ppm, что соответствует значению температуры в 750°C.

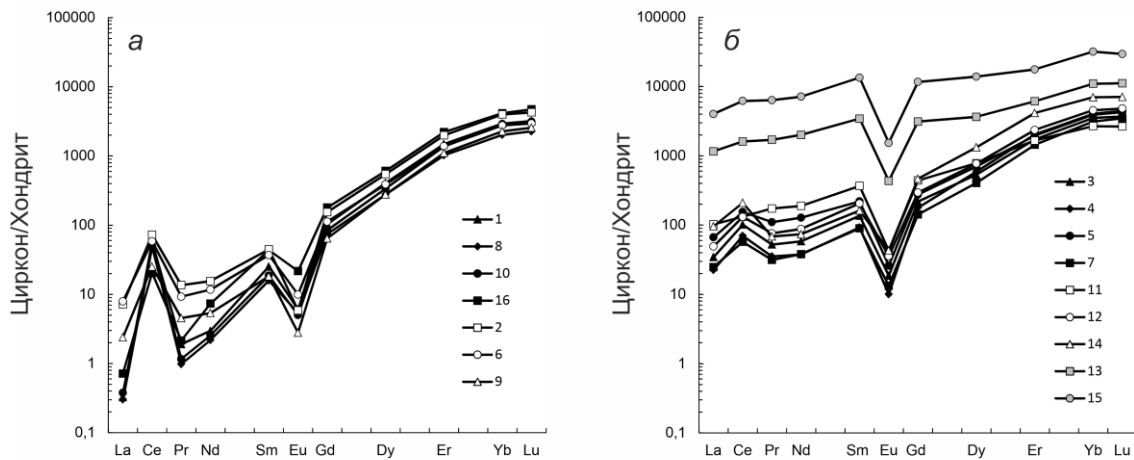


Рисунок 4.11 – Спектры распределения редкоземельных элементов в цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. 2016-5), нормированные на хондрит CI [154]

Третья группа точек самая многочисленная – к ней относятся точки 3, 4, 5, 7, 11, 12 и 14 (рисунок 4.11б). От первой и второй групп спектры REE отличаются еще более выположенным характером распределения (Lu_N/La_N отношение равняется в среднем 101). Более заметен рост суммарного содержания REE (в среднем 1521 ppm) и легких REE (в среднем 136 ppm). Количество тяжелых REE также увеличивается, по сравнению со второй группой (1357 и 923 ppm, соответственно). Среднее содержание U возрастает до 1988 ppm, Th – до 565 ppm. Среднее содержание Ca возрастает до 57.9 ppm. Среднее содержание Sr и Ba также увеличивается, до среднего уровня около 2 ppm. Содержание Ti варьирует уже от 19.2 до 128 ppm, составляя в среднем 47.3 ppm. Значение температуры кристаллизации по Ti-в цирконе термометру для двух точек с минимальным содержанием Ti около 20 ppm составляет в среднем 800°C.

В четвертую группу входят только две точки – 13 и 15, относящиеся к черным в CL-изображении участкам циркона. Спектры распределения REE для них принципиально отличаются от спектров для трех других остальных групп более высоким уровнем содержания всех REE (7410 и 25087 ppm), и особенно – повышенным содержанием легких REE (2335 и 8593 ppm). Следует отметить, что рассмотренные выше три другие группы имеют сходный уровень содержания тяжелых REE, преимущественно отличаясь по уровню содержания легких REE. Се-аномалия в четвертой группе редуцирована практически полностью (Ce/Ce^* в среднем равняется 1.18). Величина отрицательной Eu-аномалии соответствует другим группам ($Eu/Eu^* = 0.13$). Также в большую сторону заметно отличается содержание ряда редких элементов – U (4789 и 10264 ppm), Th (1236 и 2000 ppm), Ca (22974 и 4255 ppm). Содержание Sr возрастает в среднем до 59.6 ppm, Ba – до 65.9 ppm. Содержание Ti аномально высокое для циркона (599 и

2002 ppm) и не может быть использовано для оценки температуры кристаллизации. Аномально возрастает содержание Nb – в трех других группах наибольшее среднее содержание составляло 61.8 ppm, в этой группе содержание Nb определено как 213 и 1060 ppm. Для четвертой группы также установлено аномально высокое содержание Y – 5718 ppm для точки 13, 15787 ppm – для точки 15. В других группах среднее содержание Y значительно ниже, оно совпадает в первой и второй группах около 1200 ppm, в третьей группе возрастает до 1914 ppm. Содержание Hf имеет тенденцию увеличиваться от первой к четвертой группе (в среднем 13062 и 16843 ppm). Во второй и третьей группах содержание Hf несколько выше, чем в первой группе. Содержание P минимальное в первой и второй группах (в среднем 198 и 184 ppm), в третьей группе оно возрастает до среднего значения 284 ppm, в четвертой – до 8977 ppm. Содержание Li в целом выдержанное для всех точек циркона (от 0.72 до 8.16 ppm), при этом минимальные значения установлены для первой группы. Th/U отношение мало меняется в пределах всей выборки, оставаясь на уровне 0.2-0.3 [63].

В последнее время для реконструкции условий образования циркона и вмещающих их пород широкое распространение получили дискриминационные диаграммы, основанные на данных по редкоземельному составу этого минерала (например, [79, 116, 120, 123]). Диаграмма в координатах $La - Sm_N/La_N$ (показатель степени дифференциации легких REE) позволяет разделять циркон магматического генезиса и «гидротермально-метасоматический» циркон. Проведенные исследования показали, что в фигуративное поле «гидротермально-метасоматического» циркона также попадает измененный магматический циркон, подвергшийся интенсивному флюидному воздействию на поздне- или постмагматической стадии (например, [144]). Позднее в эту диаграмму было включено поле «пористого» циркона, также испытавшего воздействие флюидов и имеющего характерное пористое внутреннее строение [86]. Диаграмма в $Th/U-Nb/Hf$ позволяет разделить циркон из гранитов А-типа и I-типа [127].

При рассмотрении на диаграмме $La - Sm_N/La_N$ всех точек циркона из гранитов Белокурихинского массива (кроме популяции кайм циркона из гранитов 1 фазы, отличающихся молодым возрастом), разделенных по фазам внедрения (рисунок 4.12), заметно определенное перекрытие их составов. В каждой фазе гранитов есть типичный магматический циркон и измененный циркон, имеющий геохимические черты гидротермально-метасоматического циркона, в частности, повышенное содержание легких REE и выположенный характер спектра в этой области. При сравнении особенностей состава циркона из гранитов в зависимости от его геохимического типа (1 – соответствующий типовому «неизмененный магматическому циркону» по уровню элементов-примесей и характеру спектра REE; 2 – демонстрирующий

флюидное воздействие: повышенное содержание несовместимых элементов, выположенный характер спектра REE в области легких REE с редуцированной Ce-аномалией; 3 – с аномальными геохимическими характеристиками: аномально высокое содержание ряда неформульных элементов, нетипичный характер спектра REE) установлено, что циркон 1 типа попадает в основном в поле «магматического циркона» и, частично, в область «пористого» циркона (рисунок 4.12). Циркон 2 типа попадает в области составов «пористого» и «гидротермально-метасоматического» циркона. Циркон 3 типа (точки 2.2 из обр. ТН1-2, 2 из ТН3-1, 13 и 15 из 2016-5) расположен обособленно, тяготея к полю циркона гидротермально-метасоматического типа. На рисунке 4.12 и 4.13 показан циркон из гранитоидов Белокурихинского массива: 1 (полые кружки) – соответствующий неизмененный магматическому циркону; 2 (залитые кружки) – испытавший флюидное воздействие; 3 (треугольники) – с аномальными геохимическими характеристиками.

На диаграмме соотношения суммарного количества REE и Y (рисунок 4.13а) циркон 1 и 2 типов образует без исключений линейный тренд с сильной положительной корреляцией, демонстрирующий закономерное увеличение REE и Y в составе циркона под воздействием флюидов. Четыре точки циркона 3 типа расположены вне этого тренда. Две точки 3 типа с аномально обогащенными REE спектрами с плоским профилем (точки 13 и 15 из 2016-5), в принципе, расположены на продолжении тренда составов 1 и 2 типа. При этом две другие точки 3 типа (точки 2.2 из ТН1-2 и 2 из ТН3-1), с профилем спектра REE «крылья птицы» находятся вне тренда, демонстрируя преимущественное накопление REE по сравнению с Y

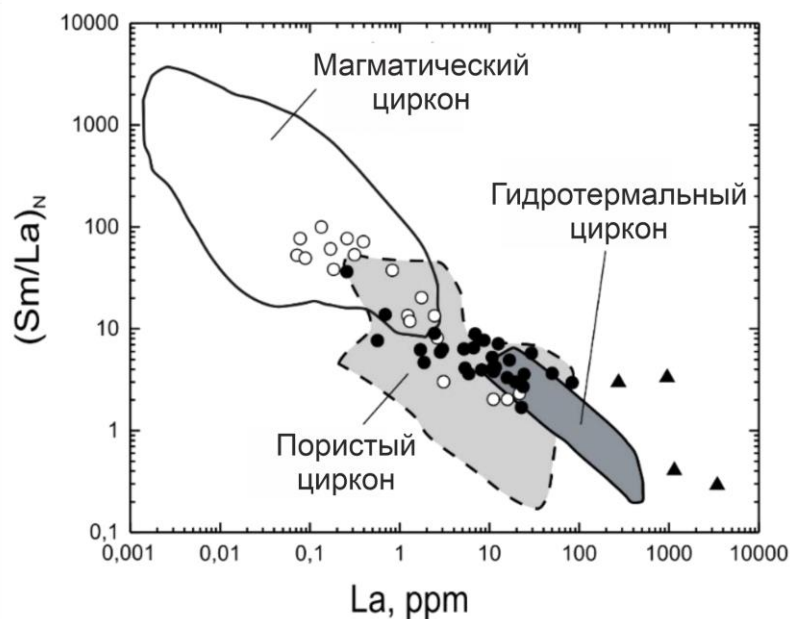


Рисунок 4.12 – Дискриминационная диаграмма La–(Sm/La)_N для определения генезиса циркона.

Поля составов приведены по [86, 123, 131]

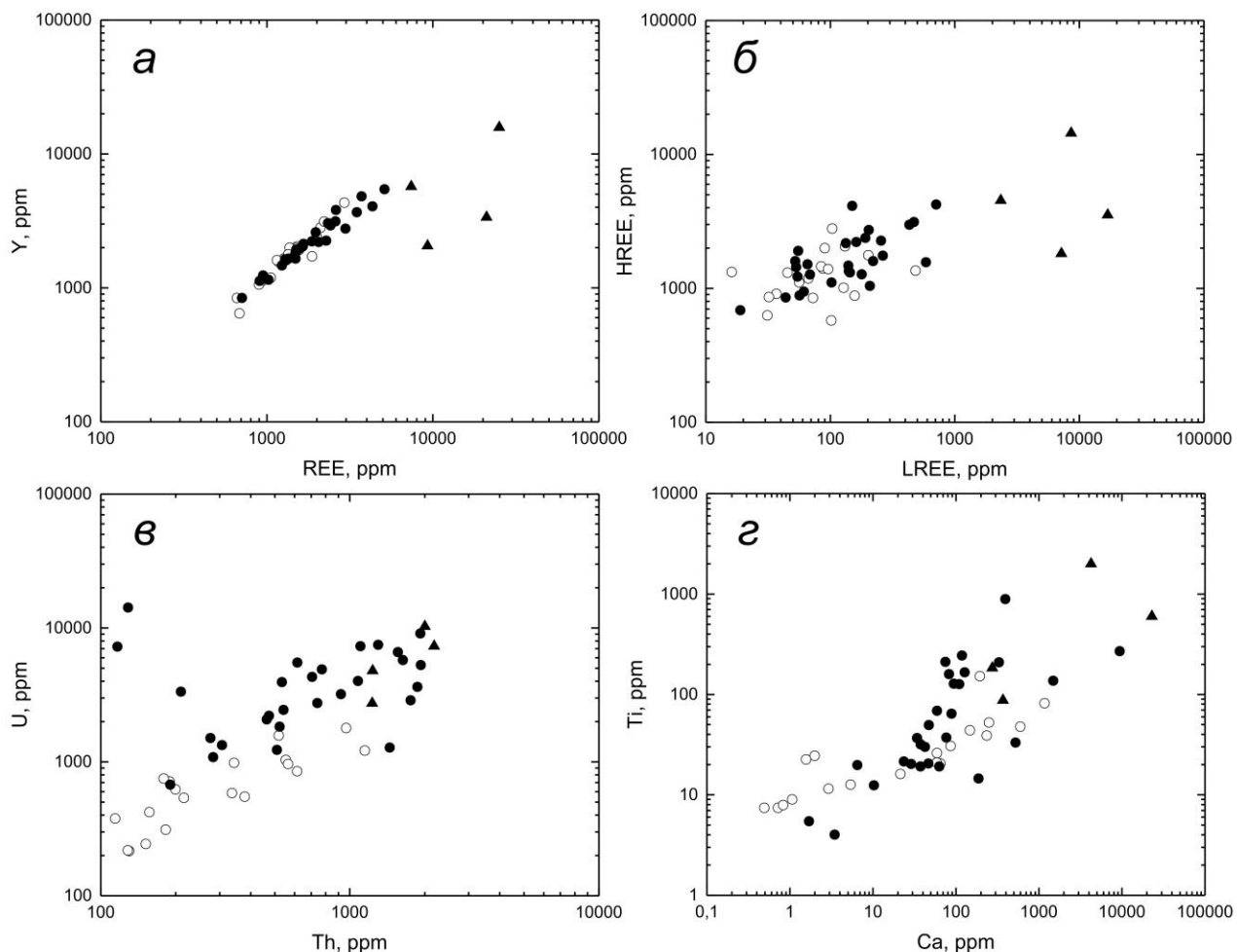


Рисунок 4.13 – Соотношение содержания элементов (ppm) в цирконе: REE–Y (а), LREE–HREE (б), Th–U (в), Ca–Ti (г)

На диаграмме соотношения легких и тяжелых REE (рисунок 4.13б) устанавливается существенное перекрытие составов циркона 1 и 2 типа. При этом циркон 2 типа в целом более обогащен LREE и HREE, чем циркон 1 типа. Циркон 3 типа отличается аномально высоким уровнем содержания легких REE. Уровень тяжелых REE в нем соответствует тренду изменения состава при данном уровне легких REE.

Циркон 2 и 3 типа отличается от циркона 1 типа повышенным содержанием Th и U (рисунок 4.13в). При этом у циркона 1 типа Th/U отношение выше, а сами точки образуют линейный тренд. Циркон 2 типа демонстрирует варьирующее содержание Th при всегда повышенном содержании U. Циркон 3 типа отличается повышенным содержанием Th и U.

На диаграмме соотношения Ca и Ti циркон 1 типа образует линейный тренд с преобладающим ростом Ti по сравнению с увеличением Ca (рисунок 4.13г). Тренд для циркона 2 типа, напротив, демонстрирует резкое увеличение Ca (элемента-индикатора флюидного воздействия [117] при более плавном росте содержания Ti. Циркон 3 типа имеет повышенное содержание этих неформульных элементов [63].

Циркон из гранитоидов Белокурихинского массива отвечает типичному магматическому циркону и измененному циркону, имеющему геохимические черты «гидротермально-метасоматического» циркона, в частности, повышенное содержание легких REE и выположенный характер спектра в этой области. Соответственно, циркон был разделен на три геохимических типа: 1) отвечающий неизменному магматическому циркону по уровню элементов-примесей и характеру спектра REE; 2) демонстрирующий флюидное воздействие (повышенное содержание несовместимых элементов, выположенный характер спектра REE в области легких REE с редуцированной Ce-аномалией); 3) с аномальными геохимическими характеристиками (аномально высокое содержание ряда неформульных элементов, нетипичный характер спектра REE).

В итоге можно отметить, что в каждой фазе гранитоидов присутствует популяция типичного магматического циркона, характерными чертами которой являются ростовая контрастная зональность в катодоллюминесцентном изображении, дифференцированный характер распределения REE с закономерным возрастанием спектров от легких к тяжелым REE, четко выраженными положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией, значениями Th/U отношения более 0.1-0.2, низким уровнем несовместимых элементов-примесей [99, 130]. Как правило, такими характеристиками обладают центральные части зерен циркона. Опыт датирования циркона (серия публикаций С.Г. Скублова) свидетельствует, что корректное значение возраста магматического события может быть получено только с учетом внутреннего строения этого минерала и его геохимических характеристик. Присутствие измененного циркона идентифицируется по характерному внутреннему строению (неравномерная структура в BSE-изображении, следы растворения, «пятнистость», пористая структура) и особенностям редкоэлементного состава «гидротермально-метасоматического» геохимического типа. Эти черты приобретаются, в том числе, и при флюидном воздействии, и проявляются в высоком содержании легких REE и выположенному характеру спектров в этой области; повышенном, вплоть до аномальных значений, содержании несовместимых элементов-примесей. Как было показано выше, в каждой пробе циркона из гранитоидов Белокурихинского массива содержится циркон обоих типов – неизменный магматический, и измененный «гидротермально-метасоматического» геохимического типа. В гранитоидах первой фазы количество измененного циркона минимальное, по сравнению с поздними фазами, а в лейкогранитах третьей фазы – максимальное. Поэтому при локальном датировании циркона, результаты которого рассмотрены в следующем разделе работы, повышенное внимание уделялось селекции точек для расчета конкордантного значения возраста, с учетом геохимических характеристик циркона, чтобы получить корректное значение возраста.

4.1.2 Датирование циркона

Циркон из гранитоидов 1 фазы (обр. 202013). Циркон из гранитов первой фазы был продатирован U-Pb методом в 15 точках в примерно равном соотношении между ядрами и краевыми зонами. Результаты изотопно-геохимического исследования циркона приведены в приложение В, таблица В.2. Продатированные точки циркона образуют два кластера. Верхний кластер состоит из семи точек – 1, 3, 10, 15, 14, 8, 7, со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста от 230 до 252 млн лет, соответственно (приложение В, таблица В.2., рисунок 4.14а). Общим для этих точек является то, что они относятся к доменам циркона с ростовой полосчатой осцилляционной зональностью – к центральным частям ядер или однородных зерен (точки 10, 14 и 7), к краевым участкам ядер (точки 1 и 3), к краям зерен без кайм (точки 15 и 8). Содержание U (по данным SHRIMP-II) в этих точках варьирует в широких пределах – от 124 до 1101 ppm, Th – от 96.0 до 805 ppm. Th/U отношение также значительно варьирует от 0.41 до 1.30 при среднем значении 0.75, что соответствует диапазону, характерному для циркона магматического генезиса [131, 138]. Рассматриваемый кластер из 7 точек не является компактным, диапазон индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста составляет около 20 млн лет. Учитывая возможную потерю радиогенного свинца из центральных частей зерен циркона при наложенных процессах, проявившихся, в том числе и в образовании кайм, существенно отличающихся по значению U-Pb возраста, конкордантный возраст этого кластера был рассчитан для трех точек, компактно расположенных в верхней части кластера (точки 14, 8 и 7).

Конкордантный возраст, рассчитанный для этих трех точек, составил 249 ± 3 млн лет (MSWD = 0.15, рисунок 4.14б). Ниже конкордантного кластера с возрастом около 250 млн лет расположена точка 9 со значением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста около 204 млн лет. Эта точка характеризуется максимальным содержанием U и Th из всей совокупности (2908 и 1479 ppm, соответственно). На CL-изображении (рисунок 4.1) видно, что эта точка расположена в кайме с параллельными темными полосами, образующими подобие ростовой зональности. С учетом возраста циркона из точки 9, приближенного к возрасту ядер циркона, есть основание считать, по крайней мере, эту кайму результатом перекристаллизации ядра циркона под влиянием наложенного процесса, сопровождаемого привнесом U, Th и ряда других элементов.

Нижний конкордантный кластер состоит из шести точек – 2, 13, 4, 12, 6, 5, со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста от 109 до 128 млн лет, соответственно (приложение В, таблица В.2). Все эти точки характеризуются повышенным содержанием нерадиогенного ^{206}Pb – от 3.84 до 28.54%. Содержание U в них примерно в два раза выше, чем в точках из верхнего кластера, от 518 до 2125 ppm при среднем значении 484 ppm. Уровень содержания Th мало отличается – от 93.0 до 700 ppm при среднем значении 239 ppm. Th/U отношение варьирует от

0.15 до 0.52. Такой уровень Th/U отношения относится к нижней границе значений для циркона магматического генезиса [131]. Конкордантный возраст, рассчитанный для этих шести точек, составил 117 ± 4 млн лет (MSWD = 0.063). Точка 11, также относящаяся к кайме циркона, имеет значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста около 39 млн лет. Аномально высокое содержание нерадиогенного ^{206}Pb в этой точке, составляющее 34.30%, позволяет исключить данный единичный результат из рассмотрения [48, 51, 63].

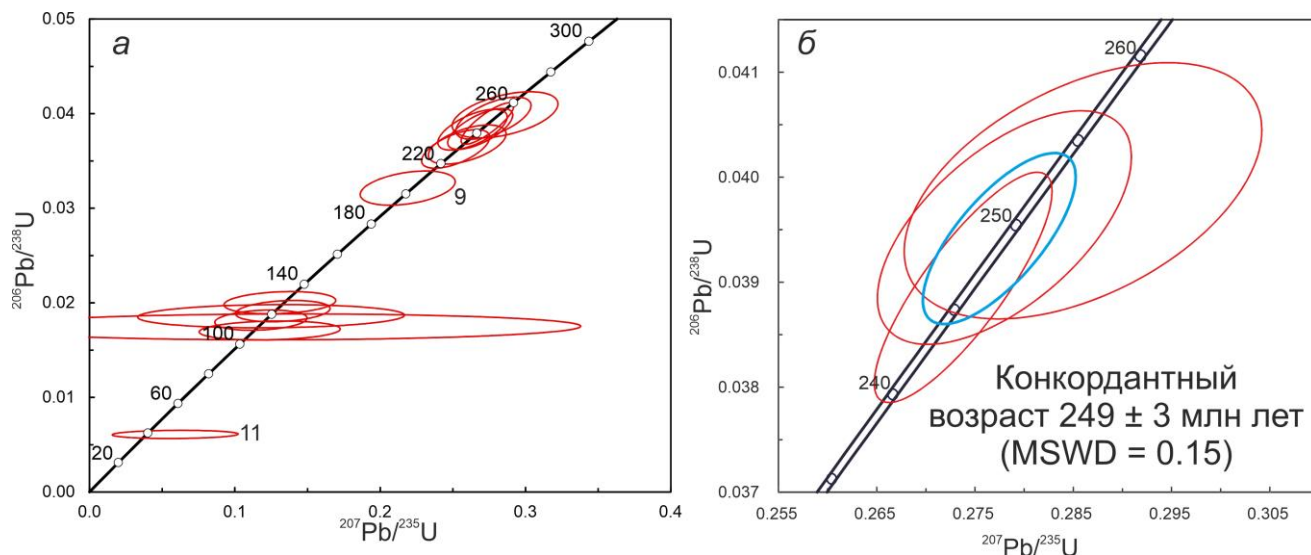


Рисунок 4.14 – Диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов первой фазы Белокурихинского массива (обр. 202013)

Циркон из гранитов 2 фазы (обр. ТН1-2). Циркон из гранитов второй фазы был датирован U-Pb методом в 12 точках в 6 зернах. В каждом зерне анализировались центральная и краевая части, контрастно отличающиеся по окраске в CL-изображении. Результаты изотопно-геохимического исследования циркона приведены в Приложении В, таблица В.2. Семь точек образуют на диаграмме с конкордией образуют единый кластер со значением конкордантного возраста 247 ± 2 млн лет (MSWD = 1.12, рисунок 4.15). К этим точкам относятся все шесть точек из центральной части зерен и точка 3.2, находящаяся в краевой зоне.

Примечательно, что диапазон индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста для точек из центральной части находится в достаточно узком интервале 244-251 млн лет при среднем значении 247 млн лет, совпадающим со значением конкордантного возраста для этой группы точек. Пять точек (кроме точки 3.2), отвечающих краевой зоне, имеют более широкий разброс индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста – от 235 до 280 млн лет. При этом для точек 1.2 и 6.2 со значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста 235 и 236 млн лет, соответственно, такое «омоложение» возможно объяснить потерей радиогенного свинца из доменов циркона с большей степенью метамиктности. Напротив, для точек 2.2, 5.2 и 4.2 индивидуальные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста

более «древние» – около 259, 273 и 281 млн лет, при более молодом конкордантном U-Pb возрасте центральных частей в этих же зернах циркона. В точках 5.2 и 4.2 установлено гораздо более высокое содержание U (3303 и 3444 ppm) и радиогенного ^{206}Pb (123 и 132 ppm), чем в других точках. Точка 2.2 отличается аномально высоким содержанием общего (нерадиогенного) ^{206}Pb – 10.65%. Поэтому более «древние» значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста для этих трех точек из краевых зон не отражают реального возраста их кристаллизации и противоречат возрастным соотношениям с центральными частями этих же зерен. Положительная корреляция значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста и содержания урана было установлено ранее для случаев, когда исследование циркона проводилось на ионном зонде высокого разрешения (различные модели приборов SHRIMP и Cameca), а сам циркон отличался повышенным содержанием урана в точке анализа, более 1000-2500 ppm [147, 191, 194].

Повышенное содержание урана (более 1000 ppm; Li et al., 2015) приводит к повреждению кристаллической структуры циркона в процессе радиоактивного распада, по этой причине при измерении на ионном зонде высокого разрешения эмиссия ионов свинца усиливается по сравнению с эмиссией ионов урана и оксидов урана. Было установлено, что относительное завышение возраста может составлять до 3% на 1000 ppm урана [191]. На примере циркона из ураноносных гранитов Южного Китая было показано [206], что обогащенные ураном краевые части циркона оказались по значению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста древнее на 40 млн лет, чем основная часть циркона с меньшим содержанием урана (268 и 228 млн лет, соответственно) [51, 63].

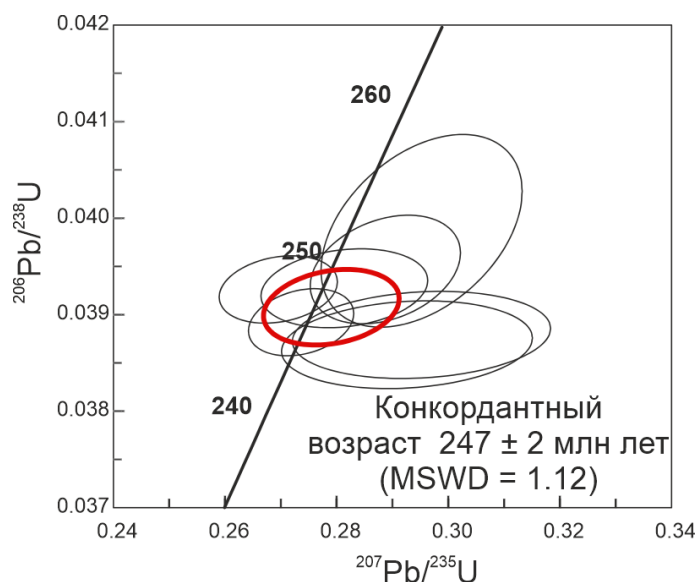


Рисунок 4.15 – Диаграмма с конкордией для циркона из гранитов второй фазы

Белокурихинского массива (обр. TN2-1)

Циркон из гранитов третьей фазы (обр. 2424). На диаграмме с конкордией (рисунок 4.16а) все аналитические точки циркона конкордантны либо субконкордантны и занимают

довольно широкую область в диапазоне от 225 до 280 млн лет. Очевидно, что для определения возраста кристаллизации циркона требуется провести селекцию точек с обоснованием. Наиболее древним $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастом (260 млн лет и более) обладают внешние черные в CL-изображении краевые зоны (точки 4, 8, 11, 13, 18 и 20), а также ядро со следами изменения (точка 7). Общим для них является повышенное содержание U (более условного предела в 1500 ppm, приложение В, таблица В.1). Учитывая известный эффект удреждения измеренных значений возраста для высокоурановых доменов циркона, рассмотренный выше в тексте, а также исходя из того, что внешние зоны циркона по определению не могут быть самыми «древними», все внешние высокоурановые зоны и точка 7 исключаются из рассмотрения для расчета возраста кристаллизации циркона. Для остальных 11 точек, за исключением точки 14 с аномально высоким содержанием Th (2295 ppm) и повышенным процентом нерадиогенного ^{206}Pb (4.49%), рассчитывается значение конкордантного возраста 245 ± 3 млн лет (MSWD = 0.013, рисунок 4.16б). Этот возраст можно принять за время кристаллизации циркона из лейкогранитов 3 фазы Белокурихинского массива (обр. 2424). Th/U отношение для 10 точек данной популяции (за исключением точки 5), измеренное при датировании, варьирует от 0.27 до 0.52, что соответствует диапазону значений для типичного циркона магматического генезиса.

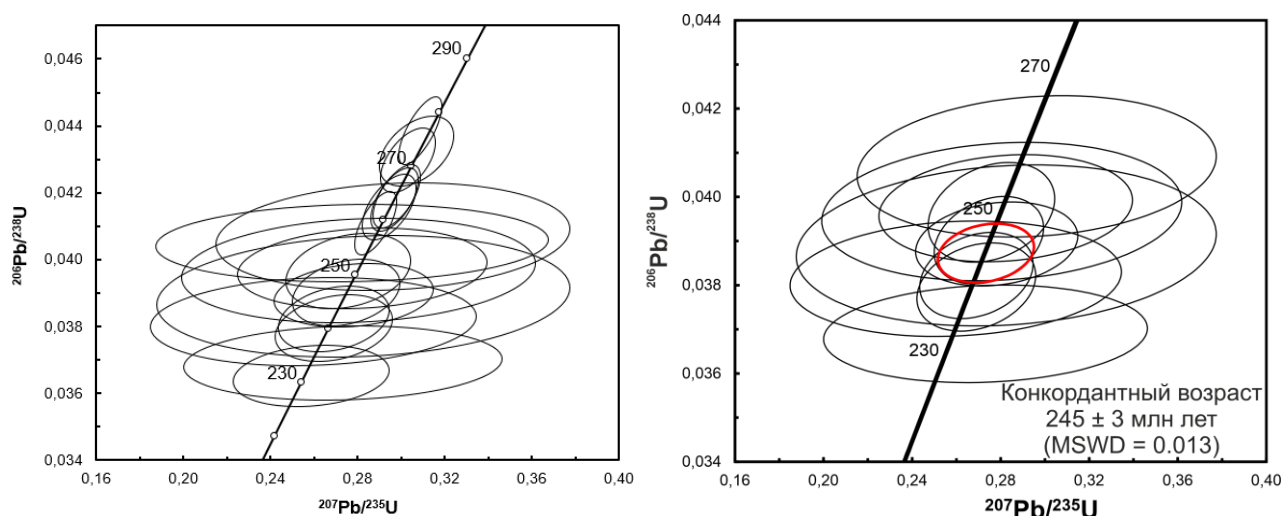


Рисунок 4.16 – Диаграмма с конкордией для циркона из лейкогранита третьей фазы Белокурихинского массива (обр. 2424)

Циркон из гранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1). Из шайбы М-2974 датирование восьми зерен второй популяции (слабо удлинённые и окатанные зерна) показало широкий разброс значений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста в интервале 965-1928 млн лет, при этом три точки имеют близкий возраст около 1600 млн лет. За исключением одной точки, все остальные лежат на конкордии. Содержание U в этом «древнем» цирконе варьирует от 117 до 708 ppm, Th – от 71 до 294 ppm.

Th/U отношение изменяется от 0.18 до 1.13 при среднем значении 0.59, что отвечает характеристикам циркона магматического происхождения [63].

Очевидно, что данная популяция циркона является ксеногенной по отношению к лейкогранитам Белокурихинского массива, возраст которых ранее был определен Ar-Ar методом по слюдам как примерно 250 млн лет [116]. Широкий диапазон возрастов, определенных для ксеногенного циркона, позволяет предположить их детритовую природу и осадочный источник поступления.

Для трех темных в CL-изображении зерен с отсутствием зональности и пятнистым внутренним строением был определен $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, более отвечающий предполагаемому для Белокурихинского массива (около 260-270 млн лет). Все три точки отличаются высоким содержанием U (от 5873 до 10283 ppm) при достаточно умеренном содержании Th (от 91.2 до 618 ppm). Соответственно, Th/U отношение – низкое, 0.01 для двух точек и 0.11 для третьей. На графике с конкордией эллипсы погрешностей точек субконкордантны и тяготеют к интервалу значений возраста 250-280 млн лет (рисунок 4.17а). Две точки с максимальным содержанием U расположены в верхней части графика.

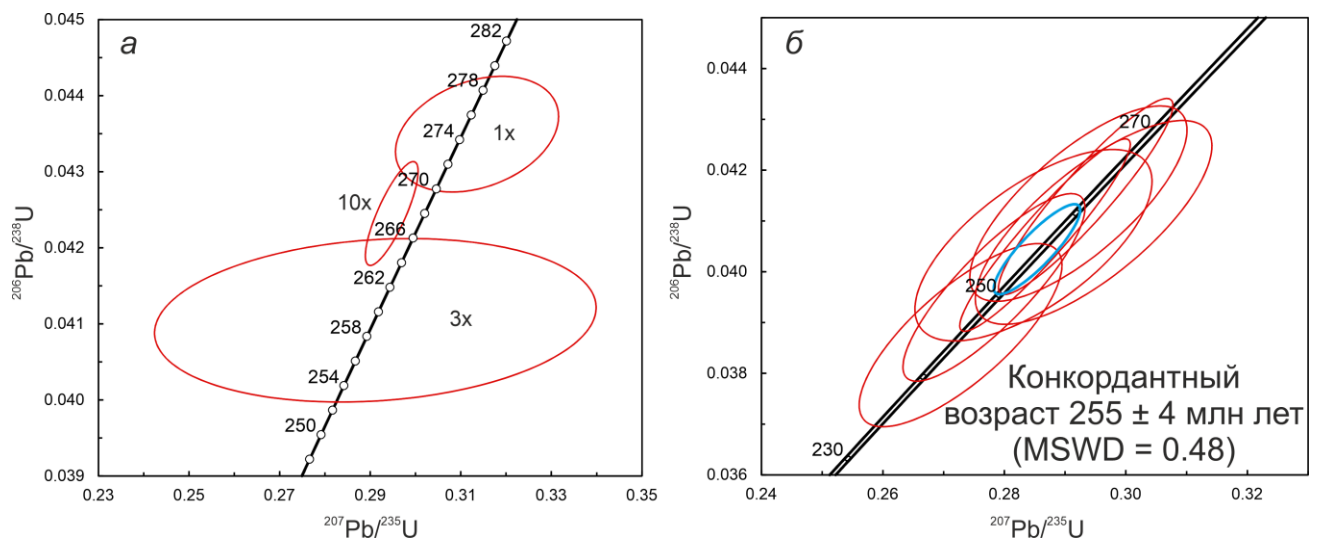


Рисунок 4.17 – Диаграмма с конкордией для циркона из лейкогранита третьей фазы Белокурихинского массива (обр. ТНЗ-1)

Датирование было выполнено в 10 точках в 9 зернах циркона из шайбы М-3066. В одном, практически черном в CL зерне без зональности, в двух точках было получено значение возраста около 1815 млн лет, что позволяет отнести это зерно к ксеногенным для лейкогранита. Остальные 8 точек были поставлены в темные в CL краевые зоны циркона. По 7 из них был получен кластер со значением конкордантного возраста 255 ± 4 млн лет (MSWD = 0.48, рисунок 4.17б). Точка 7.1, отличающаяся минимальным содержанием U – 397 ppm, имеет значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста около 232 млн лет. В точках, образующих конкордантный кластер, содержание U варьирует от 805 до 6617 ppm при среднем значении 3168 ppm. Содержание Th

также существенно меняется (от 273 до 1354 ppm при среднем значении 726 ppm), не коррелируя с U. Поэтому Th/U отношение изменяется от 0.06 до 1.49 [63].

Циркон из лейкогранитов 3 фазы (обр.2016-5 из Точильного штока). U-Pb возраст был определен в 10 точках, по одной на каждом зерне. Точки 2, 4, 5 и 9 расположены в краевых зонах без зональности, контрастно отличающихся темной окраской от светло-серых в CL-изображении центральных зон. Содержание U в них составляет в среднем 1469 ppm, Th/U отношение – 0.34 (приложение В, таблица В.2). Остальные точки (1, 3, 6, 7, 8 и 10) также расположены в краевых зонах, но с тонкополосчатой ростовой зональностью и по оттенку в CL более похожих на центральные части зерен циркона. Содержание U в них составляет в среднем 697 ppm, Th/U отношение – 0.41. На диаграмме с конкордией все 10 проанализированных точек формируют кластер в пределах отметок возраста 230-270 млн лет (рисунок 4.18а).

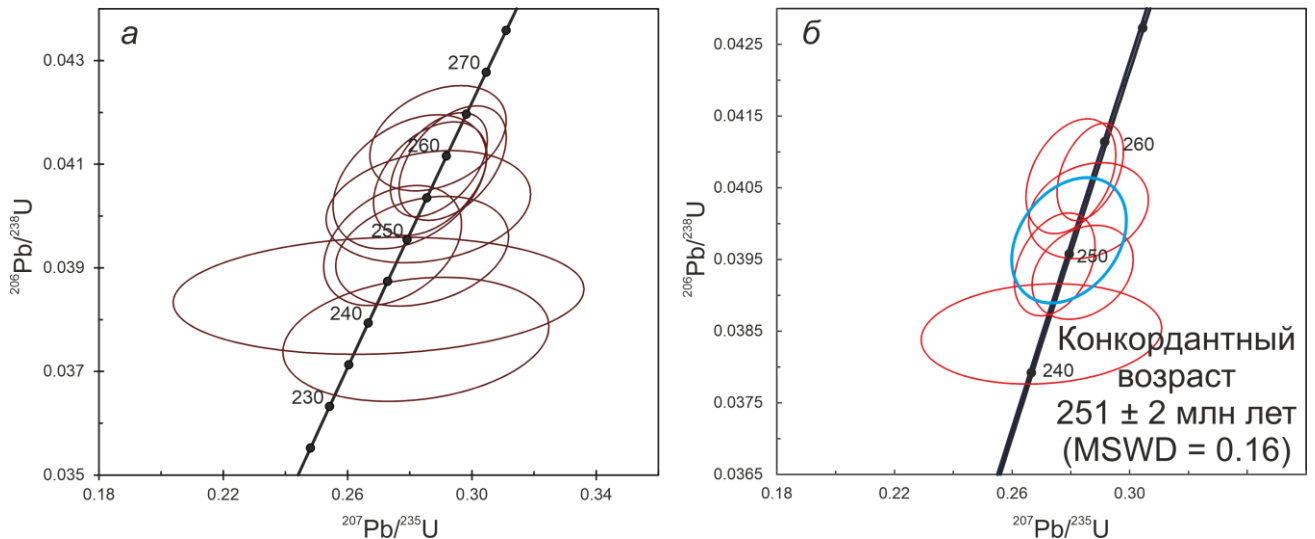


Рисунок 4.18 – Диаграмма с конкордией для циркона из лейкогранита третьей фазы Белокурихинского массива (обр. 2016-5)

Учитывая эффект удревнения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста для высокоуранового циркона, отмеченный выше, из расчета конкордантного возраста были исключены три самые «древние» высокоурановые точки (5, 9 и 2), а также точка 6, являющаяся сильно дискордантной. В результате был определен конкордантный возраст 251 ± 2 млн лет (MSWD = 0.16, рисунок 4.18б). Примечательно, что если исключить из общей выборки две точки (6 и 7) с самым молодым значением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста, то конкордантный возраст также возможно рассчитать, он составит 256 ± 2 млн лет (MSWD = 0.16) [63]. Абсолютная разница между этими определениями составляет 5 млн лет при равных значениях погрешности определения и MSWD, относительная разница – 2% от возраста гранитов, что сопоставимо с инструментальной (приборной) погрешностью ионного зонда высокого разрешения [147]. С учетом возможного аналитического артефакта завышения U-Pb возраста в высокоурановых

доменах циркона, возраст лейкогранитов Точильного штока около 251 млн лет рассматривается авторами как более предпочтительное значение.

4.2 Датирование титанита и его состав

Исследование U-Pb возраста титанита проводилось по двум навескам методом ID-TIMS (Приложение В, таблица В.3). Первая навеска состояла из сравнительно мелких зерен/обломков минерала не крупнее 70 мкм. Во вторую навеску были отобраны более крупные зерна/обломки размером не менее 150 мкм. Измеренное содержание U и Pb в обеих навесках оказалось близким – 116 и 113 ppm U, 18 и 15 ppm Pb в навеске мелких и крупных зерен, соответственно. На диаграмме с конкордией Везерилла (рисунок 4.19) обе фигуративные точки для разноразмерных навесок титанита оказались конкордантными и практически совпали. По двум точкам был рассчитан конкордантный возраст 255 ± 2 млн лет (MSWD = 0.029).

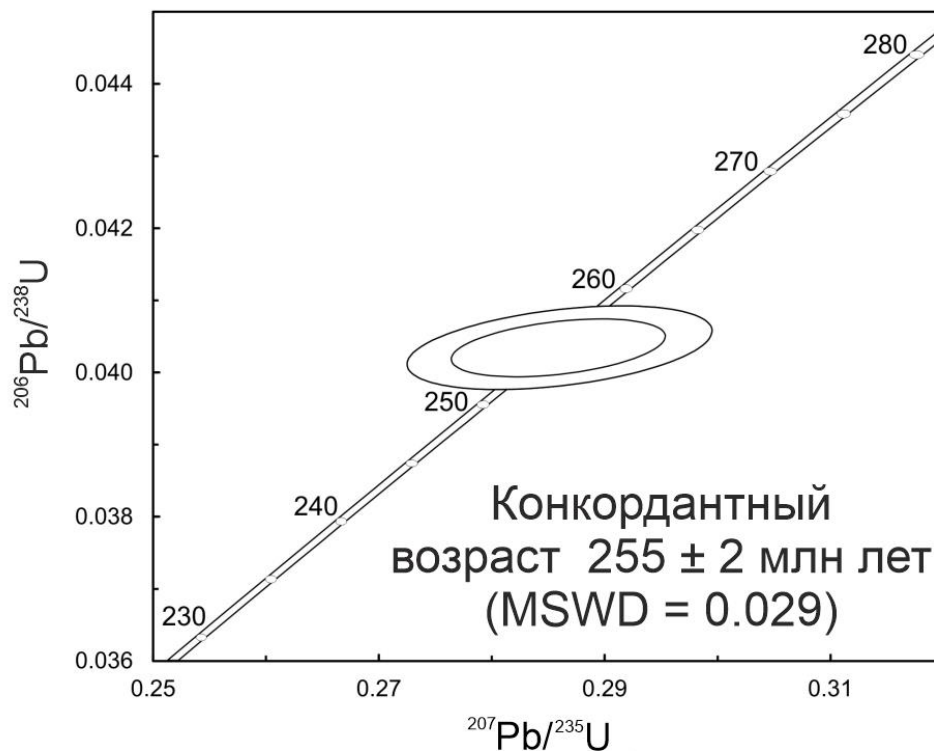


Рисунок 4.19 – Диаграмма с конкордией для титанита из гранодиоритов первой фазы Белокурихинского массива (обр. 202013)

Состав титанита был изучен на примере двух зерен. Первое зерно имеет характерную удлиненную (0.3×1.0 мм) клиновидную форму, осложненную прорастаниями и включениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Центральная часть зерна отличается более светлой окраской в BSE-изображении по сравнению с краевой областью (рисунок 4.20а). По данным SEM-EDS в титаните присутствуют примеси Al, Fe, Y и Ce (приложение В, таблица В.4). В первом зерне содержание Al₂O₃ составляет около 2,4 мас.%, незначительно понижаясь к краю зерна. Аналогично ведет себя содержание FeO. Поведение Y и Ce целесообразно рассматривать

по данным SIMS, потому что погрешность определения этих элементов методом SEM-EDS достаточно велика [49, 64].

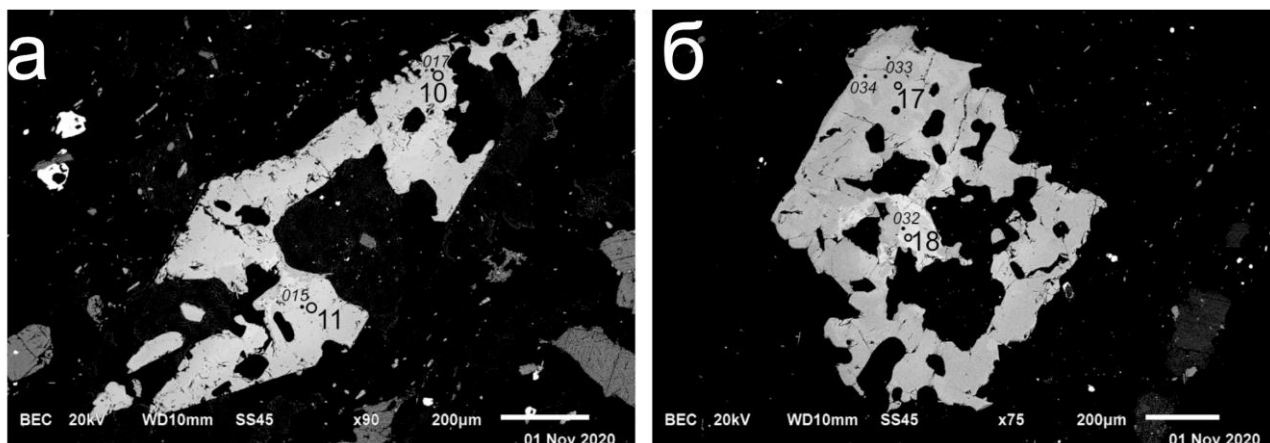


Рисунок 4.20 – Изображение в BSE для первого (а) и второго (б) зерна титанита с указанием точек анализа методом SEM-EDS (курсив) и SIMS

Спектры распределения REE в центральной и краевой части конформны друг другу, имея выпуклый характер спектра в области легких REE и вогнутый – для тяжелых REE, но отличаются уровнем содержания (рисунок 4.21а). Уменьшение содержания к краю зерна более заметно для тяжелых REE, чем для легких REE. Минимальное понижение зафиксировано для Eu. Суммарное содержание REE составляет 28770 ppm в центральной части зерна (точка 11, приложение В, таблица В.4) и 20726 ppm в краевой области (точка 10). Для обеих точек характерна отрицательная Eu-аномалия, глубина которой понижается к краю зерна (Eu/Eu^* увеличивается от 0.30 до 0.43). Помимо REE, центральная часть зерна титанита отличается от краевой области заметно более высоким содержанием Cr, Y и Nb. Содержание V, Zr и Ba понижается к краю в меньшей степени, содержание Sr и U остается постоянным (Приложение В, таблица В.4).

Второе изученное зерно имеет более изометричную форму (500×700 мкм, рисунок 4.20б). Центральная часть зерна в значительной степени заполнена включениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза и отличается от краевой области наличием светло-серых в BSE-изображении участков. По данным SEM-EDS, к краю зерна происходит заметное понижение содержания Al_2O_3 (от 2.3 до 1.7 мас.%, приложение В, таблица В.4) и FeO (от 2.2 до 1.9-1.3 мас.%). Также на 1-1.5 мас.% к краю повышается содержание TiO_2 и CaO.

Для второго зерна титанита спектры распределения REE в центральной (точка 18) и краевой (точка 17) частях демонстрируют значительное расхождение (рисунок 4.21б). Краевая часть отличается пониженным содержанием всего спектра REE (17691 ppm относительно 37575 ppm в центре). В области легких REE выпуклость спектра пропадает, и он становится более прямолинейным. По сравнению с центром зерна, в точке 17 уменьшается глубина

отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu^* возрастает от 0.27 до 0.65), при этом содержание Eu понижается от 171 до 115 ppm (приложение В, таблица В.4). Содержание таких элементов как Cr, Y, Nb, V, Zr и Ba понижается к краю зерна титанита. Наиболее значительно это проявлено для Y – падение происходит примерно в три раза, от 6602 до 2184 ppm. Содержание Sr и U остается неизменным, как и для первого зерна титанита.

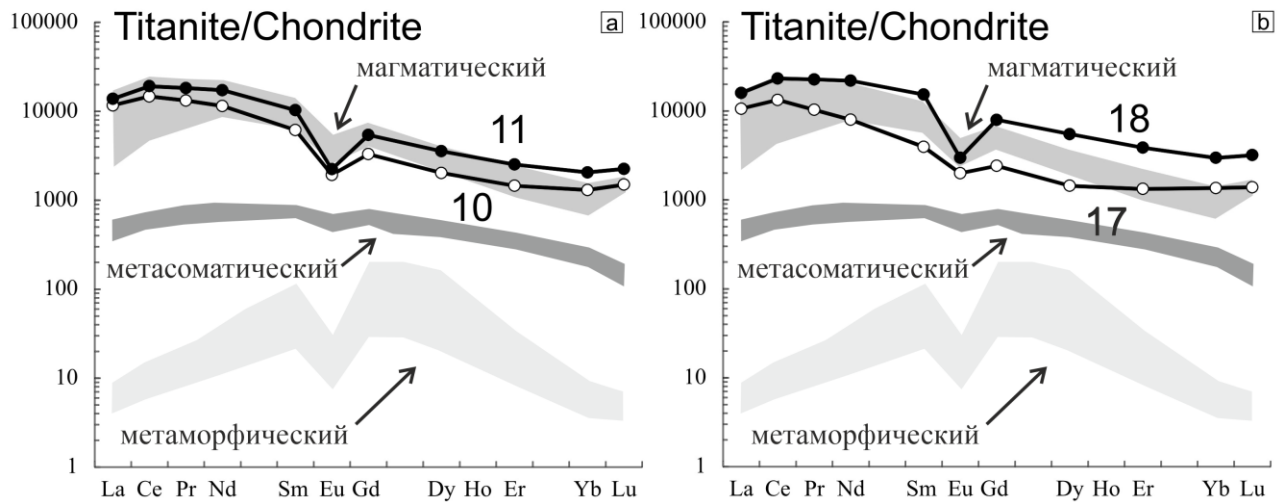


Рисунок 4.21 – Спектры распределения редкоземельных элементов в титаните из гранодиоритов первой фазы Белокурихинского массива (обр. 202013), нормированные на хондрит CI [154] с полями для магматического [56], метаморфического [153] и метасоматического [90] титанита

Наблюдаемое понижение содержания от центра к краевой зоне большей части редких элементов в составе титанита возможно объяснить изменением минерального парагенезиса в процессе кристаллизации титанита. Возможно предположить, что на заключительном этапе совместно с титанитом кристаллизовались другие акцессорные и рудные минералы (например, циркон, апатит), забравшие в себя соответствующую часть высокозарядных и элементов группы железа. Уменьшение величины отрицательной Eu-аномалии к краевой части зерен отражает понижение температуры расплава в процессе кристаллизации титанита [153].

В целом характер распределения REE во всех четырех проанализированных точках титанита из гранитов Белокурихинского массива сходен с распределением в титаните магматического генезиса (для примера был рассмотрен титанит из гранитоидов Кочкомского массива Северной Карелии [56]) как по конфигурации спектров, так и по уровню содержания REE (рисунок 4.21). Во всех изученных кристаллах титанита из Белокурихинского массива присутствует отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* варьирует от 0.27 до 0.65, приложение В, таблица В.4), что обусловлено совместной кристаллизацией с плагиоклазом – минералом-концентратором Eu [61].

4.3 Rb-Sr и Sm-Nd изотопная система

Rb-Sr система. Для изотопно-геохимического исследования Rb-Sr системы было выбрано восемь проб (таблица 4.2): одна из первой фазы (обр. 202013), две – из второй фазы (обр. ТН1-2 и 202016), пять – из третьей фазы (обр. ТН3-1, 2424, 2425, 202015 и 20203-2). Для каждой пробы анализировались вал породы (WR) и монофракции минералов – биотита (Bt), калиевого полевого шпата (Kfs) и плагиоклаза (Pl). Для проб 202016, 202015 и 20203-2 также была проанализирована монофракция мусковита (Ms).

Для гранита первой фазы (обр. 202013) была получена четырехточечная (Bt-Kfs-WR-Pl) эрохрона со значением возраста 248 ± 3 млн лет (MSWD = 18).

Для гранита второй фазы (обр. ТН1-2) была получена трехточечная (Bt-WR-Pl) изохрона со значением возраста 255 ± 8 млн лет (MSWD = 3.1). Добавление данных для калиевого полевого шпата уменьшает погрешность возраста до 255 ± 5 млн лет, но повышает значение MSWD до 53. Двухточечная изохрона Bt-Pl дает такое же значение возраста, но с минимальной погрешностью – 255 ± 1 млн лет.

Для другого образца гранитов второй фазы (обр. 202016) была получена пятиточечная (Ms-Bt-Kfs-WR-Pl) изохрона со значением возраста 261 ± 17 млн лет (MSWD = 3.1). Двухточечная изохрона (Ms-WR) дает минимальную погрешность определения возраста – 258 ± 1 млн лет.

Для образца гранита третьей фазы (обр. 2424) трехточечная эрохрона (Bt-WR-Pl) показала значение возраста 253 ± 8 млн лет (MSWD = 16). Биминеральная изохрона (Bt-Pl) сужает погрешность определения возраста – 253 ± 1 млн лет.

Для другого образца гранитов третьей фазы (обр. 202015) была получена пятиточечная (Kfs-Ms-WR-WR2-Pl) эрохрона со значением возраста 249 ± 21 млн лет и крайне высоким значением MSWD = 108. Двухточечная эрохрона (Ms-Pl) дает минимальную погрешность определения возраста – 251 ± 1 млн лет.

Для образца гранитов третьей фазы (обр. 20203-2) была получена пятиточечная (Ms-Bt-Kfs-WR-Pl) эрохрона со значением возраста 244 ± 6 млн лет (MSWD = 130).

Для образца гранитов третьей фазы (обр. 2425) получена четырехточечная (Bt-Kfs-WR-Pl) эрохрона со значением возраста 258 ± 7 млн лет и аномально высоким значением MSWD = 445. Исключение из расчетов Kfs не изменяет значение возраста, но понижает MSWD до 128. Расчет двух двухточечных изохрон (Bt-Pl) и (Bt-WR) уменьшает погрешность определения возраста до 258 ± 1 млн лет.

Данные, полученные по образцу ТН3-1, наименее удовлетворительные. Четырехточечная (Bt-Kfs-WR-Pl) эрохрона имеет значение возраста 224 ± 42 млн лет и

аномально высокое значение $MSWD = 484$. Двухточечная изохрона (Bt-Pl) дает несколько меньшую погрешность определения возраста – 225 ± 12 млн лет.

Таблица 4.2 – Результаты исследования Rb-Sr системы для гранитоидов Белокурихинского массива

Образец	Минерал/ порода	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s
1 фаза						
202013	WR	160	341	1.3577	0.711233	16
	Bt	711	13.8	156.71	1.258468	79
	Kfs	294	446	1.9027	0.712856	11
	Pl	8.68	562	0.0446	0.706360	13
2 фаза						
ТН1-2	WR	229	105	6.3456	0.730898	19
	Pl	21.3	148	0.4157	0.709204	7
	Bt	796	33.8	69.747	0.960926	17
20216	WR	197	144	3.9586	0.721497	12
	Bt	620	25.9	71.046	0.969560	26
	Mus	597	8.58	216.79	1.501650	48
	Kfs	464	192	7.0147	0.731896	15
	Pl	827	315	7.5831	0.707039	14
3 фаза						
2424	WR	176	99.8	5.0989	0.725972	26
	Pl	64.5	154	1.2095	0.711644	8
	Bt	1067	12.5	271.37	1.685194	83
202015	WR	282	3.76	235.07	1.580057	95
	WR2	151	3.03	152.59	1.275058	65
	Mus	1270	1.23	262.87	1.653248	108
	Kfs	897	10.3	275.20	1.673020	106
	Pl	8.67	5.56	4.5173	0.731839	105
20203-2	WR	213	65.4	9.4294	0.741367	10
	Bt	888	16.2	166.74	1.267039	14
	Mus	1191	7.27	532.98	2.561642	60
	Kfs	632	129	14.265	0.757067	18
	Pl	104	130	2.3062	0.715201	14
2425	WR	129	75.0	4.9644	0.735376	8
	Bt	707	8.39	267.41	1.698866	43
	Kfs	379	56.4	19.564	0.796071	15
	Pl	38.5	94.1	1.1830	0.720595	6
ТН3-1	WR	264	66.8	11.466	0.748954	10
	Bt	173	15.8	32.147	0.811223	12
	Kfs	649	119	15.795	0.763470	11
	Pl	27.9	84.6	0.9514	0.711154	18

Несмотря на то, что по всем пробам гранитов Белокурихинского массива Rb-Sr методом были получены эрохроны или изохроны с повышенным значением $MSWD$ около 3, возможно

отметить некоторые тенденции. Если отбросить два выделяющихся значения возраста, полученные для гранитов второй фазы (обр. 202016, около 261 млн лет) и третьей фазы (обр. ТНЗ-1, около 224 млн лет), то остальные шесть значений укладываются в интервал 244-258 млн лет. При этом Rb-Sr возраст гранитов первой и второй фаз отличается меньше (около 248 и 255 млн лет, соответственно), чем составляет разброс значений для гранитов третьей фазы. Такой разброс определений возраста и аномально высокие значения MSWD для гранитов третьей фазы, вероятно, свидетельствует о нарушении в этих гранитах изотопного равновесия, обусловленном воздействием флюидов. Среднее значение Rb-Sr возраста гранитов третьей фазы (по четырем пробам) равняется примерно 251 млн лет. Установлено, что по результатам исследования Rb-Sr системы на породном и минеральном уровне, для всех трех фаз гранитов Белокурихинского массива определен сближенный возраст около 250 млн лет. Ранее по порфиридовым биотитовым гранитам (скорее всего, второй фазы) Rb-Sr методом только по породам был определен несколько более молодой возраст 244 ± 2 млн лет [19].

Sm-Nd система. Данные по изотопному составу Sr и Nd были получены для 9 образцов гранитоидов Белокурихинского массива, представляющих все фазы: первая фаза – обр. 202013; вторая фаза – обр. ТН1-2, 202016; третья фаза – 2424, 2425, ТНЗ-1, 20203-2, 202015, 202015-2 (Приложение Г, таблица Г.1, курсивом отмечены образцы, предоставленные А.И. Гусевым). Для каждого из этих образцов были рассчитаны первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$, $\epsilon_{\text{Nd}}(250)$, t_{DM} , $t_{\text{DM}2}$. Для расчета изотопных параметров было выбрано усредненное значение возраста образования Белокурихинского массива – 250 млн лет. Для проб с отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не выше 0.14 использовался Nd-модельный возраст, рассчитанный по одностадийной модели, при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ более 0.14 – по двухстадийной модели, первая стадия которой отвечает времени от формирования корового источника до его плавления в коре, а вторая стадия охватывает интервал от момента кристаллизации породы до настоящего времени [134]. Кроме того, для сравнения были привлечены данные из диссертации О.А. Гаврюшкиной [24] для двух проб гранитов Белокурихинского массива: Г-24/1 (вторая фаза) и Г-25/3 (третья фаза).

На диаграмме соотношения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(250)$ (рисунок 4.22) фигуративные точки для гранитоидов Белокурихинского массива расположены в квадранте с высокими отношениями Rb/Sr и Sm/Nd, справа от тренда мантийной последовательности, попадая в фигуративное поле гранитов А-типа. Ранее было установлено, что такие характеристики типичны для гранитоидов большинства областей Центральной Азии, имеющих существенно ювенильную кору [30, 35, 135]. Для проб из Белокурихинского массива величина $\epsilon_{\text{Nd}}(250)$ варьирует в сравнительно узком диапазоне положительных значений от 0.43 до 1.72 (в среднем 0.97), что говорит о вкладе как мантийной, так и коровой компоненты.

Близкие значения ϵ_{Nd} для гранитоидов всех трех фаз указывают на единый магматический источник и правомочность отнесения штоков лейкогранитов третьей фазы к Белокурихинскому массиву.

Следует отметить, что О.А. Гаврюшкиной [24] на основании анализа данных по петро- и геохимии пермо-триасовых гранитоидов Алтая был сделан вывод об их образовании за счет плавления пород нижней коры, без значимого участия мантийного вещества (мантийные очаги обеспечивали поступление тепловой энергии и, возможно, флюидов). Значение $\epsilon_{Nd}(250)$, по данным О.А. Гаврюшкиной [24] для Белокурихинского массива, несколько выше: 2.7 для гранитов второй фазы, 3.4 – для третьей фазы.

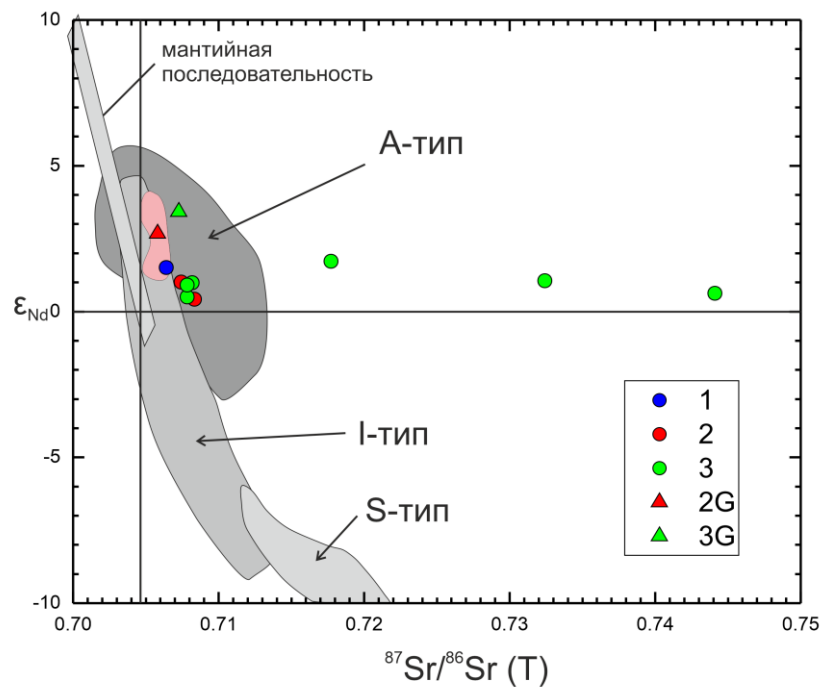


Рисунок 4.22 – Изотопные характеристики гранитоидов Белокурихинского массива в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ и $\epsilon_{Nd}(250)$. Фигуративные точки соответствуют таблице Д.1 (приложение Д). Арабскими цифрами обозначена фаза гранитоидов. Розовым цветом закрашена область пермо-триасовых гранитоидных серий Алтая, точки с индексом Г для гранитов Белокурихинского массива – по данным О.А. Гаврюшкиной [24] с полями А-, I-, S-типа гранитов [137].

Следует отметить широкий разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ для гранитов третьей фазы. Если три образца (2424, ТНЗ-1 и 20203-2), представляющих эту фазу, имеют величину первичного отношения изотопов Sr на уровне 0.707-0.708, близком к таковым у гранитов первой и второй фазы, как по нашим данным, так и по данным О.А. Гаврюшкиной [24], то остальные три образца (2425, 202015 и 202015-2) демонстрируют более высокие значения, достигающие 0.744. На бинарной диаграмме зависимости содержания Rb от Sr (рисунок 4.23)

видно, что пробы, отличающиеся повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$, характеризуются как повышенным содержанием Rb, так и пониженным. Поэтому повышенные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ для ряда проб, вероятно, связаны не с привносом/выносом Rb после кристаллизации гранитов, а возможным участием в составе протолита для гранитных магм (мета)осадочных пород, для которых характерны широкие вариации как абсолютного содержания Rb и Sr, так и Rb/Sr отношения благодаря высокой подвижности этих элементов в бассейне, где образовывались осадочные породы..

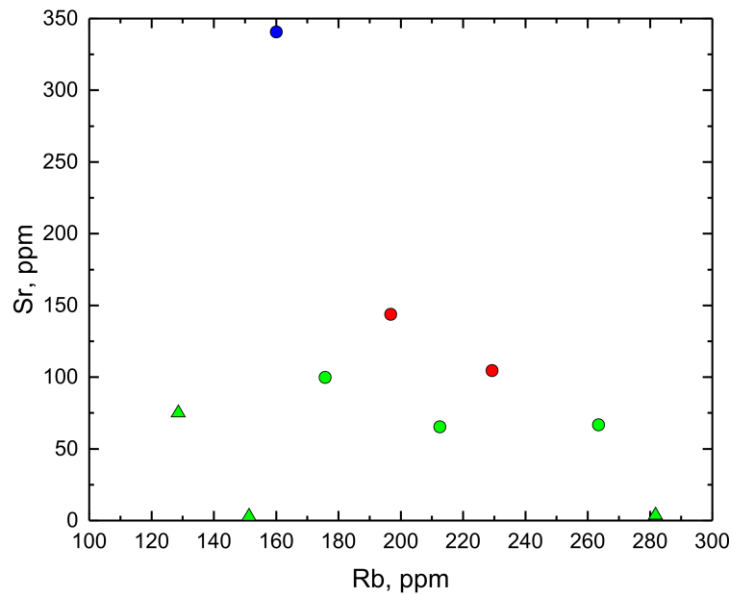


Рисунок 4.23 – Соотношение Rb и Sr для гранитоидов Белокурихинского массива, для которых были исследованы изотопные характеристики. Цвет значков отвечает фазам гранитоидов на рисунок 4.22. Треугольными значками показаны граниты 3 фазы с повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

Значения модельных Sm-Nd возрастов для гранитоидов Белокурихинского массива свидетельствуют о различиях в возрасте исходного для них корового субстрата – выбранные для рассмотрения значения модельного возраста варьируют от 0.86 млрд лет до 0.99 млрд лет (Приложение Г).

Таким образом, полученные нами данные по Sm-Nd изотопной системе для гранитоидов Белокурихинского массива указывают на вклад как мантийной, так и коровой компоненты при их образовании (для всех проб значения $\epsilon_{\text{Nd}}(250)$ положительные и не превышают 1.7). Большинство фигуративных точек гранитоидов массива попадают в поле гранитов А-типа в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(250)$. Граниты третьей фазы демонстрируют повышенные значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$ (до 0.744), что возможно объяснить поступлением в гранитный расплав (мета)осадочных пород преимущественно рифейского возраста (0.95-0.85 млрд лет), что возможно в условиях открытой системы.

4.4 Выводы по главе 4

Определение U-Pb возраста титанита из гранитоидов первой фазы методом ID-TIMS дало конкордантное значение возраста 255 ± 2 млн лет. По геохимическим характеристикам, включая характер распределения REE, генезис титанита является магматическим [64]. Датирование циркона из гранитоидов всех трех фаз осуществлялось локальным U-Pb методом на ионном зонде высокого разрешения SHRIMP-II, выбор точек основывался на CL изображениях зерен, при расчете возраста учитывался редкоэлементный состав циркона. Возраст циркона из гранитоидов первой фазы (обр. 202013) был определен по точкам из центральных частей зерен с ростовой полосчатой осцилляционной зональностью и без черных в CL кайм. Конкордантный возраст составил 249 ± 3 млн лет (MSWD = 0.15). Циркон из гранитов второй фазы (обр. TH1-2) образует на диаграмме с конкордией единый кластер со значением конкордантного возраста 247 ± 2 млн лет (MSWD = 1.12). Отметим, что диапазон индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста для точек из центральной части зерен находится в достаточно узком интервале 244-251 млн лет. Для определения возраста кристаллизации циркона из гранитов третьей фазы потребовалась селекция точек, учитывая возможное омоложение возраста по причине потери радиогенного свинца при частичной метамиктности, с одной стороны, и эффект «удревнения» возраста для высокоурановых доменов циркона [191], с другой стороны. Поэтому из расчета были исключены все внешние высокоурановые краевые зоны циркона. В результате было рассчитано значение конкордантного возраста 245 ± 3 млн лет (MSWD = 0.013). Циркон из лейкогранитов третьей фазы Точильного штока (обр. 2016-5) показал значение конкордантного возраста 251 ± 2 млн лет (MSWD = 0.16). Результаты датирования Rb-Sr методом не противоречат данным по циркону: для гранита второй фазы (обр. TH1-2) получена Bt-Pl-WR изохрона, возраст которой определен как 255 ± 8 млн лет (MSWD = 3.1).

Таким образом, U-Pb возраст циркона из трех фаз гранитоидов Белокурухинского массива и возраст титанита из первой фазы показывает, что гранитоиды массива формировались в интервале 255-245 млн лет.

Циркон из гранитоидов первой фазы (обр. 202013) характеризуется дифференцированным характером распределения REE с ростом от легких к тяжелым REE, $\Sigma\text{REE} - 1700$ ppm, $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N} - 950$, хорошо проявлены отрицательная Eu- ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.27$) и положительная Ce-аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* - 11$), U – 480 ppm, Th – 340 ppm, Th/U – 0.51, Li – 7.8 ppm. Перечисленные признаки являются характерной чертой циркона магматического генезиса. Содержание Hf составляет 12000 ppm, что отвечает типичному циркону из гранитоидов [99]. Наблюдается ростовая осцилляционная зональность в CL, а также наименьшее содержание Ca,

который является критерием ненарушенности изотопно-геохимических характеристик. Циркон из гранитов второй фазы (обр. ТН1-2) отличается гетерогенным строением, почти во всех зернах присутствует краевая зона (до 40 мкм), отличающаяся черной окраской в CL. Спектры распределения REE в центральных частях отличаются дифференцированным характером распределения от легких к тяжелым REE, $Lu_N/La_N = 2600$, $\Sigma REE = 1500$ ppm, проявлены отрицательная Eu- ($Eu/Eu^* = 0.29$) и положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 26.7$), U – 560 ppm, Th – 320 ppm, $Th/U = 0.58$, Hf – 11300 ppm. Черные в CL краевые зоны отличаются повышенным содержанием U (4250 ppm) и Th (1200 ppm), $Th/U = 0.30$. Также они отличаются повышенным содержанием Li (54 ppm), в центральных частях Li на порядок ниже (4.4 ppm). Спектры распределения REE отличаются пологим характером ($Lu_N/La_N = 190$), за счет повышенного содержания легких REE, $\Sigma REE = 2150$ ppm. Хорошо проявлена отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.22$). Положительная Ce-аномалия, напротив, в значительной степени редуцирована ($Ce/Ce^* = 3.54$). Содержание Hf повышено – 16100 ppm, как и содержание неформальных для циркона элементов – Ca, Sr, Ba, Ti. Циркон из лейкогранитов третьей фазы (обр. 2424) также характеризуется зональным строением зерен с темно-серой в CL центральной частью с тонкополосчатой ростовой осцилляционной зональностью и черной краевой зоной, мощность которой (до 50 мкм) максимальна на вершинах зерен. Спектры распределения REE в центральных частях характеризуются дифференцированным характером распределения от легких к тяжелым REE, $Lu_N/La_N = 1160$, $\Sigma REE = 570$ ppm, проявлены отрицательная Eu- ($Eu/Eu^* = 0.27$) и положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 28.2$), U – 370 ppm, Th – 110 ppm, $Th/U = 0.36$, Y – 740 ppm, Hf – 11750 ppm, Li – 6.0 ppm. Краевые зоны циркона отличаются выположенным характером распределения REE, $Lu_N/La_N = 150$, $\Sigma REE = 2080$ ppm, амплитуда Eu-аномалии не меняется ($Eu/Eu^* = 0.26$), положительная Ce-аномалия редуцирована ($Ce/Ce^* = 1.90$), U – 5450 ppm, Th – 800 ppm, $Th/U = 0.15$, Y – 740 ppm, Hf – 19300 ppm, Li – 73 ppm. Среди циркона из другого выхода лейкогранитов (обр. ТН3-1) была установлена популяция пористого циркона, наряду с цирконом с осцилляционной зональностью [144]. Пористый циркон отличается аномальным содержанием Y (до 50700 ppm), REE (до 38800 ppm), U (до 24700 ppm), повышенным содержанием Hf (до 50500 ppm), P (до 2800 ppm), воды (до 3.5 мас.%) и летучих компонентов (F – 3 900 ppm, Cl – 3000 ppm). Спектры REE в нем выположены в области LREE ($Sm_N/La_N = 3$), Ce-аномалия в значительной степени редуцирована и меняет знак ($Ce/Ce^* = 0.51-1.62$), Eu-аномалия сохраняет отрицательные значения, $Th/U = 0.03$. Среднее значение $\delta^{18}O$ в пористом цирконе составило 11.55‰ (9.22-12.54‰), что выше значения $\delta^{18}O$ 6-8‰, установленного для типичного циркона из гранитоидов фанерозойского возраста [181]. Можно предположить, что повышенные значения $\delta^{18}O$ обусловлены внешним воздействием

флюидов, взаимодействовавших с (мета)осадочными породами. При рассмотрении на дискриминационной диаграмме $La-Sm_N/La_N$ фигуративных точек циркона, разделенных по фазам, заметно значительное перекрытие их составов. В каждой фазе есть типичный магматический циркон и измененный циркон, имеющий геохимические черты «гидротермально-метасоматического» циркона, в частности, повышенное содержание легких REE и выположенный характер спектра в этой области.

Таким образом, **краевые зоны циркона из второй и третьей фазы гранитов Белокурихинского массива обогащаются LREE, Th, U, Hf и Li в процессе его кристаллизации по причине обогащения остаточного расплава несовместимыми элементами. Аномальное обогащение несовместимыми элементами установлено для циркона из лейкогранитов третьей фазы (REE до 38000 ppm, Y до 50000 ppm, U до 24000 ppm, вода до 3.5 мас.%).**

ГЛАВА 5 ГЕОХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА

В данной главе рассмотрена геохронология Белокурихинского массива (обобщение результатов датирования и оценка продолжительности магматических процессов) и условия его образования (изотопный состав кислорода в цирконе, Р-Т параметры, дифференциация в результате фракционной кристаллизации).

5.1 Сравнительный анализ результатов датирования массива

Из ранее опубликованных данных по возрасту гранитов Белокурихинского массива следует отметить результаты датирования слюд Ar-Ar методом [116]. По биотиту был получен возраст 250 ± 2.7 млн лет, при этом, к какой фазе внедрения относится данное определение авторами исследования не было указано. Учитывая, что биотит практически отсутствует в лейкогранитах третьей фазы, а граниты первой фазы имеют весьма ограниченную распространенность, возможно предположить, что биотит был отобран из гранитов второй фазы, составляющих основную часть коренных обнажений массива. Два других определения были выполнены по мусковиту из штоков лейкогранитов 3 фазы, являющихся сателлитами Белокурихинского массива. По мусковиту из пегматитов Точильного (Точильненского в авторской редакции) штока был получен возраст 247 ± 3 млн лет, по мусковиту из лейкогранитов Осокинского штока – 250 ± 3.5 млн лет. То есть, для гранитов второй и третьей фаз Ar-Ar возраст слюд совпал в пределах погрешности и составил около 250 млн лет.

Однако Ar-Ar система по слюдам уступает U-Pb системе по циркону в плане надежности определения возраста кристаллизации магматических пород, в частности – гранитоидов (например, [151, 178]. С одной стороны, Ar-Ar система применительно к слюдам имеет существенно более низкую температуру закрытия (около 500°C) относительно температуры закрытия U-Pb системы для циркона – самого надежного минерала-геохронометра [182], с другой, слюды зачастую подвержены поздне- и постмагматическим изменениям, что приводит к «отставанию» Ar-Ag возраста по слюдам от U-Pb возраста по циркону. Ранее проведенное датирование циркона из порфировидных биотитовых гранитов (судя по всему, относящихся к второй фазе) было выполнено на устаревшем оборудовании по навеске зерен «классическим» методом ID-TIMS, не учитывающим возможную гетерогенность циркона [19]. По верхнему пересечению дискордии был получен возраст циркона, равный 232 ± 4.7 млн лет, существенно отличающийся как от результатов датирования слюд Ar-Ag методом (около 250 млн лет; [116], так и от U-Pb возраста титанита из гранитов первой фазы 255 ± 2 млн лет, определенного методом ID-TIMS [64]. Поэтому значение возраста циркона из гранитов Белокурихинского

массива около 232 млн лет следует рассматривать как недостоверное, не подкрепленное современными аналитическими данными.

В таблице 5.1 сопоставлены наши результаты датирования U-Pb методом (SHRIMP-II) циркона из трех фаз гранитов Белокурихинского массива с определениями возраста, полученными U-Pb методом (ID-TIMS) по титаниту из первой фазы [64] и Ar-Ar методом по слюдам из второй и третьей фаз гранитов [116].

Таблица 5.1 – Результаты датирования гранитоидов Белокурихинского массива

Фаза гранитов	U-Pb метод	Ar-Ar метод [116]
1 фаза	255 ± 2 (Ttn)	–
	249 ± 3 (Zrn)	
2 фаза	247 ± 2 (Zrn)	250 ± 3 (Bt)
3 фаза	245 ± 3 (Zrn)	247 ± 3 (Ms) 250 ± 4 (Ms)
	251 ± 2 (Zrn)	
	255 ± 4 (Zrn)	

U-Pb возраст гранитов первой фазы определен как 255 ± 2 млн лет по титаниту и 249 ± 3 млн лет по циркону. Есть основания предположить, что «геологический» возраст кристаллизации первой фазы попадает в интервал 255-250 млн лет. Для оценки возраста лейкогранитов 3 фазы наиболее обосновано, как было показано выше в 4 главе, использовать конкордантный возраст 245 ± 3 млн лет, определенный для циркона с минимальным содержанием урана и других несовместимых элементов (обр. 2424). Так, циркон из пробы лейкогранитов ТНЗ-1 особенностями своего редкоэлементного состава демонстрирует сильное флюидное воздействие [144], которое могло изменить U-Pb изотопную систему (например, эффект удрежнения возраста при привносе урана, описанный выше). Конкордантный возраст циркона из гранитов второй фазы (247 ± 2 млн лет) попадает в обозначенный интервал 255-245 млн лет. Тогда, с учетом приборных погрешностей определений возраста (которые для метода SIMS составляют 1-1.5 отн.%), возраст гранитов всех трех фаз можно считать сближенным, находящемся в интервале от 255-250 до 245 млн лет (с примерной общей продолжительностью не более 5-8 млн лет), что согласуется с определениями возраста слюд Ar-Ar методом [116]. Несмотря на то, что Rb-Sr методом для гранитов трех фаз не были получены породно-минеральные изохроны, а только эрохроны по причине высоким значений MSWD, значения возраста по 6 эрохронам из 8 также в пределах погрешности соответствуют интегральной оценке возраста Белокурихинского массива гранитов около 250 млн лет.

Отдельным нерешенным вопросом является причина появления кайм с возрастом 117 ± 4 млн лет у циркона из гранитов первой фазы Белокурихинского массива. В Горном Алтае магматизм мелового возраста пока не установлен, близкие по возрасту магматические образования, содержащие циркон с подобным возрастом, известны в Тыве в брекчиях

Карасугского флюорит-барит-редкоземельного месторождения [12]. Этот временной диапазон (120 ± 10 млн лет) наиболее продуктивен для золоторудной минерализации на северо-востоке России и в Китае [168]. В Горном Алтае популяция циркона с возрастом 126 ± 3 млн лет была установлена, помимо других возрастных генераций, в эксплозивных брекчиях из Чуринского золото-серебряного рудопроявления девонского возраста, относящегося к морфологическому типу минерализованных трубок взрыва [25]. Возможно предположить, что краевые зоны циркона с возрастом 117 ± 4 млн лет также отражают гидротермально-метасоматический процесс мелового возраста, проявление которого на породном и/или минеральном уровне либо не выведено на дневную поверхность, либо пока не обнаружено.

5.2 Оценка продолжительности образования массива

Оценка длительности магматических процессов применительно к полифазным магматическим комплексам (в данном случае, к массиву гранитов) является более сложным вопросом, чем тривиальная задача определения возраста той или иной магматической породы. При этом оценка длительности магматических процессов усложняется тем, что полученные возрастные данные для различных пород (фаз) массива не всегда согласуются между собой, а определения для различных минералов-геохронометров и изотопных систем могут систематически отличаться по уровню погрешностей и точности аналитических методов (например, [140]). Для гранитных массивов различного масштаба известен достаточно широкий диапазон оценок длительности магматизма. По данным [170] внедрение батолита может происходить на протяжении около 100 млн лет. Для трех крупнейших батолитов мира – Ангаро-Витимского, Хангайского и Хэнтэйского, расположенных в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса, были получены оценки продолжительности их формирования около 30 млн лет. Эти оценки следует рассматривать как время, необходимое для остывания в недрах Земли очагов анатектических магм, участвовавших в образовании гигантских по объему (до 1 млн км³) батолитов [73]. Возрастной интервал внедрения анорогенных массивов гранитов рапакиви на финской территории определен в 20-60 млн лет [124]. Интервал времени анорогенного магматизма Кейвской структуры на Кольском полуострове не превышал первых миллионов или десятков миллионов лет [15]. Длительность формирования гранитоидов лицо-арагубского комплекса на Кольском полуострове определена как 28 ± 9 млн лет при близком времени образования пород 1-4 фаз (1774-1762 млн лет) и существенно более позднем внедрении кварцевых сиенитов 5 фазы с возрастом около 1746 млн лет [16]. Длительность формирования Калгутинского гранитного батолита на Алтае оценена как 20 млн лет [23]. Относительно короткая длительность образования была установлена для небольших по размеру анорогенных гранитных массивов Северного Китая – 20 млн лет [201], Северо-Западной

Намибии – 13 млн лет [159] и Южной Невады, Северная Америка – 5 млн лет [124]. Известны оценки продолжительности гранитоидного магматизма, не превышающие 1 млн лет. Так, для Эльджуртинского гранитного массива в Тырнаузском рудном поле на Северном Кавказе длительность формирования определена как не превышающая 600 тыс. лет [44].

Оценка длительности формирования Белокурихинского массива гранитов, не превышающая 5-8 млн лет, скорее относится к нижнему диапазону возрастных данных, полученных к настоящему времени для различных гранитных массивов и батолитов. Схожие короткие (около 7 млн лет) оценки длительности пермо-триасового гранитоидного магматизма на Алтае, включающие данные и по Белокурихинскому массиву, были получены по результатам датирования амфиболов и слюд Ar-Ar методом [116]. Незначительная длительность магматизма, вероятно, обусловлена сравнительно малым объемом магматических расплавов, участвовавших в формировании Белокурихинского массива.

5.3 Изотопный состав кислорода в цирконе

Исследование изотопного состава кислорода в магматическом цирконе позволяет судить об источнике расплава и условиях его кристаллизации и дальнейшей эволюции породы [180]. Помимо других преимуществ, которыми обладает циркон как минерал-геохронометр, скорость диффузии кислорода в его кристаллической решетке ничтожно мала [188], что делает изотопный состав кислорода в цирконе индикатором условий кристаллизации и перекристаллизации под воздействием флюида. Проведенные ранее исследования позволили установить, что циркон с незначительными изменениями сохраняет изотопный состав кислорода в материнской породе при условии замкнутости системы [180]. Однако в метамиктном цирконе возможен существенный обмен структурного кислорода с кислородом, привнесенным позже новыми порциями расплава флюидами, гидротермальными растворами [166, 180, 181]. Таким образом, резкое изменение изотопного состава кислорода в цирконе отражает эволюцию флюидного режима и замкнутость изотопной системы.

Изотопный состав кислорода был исследован в измененном флюидом (обогащенном несовместимыми элементами) цирконе из лейкогранитов третьей фазы (обр. ТНЗ-1, препарат М-2974) в 10 точках (таблица 5.2). Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило 11.41‰ при минимальном значении – 9.22‰ и максимальном – 12.54‰, что выше мантийного значения (около 5.3‰) почти в два раза. Это значение также выше усредненного (для комплексов мира) значения $\delta^{18}\text{O}$, установленного для циркона из гранитоидов фанерозойского возраста (в диапазоне 6-8‰) [181]. Столь высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из лейкогранитов Белокурихинского массива возможно объяснить воздействием флюидов из внешнего источника, контактировавших с (мета)осадочными породами рамы. Также нельзя исключать полностью вклад коровой

компоненты на заключительном этапе формирования лейкогранитов третьей фазы. Следует отметить, что сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ при сравнении разных зерен циркона из лейкогранита составляет более 4‰, а сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ в пределах одного зерна составляет немногим больше 2‰. Такие вариации изотопного состава кислорода возможно объяснить воздействием флюида из внешнего источника [181].

Таблица 5.2 – Изотопный состав кислорода в цирконе из гранитоидов Белокурихинского массива

Обр. ТН1-2 (М3027)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Обр. 2016-5 (М2380)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Обр. ТН3-1 (М2974)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
1-1	11.62	1	11.56	3	11.44
1-2	12.26	2	11.46	4	10.89
2-1	11.55	3	11.13	7	11.92
2-2	12.06	4	11.58	10	10.92
3-1	11.77	5	11.71	13	12.46
3-2	12.03	6	11.22	15	9.22
4-1	11.67	7	11.22	16	11.65
4-2	12.23	8	11.35	21	11.12
5-1	11.86	9	11.36	24	11.92
5-2	11.95	10	11.32	32	12.54
6-1	11.77	11	12.94		
6-2	12.33	12	11.23		
7	11.61	13	12.02		
8	12.33	14	11.09		
9	11.90	15	11.55		
10	12.55	16	10.84		
11	11.86				

Аналогичные по уровню $\delta^{18}\text{O}$, но менее варьирующие – со сдвигом не более 1-2‰, значения были получены для циркона из лейкогранитов Точильного штока (обр. 2016-5, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по 16 точкам составило 11.47‰ при минимальном значении – 10.84‰ и максимальном – 12.94‰) и циркона из гранитов второй фазы внедрения (обр. ТН1-2, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ по 17 точкам составило 11.96‰ при минимальном значении – 11.55‰ и максимальном – 12.55‰) (таблица 5.2).

Таким образом, величина $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из гранитов второй и третьей фаз внедрения составляет в среднем 11.5-12.0‰, что свидетельствует о воздействии внешнего флюида и возможном вкладе коровой компоненты при формировании материнских расплавов для гранитов этих фаз. Высокие значения первичного изотопного отношения Sr в гранитах третьей фазы, достигающие 0.72 (рассмотренные в главе 4), также подтверждают вклад коровой компоненты.

5.4 P-T условия образования

Температура. Для гранитоидов Белокурихинского массива температура кристаллизации была рассчитана по различным геотермометрам, основанным на данных по содержанию как главных, так и редких элементов в минералах и породах (приложение Д, таблица Д.1).

Одним из наиболее востребованных в последнее время является термометр, основанный на распределении Ti в цирконе в присутствии титансодержащих фаз [112]. Учитывая, что в результате флюидного воздействия содержание Ti в цирконе может возрастать до аномально высоких значений, не будучи связанным с ростом температуры, для расчета использовались значения содержания Ti не более 30 ppm, как рекомендовано в работе [112]. По результатам расчетов среднее значение для первой фазы составило 820°C (3 определения); для второй фазы – 790°C (7); для третьей фазы – 770°C (24). Наблюдается плавный тренд понижения значений температуры от первой к третьей фазе, который представляется реалистичным.

Так же был применен термометр, основанный на насыщении пород Zr [100]. Температурный диапазон для первой фазы составил от 880 до 960°C; для второй фазы – от 920 до 990°C; для третьей фазы – от 740 до 890°C. Данные результаты для первой и второй фазы выглядят завышенными, возможно, это связано с тем, что в результате магматической дифференциации (фракционной кристаллизации) исходного расплава, рассмотренной в следующем разделе, большая часть Zr оказалась сконцентрирована в ранних фазах массива. Оценки этим методом температуры для гранитов третьей фазы в целом перекрываются с расчетами для этих пород по термометру «Ti-в-цирконе».

Термометр «TitaniQ» [185], основанный на распределении Ti в кварце в присутствии титансодержащих фаз, показал следующие результаты: для первой фазы температура равна 680°C; для второй фазы – 630°C и для третьей фазы – 540°C. Данные результаты вряд ли можно считать надежными, поскольку по петрографическим данным кварц мог кристаллизоваться на заключительном этапе формирования каждой фазы, при понижении температуры.

Использование термометра, основанного на распределении Ti в калиевом полевоом шпате [203], показало, что в среднем температура для гранитов первой фазы равна 770°C, для второй фазы – 750°C и для третьей фазы – 620°C.

По термометру, основанному на равновесии сосуществующих полевых шпатов с учетом альбитового компонента в плагиоклазе и в калиевом полевоом шпате [121], были получены следующие значения температуры, в среднем: для первой фазы – 620°C; для второй и третьей фазы – 540°C. Известно, что данный термометр чувствителен к постмагматическим процессам на стадии остывания [139]. Поэтому и эти оценки температуры представляются заниженными.

На основе развивающихся в последнее время технологий машинного обучения был разработан термобарометр для определения T и P на основе данных по составу биотита по главным элементам [148]. Для гранитов первой фазы температура была определена в среднем как 790°C , второй и третьей фазы – 760°C .

Так же был использован термометр, основанный на распределении Hf , Y , Ce и Zr в породе [101]. Для первой фазы был получен диапазон температур кристаллизации от 740 до 780°C ; для второй фазы – от 730 до 800°C ; для третьей фазы – от 690 до 780°C . Данные оценки практически не демонстрируют эволюцию температурного режима в процессе становления массива, что вызывает вопросы.

Из работы [104] были использованы два термометра, основанные на содержании в породах оксида магния и кремнезёма. Термометр, основанный на содержании кремнезема, дал следующие результаты: для первой фазы – $740\text{-}810^{\circ}\text{C}$; для второй фазы – от 660 до 710°C ; для третьей – от 600 до 670°C . Термометр, основанный на содержании оксида магния в породе дал результат несколько выше: для первой фазы – от 820 до 900°C ; для второй фазы – от 660 до 780°C ; для третьей фазы температуры не были определены по причине содержания ниже порога обнаружения. Определения температуры на основе оценки содержания кремнезема выглядят более реалистичными, чем для оксида магния.

Недавно разработанный на основе характера распределения редкоземельных элементов в цирконе и вмещающих их породах [176], позволил определить следующие значения температуры: для первой фазы – $760\text{-}890^{\circ}\text{C}$; для второй фазы – от 680 до 720°C ; для третьей – от 660 до 750°C . Как и для других термометров, здесь наблюдается тренд понижения значений температуры от первой к второй и третьей фазе.

Данные по содержанию Zr и Al_2O_3 в титаните из гранитов первой фазы Белокурихинского массива [64] позволяют рассчитать температуру и давление кристаллизации этого минерала. P - T параметры, определенные по термобарометру, разработанному для титанита [128], составляют в среднем 770°C и 2.7 кбар.

Ранее О.А. Гаврюшкиной [24] для Белокурихинского массива была рассчитана температура насыщения Zr , по [186], для второй и третьей фазы гранитов, которая составила диапазон значений от 730 до 780°C . По сосуществующим полевым шпатам [80, 174] этим же автором был определен температурный диапазон от менее 500 до 650°C . Эти определения в целом согласуются с нашими по аналогичным термометрам.

Давление. Барометр [200], учитывающий распределение кремнезема в породе, позволил определить значения давления (в среднем) $6\text{-}7$ кбар для второй фазы и около 4 кбар для третьей фазы (приложение Д, таблица Д.2).

Термобарометр по составу биотита [148], упомянутый выше, определил давление в среднем как 6, 5.5 и 5.2 кбар для 1, 2 и 3 фазы, соответственно.

Давление, рассчитанное для первой фазы по содержанию глинозема в роговой обманке, с учетом температуры [75], составило около 3 кбар, что совпадает с определением давления по титаниту из этих же пород, приведенному выше.

В работе О.А. Гаврюшкиной [24] диапазон давлений для Белокурихинского массива был определен как 1-5 кбар на основе тройной диаграммы полевых шпатов с котектическими кривыми [38, 132].

Несмотря на определенные разночтения в полученных данных, используя наиболее зарекомендовавшие себя термометры, возможно предположить, что от первой к третьей фазе температура кристаллизации гранитов менялась от 820-770°C до 700-650°C. Более однозначно можно оценить степень понижения температуры по мере дифференциации магмы – как 100-150°C при сравнении температуры образования первой и третьей фазы гранитов, соответственно. В целом температурный режим формирования гранитоидов массива тяготеет к нижней границе поля температур установленных для гранитов А-типа (рисунок 5.1)

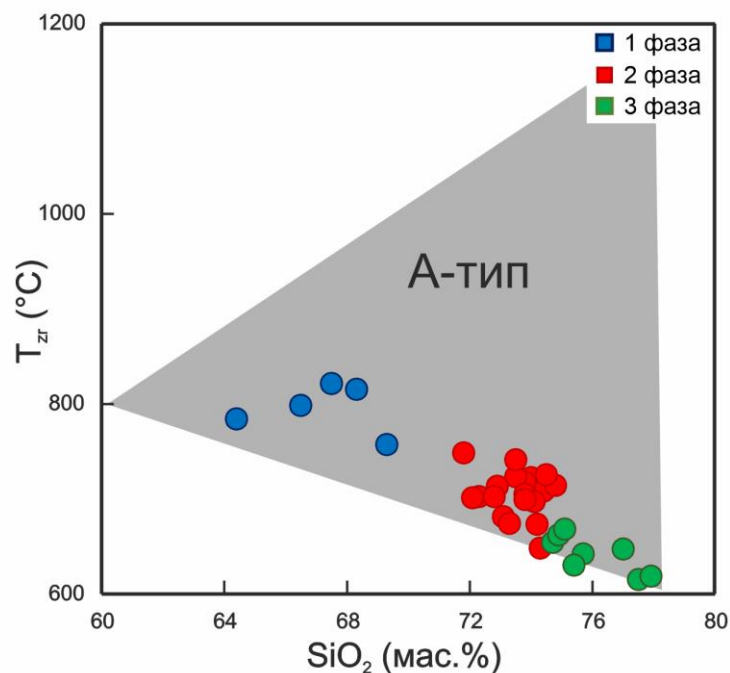


Рисунок 5.1. Диаграмма $T_{zr}(^{\circ}C)$ - SiO_2 с полем для гранитов А-типа [137] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Параметры давления в ходе кристаллизации гранитов Белокурихинского массива составляли 3-6 кбар, что отвечает уровню средней коры. В процессе эволюции гранитного расплава параметры давления либо не изменялись, либо несущественно понижались.

5.5 Модель образования Белокурихинского массива

Фракционная кристаллизация Белокурихинского массива. Для обсуждения эволюции гранитов Белокурихинского массива целесообразно сопоставить распределение индикаторных редких элементов и их отношений как на породном, так и минеральном уровне.

На диаграмме соотношения содержания Sr и Rb для гранитов массива (рисунок 5.2) от первой к третьей фазе отчетливо проявлено закономерный рост содержания Rb (здесь и ниже приведено значение в среднем – 141, 253 и 272 ppm, соответственно) при одновременном уменьшении содержания Sr (320, 121 и 38 ppm). Фигуративные точки составов пород соответствуют тренду фракционной кристаллизации, предложенному в ряде работ (например, [113]). При этом самый заметный «скачок» в содержании Rb наблюдается при переходе от гранитов первой фазы к второй. Падение содержания Sr наиболее заметно для гранитов третьей фазы.

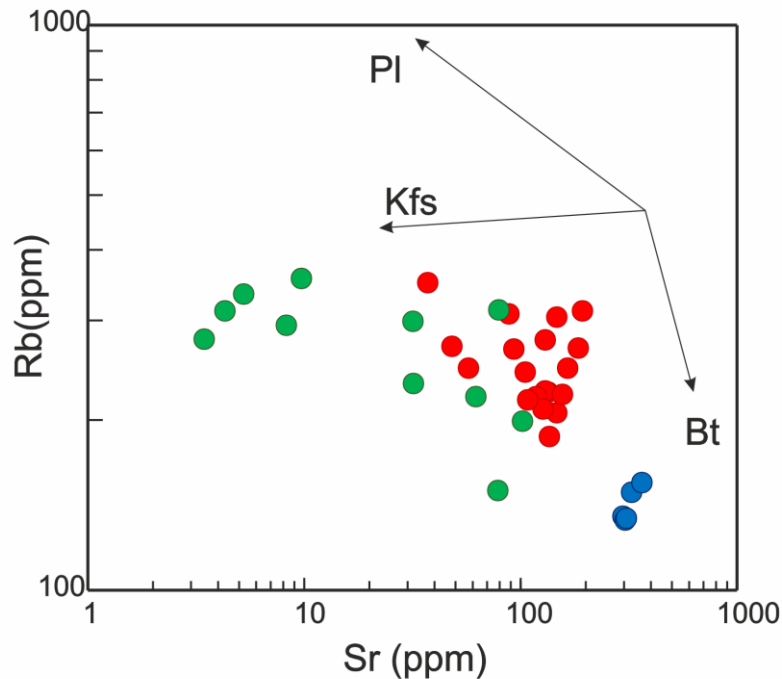


Рисунок 5.2 – Диаграмма Sr–Rb с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Рост содержания Rb от ранней к поздней фазе гранитов объясняется тем, что этот элемент является сильно несовместимым (накапливаемым в остаточных порциях расплава), и по этой причине – рассеянным, почти не образующим собственных минералов, но замещающим К в кристаллической структуре породообразующих минералов. Соответственно, главными минералами-концентраторами Rb в гранитоидах являются К-содержащие минералы: слюды (биотит и мусковит) и калиевый полевой шпат, у которых изоморфная емкость в отношении Rb сопоставима (содержание Rb в них может достигать и превышать 1000 ppm). Суммарное

содержание этих минералов, приблизительно оцененное петрографическим методом, возрастает от первой к третьей фазе: 20-25 – 25-40 – 35-45 об.% (таблица 3.1). Содержание Rb в рассмотренных минералах также возрастает в направлении от ранней к поздней фазе. Так, содержание Rb в калиевом полевоом шпате изменяется следующим образом в гранитах разных фаз: 289, 465 и 854 ppm, соответственно. В биотите наблюдается резкий рост содержания Rb от первой к второй и третьей фазе: 685, 1175 и 933 ppm. С учетом того, что в гранитах третьей фазы биотита наблюдается менее 1 об.%, его можно рассматривать для поздней фазы как второстепенный, или даже акцессорный минерал. Вероятно, близкое по уровню содержание Rb в биотите второй и третьей фазы гранитов отвечает пределу изоморфной емкости биотита в отношении этого элемента. Для мусковита представляется возможным сравнить состав по Rb только для второй и третьей фазы: 667 и 932 ppm, который также показывает рост к поздней фазе.

Поведение Sr подчиняется иным закономерностям, – будучи совместимым по отношению к плагиоклазу, Sr изоморфно входит (замещая Ca) в этот минерал. Количество плагиоклазов уменьшается от 30-35 до 20 об.% от ранней к поздней фазе. Кроме того, при этом плагиоклазы становятся более кислыми (An 26, 17 и 9, соответственно), что также препятствует накоплению Sr. Содержание Sr в плагиоклазах изменяется от 541 (первая фаза) до 158 (вторая фаза) и 189 ppm (третья фаза). «Не вошедший» в состав плагиоклазов Sr изоморфно входит в калиевый полевоый шпат, для которого Sr также совместимый элемент. Содержание Sr в калиевом полевоом шпате от ранней к поздней фазе падает еще более контрастно, чем в плагиоклазе (499, 184 и 37.4 ppm, соответственно). Известно, что коэффициент распределения Sr для щелочных полевоых шпатов находится в прямой зависимости от уменьшения глиноземистости и роста содержания кремнезема в расплаве (D_{Sr} повышается на порядок – от 1.667 до 18.75). Причина этого заключается в том, что приближение расплава по содержанию глинозема к полевоому шпату удерживает в расплаве совместимые элементы Sr, Eu и Ba [171]. Выше было показано, что содержание глинозема в целом понижается от ранней фазы к поздней, а содержание кремнезема растет (рисунок 3.6), поэтому следовало бы ожидать, что Sr будет накапливаться в калиевом полевоом шпате в третьей фазе. Этого не происходит, причина, скорее всего, заключается в том, что большая часть Sr из расплава вошла в состав породообразующих минералов при кристаллизации гранитов первой фазы, и материнские расплавы для второй и третьей фазы были уже обеднены этим элементом, особенно расплав завершающей фазы.

Ba в гранитах массива копирует поведение Sr – от ранней к поздней фазе его содержание понижается (503, 309 и 67.6 ppm, соответственно). Как и Sr, для кристаллизующегося гранитного расплава Ba является совместимым элементом (изоморфно входит в калиевый

полевой шпат, в меньшей степени в биотит). На диаграмме соотношения Sr и Ba (рисунок 5.3) фигуративные точки гранитов из всех трех фаз образуют единый линейный тренд, свидетельствующий о происхождении расплавов из одного общего источника. Часть тренда, отвечающая гранитам третьей фазы, максимально растянута, что говорит о существенной степени магматической дифференциации для этой фазы. Сопоставление тренда с модельными трендами минерального контроля фракционирования [197] показывает главенствующую роль фракционирования калиевого полевого шпата, особенно на заключительной стадии магматической дифференциации.

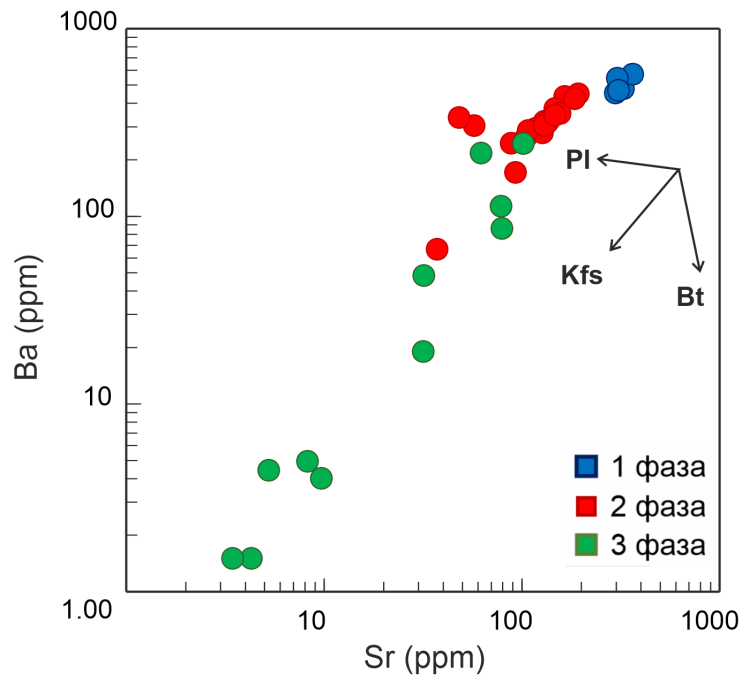


Рисунок 5.3 – Диаграмма Sr–Ba с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Соотношение содержания Sr с Ba/Sr отношением (рисунок 5.4) показывает, что на ранней стадии становления массива (переходе от первой к второй фазе) на состав расплава заметное влияние оказывало фракционирование биотита, в котором Ba/Sr отношение в разы выше, чем в калиевом полевоом шпате. От первой к второй фазе Ba/Sr отношение умеренно возрастает – от 1.57 до 2.76. В гранитах третьей фазы это отношение заметно падает – до 1.19. Сам факт систематического изменения отношения двух геохимически близких элементов указывает на высокую степень фракционирования гранитного расплава [196]. Аналогичная направленность дифференциации, – фракционирование биотита на ранней стадии и калиевого полевого шпата на поздней стадии, наблюдается и на бинарной диаграмме в координатах Sr–Rb (рисунок 5.2).

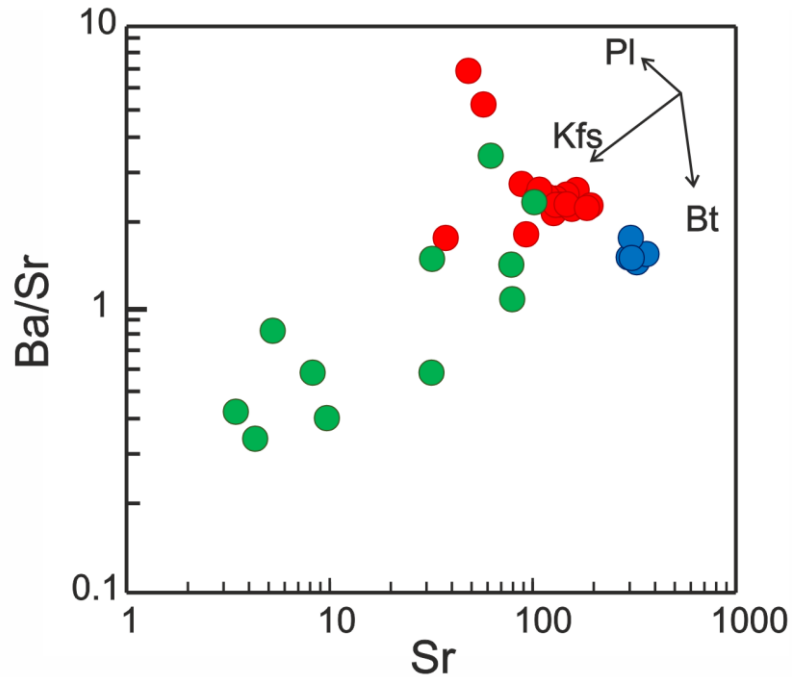


Рисунок 5.4 – Диаграмма Sr–Ba/Sr с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива (цвет значков отвечает фазам гранитоидов на рисунок 5.3)

Главным минералом-концентратором Ba выступает калиевый полевой шпат. Содержание Ba в нем контрастно снижается от первой к третьей фазе: 2667, 1069 и 47.0 ppm, соответственно. В мусковите содержится заметно меньшее количество Ba, которое тоже снижается в процессе эволюции – 239 ppm во второй фазе, 32.2 ppm в третьей фазе. Для биотита распределение Ba по фазам гранитов имеет несколько иной характер – 442, 242 и 263 ppm, соответственно. Если понижение от первой к второй фазе закономерно и повторяет распределение Ba в других минералах, то близкое содержание во второй и третьей фазе возможно объяснить тем, что пониженное количество биотита (в третьей фазе менее 1 об.%) и преобладание другого минерала-концентратора не влияет на вхождение Ba в биотит. Поэтому дифференциация гранитов массива в отношении Ba, как и Sr, обеспечивается прежде всего калиевым полевым шпатом. Совместная кристаллизация в гранитах первой и второй фазы двух минералов-концентраторов Ba (калиевого полевого шпата и биотита) существенно понижает его содержание в остаточном расплаве, из которого впоследствии начнется кристаллизация гранитов третьей фазы. Это предположение подкрепляется сближенностью фигуративных точек гранитов первой и второй фазы на рисунок 5.3. Возможно предположить, что в гранитах третьей фазы калиевый полевой шпат, способный концентрировать $n \times 1000$ ppm Ba, недосыщен этим элементом по причине его дефицита в остаточном расплаве. Распределение Ba при этом неравновесное и не контролируется коэффициентом распределения минерал/расплав.

Другой крупноионный литофильный элемент, выступающий индикатором фракционной кристаллизации, это Li, накапливающийся в ряде минералов поздних фаз магматической системы. В гранитах массива это фиксируется для биотита и калиевого полевого шпата. В биотите из гранитов первой фазы содержание Li составляет 430 ppm, второй фазы – 2646 ppm, третьей фазы – 2309 ppm. В калиевом полевоом шпате содержание Li эволюционирует следующим образом – 0.96, 30.5 и 23.5 ppm, соответственно. Для обоих минералов содержание Li существенно ниже в гранитах первой фазы, вторая и третья фаза отличаются незначительно.

Среди переходных металлов фракционирование проявлено для V (54.8, 12.4 и 2.4 ppm, от первой к третьей фазе) и Zn (57.7, 38.3 и 20.5 ppm, соответственно). Поскольку оба элемента являются совместимыми для биотита [189], возможно предположить, что их поведение определяется фракционированием биотита, количество которого последовательно уменьшается от ранней к поздней фазе. Примечательно, что содержание V в биотите из гранитов первой фазы заметно выше (324 ppm), чем в гранитах второй (181 ppm) и третьей (195 ppm) фазы, что указывает на обеднение магматической системы этим элементом после кристаллизации гранитов ранней фазы.

Содержание двух геохимически близких высокозарядных элементов – Zr и Hf – закономерно понижается в гранитах Белокурихинского массива от первой к третьей фазе: 263, 154 и 34.3 ppm – Zr; 7.11, 4.95 и 1.70 – Hf. На бинарной диаграмме для этих элементов фигуративные точки гранитов образуют линейный тренд (рисунок 5.5а), свидетельствующий о единой природе расплавов для всех трех фаз. Дифференциацию гранитов в отношении Zr и Hf возможно объяснить только фракционированием циркона, единственного в кислых породах минерала-концентратора обоих высокозарядных элементов. В гранитах всех трех фаз циркон является акцессорным минералом, точно оценить его количество затруднительно. Тем не менее, при выделении циркона из примерно одинаковых по объему проб, больше всего зерен (более 100) было извлечено из гранитов первой фазы, а минимальное количество (не более двух десятков зерен) – из лейкогранитов третьей фазы. Соответственно, после кристаллизации циркона в гранитах первой фазы содержание Zr и Hf в расплаве оказалось пониженным, а после кристаллизации гранитов второй фазы, составляющих основной объем Белокурихинского массива, остаточный расплав стал обедненным в отношении этих элементов.

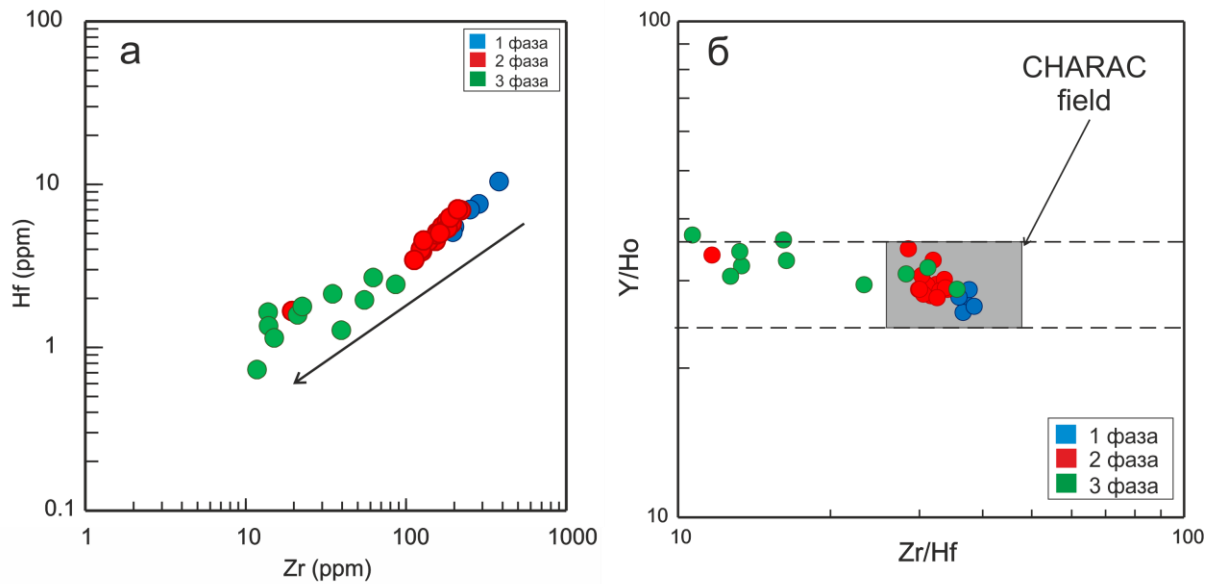


Рисунок 5.5 – Диаграмма Zr–Hf (а) и Zr/Hf–Y/No (б) с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива. На (а) стрелкой показан тренд фракционной кристаллизации

Фракционирование циркона, а также титанита (установленного только в породах первой фазы), определяет дифференциацию гранитов массива и по содержанию Th и U. Содержание Th от первой к второй и третьей фазе изменяется от 15.7 до 25.3 и далее до 6.44 ppm; U – 3.94, 3.23 и 2.22 ppm, соответственно. По причине общего низкого содержания U фракционирование этого элемента проявлено неконтрастно.

Показательным индикатором флюидного воздействия на магматическую систему выступает сопоставление двух отношений геохимически близких по поведению в геологических процессах элементов – Zr/Hf и Y/No. М. Бай [82] было установлено, что в случае ненарушенного геохимического равновесия фигуративные точки пород попадают в область составов, названную CHARAC (CHArge-RADius = заряд и радиус ионов) и ограниченную значениями $24 < Y/No < 34$ и $26 < Zr/Hf < 46$, соответствующими хондритовым отношениям. Из гранитов Белокурихинского массива в область CHARAC (рисунок 5.5б) попадают фигуративные точки пород первой и второй (с одним исключением) фазы, а также две точки третьей фазы. При этом точки для пород первой фазы имеют максимальное значение Zr/Hf отношения и минимальное – Y/No. Остальные точки третьей фазы образуют тренд, направленный на резкое понижение Zr/Hf отношения при незначительном повышении Y/No отношения. Наблюдаемое соотношение точек свидетельствует не только о фракционировании материнского гранитного расплава, но и об открытости магматической системы при кристаллизации гранитов третьей фазы из флюидонасыщенного расплава. На поздней стадии дифференциации расплава на магматическую систему воздействовал флюид, контактировавший с (мета)осадочными породами, вмещающими массив. Об этом

свидетельствует изотопный состав кислорода в цирконе, а также особенности строения и редкоэлементного состава циркона, рассмотренные выше в работе. Возможно, что система была контаминирована (мета)осадочным веществом, на что указывают присутствие детритового рифейского циркона и аномально высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ отношения в ряде проб гранитов третьей фазы и другие геохимические особенности пород, позволившие О.А. Гаврюшкиной [116] сопоставить Белокурихинский массив с гранитами S-типа.

Закономерное изменение Nb/Ta отношения в гранитах также может указывать на фракционирование расплава, а значения этого отношения <5 говорят об интенсивном флюидном воздействии и потенциальной редкометалльной рудоносности лейкогранитов [196]. На диаграмме Nb/Ta–Zr/Hf (рисунок 5.6) фигуративные точки пород Белокурихинского массива закономерно расположились с понижением обоих отношений от первой к третьей фазе, согласно тренду фракционной кристаллизации [77]. При этом поля составов первой и второй фазы сближены, в отличие от положения фигуративных точек гранитов третьей фазы. Для гранитов третьей фазы Белокурихинского массива характерно значение $\text{Zr}/\text{Hf} < 26$, это говорит о том, что породы данной фазы кристаллизовались из флюидонасыщенного остаточного расплава и могут считаться высокофракционированными гранитами [88].



Рисунок 5.6 – Диаграмма Zr/Hf–Nb/Ta [89] с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Для гранитов Белокурихинского массива установлено снижение содержания как легких, так и тяжелых REE в ходе эволюции расплава (рисунок 5.7а). Общее содержание REE резко

снижается в высокофракционированных гранитах третьей фазы, в которых усиливается амплитуда отрицательной Eu-аномалии (рисунок 5.7б). Причину понижения содержания REE достоверно реконструировать затруднительно, потому что REE входят в состав целого ряда породообразующих и акцессорных минералов, количественное соотношение которых оценить сложно. Тем не менее, понижение содержания REE от ранней к поздней фазе является типичным при фракционировании гранитной системы [196]. Причина усиления отрицательной Eu-аномалии заключается во фракционировании плагиоклаза в ранних фазах гранитов. Плагиоклаз является главным минералом-концентратором Eu (совместимого элемента для этого минерала), входящего в его структуру вместе с Sr по принципу камуфлированного изоморфизма. В гранитах первой фазы содержание Eu и величина Eu-аномалии (параметр Eu/Eu^*) составляет в среднем 1.62 ppm и 0.59, второй фазы – 0.64 ppm и 0.41, третьей фазы – 0.17 ppm и 0.30. Отмеченные закономерности в распределении REE соответствуют трендам фракционной кристаллизации гранитов [118, 145, 156, 150].

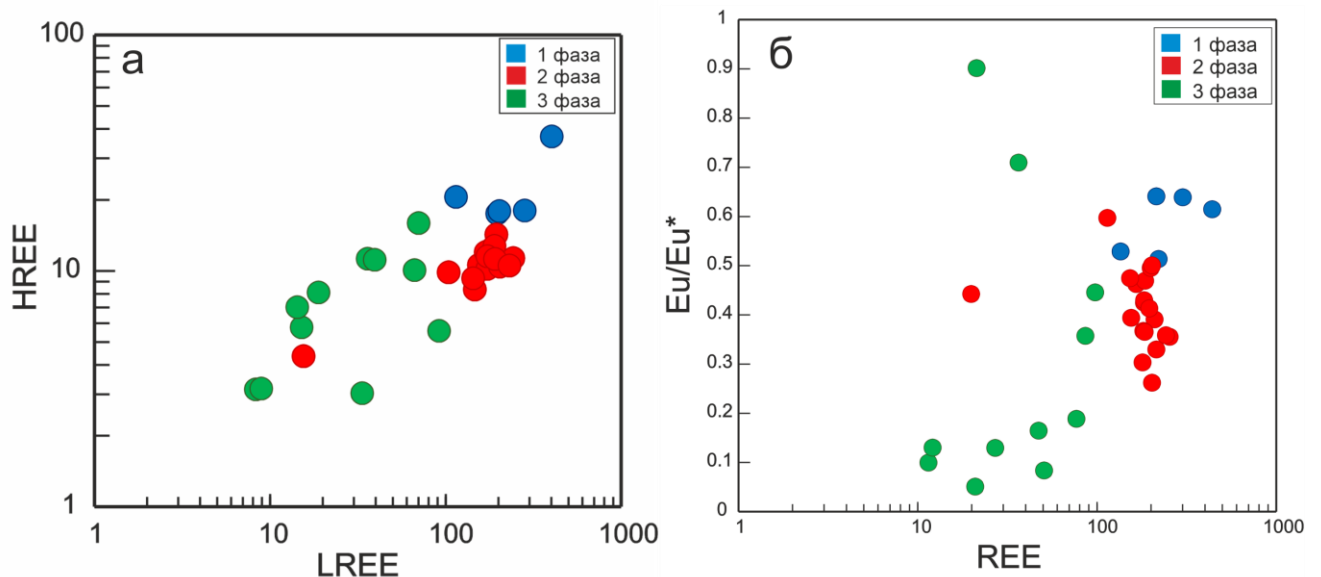


Рисунок 5.7 – Диаграмма LREE-HREE (а) и REE-Eu/Eu* (б) с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Индекс дифференциации гранитов D_i [113], вычисляемый с помощью CIPW-пересчетов как сумма нормативных кварца, ортоклаза, альбита, нефелина, лейцита и кальсилита, повышается от ранней до поздней фазы гранитов: 90.0, 93.9 и 95.7, соответственно. В координатах D_i и Rb/Sr отношение, являющимся геохимическим индексом фракционной кристаллизации, точки составов гранитов разделены по фазам подобно вееру (рисунок 5.8).

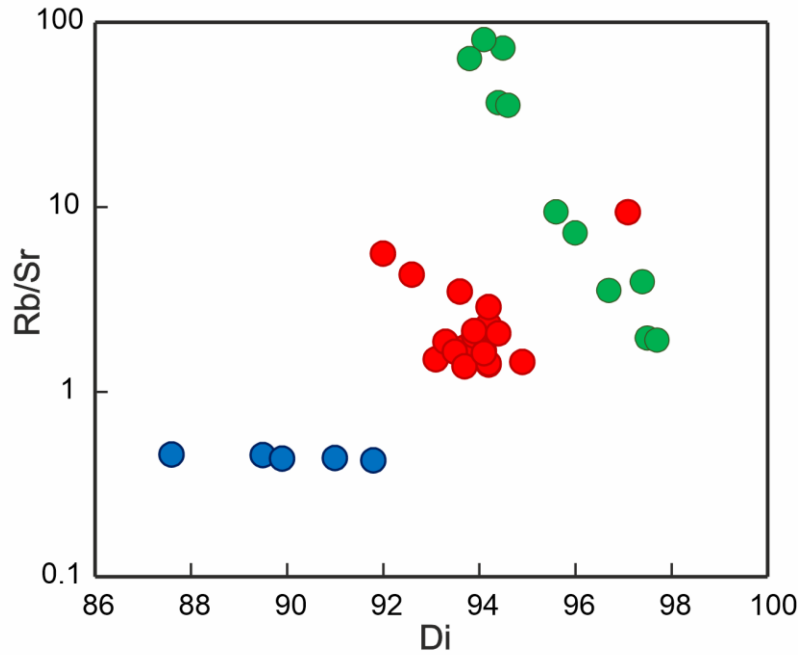


Рисунок 5.8 – Диаграмма Di (индекса дифференциации) – Rb/Sr с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Максимальный разброс демонстрируют составы гранитов третьей фазы. Для них четко прослеживается следующая зависимость внутри группы – точки с наибольшим индексом дифференциации имеют наименьшее Rb/Sr отношение, и наоборот. По-видимому, методика вычисления индекса дифференциации не вполне учитывает интенсивное фракционирование, изменяющее не только содержание элементов, но и индикаторные отношения редких элементов. К тому же редкие элементы являются более надежными индикаторами фракционной кристаллизации, чем главные элементы, через которые рассчитывается показатель Di (обзор в [196]).

На диаграмме соотношения индекса TEDI (Trace Elements Differentiation Index = $(Ba \cdot Sr)/Rb$) и содержания Zr, другого редкого элемента – показателя магматической дифференциации (рисунок 5.9), фигуративные точки для гранитоидов Белокурихинского массива образуют единый тренд, положение которого соответствует процессу фракционной кристаллизации гранитоидов [114]. Точки составов гранитоидов первой и второй фазы расположены достаточно компактно, в отличие от лейкогранитов третьей фазы, в которых индекс TEDI и содержание Zr понижается в широком интервале значений и наиболее контрастно. Вероятно, такая особенность лейкогранитов связана с высокой флюидонасыщенностью исходного для них расплава.

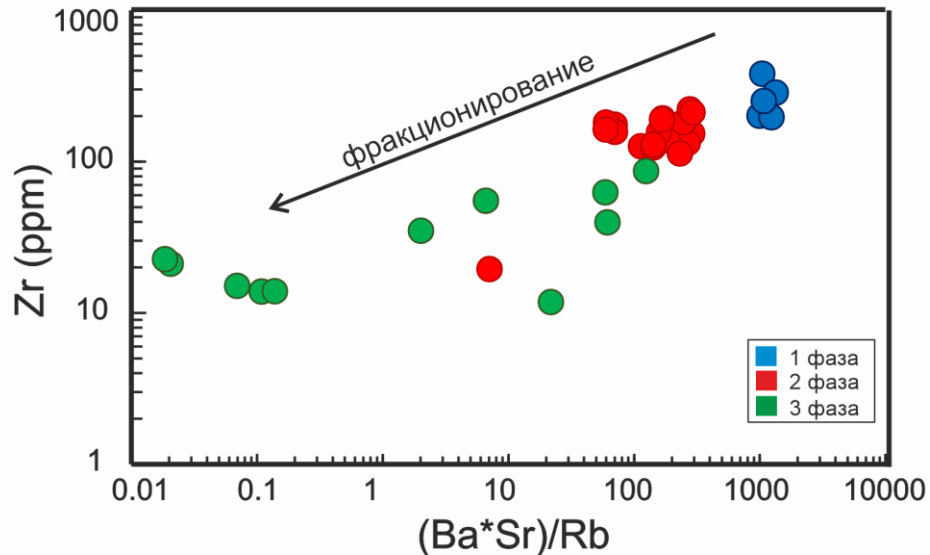


Рисунок 5.9 – Диаграмма TEDI $(Ba \cdot Sr)/Rb$ – Zr с фигуративными точками гранитоидов Белокурихинского массива

Гранаты как индикаторы степени фракционирования. Гранаты, присутствующие в высокофракционированных гранитах и пегматитах, как правило, содержат значительное количество Mn [202], отличаясь этим от бедных Mn гранатов из недостаточно эволюционировавших пород [150, 162]. Спессартин или богатый Mn альмандин часто встречаются в высокофракционированных пегматитах, в то время как, менее фракционированные пегматиты содержат в основном более железистые гранаты. Таким образом, отношение $MnO/(MnO + FeO)$ в гранате может отражать степень фракционирования гранитной и/или пегматитовой системы [162].

Для лейкогранитов третьей фазы в шлифах были определены гранаты. В образце 202015 зерно граната (размером примерно 0.5×1.0 мм, рисунок 5.10) попал в препарат для микронзондового анализа, что позволило его изучить. Всего было поставлено 6 точек микронзондового анализа, условно до края до края через предполагаемый центр (таблица 5.3). По главным зональность проявлена слабо и не связана с положением точки анализа. Содержание минала Sps варьирует от 50.36 до 53.61, Alm – от 44.98 до 46.96, Py – не превышает 1.60, Grs – от 0.67 до 1.41. По результатам микронзондового анализа этот гранат может быть отнесен к спессартину с дефицитом пиропового и грюссюлярового миналов.

По соотношению MnO и CaO (рисунок 5.11) фигуративные точки граната попадают в поле гранатов из высокофракционированных гранитов и пегматитов [202].

Содержание редких и редкоземельных элементов было проанализировано в двух точках (таблица 5.4) – 37 (центр) и 36 (край). Спектры распределения REE отличаются дифференцированным характером с возрастанием от легких к тяжелым REE (рисунок 5.12). В

обеих точках проявлена глубокая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* составляет примерно 0.01). В точке 37, отвечающей центру зерна, содержание тяжелых REE (1328 ppm) и Y (2120 ppm) выше, чем на краю, в точке 36, – 585 и 982 ppm, соответственно. Такая зональность является прямой (проградной) и характерна для относительно низкотемпературных гранатов, не испытавших наложенных термальных событий [162]. Содержание Ti (792 и 645 ppm) и Zr (23.7 и 15.1 ppm) незначительно понижается от центра к краю зерна граната. Следует отметить высокое, по сравнению с гранатами метаморфических пород, содержание Hf, также понижающееся к краю зерна (84.0 и 43.3 ppm).

Таблица 5.3 – Состав по главным элементам граната из лейкогранитов Белокурухинского массива (обр. 202015)

Номер анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Sps	Prp	Alm	Grs
202015-1	36.5	21.1	19.7	22.3	0.06	0.31	99.8	52.7	0.25	46.1	0.93
202015-2	37.3	20.4	20.3	21.6	0.39	0.45	100	50.4	1.60	46.7	1.33
202015-3	36.2	20.8	19.6	21.5	0.11	0.22	98.4	52.1	0.47	46.8	0.67
202015-4	36.0	21.2	18.9	21.9	0.21	0.42	98.7	52.8	0.89	45.0	1.28
202015-5	37.1	20.7	19.2	22.6	b.d.l.	0.47	100	53.6	0.00	45.0	1.41
202015-6	37.1	20.2	20.3	22.2	b.d.l.	0.32	100	52.1	0.00	47.0	0.95

b.d.l. – ниже порога обнаружения

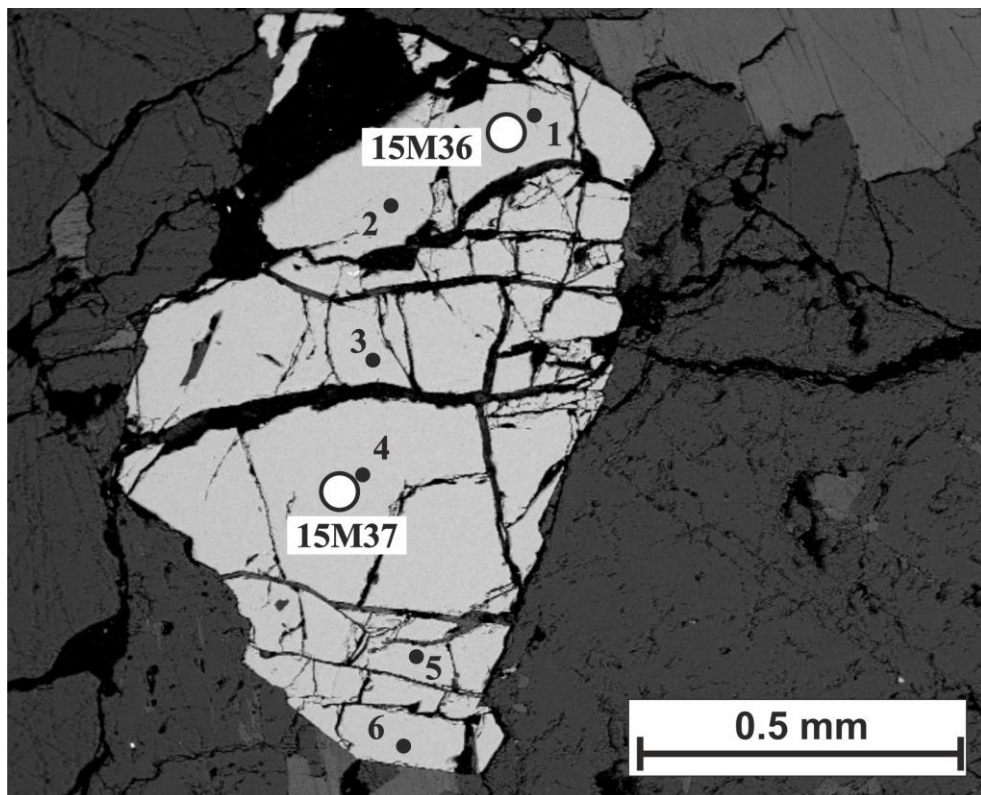


Рисунок 5.10 – Изображение в BSE зерна граната из лейкогранитов третьей фазы (обр. 202015) с указанием точек анализа методами SEM-EDS (черные маленькие кружки) и SIMS (белые кружки)

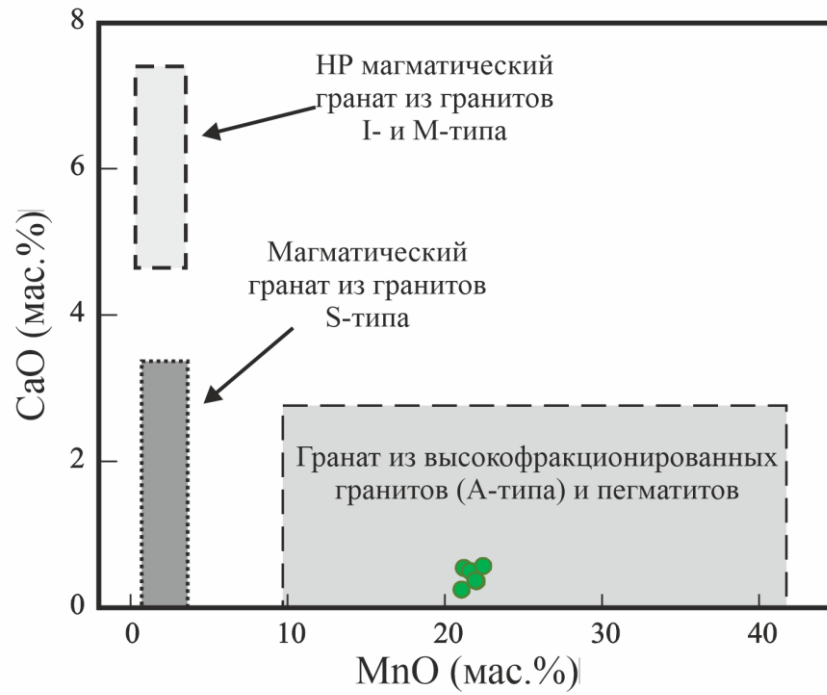


Рисунок 5.11 – Диаграмма MnO–CaO для граната из лейкогранитов Белокурихинского массива с полями для гранатов из гранитов M-, A-, S- и I-типа [195]

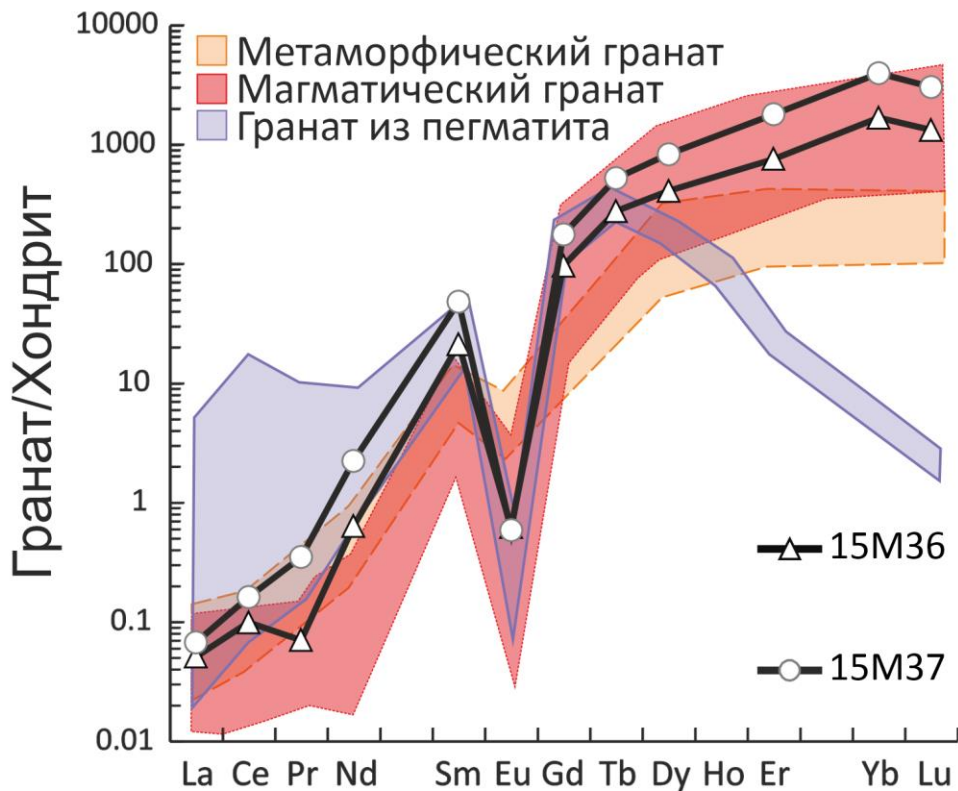


Рисунок 5.12 – Спектры распределения редкоземельных элементов в гранате из лейкогранитов третьей фазы (обр. 202015) с полем граната из пегматитов и граната магматического, метаморфического генезиса [62, 120, 207]

Таблица 5.4 – Состав граната из лейкогранитов Белокурихинского массива (обр. 202015) по редким и редкоземельным элементам

	202015-36	202015-37
La	0.01	0.02
Ce	0.06	0.10
Pr	0.01	0.03
Nd	0.29	1.03
Sm	3.16	7.20
Eu	0.04	0.03
Gd	19.3	35.6
Tb	10.1	19.0
Dy	102	206
Ho	25.8	58.9
Er	122	290
Yb	273	644
Lu	32.9	75.5
Li	137	129
Ti	645	792
V	1.21	1.56
Cr	35.4	21.6
Rb	4.50	8.33
Sr	0.49	1.39
Y	982	2120
Zr	15.1	23.7
Nb	2.19	5.49
Ba	0.11	0.41
Hf	43.3	84.0
REE	589	1337
LREE	3.57	8.41
HREE	585	1328
Eu/Eu*	0.01	0.01

По характеру распределения REE гранат из лейкогранитов Белокурихинского массива соответствует магматическим гранатам из гранитов других регионов [207], попадая по соотношению содержания оксидов Fe, Mn и Mg (рисунок 5.13) в поле гранитов А-типа [173].

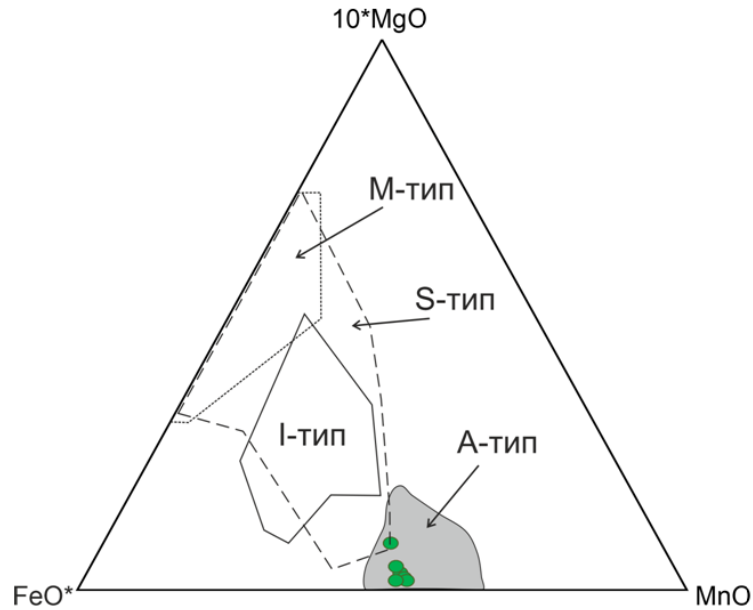


Рисунок 5.13 – Тройная диаграмма $FeO^*–10^*MgO–MnO$ с полями гранатов из гранитов M-, A-, S- и I-типа [173] для граната из лейкогранитов третьей фазы Белокурихинского массива (обр. 202015)

В итоге можно предложить для рассмотрения следующую модель формирования Белокурихинского массива гранитов (рисунок 5.14), в основе которой лежит процесс фракционной кристаллизации, определяющий поведение индикаторных элементов и, в свою очередь, контролируемый наличием минералов-концентраторов соответствующих элементов. При кристаллизации гранитоидов первой фазы в состав кристаллизующихся плагиоклазов и калиевого полевого шпата входят Sr и Ba, циркона – Zr и Hf, биотита – V и Zn. Соответственно, расплав, из которого будут кристаллизоваться следующие фазы, обедняется перечисленными элементами и обогащается более несовместимым Rb.

Вторая фаза гранитов как по содержанию индикаторных редких элементов, так и по модальному (приблизительно оцененному) количеству концентрирующих их минералов, занимает промежуточное положение между первой и третьей фазой. Тренд изменения минерального состава состоит в уменьшении количества плагиоклаза, биотита, циркона за счет увеличения – калиевого полевого шпата, мусковита и кварца. Граниты второй фазы занимают подавляющую часть (примерно 70%) от объема Белокурихинского массива.

Граниты третьей фазы характеризуются минимальным содержанием Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, и максимальным – Rb. От первой к третьей фазе последовательно уменьшаются геохимические индикаторы – отношения «родственных» элементов (Zr/Hf, Nb/Ta, Sr/Rb), указывающих на сильно проявленную фракционную кристаллизацию [196]. Также от первой ко второй и третьей фазе последовательно уменьшается содержание легких и тяжелых REE и увеличивается амплитуда отрицательной Eu-аномалии, определяемой фракционированием плагиоклаза на

ранних стадиях дифференциации массива. Понижение Zr/Hf отношения ниже хондритового уровня для гранитов третьей фазы указывает на переход от магматической системы к «гидротермальной» [82], и дает основание считать граниты третьей фазы высокофракционированными [88].

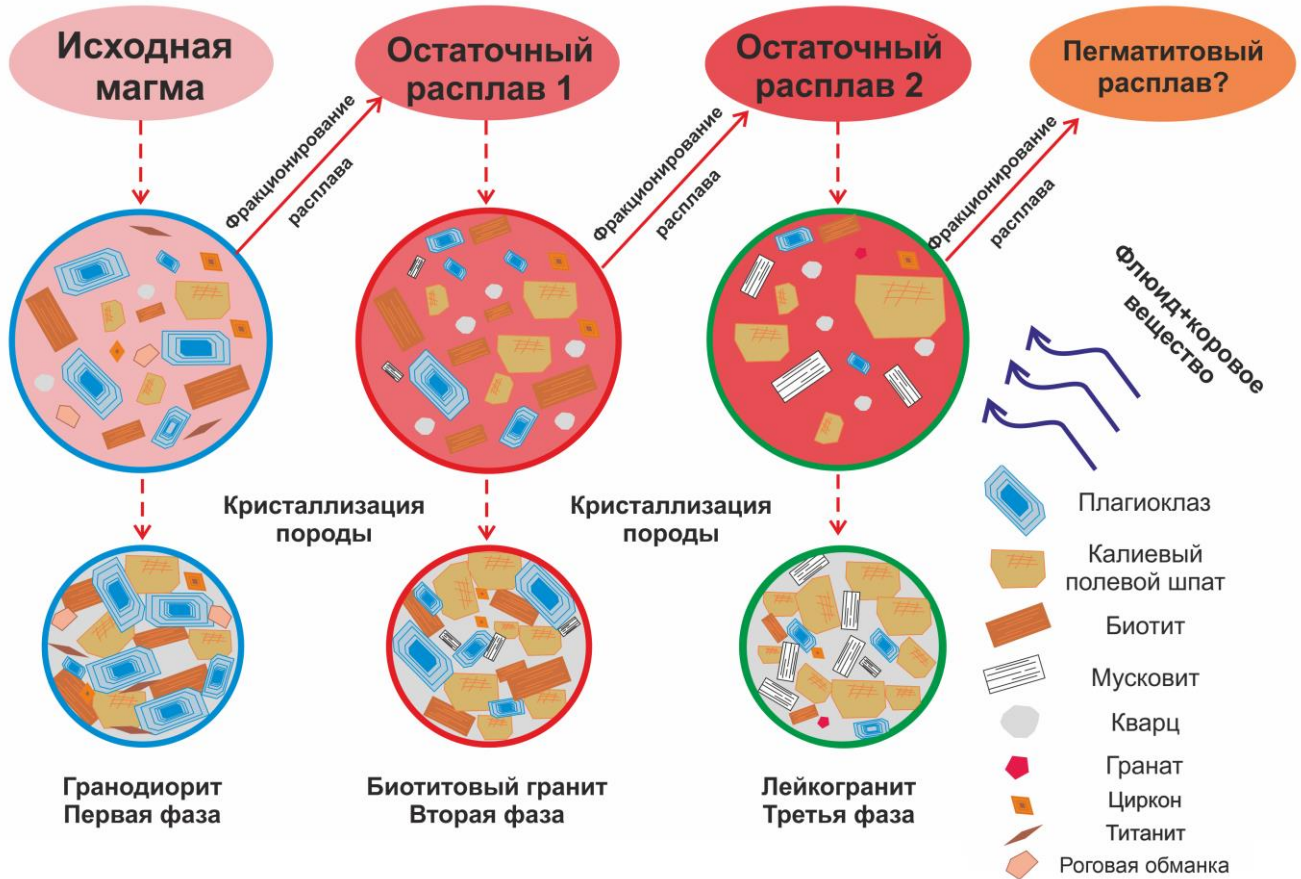


Рисунок 5.14 – Модель формирования гранитоидов Белокурихинского массива

На поздней стадии дифференциации гранитного расплава на магматическую систему воздействовал флюид, контактировавший с (мета)осадочными породами, вмещающими массив. В пользу этого предположения говорит утяжеленный изотопный состав кислорода в цирконе, а также особенности геохимии циркона (обогащение неформульными элементами вплоть до аномальных значений), рассмотренные выше в работе. Также нельзя исключать контаминацию (мета)осадочным веществом, на что указывают присутствие детритового рифейского циркона и аномально высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ отношения в ряде проб гранитов третьей фазы.

Геохимическое фракционирование проявлено и на минеральном уровне. От ранней к поздней фазе калиевый полевой шпат, биотит и мусковит обогащаются Rb; плагиоклаз и калиевый полевой шпат обедняются Sr и Ba; биотит и калиевый полевой шпат обогащаются Li; биотит обедняется V. Основной причиной такого изменения состава минералов является обеднение расплава этими элементами на предшествующей стадии дифференциации расплава, при кристаллизации их минералов-концентраторов.

5.6 Выводы по главе 5

Нами предложена модель формирования Белокурихинского массива гранитов, в основе которой лежит процесс фракционной кристаллизации, определяющий поведение индикаторных элементов и, в свою очередь, контролируемый наличием минералов-концентраторов соответствующих элементов. При кристаллизации гранитоидов первой фазы в состав кристаллизующихся плагиоклазов и калиевого полевого шпата входят Sr и Ba, циркона – Zr и Hf, биотита – V и Zr. Соответственно, расплав, из которого будут кристаллизоваться следующие фазы, обедняется перечисленными элементами и обогащается более несовместимым Rb. Вторая фаза гранитов как по содержанию индикаторных редких элементов, так и по модальному (приблизительно оцененному) количеству концентрирующих их минералов, занимает промежуточное положение между первой и третьей фазой. Тренд изменения минерального состава состоит в уменьшении количества плагиоклаза, биотита, циркона за счет увеличения – калиевого полевого шпата, мусковита и кварца. Граниты третьей фазы характеризуются минимальным содержанием Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, и максимальным – Rb. От первой к третьей фазе последовательно уменьшаются геохимические индикаторы – отношения «родственных» элементов (Zr/Hf, Nb/Ta, Sr/Rb) – индекс дифференциации), указывающие на сильно проявленную фракционную кристаллизацию [196]. Рост амплитуды отрицательной Eu-аномалии определяется фракционированием плагиоклаза на ранних стадиях дифференциации массива. Понижение Zr/Hf отношения ниже хондритового уровня для гранитов третьей фазы не исключает переход от магматической системы к «гидротермальной» [82], и дает основание считать граниты третьей фазы высокофракционированными [88]. В лейкогранитах третьей фазы был установлен спессартин, который по соотношению MnO и CaO попадает в поле гранатов из высокофракционированных гранитов и пегматитов [202]. По характеру распределения REE гранат из лейкогранитов соответствует магматическим гранатам из гранитов других регионов [207], попадая в поле гранитов А-типа по соотношению содержания оксидов Fe, Mn и Mg [173]. На поздней стадии дифференциации гранитного расплава на него воздействовал флюид, контактировавший с (мета)осадочными породами, присутствующими в раме. В пользу этого предположения говорит утяжеленный изотопный состав кислорода в цирконе, а также его обогащение неформульными элементами вплоть до аномальных значений, рассмотренные выше. Также нельзя исключать контаминацию (мета)осадочным веществом рифейского возраста, на что указывает присутствие детритового циркона в обр. ТН3-1 [56], для ряда гранитов третьей фазы аномально высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ (рисунок 4.22) и значения Nd-модельного возраста (от 0.86 до 0.99 млрд лет).

От первой к третьей фазе температура кристаллизации менялась от 820-770°C до 700-650°C. Можно оценить степень понижения температуры по мере дифференциации магмы от первой и третьей фазы гранитов – как 100-150°C. Параметры давления в ходе кристаллизации гранитоидов массива составляли 3-6 кбар, что отвечает уровню средней коры.

Таким образом, лейкограниты третьей фазы Белокурихинского массива относятся к высокофракционированным гранитам и характеризуются закономерным, по сравнению с гранитоидами первой и второй фаз, понижением содержания ряда редких элементов (REE, Sr, Ba, V, Zn, Zr, Hf) и индикаторных отношений (Zr/Hf, Nb/Ta, Sr/Rb) и повышением содержания Rb.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного комплексного минералого-геохимического и изотопно-геохимического исследования гранитоидов Белокурихинского массива (Горный Алтай) были определены возраст и условия образования пород массива.

Установлено, что гранитоиды массива дифференцированы от первой к третьей фазе с закономерным понижением содержания REE, Sr, Ba, V, Zn, Zr и Hf и ростом – Rb в результате фракционной кристаллизации минералов-концентраторов этих элементов – плагиоклазов, биотита и циркона в ранних фазах и калиевого полевого шпата в поздней фазе. Пониженные значения Zr/Hf, Nb/Ta и Sr/Rb отношений, как и присутствие спессартина, позволяют отнести лейкограниты третьей фазы к высокофракционированным гранитам.

Использование комплекса геотермометров и барометров позволило установить, что от первой к третьей фазе гранитоидов температура их кристаллизации менялась от 820-770°C до 700-650°C. Параметры давления в ходе кристаллизации гранитоидов Белокурихинского массива составляли 3-6 кбар, что отвечает уровню средней коры.

Для гранитоидов Белокурихинского массива величина $\epsilon\text{Nd}(250)$ варьирует в сравнительно узком диапазоне положительных значений от 0.43 до 1.72 (в среднем 0.97), что говорит о вкладе как мантийной, так и коровой компоненты. Близкие значения ϵNd для гранитоидов всех трех фаз указывают на единый магматический источник и правомочность отнесения штоков лейкогранитов третьей фазы к Белокурихинскому массиву.

Возраст трех фаз гранитоидов Белокурихинского массива, определенный по результатам изотопно-геохимического исследования U-Pb системы для циркона (SIMS метод) и титанита (ID-TIMS метод) находится в интервале 255-245 млн лет.

Краевые зоны циркона из второй и третьей фазы гранитов обогащаются LREE, Th, U, Hf и Li в процессе его кристаллизации по сравнению с центральными частями зерен, что отражает обогащение остаточного расплава несовместимыми элементами. Наибольшая степень обогащения этими элементами установлена для циркона из лейкогранитов третьей фазы.

В качестве перспективы продолжения исследования гранитоидов Белокурихинского массива запланировано количественное моделирование процессов фракционной кристаллизации на основе данных по содержанию редких и редкоземельных элементов в породах и минералах с помощью существующих программных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев, В.И. Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидного магматизма Востока России // Записки Горного института. – 2020. – Т. 243. – С. 259-265.
2. Алексеев, В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока // СПб.: НМСУ «Горный». – 2014. – 244 с.
3. Анникова, И.Ю. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай, Россия) / И.Ю. Анникова, А.Г. Владимиров, С.З. Смирнов [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58. – № 5. – С. 451-475.
4. Антипин, В.С. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных магматических ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса / В.С. Антипин, М.И. Кузьмин, Д. Одгэрэл [и др.] // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 487. – № 4. – С. 418-423.
5. Антипин, В.С. Редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии / В.С. Антипин, М.И. Кузьмин, Д. Одгэрэл [и др.] // Геология и геофизика. – 2022. – Т.63. – № 7. – С. 935–955.
6. Бескин, С.М. Редкометалльные гранитовые формации / С.М. Бескин, В.Н. Ларин, Ю.Б. Марин // Л.: Недра. – 1979. – 280 с.
7. Бескин, С.М. Геодинамические типы редкометалльного гранитового магматизма и ассоциирующие с ними месторождения / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин // Записки Горного института. – 2013. – Т. – 200. – С. 155-162.
8. Бескин, С.М. О классификации гранитных пегматитов и пегматитоносных гранитовых систем / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин // Записки РМО. – 2017. – № 6. – С. 1-17.
9. Бескин, С.М. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин // Записки РМО. – 2019а. – № 4. – С. 1-16.
10. Бескин, С.М. Пегматитоносные гранитовые системы (систематика и продуктивность) / С.М. Бескин, Ю.Б. Марин // М.: Научный мир. – 2019б. – 228 с.
11. Беус, А.А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин [и др.] // М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – 208 с.
12. Болонин, А.В. Чайлюхемское флюорит-барит-стронций-редкоземельное карбонатитовое рудопроявление (Западный Саян) / А.В. Болонин, А.В. Никифоров, Д.А. Лыхин // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 1. – С. 20-37.
13. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области / М.М. Буслов, Х. Джен, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1600-1627.
14. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66-90.
15. Ветрин, В.Р. Геология и геохронология неогархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров / В.Р. Ветрин, Н.В. Родионов // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 578-600.
16. Ветрин, В.Р. Длительность формирования и источники вещества гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса, Кольский полуостров // Геохимия. – 2014. – № 1. – С. 38-38.

17. Владимирова, А.Г. Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, северный Вьетнам / А.Г. Владимирова, Л.А. Фан, Н.Н. Крук [и др.] // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 6. – С. 599-599.
18. Владимирова, А. Г. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / А.Г. Владимирова, М.С. Козлов, С.П. Шокальский [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 8. – С. 1157-1178.
19. Владимирова, А.Г. Поздне-палеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая / А.Г. Владимирова, А.П. Пономарева, С.П. Шокальский, [и др.] // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 4. – С. 715–729.
20. Владимирова, А.Г. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая / А.Г. Владимирова, С.П. Шокальский, А.П. Пономарева // Докл. РАН. – 1996. – Т. 350. – № 1. – С. 83-86.
21. Владимирова, А.Г. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов / А.Г. Владимирова, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321-1338.
22. Владимирова, А.Г. Динамика формирования гранитоидных батолитов / А.Г. Владимирова, А.В. Травин, О.П. Полянский // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона. – 2012. – С. 1-5.
23. Владимирова, А.Г. Возрастные рубежи и оценка длительности формирования Калгутинской Мо-W рудно-магматической системы (Алтай): термохронология и математическое моделирование / А.Г. Владимирова, И.Ю. Анникова, Н.Г. Мурзинцев [и др.] // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 8. – С. 1126-1152.
24. Гаврюшкина, О.А. Петрогенезис пермо-триасовых гранитоидов Алтая: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04. – ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук. – 2021. – 313 с.
25. Гусев, Н.И. Мезозойская тектонотермальная активизация и эпитеермальное золотое оруденение в Северо-Восточном Горном Алтае / Н.И. Гусев, А.И. Гусев, С.П. Шокальский [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 57. – С. 49-62.
26. Гусев, А.И. Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая: монография / А.И. Гусев, Н.И. Гусев, Е.М. Табакаева // Бийск: БПУ им. В.М.Шукшина, – 2008. – 195 с.
27. Добрецов, Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1243-1261.
28. Добрецов, Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 587-604.
29. Добрецов, Н.Л. Глубинная геодинамика / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». – 2001. – 409 с.
30. Дьячков, Б.А. Особенности геотектонического развития и рудоносности Южного Алтая (Восточный Казахстан) / Б.А. Дьячков, А.Е. Бисатова, М.А. Мизерная [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63. – № 5. – С. 399-426.
31. Загорский, В. Е. Редкометалльные пегматиты / В. Е. Загорский, М. В. Макагон, Б. М. Шмакин [и др.] // Гранитные пегматиты: В 5 т. – 1997. – 284 с.

32. Зарайский, Г.П. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов / Г.П. Зарайский, А.М. Аксюк, В.Н. Девятова [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 1. – С. 28-50.
33. Коваленко, В.И. Отношения элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия / В.И. Коваленко, А.М. Козловский, В.В. Ярмолук // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 2. – С. 175-196.
34. Коваленко, В.И. Вариации изотопного состава неодима и канонических отношений содержаний несовместимых элементов как отражение смешения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, В.П. Ковач [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 3. – С. 249-275.
35. Коваленко, В.И. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, В.П. Ковач [и др.] // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 699-712.
36. Коваленко, В.И. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, А.М. Козловский [и др.] // Доклады Академии наук. – 2001. – Т. 377. – № 5. – С. 672-676.
37. Коваленко, В.И. Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитоидов / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, А.М. Козловский [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 6. – С. 506-534.
38. Коваленко, В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов / Коваленко В.И. // Наука, Сибирское отделение. – 1977. – 206 с.
39. Коваль, П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов / П.В. Коваль // Новосибирск: СО РАН, ОИГГМ. – 1998. – 483 с.
40. Краснобаев, А.А. Замещение-причина: минералогическая, геохимическая, возрастная гетерогенности цирконов миаскитов – следствие (Ильменские Горы, Юный Урал) / А.А. Краснобаев, П.М. Вализер, С.В. Бушарина [и др.] // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 452. – № 4. – С. 424-430.
41. Крук, Н.Н. Петрология и возраст гранитоидов Атуркольского массива (Горный Алтай): к проблеме формирования внутриплитных гранитоидов / Н.Н. Крук, О.А. Гаврюшкина, С.Н. Руднев [и др.] // Петрология. – 2017. – Т. 25. – № 3. – С. 313-332.
42. Крук, Н.Н. Эволюция гранитоидного магматизма в долгоживущих центрах магматической активности (на примере Северо-Западного Алтая) / Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида, О.А. Гаврюшкина [и др.] // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – 2018. – С. 202-206.
43. Ларин, А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы / А.М. Ларин // СПб.: Наука. – 2011. – 402 с.
44. Лебедев, В.А. Продолжительность молодого (Плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: Новые K-Ar и Rb-Sr данные / В.А. Лебедев, И.В. Чернышев, А.В. Чугаев [и др.] // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 396. – № 2. – С. 244-248.

45. Леонтьев, А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья / А.Н. Леонтьев // М.: Недра. – 1969. – 164 с.
46. Летников, Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1262-1269.
47. Летников, Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 12. – С. 1296-1308.
48. **Мамыкина, М.Е.** Новые данные о возрасте гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай / **М.Е. Мамыкина**, С.Г. Скублов // Актуальные проблемы недропользования: тезисы докладов XIX Всероссийской конференции-конкурса студентов и аспирантов. – 2021. – Т. 4. – С. 59-60.
49. **Мамыкина, М.Е.** Возраст и геохимия титанита из гранитов первой фазы Белокурихинского массива, Горный Алтай / **М.Е. Мамыкина**, С.Г. Скублов // Сборник тезисов докладов геологического Международного Студенческого Саммита – 2021. – С. 38-42.
50. **Мамыкина, М.Е.** Особенности редкоэлементного состава лейкогранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай / **М.Е. Мамыкина** // Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» - 2021. – С. 165-166.
51. **Мамыкина, М.Е.** Возраст гранитов Белокурихинского массива (Горный Алтай): U-Pb данные / **М.Е. Мамыкина** // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии – 2022. – С. 92-93.
52. **Мамыкина, М.Е.** Особенности геохимии кварца из гранитов Белокурихинского массива (Горный Алтай) / **М.Е. Мамыкина** // Материалы XXXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» – 2022. – С. 128-129.
53. **Мамыкина, М.Е.** Особенности состава биотита из гранитов Белокурихинского массива (Горный Алтай) / **М.Е. Мамыкина** // Международная научная конференция "Годичное собрание РМО «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро-и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Федоровская сессия 2023". – 2023. – С. 46-47.
54. **Мамыкина, М.Е.** Циркон из лейкогранитов Белокурихинского массива: состав по редким элементам и U-Pb возраст / **М.Е. Мамыкина**, Н.И. Гусев, А.И. Гусев // XI международная конференция молодых ученых «Молодые – Научкам о Земле» – 2024. – Т. 3. – С. 251-254.
55. Марин, Ю.Б. Типизация редкометалльных щелочных гранитов / Ю.Б. Марин, В.В. Смоленский, С.М. Бескин // Записки Российского минералогического общества. – 2023. – Т. 152. – № 5. – С. 1-13.
56. Матреничев, В.А. Преобразование титанита в раннедокембрийских корях выветривания / В.А. Матреничев, С.Г. Скублов // Записки Российского минералогического общества. – 2015. – № 6. – С. 19-34.
57. Коптев-Дворников, В.С. Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации / Сборник статей под ред. В.С. Коптева-Дворникова // М.: Недра. – 1972. – 301 с.

58. Самаркин, Г.И. Состав, структурные особенности и условия кристаллизации мусковитов и сосуществующих с ними биотитов из гранитов Южного Урала / Г.И. Самаркин, Е.Я. Самаркина, Г.В. Пальгуева // Уральский геологический журнал. – 2002. – Т. 5. – № 29. – С. 75-94.
59. Седова, И.С. Геохимия биотитов чарнокитоидов в сериях гранитообразования (Нимнырский блок Алданского щита) / И.С. Седова, В.А. Глебовицкий, С.Г. Скублов // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 575-579.
60. Сизых, А.И. Эволюция состава мусковитов докембрийских комплексов Бирюсинского метаморфического пояса / А.И. Сизых // Материалы 4-го Всес. минерал. семинара. Душамбе. – 1986. – С. 290-292.
61. Скублов, С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах / С. Г. Скублов // СПб: Наука. – 2005. – 147 с.
62. Скублов, С.Г. Геохимия редкоземельных и редких элементов в породообразующих минералах в процессах регионального метаморфизма: дис. ... док. геол.-мин. наук: 25.00.09. – Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук. – 2005. – 403 с.
63. Скублов, С.Г. Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона / С.Г. Скублов, Е.В. Левашова, **М.Е. Мамыкина** [и др.] // Записки Горного института. – 2024. – Т. 268. – № 4. – С. 552-575.
64. Скублов, С.Г. U-Pb возраст и редкоэлементный состав титанита из гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай / С.Г. Скублов, **М.Е. Мамыкина**, Н.Г. Ризванова // Вестник Мурманского государственного технического университета. – 2021. – Т. 24. – № 2. – С. 168-177.
65. Табакаева, Е.М. Флюидный режим гранитоидов белокурихинского комплекса Алтая / Е. М. Табакаева // Современные проблемы науки и образования. – 2009. – № 3-2. – С. 21-22.
66. Табакаева, Е.М. Петролого-геохимические критерии рудоносности белокурихинского комплекса Алтая: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. – Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск. – 2011. – 184 с.
67. Таусон, Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / Л.В. Таусон // М.: Наука. – 1977. – 280 с.
68. Таусон, Л.В. Геохимическая типизация рудоносных гранитоидов / Л.В. Таусон, М.Н. Захаров, В.И. Коваленко [и др.] // Геология и геофизика. – 1983. – № 1. – С. 31-41.
69. Травин, А.В. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий / А.В. Травин, А.Г. Владимиров, Г.А. Бабин [и др.] // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, – 2012. – С. 344-346.
70. Федак, С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М – 45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка / С. И. Федак, Ю. А. Туркин, А. И. Гусев [и др.] // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2011. – 567 с.
71. Шарпенко, Л.Н. TAS-диаграмма сумма щелочей-кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород / Л. Н. Шарпенко, А. Е. Костин, Е. А. Кухаренко // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40-50

72. Ярмолук, В.В. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе / В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 5-27.
73. Ярмолук, В.В. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита / В.В. Ярмолук, А.М. Козловский, А.В. Травин [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2019. – Т. 27. – № 1. – С. 79-102.
74. Abdel-Rahman, A.F. M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas / A. F. M. Abdel-Rahman // Journal of petrology. – 1994. – V. 35. – P. 525-541.
75. Anderson, J.L. Thermometers and thermobarometers in granitic systems / J. L. Anderson, A. P. Barth, J. L. Wooden [et al.] // Reviews in mineralogy and geochemistry. – 2008. – V. 69. – P. 121-142.
76. Bachmann, O. The inner workings of crustal distillation columns; the physical mechanisms and rates controlling phase separation in silicic magma reservoirs / O. Bachmann, C. Huber // Journal of Petrology. – 2019. – V. 60. – P. 3-18.
77. Ballouard, C. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition / C. Ballouard, M. Poujol, P. Boulvais [et al.] // Geology. – 2016. – V. 44. – P. 231-234.
78. Barbarin, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments / B. Barbarin // Lithos. – 1999. – V. 46. – P. 605-626.
79. Barbarin, B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting / B. Barbarin // Geological Journal. – 1990. – V. 25. – P. 227-238.
80. Barth, T.F.W. The feldspar lattices as solvents of foreign ions / T. F. W. Barth // Inst. Lucas Mallada, Cursos y Conferencias. – 1961. – P. 3-8.
81. Bateman, P.C. Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California / P.C. Bateman, B.W. Chappell // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1979. – V. 90. – P. 465-482.
82. Bau, M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect / M. Bau // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1996. – V. 123. – P. 323-333.
83. Becker, G.F. Fractional crystallization of rocks / G.F. Becker // American Journal of Science. – 1897. – P. 257-261
84. Black, L.P. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards / L. P. Black, S. L. Kamo, C. M. Allen [et al.] // Chemical Geology. – 2004. – V. 205. – P. 115-140.
85. Bonin, B. Chemical variation, modal composition and classification of granitoids / B. Bonin, V. Janoušek, J. F. Moyen // Geological Society, London, Special Publications. – 2020. – V. 491. – P. 9-51.
86. Bouvier, A.S. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids / A.S. Bouvier, T. Ushikubo, N.T. Kita [et al.] // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2012. – V. 163. – P. 745-768.

87. Bowden, P. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion / P. Bowden, R.A. Batchelor, B.W. Chappell [et al.] // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1984. – V. 35. – P. 1-11.
88. Breiter, K. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites / K. Breiter, C. N. Larmarão, R. M. K. Borges [et al.] // *Lithos*. – 2014. – V. 192. – P. 208-225.
89. Breiter, K. Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: The peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic / K. Breiter, H.J. Förster, R. Škoda // *Lithos*. – 2006. – V. 88. – P. 15-34.
90. Buick, I.S. The timing of sub-solidus hydrothermal alteration in the Central Zone, Limpopo Belt (South Africa): constraints from titanite U–Pb geochronology and REE partitioning / I. S. Buick, J. Hermann, R. Maas [et al.] // *Lithos*. – 2007. – V. 98. – P. 97-117.
91. Černý, P. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms / P. Černý, R.E. Meintzer, A.J. Anderson // *The Canadian Mineralogist*. – 1985. – V. 23. – P. 381-421.
92. Chappell, B.W. Two contrasting granite types / B.W. Chappell, A.J. White // *Pacific Geology*. – 1974. – V. 8. – P. 173-174.
93. Chappell, B.W. Two contrasting granite types: 25 years later / B.W. Chappell, A.J. White // *Australian journal of earth sciences*. – 2001. – V. 48. – P. 489-499.
94. Cherniak, D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport / D. J. Cherniak // *Chemical Geology*. – 1993. – V. 110. – P. 177-194.
95. Cherniak, D.J. Diffusion in zircon / D. J. Cherniak, E. B. Watson // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 113-143.
96. Chudík, P. Accessory columbite to tantalite, tapiolite and zircon: Products of extreme fractionation in highly peraluminous pegmatitic granite from the Považský Inovec Mountains, Western Carpathians, Slovakia / P. Chudík, P. Uher, M. Kohút [et al.] // *Journal of Geosciences*. – 2008. – V. 53. – P. 323-334.
97. Claiborne, L.L. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada / L. L. Claiborne, C. F. Miller, B. A. Walker [et al.] // *Mineralogical Magazine*. – 2006. – V. 70. – P. 517-543.
98. Clemens, J.D. What controls chemical variation in granitic magmas? / J.D. Clemens, G. Stevens // *Lithos*. – 2012. – V. 134. – P. 317-329.
99. Condie, K.C. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra / K.C. Condie, E. Belousova, W.L. Griffin [et al.] // *Gondwana Research*. – 2009. – V. 15. – P. 228-242.
100. Crisp, L.J. A new model for zircon saturation in silicate melts / L.J. Crisp, A.J. Berry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2022. – V. 177. – P. 71.
101. Daneshvar, N. Estimating Magma Crystallization Temperatures Using High Field Strength Elements in Igneous Rocks / N. Daneshvar, H. Azizi, M. Tsuboi // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – P. 1260.
102. Deering, C.D. Zircon record of the plutonic-volcanic connection and protracted rhyolite melt evolution / C.D. Deering, B. Keller, B. Schoene [et al.] // *Geology*. – 2016. – V. 44. – P. 267-270.
103. Dill, H.G. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology / H.G. Dill // *Ore Geology Reviews*. – 2015. – V. 69. – P. 417-561.

104. Duan, M. A simple and robust method for calculating temperatures of granitoid magmas / M. Duan, Y. Niu, P. Sun [et al.] // *Mineralogy and Petrology*. – 2022. – P. 1-11.
105. Eby, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications / G.N. Eby // *Geology*. – 1992. – V. 20. – P. 641-644.
106. Eby, G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis / G.N. Eby // *Lithos*. – 1990. – V. 26. – P. 115-134.
107. El Korh, A. Ablation behavior and constraints on the U–Pb and Th–Pb geochronometers in titanite analyzed by quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry coupled to a 193 nm excimer laser / A. El Korh // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. – 2013. – V. 86. – P. 75-87.
108. Finch, R.J. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals / R.J. Finch, J.M. Hanchar // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 1-25.
109. Frost, B.R. A geochemical classification for granitic rocks / B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins [et al.] // *Journal of petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 2033-2048.
110. Frost, B.R. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer / B.R. Frost, K.R. Chamberlain, J. C. Schumacher // *Chemical geology*. – 2001. – V. 172. – P. 131-148.
111. Frost, C.D. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin / C.D. Frost, B.R. Frost // *Journal of petrology*. – 2011. – V. 52. – P. 39-53.
112. Fu, B. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations / B. Fu, F. Z. Page, A. J. Cavosie [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2008. – V. 156. – P. 197-215.
113. Fu, J. Geochemical Evidence for Genesis of Nb–Ta–Be Rare Metal Mineralization in Highly Fractionated Leucogranites at the Lalong Dome, Tethyan Himalaya, China / J. Fu, G. Li, G. Wang [et al.] // *Minerals*. – 2023. – V. 13. – P. 1456.
114. Gardiner, N.J. Metal anomalies in zircon as a record of granite-hosted mineralization / N.J. Gardiner, C.J. Hawkesworth, L.J. Robb [et al.] // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 585. – P. 120580.
115. Garibaldi, N. Interpreting granitic fabrics in terms of rhyolitic melt segregation, accumulation, and escape via tectonic filter pressing in the Huemul Pluton, Chile / N. Garibaldi, B. Tikoff, A. J. Schaen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2018. – V. 123. – P. 8548-8567.
116. Gavryushkina, O.A. Duration of granitoid magmatism in pe-ripher-parts of large igneous provinces (based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic studies of Altai Permian-Triassic granitoids) / O.A. Gavryushkina, A.V. Travin, N.N. Kruk // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – V. 8. – P. 1035-1047.
117. Geisler, T. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon / T. Geisler, H. Schleicher // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 163. – P. 269-285.
118. Gelman, S.E. Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions / S.E. Gelman, C.D. Deering, O. Bachmann [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 403. – P. 299-306.
119. Gion, A.M. Characterization of biotite and amphibole compositions in granites / A.M. Gion, P.M. Piccoli, P.A. Candela // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2022. – V. 177. – P. 43.

120. Graupner, T. Rare earth element geochemistry of columbite-group minerals: LA-ICP-MS data / T. Graupner, F. Melcher, H.E. Gäbler [et al.] // *Mineralogical Magazine*. – 2010. – V. 74. – P. 691-713.
121. Green, N.L. Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry / N.L. Green, S.I. Usdansky // *American Mineralogist*. – 1986. – V. 71. – P. 1100-1108.
122. Green, T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system / T. H. Green // *Chemical geology*. – 1995. – V. 120. – P. 347-359.
123. Grimes, C.B. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere / C.B. Grimes, B.E. John, M.J. Cheadle [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – V. 158. – P. 757-783.
124. Haapala, I. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism / I. Haapala, O.T. Rämö, S. Frindt // *Lithos*. – 2005. – V. 80. – P. 1-32.
125. Halliday, A.N. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas / A.N. Halliday, J.P. Davidson, W. Hildreth [et al.] // *Chemical Geology*. – 1991. – V. 92. – P. 107-114.
126. Harker, A. The natural history of igneous rocks // *Macmillan*. – 1909. – 385 pp.
127. Hawkesworth, C.J. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution / C.J. Hawkesworth, A.I.S. Kemp // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 226. – P. 144-162.
128. Hayden, L.A. A thermobarometer for sphene (titanite) / L.A. Hayden, E.B. Watson, D.A. Wark // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2008. – V. 155. – P. 529-540.
129. Horie, K. Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral phases for actinides / K. Horie, H. Hidaka, F. Gauthier-Lafaye // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2008. – V. 33. – P. 962-968.
130. Hoskin, P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P.W.O. Hoskin // *Geochimica et cosmochimica acta*. – 2005. – V. 69. – P. 637-648.
131. Hoskin, P.W.O. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / P.W.O. Hoskin // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 27-62.
132. Huang, W.L. Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments / W.L. Huang, P.J. Wyllie // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1975. – V. 42. – P. 1-14.
133. Irber, W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites / W. Irber // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1999. – V. 63. – P. 489-508.
134. Jacobsen, S.B. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites / S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1984. – V. 67. – P. 137-150.
135. Jahn, B.M. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic / B.M. Jahn, F.Y. Wu, B. Chen // *Episodes Journal of International Geoscience*. – 2000. – V. 23. – P. 82-92.
136. Johannes, W. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks / W. Johannes, F. Holtz // *Minerals and Rocks Series, Springer Science & Business Media*. – 2012. – V. 22. – P. 334.
137. King, P.L. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia / P.L. King, A.J.R. White, B.W. Chappell [et al.] // *Journal of petrology*. – 1997. – V. 38. – P. 371-391.

138. Kirkland, C.L. Zircon Th/U ratios in magmatic environs / C.L. Kirkland, R.H. Smithies, R.J.M. Taylor [et al.] // *Lithos.* – 2015. – V. 212. – P. 397-414.
139. Kroll, H. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks / H. Kroll, C. Evangelakakis, G. Voll // *Contributions to Mineralogy and petrology.* – 1993. – V. 114. – P. 510-518.
140. Kryza, R. Deciphering the geochronology of a large granitoid pluton (Karkonosze Granite, SW Poland): an assessment of U–Pb zircon SIMS and Rb–Sr whole-rock dates relative to U–Pb zircon CA-ID-TIMS / R. Kryza, C. Pin, T. Oberc-Dziedzic [et al.] // *International Geology Review.* – 2014. – V. 56. – P. 756-782.
141. Landenberger, B. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia / B. Landenberger, W.J. Collins // *Journal of Petrology.* – 1996. – V. 37. – P. 145-170.
142. Le Maitre, R.W. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* / R.W. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin // Cambridge: Cambridge University Press. – 2002. – 254 pp.
143. Lee, C.T.A. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers / C.T.A. Lee, D.M. Morton // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2015. – V. 409. – P. 23-31.
144. Levashova, E.V. Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions / E.V. Levashova, **M.E. Mamykina**, S.G. Skublov [et al.] // *Geochemistry International.* – 2023. – V. 61. – P. 1323-1339.
145. Li, J. Mechanism of Ta-Nb enrichment and magmatic evolution in the Yashan granites, Jiangxi Province, south China (in Chinese) / J. Li, X.L. Huang // *Acta Petrologica Sinica.* – 2013. – V. 29. – P. 4311-4322.
146. Li, J.W. Laser ablation ICP-MS titanite U–Th–Pb dating of hydrothermal ore deposits: a case study of the Tonglushan Cu–Fe–Au skarn deposit, SE Hubei Province, China / J.W. Li, X.D. Deng, M.F. Zhou [et al.] // *Chemical Geology.* – 2010. – V. 270. – P. 56–67.
147. Li, X. Accuracy of LA-ICPMS zircon U-Pb age determination: An inter-laboratory comparison / X. Li, X. Liu, Y. Liu [et al.] // *Science China Earth Sciences.* – 2015. – V. 58. – P. 1722-1730.
148. Li, X. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas / X. Li, C. Zhang // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* – 2022. – V. 127. – P. e2022JB024137.
149. Loiselle, N.C. Characteristics and origin of anorogenic granites / N.C. Loiselle, D.R. Wones // *Geological Society of America Abstracts with programs.* – 1979. – V. – P. 468.
150. London, D. Beryllium in silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatites / D. London, J.M. Evensen // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* – 2002. – V. 50. – P. 445-486.
151. Martínez Dopico, C.I. Jurassic cooling ages in Paleozoic to early Mesozoic granitoids of northeastern Patagonia: 40 Ar/39 Ar, 40 K–40 Ar mica and U–Pb zircon evidence / C.I. Martínez Dopico, E. Tohver, M.G. López de Luchi [et al.] // *International Journal of Earth Sciences.* – 2017. – V. 106. – P. 2343-2357.
152. Masuda, A. Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China / A. Masuda, T. Akagi // *Geochemical Journal.* – 1989. – V. 23. – P. 245-253.

153. Mazdab, F.K. Trace element variability in titanite from diverse geologic environments / F.K. Mazdab, J.L. Wooden, A.P. Barth // Geological Society of America, Abstracts with Programs. – 2007. – V. 39. – P. 406.
154. McDonough, W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223-253.
155. Merino, E. Gahnite, chrysoberyl and beryl co-occurrence as accessory minerals in a highly evolved peraluminous pluton: The Belvís de Monroy leucogranite (Cáceres, Spain) / E. Merino, C. Villaseca, D. Orejana [et al.] // Lithos. – 2013. – V. 179. – P. 137-156
156. Miller, C.F. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas / C.F. Miller, D.W. Mittlefehldt // Geology. – 1982. – V. 10. – P. 129-133.
157. Miller, C.F. Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? / C.F. Miller, D.W. Mittlefehldt // Earth and Planetary Science Letters. – 1984. – V. 68. – P. 151-158.
158. Miller, C.F. Composition of plutonic muscovite; genetic implications / C.F. Miller, E.F. Stoddard, L.J. Bradfish [et al.] // The Canadian Mineralogist. – 1981. – V. 19. – P. 25-34.
159. Milner, S.C. Age of the Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia and their relationship to continental breakup / S.C. Milner, A.P. le Roex, J.M. O'Conner // Journal of the Geological Society of London. – 1995. – V. 152. – P. 97-104.
160. Mojzsis, S.J. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago / S.J. Mojzsis, T.M. Harrison, R.T. Pidgeon // Nature. – 2001. – V. 409. – P. 178-181.
161. Monecke, T. Unusual rare earth element fractionation in a tin-bearing magmatic-hydrothermal system / T. Monecke, U. Kempe, M. Trinkler [et al.] // Geology. – 2011. – V. 39. – P. 295-298.
162. Müller, A. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from Southern Norway / A. Müller, A. Kearsley, J. Spratt [et al.] // The Canadian Mineralogist. – 2012. – V. 50. – P. 1095-1115.
163. Nachit, H. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites / Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. // Comptes Rendus Geoscience. – 2005. – V. 337. – P. 1415-1420.
164. Nédélec, A. Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny / A. Nédélec, J.L. Bouchez // Oxford University Press. – 2015. – 335 pp.
165. Pearce, J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J.A. Pearce, N.B.W. Harris, A.G. Tindle // Journal of petrology. – 1984. – V. 25. – P. 956-983.
166. Peck, W.H. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean / W.H. Peck, J.W. Valley, S.A. Wilde [et al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2001. – V. 65. – P. 4215-4229.
167. Pérez-Soba, C. Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: La Pedriza pluton (Spanish Central System) / C. Pérez-Soba, C. Villaseca // Geologica Acta: an international earth science journal. – 2010. – V. 8. – P. 131-149.
168. Pirajno, F. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny / F. Pirajno, R.E. Ernst, A.S. Borisenko [et al.] // Ore Geology Reviews. – 2009. – V. 35. – P. 114-136.

169. Pistone, M. Gas-driven filter pressing in magmas: Insights into in-situ melt segregation from crystal mushes / M. Pistone, F. Arzilli, K.J. Dobson [et al.] // *Geology*. – 2015. – V. 43. – P. 699-702.
170. Pitcher, W.S. On the rate of emplacement of batholiths / W.S. Pitcher // *Journal of the Geological Society*. – 1975. – V. 131. – P. 587–592.
171. Ren, M. Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between alkali feldspar and peraluminous silicic magma / M. Ren // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89. – P. 1290-1303
172. René, M. Composition of coexisting zircon and xenotime in rare-metal granites from the Krušné Hory/Erzgebirge Mts. (Saxothuringian Zone, Bohemian Massif) / M. René // *Mineralogy and Petrology*. – 2014. – V. 108. – P. 551-569.
173. Sami, M. Origin and Petrogenetic Implications of Spessartine Garnet in Highly-Fractionated Granite from the Central Eastern Desert of Egypt / M. Sami, T. Ntaflos, H.A. Mohamed [et al.] // *Acta Geologica Sinica-English Edition*. – 2020. – V. 94. – P. 763-776
174. Seck, H.A. The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials / H.A. Seck // *Fortschritte der Mineralogie*. – 1972. – V. 49. – P. 31- 49.
175. Shuai, X. Tetrad effect of rare earth elements caused by fractional crystallization in high-silica granites: An example from central Tibet / X. Shuai; S.M. Li; D.C. Zhu [et al.] // *Lithos*. – 2021. – V. 384. – P. 105968.
176. Streicher, L.B. A REE-based zircon geothermometer based on improved lattice strain modeling of zircon-melt REE partition coefficients / L.B. Streicher, W. van Westrenen, J.M. Hanchar [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2023. – V. 346. – P. 54-64.
177. Stussi, J.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment / J.M. Stussi, M. Cuney // *Journal of Petrology*. – 1996. – V. 37. – P. 1025-1029.
178. Tichomirowa, M. Dating multiply overprinted granites: The effect of protracted magmatism and fluid flow on dating systems (zircon U-Pb: SHRIMP/SIMS, LA-ICP-MS, CA-ID-TIMS; and Rb–Sr, Ar–Ar) – Granites from the Western Erzgebirge (Bohemian Mas-sif, Germany) / M. Tichomirowa, A. Kässner, B. Sperner [et al.] // *Chemical Geology*. – 2019. – P. 11-38.
179. Trail, D. Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare earth elements / D. Trail, S.J. Mojzsis, T.M. Harrison [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2007. – V. 8. – P. 1-22.
180. Valley, J.W. Oxygen isotopes in zircon / J.W. Valley // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2003. – V. 53. – P. 343-385.
181. Valley, J.W. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon / J.W. Valley, J.S. Lackey, A.J. Cavosie [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 150. – P. 561-580.
182. Villa, I.M. Isotopic closure / I.M. Villa // *Terra Nova*. – 1998. – V. 10 – P. 42-47
183. Wang, X. Hydrothermal zircon geochronology: Age constraint on Nanling Range tungsten mineralization (Southeast China) / X. Wang, J. Chen, M. Ren // *Ore Geology Reviews*. – 2016. – V. 74. – P. 63-75.
184. Wang, X. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons / X. Wang, W.L. Griffin, J. Chen // *Geochemical Journal*. – 2010. – V. 44. – P. 65-72.
185. Wark, D.A. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer / D.A. Wark, E.B. Watson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 152. – P. 743-754.

186. Watson, E.B. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types / E.B. Watson, T.M. Harrison // *Earth and planetary science letters*. – 1983. – V. 64. – P. 295-304.
187. Watson, E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark, Thomas J.B. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 151. – P. 413-433.
188. Watson, E.B. Oxygen diffusion in zircon / E.B. Watson, D.J. Cherniak // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 148. – P. 527-544.
189. Were, P. Trace element fractionation between biotite, allanite, and granitic melt / P. Were, H. Keppler // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2021. – V. 176. – P. 74.
190. Whalen, J.B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J.B. Whalen, K.L. Currie, B.W. Chappell // *Contributions to mineralogy and petrology*. – 1987. – V. 95. – P. 407-419.
191. White, L.T. High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U–Pb age determinations / L.T. White, T.R. Ireland // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 306. – P. 78-91.
192. Wiedenbeck, M. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Y. Corfu [et al.] // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – V. 19/. – P. 1-23.
193. Williams, I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / I.S. Williams // *Reviews in Economic Geology*. – 1998. – V.7. – P.1-35.
194. Williams, I.S. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon / I.S. Williams, J.M. Hergt // *Proceedings of Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience Lorne, Australia, January 30 - February 4*. – 2000. – P. 185-188.
195. Wilson, M. Magmatic differentiation / M. Wilson // *Journal of the Geological Society*. – 1993. – V. 150. – P. 611-624.
196. Wu, F.Y. Highly fractionated granites: Recognition and research / F.Y. Wu, X. Liu, W. Ji [et al.] // *Science China Earth Sciences*. – 2017. – V. 60. – P. 1201-1219.
197. Wu, F.Y. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis / F.Y. Wu, B.M. Jahn, S.A. Wilde, [et al.] // *Lithos*. – 2003. – V. 66. – P. 241-273.
198. Xu, W. Mafic microgranular enclaves formed by gas-driven filter pressing during rapid cooling: An example from the Gangdese batholith in southern Tibet / W. Xu, D.C. Zhu, Q. Wang [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2020. – V. 61. – P. egab003.
199. Yang, H. Petrogenesis of the Eocene Highly Fractionated Granite Porphyry with REE Tetrad Effect: An Example from Western Yunnan, Southeastern Tibetan Plateau / H. Yang, P. Wu, A. Liu [et al.] // *Minerals*. – 2023. – V. 13. – P. 1390.
200. Yang, X.M. Estimation of crystallization pressure of granite intrusions / X.M. Yang // *Lithos*. – 2017. – V. 286. – P. 324-329.
201. Yu, J.H. Anorogenic Rapakivi Granite and Related Rocks in the Northern Part of North China craton / J.H. Yu, H.Q. Fu, F.L. Zhang [et al.] // *China Sci. Technol. Press, Beijing*. In Chinese with English abstract. – 1996. – 189 pp.
202. Yu, M. The composition of garnet in granite and pegmatite from the Gangdese orogen in southeastern Tibet: Constraints on pegmatite petrogenesis / M. Yu, Q.X. Xia, Y.F. Zheng [et al.] // *American Mineralogist*. – 2021. – V. 106. – P. 265-281.
203. Zhang, Y. In situ trace elements in quartz and K-feldspar from felsic igneous rocks: A titanium-in-K-feldspar geothermometer for natural magmatic systems / Y. Zhang, X. Gu, B. Rusk [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2022. – V. 63. – P. egac113.

204. Zhang, Q. Could granitic magmas experience fractionation and evolution? / Q. Zhang // *Acta Petrologica et Mineralogica*. – 2012. – V. 31. – P. 252-260.
205. Zhang, W. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems / W. Zhang, D.R. Lentz, K.G. Thorne [et al.] // *Ore Geology Reviews*. – 2016. – V. 77. – P. 82-96.
206. Zhao, K.D. Reliability of LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons with high U concentrations: A case study from the U-bearing Douzhashan Granite in South China / K.D. Zhao, S.Y. Jiang, H.F. Ling [et al.] // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 389. – P. 110-121.
207. Zhou, J. Geochemistry of the garnets in the Baiganhu W–Sn orefield, NW China / J. Zhou, C. Feng, D. Li // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 82. – P. 70-92.
208. Zhu, J.C. Comparison and genetic interpretation of Li-F rich, rare-metal bearing granitic rocks / J.C. Zhu, B. Rao, X.L. Xiong [et al.] // *Geochimica*. – 2002. – V. 31. – P. 141-152

ПРИЛОЖЕНИЕ А
Координаты отбора образцов

Таблица А.1 – Описание образцов с точками отбора

№ обр.	Фаза	Координаты отбора	Полевое описание
M2101	Первая	51°58'25.12"N 84°56'50.74"E	Гранодиорит с крупными кристаллами полевого шпата
M2102	Первая	51°58'28.7"N 84°57'07.06"E	Гранодиорит с крупными кристаллами полевого шпата
M2103	Первая	51°58'28.88"N 84°57'10.98"E	Гранодиорит с крупными кристаллами полевого шпата
202013	Первая	51°58'53.43"N 84°56'37.3"E	Гранодиорит с крупными кристаллами полевого шпата
202014	Первая	51°58'32.74"N 84°56'05.12"E	Гранодиорит с крупными кристаллами полевого шпата
20201	Вторая	51°58'34.98"N 84°53'47.02"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20202-1	Вторая	51°58'29.41"N 84°53'43.38"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20202-2	Вторая	51°58'29.41"N 84°53'43.38"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20203-1	Вторая	51°55'02.54"N 84°51'52.52"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20204	Вторая	51°56'00.85"N 84°52'20.81"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20206	Вторая	51°57'13.66"N 84°44'54.32"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20207	Вторая	51°57'04.28"N 84°44'57.58"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20208	Вторая	51°56'48.15"N 84°45'15.45"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20209-1	Вторая	51°56'54.19"N 84°45'11"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20209-2	Вторая	51°56'54.19"N 84°45'11"E	Среднезернистый биотитовый гранит
202011-2	Вторая	51°57'52.47"N 84°46'04.27"E	Среднезернистый биотитовый гранит
202012-1	Вторая	51°57'50.36"N 84°46'01.21"E	Среднезернистый биотитовый гранит
202016	Вторая	51°56'01.56"N 84°51'25.48"E	Среднезернистый биотитовый гранит из контакта 2 и 3 фазы
202017	Вторая	51°56'04.94"N 84°51'30.43"E	Среднезернистый биотитовый гранит
ТН1-2	Вторая	51°57'53.23"N 84°53'33.03"E	Среднезернистый биотитовый гранит

Продолжение таблицы А.1

№ обр.	Фаза	Координаты отбора	Полевое описание
ТН2-1	Вторая	51°58'02.42"N 84°53'38.68"E	Среднезернистый биотитовый гранит
ТН3-2	Вторая	51°58'09.08"N 84°53'40.07"E	Среднезернистый биотитовый гранит
ТН5	Вторая	51°57'58.74"N 84°53'34.9"E	Среднезернистый биотитовый гранит
2423	Вторая	51°55'59.91"N 84°46'09.85"E	Среднезернистый биотитовый гранит
20203-2	Третья	51°55'02.54"N 84°51'52.52"E	Среднезернистый двуслюдяной лейкогранит
20205	Третья	51°57'46.34"N 84°53'24.94"E	Среднезернистый лейкогранит
202010	Третья	51°57'54.4"N 84°46'02.49"E	Среднезернистый лейкогранит
202011	Третья	51°57'52.47"N 84°46'04.27"E	Среднезернистый лейкогранит, мелкие зерна розового граната
202012-2	Третья	51°57'50.36"N 84°46'01.21"E	Среднезернистый лейкогранит
202015	Третья	51°56'03.59"N 84°51'27.62"E	Среднезернистый лейкогранит из контакта 2 и 3 фазы (розовый гранат)
202018	Третья	51°56'14.56"N 84°51'43.54"E	Среднезернистый лейкогранит
202019	Третья	51°56'22.58"N 84°52'01.78"E	Среднезернистый двуслюдяной лейкогранит
ТН3-1	Третья	51°58'08.09"N 84°53'39.48"E	Среднезернистый лейкогранит
2424	Третья	51°56'42.98"N 84°46'34.85"E	Среднезернистый лейкогранит
2425	Третья	51°56'36.44"N 84°47'02.53"E	Среднезернистый лейкогранит

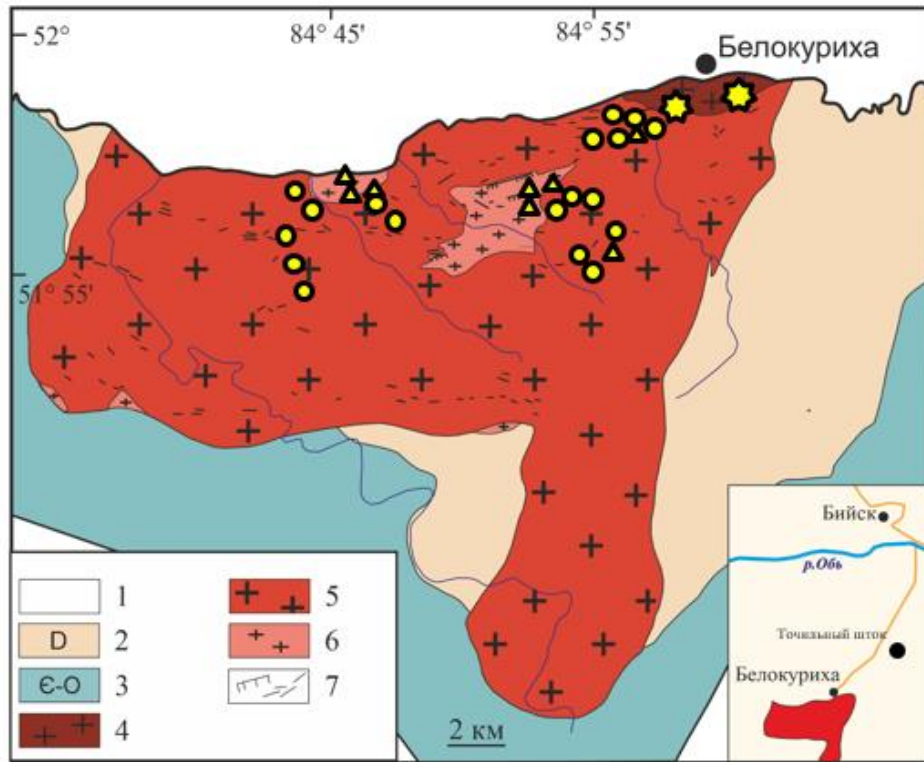


Рисунок А.1 – Карта фактического материала (на карту вынесены не все точки, так как в некоторых местах они «накладываются» друг на друга)

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Состав пород и породообразующих минералов

Таблица Б.1 – Состав гранитоидов Белокурихинского массива по главным (мас.%), редким и редкоземельным (ppm) элементам

Фаза № обр	Первая фаза					Вторая фаза									
	202013	202014	M2101	M2102	M2103	ТН1-2	ТН2-1	ТН3-2	ТН5	20201	20202-1	20202-2	20203-1	20204	
SiO ₂	64.4	69.3	66.5	68.3	67.5	73.3	72.1	73.5	72.8	72.3	71.8	74.0	74.4	73.1	
TiO ₂	1.26	0.68	0.73	0.67	0.78	0.19	0.27	0.26	0.28	0.22	0.25	0.17	0.24	0.25	
Al ₂ O ₃	16.1	14.8	15.1	14.2	14.4	14.6	14.7	14.4	14.2	15.2	14.4	14.7	13.8	14.8	
Fe ₂ O ₃ общ	5.83	3.83	4.59	4.18	4.85	1.86	1.96	1.86	1.94	1.72	2.01	1.52	1.73	1.91	
MnO	0.10	0.07	0.08	0.07	0.09	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	
MgO	1.02	0.45	1.18	1.09	1.18	0.22	0.24	0.26	0.24	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
CaO	3.65	2.66	2.84	2.49	2.85	0.96	1.23	1.17	1.26	0.83	1.27	0.98	0.15	0.80	
Na ₂ O	2.81	2.37	3.09	2.70	2.79	2.75	2.78	2.86	2.79	2.71	2.89	2.60	2.34	2.13	
K ₂ O	3.96	4.89	4.44	5.20	4.57	5.43	5.74	5.19	5.72	5.79	5.57	5.16	5.71	6.01	
P ₂ O ₅	0.35	0.21	0.18	0.16	0.20	0.10	0.11	0.10	0.10	0.06	0.10	b.d.l.	0.07	0.08	
ППП	0.51	0.43	0.79	0.41	0.59	0.60	0.53	0.40	0.43	0.73	0.74	0.74	1.07	0.87	
Сумма, %	100	99.7	99.5	99.5	99.8	100	99.7	100	99.7	99.6	99.2	99.9	99.5	100	
Be	2.37	b.d.l.	2.43	1.82	2.41	3.45	3.78	4.27	3.27	6.22	3.69	3.45	2.38	2.66	
Sc	9.93	8.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.84	3.07	2.88	3.90	3.56	2.91	3.30	4.29	4.07	
V	94.2	51.0	41.6	38.5	48.8	9.28	13.3	12.1	11.3	7.16	14.1	7.75	15.5	16.5	
Cr	35.6	27.3	15.7	13.3	14.0	7.32	9.02	7.31	28.0	25.0	7.77	27.8	25.5	26.1	
Co	10.9	5.74	6.20	5.54	6.21	2.84	3.45	3.02	2.17	1.33	3.35	1.46	2.13	2.13	
Ni	17.5	8.79	15.4	11.6	11.1	8.80	8.21	7.95	9.33	8.36	7.36	7.69	7.92	9.57	
Cu	19.5	19.2	23.7	28.0	29.2	17.8	13.3	15.5	10.7	10.3	11.8	15.2	13.5	15.3	
Zn	70.4	49.3	52.5	53.8	62.7	52.1	58.9	52.8	40.5	40.7	45.9	36.2	28.2	40.5	
Ga	21.6	18.5	13.8	13.0	13.9	18.2	21.4	21.8	19.3	20.6	20.7	17.1	17.6	16.8	
Rb	149	155	135	133	134	277	312	304	267	308	268	243	247	247	
Sr	326	364	297	304	308	130	193	147	93.0	88.4	185	105	57.4	165	
Y	52.7	25.6	22.0	22.9	26.4	16.0	13.2	12.9	13.3	13.8	12.4	9.73	14.2	17.0	

Продолжение таблицы Б.1

Фаза № обр	Первая фаза					Вторая фаза									
	202013	202014	M2101	M2102	M2103	ТН1-2	ТН2-1	ТН3-2	ТН5	20201	20202-1	20202-2	20203-1	20204	
Zr	381	285	201	196	251	129	221	189	163	175	211	126	157	153	
Nb	37.1	19.2	17.0	15.4	19.3	13.4	13.7	17.3	17.2	25.4	12.4	15.0	14.7	16.1	
Mo	1.49	0.99	1.78	2.12	2.50	0.89	b.d.l.	0.83	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.66	b.d.l.	
Sn	6.15	2.74	2.25	2.16	3.37	7.82	5.64	5.86	5.58	4.57	3.81	4.57	3.95	4.18	
Cs	6.80	5.86	5.11	4.08	4.91	17.2	16.6	15.9	11.3	25.0	11.9	10.7	23.1	10.9	
Ba	478	571	453	543	468	304	449	345	171	245	422	263	304	435	
La	68.7	73.1	40.2	44.6	46.3	41.5	57.6	48.3	42.4	37.9	55.5	33.5	37.1	41.2	
Ce	195	137	97.0	98.3	110	80.2	116	97.1	93.5	80.5	110	71.4	74.0	84.0	
Pr	24.1	14.0	11.0	11.3	12.4	9.25	12.9	10.7	10.5	9.19	12.5	8.01	8.50	9.03	
Nd	94.4	49.1	40.5	40.2	46.6	35.0	47.2	40.3	37.5	34.0	45.2	28.2	29.8	32.4	
Sm	17.1	8.11	6.58	7.18	8.28	6.21	8.25	6.72	7.07	6.37	7.75	5.15	5.10	5.97	
Eu	2.97	1.49	1.30	1.08	1.28	0.65	0.77	0.60	0.50	0.52	0.72	0.55	0.66	0.78	
Gd	12.7	6.23	5.81	5.73	6.58	4.74	5.29	4.58	4.79	4.29	4.84	3.52	3.71	4.30	
Tb	1.85	0.86	0.79	0.84	0.94	0.65	0.66	0.58	0.63	0.63	0.62	0.46	0.52	0.61	
Dy	9.65	4.69	4.72	4.80	5.49	2.81	2.57	2.45	2.80	2.87	2.35	2.13	2.80	3.08	
Ho	1.90	0.89	0.85	0.86	0.95	0.46	0.40	0.42	0.48	0.48	0.43	0.33	0.50	0.59	
Er	5.13	2.43	2.22	2.31	2.71	1.35	1.00	1.03	1.18	1.25	1.03	0.83	1.41	1.60	
Tm	0.73	0.34	0.39	0.40	0.48	0.20	0.15	0.16	0.16	0.20	0.14	0.14	0.22	0.25	
Yb	4.42	2.16	2.36	2.59	3.02	1.11	1.04	1.02	1.01	1.25	0.99	0.79	1.24	1.42	
Lu	0.70	0.37	0.34	0.34	0.38	0.20	0.18	0.16	0.15	0.18	0.12	0.13	0.17	0.23	
Hf	10.4	7.57	5.49	5.09	6.99	4.52	6.92	6.23	5.01	5.30	7.03	3.88	5.07	4.49	
Ta	3.69	1.63	1.34	1.23	1.37	1.73	1.28	2.40	2.21	4.50	1.17	1.60	1.83	1.76	
W	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	1.10	0.96	1.15	0.54	1.11	0.87	0.76	1.05	b.d.l.	
Pb	25.2	24.9	18.3	20.7	26.7	14.4	19.1	23.5	27.9	26.1	21.6	25.7	24.0	33.1	
Th	16.9	24.6	10.6	12.3	14.2	27.2	32.7	29.6	27.7	26.2	33.4	24.5	28.6	24.6	
U	6.46	3.54	2.53	3.38	3.79	3.38	4.82	2.91	3.19	3.24	2.28	4.18	4.71	3.49	

Продолжение таблицы Б.1

Фаза № обр	Вторая фаза										Третья фаза		
	20206	20207	20208	20209-1	20209-2	202011-2	202012-1	202016	202017	ТН2423	ТН3-1	20203-2	20205
SiO ₂	73.8	73.5	72.9	73.8	74.3	74.8	74.1	74.2	73.8	74.5	77.9	81.8	74.7
TiO ₂	0.24	0.23	0.20	0.23	0.23	0.16	0.30	0.22	0.23	0.01	0.02	0.05	b.d.l.
Al ₂ O ₃	14.2	14.2	15.0	14.7	14.3	13.9	14.3	14.1	14.6	14.0	12.4	9.96	14.6
Fe ₂ O ₃ общ	1.86	1.82	1.71	1.89	1.82	1.51	1.59	2.03	1.71	0.26	0.73	0.96	0.90
MnO	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.21
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	1.22	1.18	1.19	1.11	1.21	0.55	0.16	1.10	1.04	0.39	0.28	0.42	0.41
Na ₂ O	2.45	2.43	2.37	2.22	2.24	2.50	1.88	2.44	2.17	2.76	2.44	1.34	3.81
K ₂ O	5.17	5.44	5.55	5.26	4.95	5.46	6.20	5.04	5.81	7.05	5.95	4.97	4.29
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.13	0.07	0.11	b.d.l.	b.d.l.	0.09
ППП	0.62	0.72	0.67	0.72	0.65	0.82	1.00	0.64	0.56	0.52	0.20	0.29	0.61
Сумма, %	99.7	99.7	99.7	100	99.8	99.8	99.7	100	100	99.6	100	99.8	99.6
Be	3.58	3.59	3.33	3.58	3.01	3.94	1.53	2.87	1.96	6.14	1.93	1.89	5.76
Sc	4.07	3.86	3.64	3.66	4.45	3.20	4.34	3.90	4.22	2.32	0.95	2.01	2.38
V	14.7	14.0	12.0	13.1	14.8	11.4	17.2	14.7	12.8	4.28	b.d.l.	5.59	b.d.l.
Cr	26.6	25.6	26.5	27.5	27.1	27.1	26.6	26.3	24.6	4.45	5.17	25.6	24.1
Co	2.15	2.08	1.80	2.16	1.94	1.52	1.90	2.32	1.86	b.d.l.	1.43	1.06	b.d.l.
Ni	8.64	8.16	8.01	8.32	8.46	7.95	9.10	7.83	7.88	2.61	8.39	7.31	6.66
Cu	13.6	12.8	18.9	14.9	18.5	15.5	16.3	13.2	25.9	8.90	13.5	8.32	17.2
Zn	37.3	35.9	37.8	37.0	34.2	33.2	30.5	34.1	40.8	10.6	24.2	15.0	24.6
Ga	17.9	16.4	18.1	18.0	18.6	17.3	16.2	15.1	17.3	19.6	16.6	11.3	22.3
Rb	224	206	225	220	209	217	270	187	222	350	313	220	312
Sr	134	147	130	118	127	108	48.2	136	156	37.3	79.4	62.2	4.30
Y	20.6	17.0	13.2	16.5	16.6	12.9	16.9	14.6	17.7	7.77	14.5	4.46	9.32
Zr	169	133	138	156	193	124	181	113	182	19.5	11.8	39.6	21.1

Продолжение таблицы Б.1

Фаза № обр	Вторая фаза										Третья фаза		
	20206	20207	20208	20209-1	20209-2	202011-2	202012-1	202016	202017	ТН2423	ТН3-1	20203-2	20205
Nb	17.2	15.7	15.0	15.4	16.0	13.6	19.0	13.0	17.4	35.2	6.17	6.49	33.3
Mo	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.20	b.d.l.	b.d.l.
Sn	4.08	4.48	4.21	4.32	4.48	4.10	4.08	4.59	4.62	6.48	2.58	3.46	4.47
Cs	16.3	13.9	15.5	18.2	17.2	12.9	27.4	14.3	11.5	19.8	12.1	7.85	14.9
Ba	314	374	320	294	278	286	335	319	353	66.7	86.1	217	b.d.l.
La	45.6	39.2	40.5	39.2	42.8	32.6	42.4	25.4	46.9	3.22	3.33	8.20	2.96
Ce	95.6	86.3	84.2	82.1	89.8	70.3	93.7	49.4	90.9	6.86	6.56	15.4	6.93
Pr	10.4	8.77	9.31	9.26	9.76	7.71	9.82	5.33	9.96	0.91	0.71	1.87	0.85
Nd	36.6	30.6	32.7	32.3	34.8	27.3	34.5	19.9	35.5	3.30	2.64	6.45	3.20
Sm	6.19	5.46	5.79	5.98	5.88	4.97	5.89	3.67	5.68	1.09	0.78	1.32	1.21
Eu	0.71	0.66	0.69	0.63	0.69	0.65	0.83	0.67	0.82	0.15	0.30	0.27	0.02
Gd	4.96	4.11	4.14	4.57	4.41	3.51	4.43	3.19	4.39	0.98	1.32	1.02	1.08
Tb	0.68	0.60	0.53	0.60	0.60	0.47	0.62	0.51	0.60	0.23	0.27	0.15	0.27
Dy	3.58	3.06	2.51	3.04	3.08	2.37	3.27	2.76	3.18	1.28	1.95	0.81	1.56
Ho	0.69	0.59	0.46	0.59	0.55	0.44	0.60	0.51	0.61	0.23	0.40	0.14	0.29
Er	1.98	1.54	1.17	1.56	1.44	1.14	1.53	1.31	1.68	0.58	1.27	0.39	0.81
Tm	0.29	0.26	0.18	0.22	0.23	0.17	0.24	0.20	0.28	0.10	0.22	0.06	0.19
Yb	1.79	1.45	1.03	1.20	1.39	1.03	1.36	1.19	1.71	0.82	1.33	0.39	1.35
Lu	0.28	0.23	0.15	0.20	0.22	0.15	0.24	0.18	0.28	0.12	0.24	0.07	0.20
Hf	5.53	4.45	4.47	4.93	5.74	3.99	5.92	3.43	5.39	1.67	0.73	1.27	1.58
Ta	2.20	2.12	1.94	2.18	2.20	2.11	2.27	2.04	1.87	15.2	0.83	0.83	11.5
W	0.80	0.56	1.16	1.21	1.16	1.64	2.91	1.14	b.d.l.	3.18	0.85	b.d.l.	2.87
Pb	28.7	31.5	25.7	25.7	28.8	23.3	34.3	20.0	21.6	25.5	24.3	20.9	10.7
Th	27.7	25.6	24.9	25.0	26.0	21.7	29.2	13.4	29.2	3.83	2.72	5.18	3.50
U	2.91	2.68	2.19	2.31	2.37	1.97	4.34	4.31	4.18	1.84	1.39	1.05	1.36

Продолжение таблицы Б.1

Фаза № обр	Третья фаза							
	202010	202011	202012-2	202015	202018	202019	ТН2424	ТН2425
SiO ₂	74.9	75.1	75.5	75.7	75.4	77.5	79.7	77.0
TiO ₂	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.03	0.06	0.13	0.07
Al ₂ O ₃	14.1	14.8	14.6	14.8	14.7	13.0	10.7	12.6
Fe ₂ O ₃ общ	0.80	0.94	0.68	0.94	0.90	1.03	0.81	0.85
MnO	0.03	0.11	0.05	0.06	0.01	0.04	0.02	0.02
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	1.17	0.52	0.39	0.42	0.31	0.75	0.99	1.03
Na ₂ O	2.98	3.23	3.34	3.56	2.36	3.00	2.48	3.21
K ₂ O	4.64	4.72	4.65	3.82	5.50	4.16	4.17	4.54
P ₂ O ₅	b.d.l.	0.13	0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
ППП	1.11	0.67	0.61	0.71	0.80	0.52	0.49	0.33
Сумма, %	99.8	100	100	100	100	100	99.5	99.7
Be	4.91	3.85	4.01	3.07	2.88	4.61	5.03	2.20
Sc	3.06	1.15	1.36	3.19	3.16	2.44	2.54	2.61
V	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	6.18	4.60
Cr	24.2	25.6	23.4	25.9	23.8	24.7	7.18	4.50
Co	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.60	1.40	1.03
Ni	6.64	6.63	6.24	6.74	6.55	7.13	4.90	2.16
Cu	10.8	10.4	15.9	15.6	14.3	12.9	8.29	18.51
Zn	20.1	13.5	10.6	17.6	19.9	26.6	27.2	26.5
Ga	18.6	21.8	21.9	24.9	22.1	15.4	13.3	13.8
Rb	299	356	294	278	334	232	199	150
Sr	31.8	9.71	8.27	3.45	5.26	32.0	102.0	78.6
Y	22.4	5.58	5.56	19.9	15.8	16.1	6.92	26.8
Zr	34.9	13.8	13.9	22.6	15.1	55.1	86.5	62.5

Продолжение таблицы Б.1

Фаза № обр	Третья фаза							
	202010	202011	202012-2	202015	202018	202019	ТН2424	ТН2425
Nb	19.9	50.0	46.6	33.0	29.0	15.0	9.88	5.57
Mo	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Sn	6.90	5.68	5.35	11.4	9.97	4.52	2.77	2.07
Cs	32.6	12.9	12.9	7.91	10.2	17.7	8.38	4.96
Ba	19.0	4.01	4.94	b.d.l.	4.42	48.2	244	113
La	7.10	1.63	1.65	7.97	3.90	14.3	21.6	15.3
Ce	17.2	3.68	3.97	19.3	8.24	32.4	44.0	32.1
Pr	2.06	0.50	0.51	2.13	1.14	3.69	4.99	3.81
Nd	7.27	1.81	2.03	7.69	3.99	13.0	18.0	15.1
Sm	2.22	0.68	0.75	2.40	1.61	3.09	2.99	3.51
Eu	0.12	0.02	0.03	0.06	0.07	0.18	0.39	0.41
Gd	2.23	0.73	0.66	2.27	1.55	2.74	2.38	3.49
Tb	0.48	0.16	0.15	0.48	0.39	0.46	0.28	0.64
Dy	3.20	0.85	0.93	3.10	2.30	2.79	1.30	3.97
Ho	0.68	0.16	0.15	0.65	0.46	0.52	0.24	0.91
Er	1.94	0.40	0.44	1.78	1.32	1.50	0.63	2.77
Tm	0.33	0.09	0.09	0.32	0.24	0.25	0.09	0.42
Yb	2.09	0.66	0.62	2.17	1.56	1.55	0.56	3.18
Lu	0.30	0.09	0.12	0.34	0.26	0.25	0.09	0.53
Hf	2.13	1.64	1.35	1.78	1.14	1.95	2.43	2.68
Ta	2.41	20.6	20.2	6.30	4.29	2.63	1.25	0.92
W	2.19	2.62	2.72	2.95	3.04	0.69	0.63	0.66
Pb	17.6	17.1	16.6	8.87	13.6	18.1	18.2	19.5
Th	7.84	2.60	2.79	6.76	5.00	9.71	12.3	12.4
U	2.58	0.93	1.54	3.40	1.92	3.77	1.31	5.13

b.d.l. – ниже порога обнаружения

Таблица Б.2 – Представительные анализы состава биотита из гранитоидов Белокурихинского массива по главным (мас.%) элементам и кристаллохимические коэффициенты

	Биотит из первой фазы			Биотит из второй фазы				Биотит из третьей фазы			
	202013-14	202013-18	202013-51	202016-11	202016-14	ТН2-1-40	ТН2-1-43	20203-2-2	20203-2-13	20203-2-15	2424-74
SiO ₂	37.6	38.0	38.3	38.8	35.1	35.3	36.6	33.4	35.9	38.3	38.1
TiO ₂	2.55	2.33	3.13	2.37	2.84	2.51	2.03	2.41	2.66	2.07	2.45
Al ₂ O ₃	14.3	14.0	13.8	19.5	16.6	15.8	16.7	15.6	17.4	16.5	18.3
FeO	18.8	18.1	20.1	21.7	20.8	22.9	22.3	21.4	21.6	19.5	22.9
MnO	0.50	0.51	0.24	0.78	0.62	0.24	0.27	0.84	0.60	0.49	0.37
MgO	12.2	11.6	10.6	6.94	6.06	6.39	6.54	5.76	6.47	5.46	5.95
Na ₂ O	0.52	b.d.l.	0.14	0.34	0.80	0.21	b.d.l.	0.20	0.16	0.16	0.35
K ₂ O	10.0	9.89	10.1	10.7	9.02	9.62	9.54	9.63	9.61	8.99	9.72
Total	96.4	94.4	96.5	101	91.9	93.0	94.1	89.2	94.4	91.5	98.1
Si	2.90	2.98	2.98	2.93	2.94	2.92	2.96	2.89	2.90	3.18	2.97
Ti	0.15	0.14	0.18	0.14	0.18	0.16	0.12	0.16	0.16	0.13	0.14
Al	1.31	1.30	1.27	1.73	1.63	1.54	1.60	1.59	1.65	1.62	1.68
Fe*	1.21	1.19	1.31	1.37	1.45	1.58	1.51	1.55	1.46	1.36	1.49
Mn	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06	0.04	0.04	0.02
Mg	1.40	1.36	1.24	0.78	0.76	0.79	0.79	0.74	0.78	0.68	0.69
Na	0.08	b.d.l.	0.02	0.05	0.13	0.03	b.d.l.	0.03	0.03	0.03	0.05
K	0.99	0.99	1.01	1.03	0.96	1.01	0.99	1.07	0.99	0.95	0.97
Total	8.06	7.99	8.03	8.08	8.09	8.05	7.98	8.10	8.02	7.98	8.02

b.d.l. – ниже порога обнаружения

Таблица Б.3 – Состав биотита из гранитоидов Белокурихинского массива по редким и редкоземельным элементам (ppm)

Фаза № обр	Биотит из первой фазы		Биотит из второй фазы				
	202013-14	202013-23	202016-30	202016-31	ТН1-2-5	ТН1-2-1	ТН1-2-11
La	1.13	6.15	2.26	5.48	1.16	7.11	2.91
Ce	0.67	5.47	1.69	4.10	1.13	8.22	2.78
Pr	0.08	0.76	0.41	0.91	0.30	1.31	0.74
Nd	0.35	2.77	1.79	3.75	1.09	5.18	3.23
Sm	0.05	0.45	0.50	0.84	0.49	1.38	0.99
Eu	0.19	0.20	0.13	0.08	0.55	0.54	0.11
Gd	0.00	0.66	0.42	0.86	0.18	1.64	0.76
Tb	0.01	0.14	0.07	0.15	n.d.	n.d.	n.d.
Dy	0.08	0.22	0.19	0.38	0.13	0.45	0.25
Ho	0.07	0.04	0.05	0.08	n.d.	n.d.	n.d.
Er	0.04	0.09	0.11	0.24	0.08	0.16	0.07
Yb	0.03	0.12	0.09	0.34	0.02	0.09	0.08
Lu	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01
Total REE	2.71	17.1	7.73	17.2	3.68	21.8	9.65
La _N /Lu _N	0.14	0.47	0.88	1.23	0.48	2.19	0.52
Li	414	447	2687	2437	2557	2830	2721
Ti	21353	20164	17373	17570	18004	17752	17002
V	352	295	194	187	167	189	169
Cr	169	146	104	64.0	129	143	108
Rb	615	756	1041	996	1239	1194	1404
Sr	15.4	7.02	13.3	6.84	19.1	24.5	23.9
Y	0.10	1.04	0.97	1.68	0.49	2.37	1.25
Zr	2.23	0.83	12.3	10.3	1.56	29.5	1.04
Nb	14.2	17.2	184	193	241	239	240
Ba	532	353	175	86.7	541	199	158
Hf	0.16	0.14	0.72	0.63	n.d.	n.d.	n.d.

n.d. – не определено

Продолжение таблицы Б.3

Фаза № обр	Биотит из третьей фазы					
	20203-2-2	20203-2-3	20203-2-9	2424-30	2424-24	2424-26
La	1.03	1.69	2.62	2.72	2.41	1.84
Ce	0.80	1.81	0.74	0.91	0.72	0.48
Pr	0.17	0.30	0.37	0.56	0.52	0.37
Nd	0.74	1.07	1.33	2.58	2.24	1.58
Sm	0.44	0.52	0.44	1.13	0.96	0.92
Eu	0.23	0.43	0.21	0.20	n.d.	0.11
Gd	0.17	0.12	0.27	1.20	0.67	0.54
Tb	0.04	0.08	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Dy	0.13	0.24	0.17	0.25	0.31	0.13
Ho	0.06	0.08	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
Er	0.09	0.14	0.04	0.12	0.13	0.08
Yb	0.08	0.25	0.05	0.11	0.08	0.06
Lu	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01
Total REE	3.99	6.79	6.35	6.77	5.89	4.27
La _N /Lu _N	0.88	1.98	0.76	0.92	1.09	0.53
Li	2367	2393	2198	2253	2462	2184
Ti	16617	18555	16762	18678	20417	20156
V	205	224	191	180	191	181
Cr	90.0	125	110	158	171	137
Rb	977	764	837	1114	1153	1791
Sr	5.03	6.07	5.31	10.5	10.2	7.32
Y	0.45	1.40	0.46	1.80	0.96	0.63
Zr	0.68	3.37	1.33	3.80	3.32	1.19
Nb	222	248	227	302	286	295
Ba	291	268	407	249	251	112
Hf	0.12	0.21	0.14	n.d.	n.d.	n.d.

n.d. – не определено

Таблица Б.4 – Представительные анализы состава мусковита из гранитоидов Белокурихинского массива по главным (мас.%) элементам и кристаллохимические коэффициенты

	Мусковит из второй фазы					Мусковит из третьей фазы			
	202016-3	ТН1-2-32	ТН1-2-44	ТН1-2-51	ТН5-6	2424-14	2424-30	ТН3-1-18	202015-9
SiO ₂	48.4	46.2	48.8	46.9	46.6	44.2	47.1	43.9	47.3
TiO ₂	0.28	0.22	0.25	0.29	1.08	0.05	0.44	0.57	0.27
Al ₂ O ₃	28.8	28.3	26.9	35.5	31.6	33.9	28.2	30.1	33.8
FeO	6.45	4.78	4.81	1.49	3.84	0.82	5.71	3.95	4.15
MnO	0.04	0.07	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.16	0.23	0.07
MgO	2.18	2.16	2.88	0.26	1.09	0.14	2.28	0.98	0.52
Na ₂ O	0.39	0.16	b.d.l.	0.25	0.41	0.18	0.13	0.51	0.90
K ₂ O	11.8	10.6	11.3	11.0	10.5	10.6	10.7	9.78	10.9
Total	98.2	92.5	94.9	95.7	95.2	89.9	94.7	90.0	97.9
Si	3.18	3.19	3.29	3.10	3.12	3.12	3.18	3.11	3.10
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.02	0.03	0.01
Al	2.23	2.30	2.14	2.77	2.50	2.82	2.24	2.51	2.61
Fe*	0.36	0.28	0.27	0.08	0.22	0.05	0.32	0.23	0.23
Mn	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-
Mg	0.21	0.22	0.29	0.03	0.11	0.02	0.23	0.10	0.05
Na	0.05	0.02		0.03	0.05	0.03	0.02	0.07	0.11
K	0.99	0.93	0.97	0.93	0.90	0.96	0.92	0.88	0.91
Total	7.04	6.95	6.97	6.96	6.95	6.98	6.94	6.95	7.02

b.d.l. – ниже порога обнаружения

Таблица Б.5 – Состав мусковита из гранитоидов Белокурихинского массива по редким и редкоземельным элементам (ppm)

Фаза № обр	Мусковит из второй фазы				Мусковит из третьей фазы		
	202016-27	202016-27D	202016-27D2	202016-27D3	202015-40	202015-42	202015-35D
La	0.09	0.21	0.16	0.10	0.46	0.13	2.05
Ce	0.08	0.07	0.20	0.14	0.86	0.19	1.24
Pr	0.01	0.01	0.03	0.01	0.06	0.02	0.25
Nd	0.06	0.06	0.09	0.06	0.22	0.10	0.87
Sm	0.05	0.09	0.13	0.05	0.04	0.06	0.10
Eu	0.12	0.36	0.04	0.10	0.01	0.02	0.02
Gd	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.05	0.03	0.04
Tb	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02
Dy	0.04	0.08	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01
Ho	0.02	0.10	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
Er	0.04	0.05	0.02	0.02	0.07	0.01	0.01
Yb	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.05	0.08
Lu	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Total REE	0.57	1.09	0.75	0.63	1.87	0.68	4.76
La _N /Lu _N	0.75	2.51	2.08	0.49	4.13	0.61	9.09
Li	852	1940	847	992	543	778	895
Ti	6347	721	5032	6291	1785	2016	1879
V	199	121	189	206	6.43	6.15	7.95
Cr	21.5	31.2	54.0	37.2	32.8	49.7	69.1
Rb	589	943	585	551	892	951	955
Sr	5.17	4.56	9.05	6.46	28.4	4.48	8.09
Y	0.04	0.03	0.06	0.12	0.11	0.07	0.28
Zr	2.33	0.26	2.60	3.64	4.80	5.05	4.33
Nb	173	13.0	147	179	212	323	348
Ba	131	571	118	137	59.2	14.5	22.8
Hf	0.25	0.13	0.18	0.23	0.59	0.76	0.64

n.d. – не определено

Таблица Б.6 – Состав плагиоклаза из гранитоидов Белокурухинского массива по редким и редкоземельным элементам (ppm)

Фаза № обр	Плагиоклаз из первой фазы			Плагиоклаз из второй фазы				
	202013-15	202013-16	202013-22	202016-26	202016-28	ТН1-2-6	ТН1-2-7	ТН1-2-9
La	4.09	8.78	2.24	3.79	2.27	1.49	0.40	0.16
Ce	3.88	8.98	1.99	5.75	3.23	2.39	0.47	0.27
Pr	0.18	0.49	0.09	0.43	0.25	0.17	0.06	0.01
Nd	0.45	1.44	0.23	1.28	0.73	0.60	0.25	0.04
Sm	0.09	0.09	0.04	0.27	0.08	0.13	0.06	0.02
Eu	0.10	0.49	0.08	0.65	0.44	0.40	0.04	0.13
Gd	0.05	0.13	0.03	0.15	0.10	0.07	0.19	0.03
Dy	0.02	0.03	0.01	0.09	0.08	0.04	0.03	0.01
Er	0.04	0.10	0.00	0.07	0.05	0.01	0.04	0.02
Yb	0.00	n.d.	n.d.	0.06	0.03	0.01	0.01	0.02
Lu	n.d.	0.01	n.d.	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total REE	8.92	20.5	4.72	12.5	7.26	5.30	1.57	0.72
La _N /Lu _N	n.d.	124	n.d.	90.3	35.2	41.5	10.3	4.26
Eu/Eu*	4.13	13.5	6.84	9.85	15.8	n.d.	n.d.	n.d.
Li	0.05	0.19	0.34	1.05	0.66	2.49	8.34	0.33
Ti	22.4	34.1	17.4	20.8	30.0	23.1	11.8	8.84
V	7.72	8.21	9.45	12.1	13.1	11.4	13.2	11.7
Cr	4.39	9.90	6.21	5.44	14.3	9.18	5.53	4.70
Rb	0.44	7.75	1.57	2.39	0.90	6.54	8.83	4.44
Sr	546	611	467	156	162	168	257	46.9
Y	0.11	0.14	0.06	0.42	0.25	0.21	0.26	0.03
Zr	0.54	0.76	1.23	0.10	0.49	4.01	5.73	0.51
Nb	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.25	0.31	0.05
Ba	20.5	43.6	24.4	8.20	9.70	17.0	21.7	3.10

n.d. – не определено

Продолжение таблицы Б.6

Фаза № обр	Плагиоклаз из третьей фазы							
	20203-2-4	20203-2-5	2424-22	2424-32	2424-28	ТН3-1-12	ТН3-1-13	ТН3-1-14
La	1.95	2.09	2.58	0.87	3.22	0.98	2.65	3.36
Ce	2.96	3.00	4.03	0.34	4.61	1.40	4.38	5.99
Pr	0.21	0.21	0.31	0.27	0.37	0.10	0.36	0.45
Nd	0.79	0.51	0.98	0.89	1.12	0.36	1.18	1.38
Sm	0.16	0.07	0.16	0.03	0.35	0.13	0.25	0.28
Eu	0.42	0.62	0.52	0.06	1.12	0.17	0.39	0.42
Gd	0.16	0.12	0.25	0.08	0.10	0.01	0.07	0.09
Dy	0.04	0.04	0.06	0.05	0.10	0.03	0.10	0.10
Er	0.03	0.04	0.08	0.02	0.08	0.04	0.05	0.04
Yb	0.01	n.d.	0.03	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03
Lu	0.00	n.d.	0.00	n.d.	0.01	0.01	0.00	0.01
Total REE	6.72	6.7	9.00	2.63	11.1	3.28	9.47	12.2
La _N /Lu _N	57.6	n.d.	71.8	n.d.	53.1	12.1	62.8	52.4
Eu/Eu*	7.83	19.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	0.34	0.20	0.63	2.02	0.30	0.87	0.35	0.53
Ti	16.2	8.78	21.5	6.69	20.0	17.0	21.8	25.0
V	11.1	10.4	12.5	11.2	10.9	13.0	12.4	11.8
Cr	21.7	12.4	22.2	24.7	18.2	19.5	6.55	139
Rb	5.38	5.22	4.05	11.2	13.7	4.68	4.82	5.17
Sr	166	231	185	242	325	93.9	138	133
Y	0.19	0.12	0.33	0.40	0.31	0.18	0.26	0.31
Zr	0.92	0.70	0.38	1.33	0.47	0.23	0.10	0.37
Nb	0.05	0.01	0.03	0.05	0.02	0.05	0.01	0.07
Ba	8.34	10.0	11.4	38.3	25.0	8.15	5.99	9.02

n.d. – не определено

Таблица Б.7 – Состав калиевого полевого шпата из гранитоидов Белокурихинского массива по редким и редкоземельным элементам (ppm)

Фаза	Калиевый полевой шпат из первой фазы			Калиевый полевой шпат из второй фазы			
	№ обр	202013-12	202013-13	202013-21	202016-25	202016-29	202016-34
La		1.92	1.04	0.44	1.78	0.83	2.12
Ce		2.25	0.69	0.17	1.11	0.65	0.73
Pr		0.07	0.06	0.01	0.05	0.02	0.02
Nd		0.31	0.27	0.02	0.14	0.06	0.07
Sm		0.25	0.06	n.d.	n.d.	0.05	0.03
Eu		1.61	0.86	0.81	0.80	0.43	0.54
Gd		0.20	0.09	0.02	0.01	0.05	n.d.
Dy		0.46	0.31	0.24	0.08	0.11	0.24
Er		0.23	0.24	0.16	0.09	0.05	0.19
Yb		0.11	0.05	0.04	0.02	0.05	0.04
Lu		0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Total REE		7.84	4.03	2.18	4.19	2.37	4.24
La _N /Lu _N		11.1	4.93	2.69	23.9	14.1	22.5
Eu/Eu*		22.0	35.2	n.d.	n.d.	27.7	n.d.
Li		1.99	0.38	0.51	41.6	22.6	27.2
Ti		108	59.4	57.6	41.7	52.7	71.9
V		0.68	3.57	0.86	1.21	3.04	1.56
Cr		7.53	2.60	1.92	6.51	30.7	10.2
Rb		317	243	308	477	484	434
Sr		634	381	481	275	166	109
Y		0.33	0.15	0.05	0.76	0.05	0.02
Zr		0.42	0.24	0.05	0.65	0.41	0.46
Nb		0.12	0.06	0.01	0.01	0.04	0.01
Ba		3440	2555	2006	618	478	2110

n.d. – не определено

Продолжение таблицы Б.7

Фаза № обр	Калиевый полевой шпат из третьей фазы				
	202015-39	202015-43	202015-35	202015-43D	20203-2-8
La	0.90	0.18	0.79	0.26	0.83
Ce	1.02	0.25	0.88	0.26	0.83
Pr	0.05	0.02	0.03	0.03	0.06
Nd	0.11	0.03	0.10	0.06	0.09
Sm	n.d.	0.03	0.04	0.02	0.02
Eu	0.04	0.02	0.03	0.03	0.36
Gd	0.04	0.04	0.07	0.00	n.d.
Dy	0.03	n.d.	0.05	0.00	0.03
Er	0.08	n.d.	0.04	0.01	0.04
Yb	0.12	n.d.	n.d.	n.d.	0.02
Lu	0.01	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
Total REE	2.41	0.58	2.04	0.68	2.30
La _N /Lu _N	2.32	n.d.	7.84	n.d.	n.d.
Eu/Eu*	n.d.	1.71	1.50	8.64	n.d.
Li	25.0	24.5	31.1	23.6	13.6
Ti	16.7	16.2	27.5	17.7	25.4
V	0.87	1.67	1.05	1.49	0.73
Cr	21.4	72.2	58.4	56.9	27.9
Rb	876	890	997	879	629
Sr	4.86	3.81	6.54	4.54	167
Y	0.19	0.01	0.18	0.01	0.03
Zr	1.37	0.24	0.56	1.30	0.43
Nb	0.07	0.05	1.68	0.06	0.03
Ba	5.31	3.12	7.19	3.26	216

n.d. – не определено

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Состав и возраст циркона и титанита

Таблица В.1 – Состав по редким элементам (ppm) циркона из гранитоидов Белокурихинского массива

	Циркон из первой фазы (обр. 202013)							
	1	3	7	8	10	14	15	2
La	15.8	21.6	0.83	11.0	0.40	1.75	3.07	156
Ce	147	338	70.3	104	77.8	85.4	83.8	867
Pr	6.51	17.0	1.25	9.49	0.84	1.77	2.12	92.9
Nd	31.9	106	15.0	31.9	11.1	14.4	12.9	501
Sm	20.0	31.2	19.4	14.0	17.7	22.2	5.80	149
Eu	3.43	3.59	4.79	1.31	3.91	2.00	0.83	20.9
Gd	69.9	78.0	72.0	22.5	70.6	97.4	13.5	166
Dy	247	151	209	99.5	250	392	47.3	168
Er	464	328	392	232	536	765	129	274
Yb	860	682	631	455	978	1325	330	605
Lu	131	116	103	74.3	159	220	56.7	96.9
Li	14.2	10.9	0.55	6.90	0.68	11.3	10.2	15.4
P	446	304	297	369	314	579	155	276
Ca	1171	194	59.2	251	64.8	147	58.8	491
Ti	81.9	152	26.1	52.6	20.5	44.0	21.0	222
Sr	10.4	2.36	0.69	1.16	0.92	1.50	0.80	5.85
Y	2403	1723	2037	1192	2823	4325	646	1484
Nb	161	99.6	79.1	43.6	70.7	171	91.5	76.0
Ba	2.52	4.97	1.24	2.21	2.11	2.90	2.96	9.58
Hf	10315	11487	10714	13606	13003	12355	12944	13266
Th	614	518	130	200	378	966	342	876
U	852	1575	216	624	550	1792	984	4046
Th/U	0.72	0.33	0.60	0.32	0.69	0.54	0.35	0.22
Eu/Eu*	0.28	0.22	0.39	0.23	0.34	0.13	0.28	0.41
Ce/Ce*	3.51	4.26	16.8	2.46	32.8	11.7	7.94	1.74
ΣREE	1998	1872	1518	1054	2106	2927	685	3096
ΣLREE	202	482	87.3	157	90.1	103	102	1617
ΣHREE	1773	1355	1407	883	1994	2800	576	1310
Lu _N /La _N	80.0	51.6	1197	64.8	3879	1209	178	5.99
Lu _N /Gd _N	15.2	12.0	11.5	26.7	18.2	18.3	33.9	4.73
Sm _N /La _N	2.03	2.31	37.6	2.03	71.8	20.3	3.02	1.53
T(Ti), °C	970	1058	835	914	811	893	813	1117

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из первой фазы (обр. 202013)					Циркон из второй фазы (обр. TH1-2)				
	4	5	6	12	13	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1
La	32.8	65.3	70.5	11.2	107	0.31	2.63	1.23	2.43	0.26
Ce	202	337	477	145	430	77.2	50.8	87.1	105	37.2
Pr	20.6	32.5	61.9	5.95	47.6	0.72	1.48	0.91	2.34	0.43
Nd	115	174	318	36.6	211	5.91	11.7	6.98	21.5	7.45
Sm	33.9	62.5	99.1	23.0	80.3	10.5	13.3	10.4	20.3	12.4
Eu	4.34	8.08	14.5	4.19	9.67	1.28	2.67	2.44	4.09	2.58
Gd	32.0	55.6	93.4	65.6	90.0	47.9	49.9	48.6	83.4	56.0
Dy	31.3	48.0	85.3	213	74.3	176	169	179	292	190
Er	52.2	72.6	99.3	388	137	373	319	371	551	371
Yb	151	166	208	701	278	744	560	684	970	599
Lu	31.0	37.3	39.4	113	46.9	123	91.5	111	164	94.9
Li	11.3	17.0	9.53	3.54	12.1	7.90	0.72	10.1	4.92	0.17
P	129	158	216	389	145	195	353	284	718	296
Ca	278	235	730	181	293	2.91	235	21.4	594	1.99
Ti	74.0	115	196	43.8	149	11.5	39.1	16.2	47.8	24.5
Sr	1.62	2.20	21.1	1.24	3.59	0.72	1.63	0.72	1.00	0.68
Y	252	410	629	2180	659	1924	1665	1982	3132	1998
Nb	71.6	56.2	-	64.7	161	60.2	33.1	75.1	31.2	24.0
Ba	4.08	5.28	6.50	3.28	8.50	2.07	1.19	0.75	1.96	1.50
Hf	13227	12731	14670	10959	13386	12294	10632	12409	11452	10821
Th	215	339	507	335	435	552	128	336	565	151
U	1741	1752	1715	824	1732	1036	218	586	964	244
Th/U	0.12	0.19	0.30	0.41	0.25	0.53	0.59	0.57	0.59	0.62
Eu/Eu*	0.40	0.42	0.46	0.33	0.35	0.17	0.32	0.33	0.30	0.30
Ce/Ce*	1.87	1.77	1.74	4.31	1.46	39.2	6.24	19.9	10.6	26.9
Σ REE	706	1059	1565	1707	1512	1560	1272	1502	2216	1371
Σ LREE	370	609	927	199	796	84.1	66.7	96.2	131	45.3
Σ HREE	298	380	525	1481	626	1464	1189	1393	2060	1311
Lu _N /La _N	9.10	5.50	5.39	97.3	4.21	3773	335	868	650	3530
Lu _N /Gd _N	7.83	5.42	3.41	13.9	4.21	20.7	14.8	18.5	15.9	13.7
Sm _N /La _N	1.65	1.53	2.25	3.30	1.20	53.5	8.12	13.5	13.4	76.8
T(Ti),°C	957	1016	1097	893	1054	756	880	787	903	829

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из второй фазы (обр. ТН2-1)							
	6.1	1.2	3.2	5.2	6.2	7	8	9
La	0.13	49.8	5.18	16.7	6.91	8.70	6.68	2.98
Ce	50.7	302	104	309	80.5	138	89.2	45.3
Pr	0.34	29.3	5.01	14.4	6.80	9.36	5.86	2.52
Nd	4.98	204	29.4	90.3	46.7	64.6	31.4	14.6
Sm	8.40	113	20.5	51.1	38.5	41.8	27.2	11.7
Eu	2.02	10.5	2.14	5.94	4.19	5.82	2.52	1.13
Gd	39.0	174	47.0	104	81.0	81.5	74.3	41.3
Dy	138	267	147	297	199	205	270	171
Er	292	390	307	676	340	378	547	398
Yb	549	637	689	1629	624	803	1095	775
Lu	93.8	100	127	286	102	131	188	126
Li	2.53	54.5	33.0	26.5	35.8	45.4	130	68.0
P	371	5804	248	513	494	448	988	500
Ca	1.56	9371	46.5	59.1	110	74.4	330	47.2
Ti	22.5	271	20.5	69.0	127	212	209	49.7
Sr	0.53	6.92	1.21	2.68	2.01	1.39	2.56	1.15
Y	1560	2255	1815	3673	1927	2225	3051	1979
Nb	22.0	88.6	59.1	81.9	57.4	78.9	71.6	55.1
Ba	1.20	6.78	2.39	3.10	4.13	3.58	3.87	2.89
Hf	10450	14113	14752	14947	15670	14660	16997	18687
Th	182	1753	741	1926	921	1078	1298	771
U	312	2887	2757	5294	3204	4029	7482	4907
Th/U	0.58	0.61	0.27	0.36	0.29	0.27	0.17	0.16
Eu/Eu*	0.34	0.23	0.21	0.25	0.23	0.30	0.17	0.16
Ce/Ce*	57.1	1.91	4.94	4.83	2.84	3.69	3.45	3.99
ΣREE	1178	2277	1482	3479	1530	1867	2338	1589
ΣLREE	56.2	584	144	431	141	220	133	65.4
ΣHREE	1111	1569	1316	2991	1347	1599	2175	1511
Lu _N /La _N	6719	19.4	236	165	142	145	271	407
Lu _N /Gd _N	19.5	4.66	21.8	22.3	10.2	13.0	20.5	24.8
Sm _N /La _N	100	3.64	6.34	4.92	8.90	7.69	6.51	6.30
T(Ti),°C	820	1151	811	948	1031	1109	1108	907

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из второй фазы (обр. ТН2-1)				Циркон из третьей фазы (обр. 2424)				
	10	4.2	11	2.2	4	8	11	13	16
La	12.5	0.26	0.69	1145	14.4	10.6	7.22	3.02	47.6
Ce	143	50.8	51.1	4343	67.6	91.0	51.2	28.8	225
Pr	13.1	0.18	0.53	314	12.9	8.87	5.46	1.98	38.7
Nd	86.3	1.93	4.12	1357	84.3	54.6	32.4	13.9	246
Sm	56.0	5.84	5.91	290	40.5	35.7	18.4	7.11	119
Eu	5.36	0.48	1.01	9.99	3.14	4.15	2.40	1.15	17.0
Gd	107	36.8	28.4	375	65.8	66.7	40.2	21.1	165
Dy	294	173	108	215	207	190	140	97.7	259
Er	570	363	235	368	464	381	308	250	416
Yb	1127	742	439	741	1274	767	635	548	827
Lu	176	129	73.9	123	223	124	97.5	95.6	133
Li	77.9	60.4	12.2	51.8	120	53.3	41.8	38.3	71.0
P	1033	268	286	1448	1044	510	432	233	520
Ca	118	1.70	6.51	275	147	32.7	37.8	9.64	174
Ti	245	5.46	19.9	184	30.5	14.6	26.3	8.79	104
Sr	2.36	0.88	0.59	5.14	2.71	1.33	1.51	0.88	2.95
Y	3149	1937	1240	2058	2518	2064	1775	1260	2490
Nb	73.7	60.5	29.3	75.9	70.1	50.7	52.8	46.1	82.6
Ba	4.71	0.65	1.71	27.6	2.20	1.82	1.50	1.70	2.92
Hf	18858	17279	12699	15818	29511	16071	14731	18064	17516
Th	1557	1633	282	1229	712	1144	548	352	871
U	6607	5761	1085	2746	8112	5095	3326	2963	4445
Th/U	0.24	0.28	0.26	0.45	0.09	0.22	0.16	0.12	0.20
Eu/Eu*	0.21	0.10	0.24	0.09	0.19	0.26	0.27	0.29	0.37
Ce/Ce*	2.69	57.5	20.5	1.75	1.20	2.28	1.97	2.84	1.27
ΣREE	2590	1503	948	9280	2457	1734	1338	1069	2492
ΣLREE	255	53.2	56.5	7158	179	165	96.3	47.6	557
ΣHREE	2274	1443	885	1822	2234	1529	1221	1013	1799
Lu _N /La _N	135	4822	1034	1.04	149	113	130	305	27.0
Lu _N /Gd _N	13.3	28.4	21.0	2.66	27.5	15.0	19.6	36.6	6.56
Sm _N /La _N	7.15	36.3	13.7	0.41	4.49	5.42	4.09	3.77	3.99
T(Ti),°C	1134	692	807	1087	852	777	836	732	1002

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из третьей фазы (обр. 2424)									
	18	20	1	10	12	15	17	2	3	5
La	6.43	36.7	0.15	0.36	0.27	1.11	0.72	13.7	9.03	9.78
Ce	54.5	197	34.2	38.9	12.9	41.8	72.0	57.2	101	37.8
Pr	5.17	30.2	0.22	0.24	0.09	0.64	0.43	10.8	7.33	7.60
Nd	35.9	184	1.10	2.06	0.32	4.56	3.91	60.8	59.9	57.7
Sm	22.5	84.6	1.40	3.36	0.71	5.70	5.81	20.4	38.9	29.1
Eu	2.92	6.73	0.31	0.54	0.13	1.18	1.08	2.25	4.82	2.18
Gd	64.3	138	6.95	12.8	4.86	23.4	28.4	27.4	85.3	52.7
Dy	231	312	33.4	50.9	26.3	84.9	104	49.1	196	95.9
Er	491	636	81.3	123	76.5	179	212	103	343	133
Yb	1032	1535	191	250	183	334	397	348	603	227
Lu	162	237	32.8	41.6	33.2	56.2	65.3	72.0	94.3	36.7
Li	79.5	107	6.23	3.67	9.47	3.23	7.61	29.9	9.78	21.8
P	767	745	148	174	108	248	189	29.6	347	104
Ca	66.0	88.0	7.72	5.84	3.43	51.9	38.6	35.7	96.5	30.2
Ti	16.2	27.5	12.3	17.5	5.3	26.6	13.5	19.4	33.3	69.1
Sr	1.65	2.63	b.d.l.	0.54	0.37	0.89	0.63	0.77	1.35	0.91
Y	2710	3541	451	634	486	1006	1131	650	2030	872
Nb	54.3	61.6	155	46.2	28.5	32.5	30.6	74.0	76.0	47.8
Ba	1.72	2.56	2.05	1.22	1.49	1.79	1.81	2.34	2.09	6.21
Hf	18446	21061	13519	11905	12307	10007	11058	20302	10303	11777
Th	881	1108	70.9	76.7	122	92.1	196	467	894	332
U	6356	7832	243	186	760	168	514	1684	1060	825
Th/U	0.14	0.14	0.29	0.41	0.16	0.55	0.38	0.28	0.84	0.40
Eu/Eu*	0.23	0.19	0.30	0.25	0.21	0.31	0.26	0.29	0.25	0.17
Ce/Ce*	2.29	1.43	45.7	31.9	20.4	12.0	31.1	1.14	2.99	1.06
ΣREE	2107	3398	382	524	338	733	890	764	1543	690
ΣLREE	102	448	35.6	41.5	13.5	48.1	77.1	142	177	113
ΣHREE	1980	2858	345	479	324	678	806	599	1322	546
Lu _N /La _N	243	62.1	2154	1123	1180	490	871	50.5	101	36.2
Lu _N /Gd _N	20.4	13.9	38.2	26.4	55.3	19.4	18.6	21.2	8.95	5.64
Sm _N /La _N	5.61	3.69	15.3	15.1	4.22	8.25	12.9	2.38	6.90	4.77
T(Ti),°C	787	841	762	795	690	837	770	805	861	948

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из третьей фазы (обр. 2424)					Циркон из третьей фазы (обр. ТНЗ-1)				
	6	19	7	14	9	6	7.1	1.1	3	4
La	10.8	15.7	4.19	8.86	3.93	1.30	0.18	2.85	10.7	11.1
Ce	51.7	106	74.1	350	88.3	116	69.5	38.9	75.3	198
Pr	9.24	13.0	4.12	9.05	2.75	1.16	0.25	2.11	11.5	7.68
Nd	62.0	92.5	27.5	82.7	22.4	9.11	2.42	11.3	64.1	47.2
Sm	28.8	48.9	19.7	70.0	26.8	9.58	4.41	10.5	35.1	26.6
Eu	5.48	4.33	3.05	7.81	2.89	1.97	0.74	0.81	4.55	3.15
Gd	50.5	78.2	51.0	212	89.6	36.8	22.1	47.2	73.0	65.7
Dy	123	98.3	187	598	245	147	97.5	229	258	186
Er	184	149	371	1058	424	251	221	491	555	429
Yb	338	348	696	1759	697	481	437	989	1142	924
Lu	53.9	67.8	110	279	107	96.5	71.7	149	190	151
Li	22.7	13.3	37.3	19.7	16.2	25.5	7.02	94.1	59.0	32.0
P	300	107	298	661	464	305	209	594	739	241
Ca	32.0	53.6	63.7	103	187	86.1	5.39	82.7	128	23.7
Ti	25.9	17.2	11.6	38.1	27.1	30.7	12.6	159	166	21.5
Sr	0.99	1.24	1.09	2.23	1.46	0.94	0.44	1.29	2.36	1.22
Y	1239	918	2129	6234	2436	1612	1118	2604	2934	2201
Nb	53.4	32.5	62.0	70.5	42.6	58.6	44.3	69.2	83.0	87.6
Ba	2.06	1.67	1.84	3.20	3.04	4.33	1.97	2.62	3.97	4.06
Hf	14546	11982	13212	10276	11515	10004	11955	15804	18658	12864
Th	346	536	496	2469	948	1148	215	615	705	1866
U	1722	959	2828	1952	1730	1217	539	5516	4311	3638
Th/U	0.20	0.56	0.18	1.26	0.55	0.94	0.40	0.11	0.16	0.51
Eu/Eu*	0.44	0.21	0.29	0.20	0.18	0.32	0.23	0.11	0.27	0.23
Ce/Ce*	1.26	1.80	4.32	9.45	6.50	22.9	77.8	3.83	1.64	5.19
ΣREE	917	1021	1548	4434	1710	1151	927	1972	2419	2050
ΣLREE	134	227	110	450	117	128	72.4	55.1	162	264
ΣHREE	749	741	1415	3906	1563	1012	850	1905	2218	1756
Lu _N /La _N	48.3	41.6	254	303	262	717	3747	504	171	131
Lu _N /Gd _N	8.63	7.01	17.5	10.7	9.65	21.2	26.2	25.6	21.0	18.6
Sm _N /La _N	4.29	4.98	7.55	12.7	10.9	11.8	38.4	5.89	5.25	3.83
T(Ti),°C	835	793	756	876	839	853	764	1065	1071	815

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из третьей фазы (обр. ТНЗ-1)						Циркон из третьей фазы (обр. 2016-5)			
	5	8	1x	3x	10x	2	1	3	6	7
La	2.43	29.3	23.7	83.6	19.5	3450	0.08	8.17	1.87	5.87
Ce	30.2	216	109	342	65.3	9125	35.2	62.3	35.8	35.1
Pr	2.70	33.9	11.7	44.1	10.1	867	0.18	4.86	0.86	2.92
Nd	17.0	190	59.4	237	55.1	3426	1.35	26.7	5.33	17.4
Sm	13.7	105	40.0	154	36.5	627	3.73	20.2	5.46	13.3
Eu	1.40	12.1	5.59	17.7	4.54	13.4	0.34	1.04	0.56	0.75
Gd	42.0	183	75.2	267	76.7	972	20.6	43.4	22.4	28.2
Dy	180	466	267	689	335	422	100	131	95.3	99.5
Er	402	761	493	822	751	649	238	275	220	230
Yb	836	1490	1624	2118	2553	1275	473	567	445	503
Lu	137	225	268	329	412	215	78.7	91.2	72.6	85.6
Li	60.4	119	119	81.4	157	99.6	2.15	3.44	2.39	2.94
P	593	1316	1146	1699	1991	3008	193	213	227	155
Ca	34.0	392	522	1488	187	369	0.71	42.3	63.0	37.5
Ti	36.9	892	33.1	137	14.6	87.5	7.45	30.0	19.2	31.9
Sr	1.18	5.23	9.19	20.9	4.52	6.33	0.41	1.55	0.61	1.14
Y	2136	4830	2776	5456	4068	3376	1172	1470	1130	1149
Nb	47.9	181	59.7	173	52.5	85.5	72.8	65.6	23.4	42.5
Ba	2.10	12.3	13.2	29.9	9.42	46.5	1.07	2.65	1.75	1.54
Hf	16126	18342	34201	27348	31837	19498	13915	14143	12732	14521
Th	534	1920	117	1102	129	2181	189	306	190	510
U	3947	9121	7263	7307	14196	7320	716	1335	675	1230
Th/U	0.14	0.21	0.02	0.15	0.01	0.30	0.26	0.23	0.28	0.41
Eu/Eu*	0.18	0.27	0.31	0.27	0.26	0.05	0.12	0.11	0.15	0.12
Ce/Ce*	2.85	1.66	1.58	1.36	1.13	1.28	72.9	2.39	6.84	2.05
ΣREE	1664	3714	2978	5103	4319	21040	952	1232	905	1022
ΣLREE	52.3	470	203	707	150	16867	36.8	102	43.8	61.3
ΣHREE	1596	3126	2729	4224	4128	3533	911	1108	856	947
Lu _N /La _N	542	74.1	109	37.9	204	0.60	9773	108	373	141
Lu _N /Gd _N	26.3	9.94	28.9	10.0	43.4	1.79	30.9	17.0	26.3	24.5
Sm _N /La _N	9.02	5.76	2.70	2.96	3.00	0.29	77.0	3.95	4.67	3.62
T(Ti),°C	873	1393	861	1042	777	979	718	850	804	857

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из третьей фазы (обр. 2016-5)								
	8	10	2	4	5	9	13	11	12
La	0.07	0.09	1.70	5.33	15.8	0.57	274	24.3	11.6
Ce	30.0	30.7	44.5	42.9	94.6	15.5	985	80.8	80.4
Pr	0.09	0.11	1.26	3.28	10.2	0.42	158	16.1	7.07
Nd	1.00	1.16	7.09	17.2	58.4	2.46	918	86.5	40.1
Sm	2.35	2.75	6.60	13.7	32.5	2.70	509	54.3	30.4
Eu	0.30	0.28	0.33	0.56	1.46	0.16	24.4	2.39	2.01
Gd	14.8	16.8	30.7	35.5	54.7	12.8	621	87.4	58.5
Dy	68.4	83.3	134	146	171	68.1	898	192	190
Er	164	219	317	325	313	177	980	265	378
Yb	325	466	640	653	631	366	1769	432	732
Lu	55.9	77.0	105	109	105	63.2	274	65.2	118
Li	1.39	1.64	8.16	3.40	3.45	1.65	7.32	2.88	2.40
P	190	210	231	218	210	95.2	14874	433	300
Ca	1.06	0.49	10.3	28.9	88.2	3.46	22974	94.4	76.6
Ti	9.02	7.42	12.6	20.4	64.5	4.02	599	128	37.2
Sr	0.35	0.51	0.69	1.15	1.87	0.53	36.4	2.20	1.54
Y	844	1059	1633	1656	1655	843	5718	1608	2044
Nb	24.5	43.1	51.6	65.9	80.9	25.0	213	89.9	56.1
Ba	1.11	0.87	0.81	1.73	2.59	0.84	21.5	3.93	2.55
Hf	13119	13688	14340	15969	13964	15929	14418	14800	13470
Th	114	179	523	542	464	276	1236	210	474
U	378	752	1834	2444	2077	1510	4789	3343	2212
Th/U	0.30	0.24	0.29	0.22	0.22	0.18	0.26	0.06	0.21
Eu/Eu*	0.16	0.13	0.07	0.08	0.11	0.08	0.13	0.11	0.15
Ce/Ce*	89.9	75.8	7.34	2.48	1.80	7.66	1.14	0.99	2.15
ΣREE	662	898	1289	1351	1488	708	7410	1307	1648
ΣLREE	31.1	32.0	54.5	68.7	179	18.9	2335	208	139
ΣHREE	628	863	1227	1268	1276	686	4542	1042	1476
Lu _N /La _N	7528	8321	594	197	64.3	1076	9.63	25.9	98.3
Lu _N /Gd _N	30.5	37.1	27.7	24.9	15.6	40.0	3.57	6.04	16.4
Sm _N /La _N	52.6	49.5	6.21	4.10	3.30	7.64	2.97	3.58	4.19
T(Ti),°C	734	717	763	810	939	668	1304	1032	874

Продолжение таблицы В.1

	Циркон из третьей фазы (обр. 2016-5)		
	14	15	16
La	22.7	952	0.17
Ce	128	3789	12.4
Pr	6.37	590	0.20
Nd	33.7	3261	3.35
Sm	23.9	1985	6.42
Eu	2.42	86.4	1.22
Gd	92.8	2318	35.7
Dy	326	3422	149
Er	664	2826	354
Yb	1127	5130	668
Lu	174	726	116
Li	4.71	2.61	0.73
P	459	3080	199
Ca	37.4	4255	0.83
Ti	19.2	2002	7.91
Sr	2.79	82.9	0.57
Y	3816	15787	1783
Nb	31.9	1060	12.7
Ba	2.15	110	0.84
Hf	9535	19267	11527
Th	1447	2000	157
U	1279	10264	422
Th/U	1.13	0.19	0.37
Eu/Eu*	0.16	0.12	0.25
Ce/Ce*	2.59	1.22	16.4
Σ REE	2602	25087	1347
Σ LREE	191	8593	16.2
Σ HREE	2384	14422	1323
Lu _N /La _N	74.0	7.34	6601
Lu _N /Gd _N	15.2	2.53	26.3
Sm _N /La _N	1.69	3.34	60.7
T(Ti),°C	804	1609	723

Таблица В.2 – U-Pb возраст циркона из гранитоидов Белокурихинского массива

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
Первая фаза (обр. 202013)											
1	0.34	448	561	1.30	14.0	230	0.252	3.8	0.036	2.3	0.612
3	0.98	618	307	0.51	19.7	233	0.260	4.2	0.037	2.3	0.544
10	0.13	288	268	0.96	9.49	242	0.264	3.7	0.038	2.3	0.630
14	0.12	1101	805	0.76	36.9	246	0.274	2.7	0.039	2.3	0.833
15	0.18	440	226	0.53	14.5	243	0.269	3.4	0.038	2.3	0.677
7	0.29	124	96.5	0.80	4.26	252	0.286	5.2	0.040	2.5	0.474
8	0.30	369	146	0.41	12.6	250	0.278	3.8	0.040	2.3	0.605
9	2.33	2908	1479	0.53	82.2	204	0.219	6.1	0.032	2.3	0.374
2	16.8	2125	700	0.34	37.4	109	0.124	16	0.017	2.4	0.153
4	4.63	627	92.9	0.15	10.3	116	0.118	11	0.018	2.4	0.214
5	5.01	906	140	0.16	16.4	128	0.131	12	0.020	2.4	0.198
6	3.84	609	118	0.20	10.4	122	0.133	10	0.019	2.4	0.239
12	13.6	518	259	0.52	9.57	119	0.125	30	0.019	2.7	0.088
13	28.5	860	125	0.15	18.1	112	0.133	63	0.017	3.2	0.051
11	34.3	2325	742	0.33	18.5	39	0.059	30	0.006	2.9	0.095
Вторая фаза (обр. ТН1-2)											
1.1	0.20	475	443	0.96	15.9	246	0.274	2.3	0.039	0.6	0.259
2.1	0.35	137	106	0.80	4.57	244	0.295	5.2	0.039	0.8	0.148
3.1	-	374	327	0.90	12.7	249	0.289	3.1	0.039	0.9	0.306
4.1	0.24	498	446	0.92	16.8	249	0.270	2.6	0.039	0.6	0.226
5.1	0.44	154	126	0.85	5.12	244	0.293	5.1	0.039	0.8	0.153
6.1	-	187	151	0.83	6.32	248	0.281	3.5	0.039	0.7	0.196
1.2	7.65	1292	1226	0.98	41.4	235	0.268	11	0.037	2.2	0.196
2.2	10.6	1287	458	0.37	45.4	259	0.298	36	0.041	2.7	0.074

Продолжение таблицы В.2

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
Вторая фаза (обр. ТН1-2)											
3.2	0.60	1959	694	0.37	67.1	251	0.295	4.0	0.040	1.7	0.410
4.2	0.03	3444	1407	0.42	132	281	0.316	0.8	0.045	0.5	0.634
5.2	0.46	3303	1763	0.55	123	273	0.319	1.6	0.043	1.0	0.642
6.2	0.59	1411	561	0.41	45.1	236	0.261	2.7	0.037	1.6	0.589
Третья фаза (обр. 2424)											
2	1.20	1344	509	0.39	45.5	246	0.278	5.4	0.039	10	0.185
9	1.32	1125	1049	0.96	38.2	246	0.275	3.7	0.039	1	0.282
3	2.38	309	159	0.53	10.8	251	0.282	8.3	0.039	1.2	0.151
5	1.61	754	55	0.07	25.2	241	0.269	3.9	0.038	1	0.269
6	1.69	792	206	0.27	26.3	240	0.269	4.1	0.038	1.1	0.264
10	3.18	137	68	0.51	4.82	250	0.28	12	0.039	1.6	0.136
12	4.12	273	71	0.27	9.35	241	0.26	12	0.038	1.4	0.119
15	3.72	124	88	0.74	4.3	246	0.283	14	0.039	1.9	0.14
17	1.21	528	251	0.49	18.2	250	0.276	4.2	0.39	1.2	0.275
1	3.21	160	60	0.39	5.76	257	0.296	11	0.04	1.6	0.144
19	5.73	410	263	0.66	13.8	233	0.273	11	0.037	1.2	0.112
Третья фаза (обр. ТН3-1, шайба М2974)											
1	1.85	9309	120	0.01	354	274	0.314	2.3	0.043	0.7	0.305
2	0.00	708	237	0.35	129	1241	2.377	1.3	0.212	0.7	0.535
3	6.69	5873	618	0.11	222	259	0.291	6.8	0.041	1.1	0.156
4	1.17	479	176	0.38	119	1623	4.028	1.3	0.286	0.7	0.584

Продолжение таблицы В.2

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
Третья фаза (обр. ТНЗ-1, шайба М2974)											
5	0.01	473	294	0.64	142	1928	5.581	0.9	0.349	0.7	0.824
6	1.52	428	73.4	0.18	60.3	965	1.582	2.2	0.162	0.8	0.358
7	0.00	196	71.2	0.38	32.4	1134	2.093	1.4	0.192	0.8	0.573
8	0.08	125	97.9	0.81	31.2	1643	4.031	1.4	0.290	0.9	0.615
9	0.09	117	98.8	0.87	27.4	1546	3.594	1.5	0.271	0.9	0.583
10	0.03	10283	91.2	0.01	375	268	0.295	0.8	0.042	0.7	0.813
11	3.98	240	263	1.13	37.5	1037	2.186	3.0	0.175	0.9	0.296
Третья фаза (обр. ТНЗ-1, шайба М3066)											
1.1	0.04	3540	445	0.13	126	262	0.293	2.0	0.041	1.9	0.930
2.1	0.16	1819	273	0.16	64.7	261	0.292	2.5	0.041	1.9	0.753
3.1	0.82	2248	498	0.23	79.8	259	0.295	2.7	0.041	2.0	0.751
4.1	0.05	1509	1035	0.71	51.5	251	0.278	2.2	0.040	1.9	0.849
5.1	0.12	5643	319	0.06	198	257	0.287	2.0	0.041	1.9	0.943
6.1	0.05	805	1156	1.49	26.8	245	0.273	2.5	0.039	1.9	0.765
7.1	0.24	397	133	0.35	12.5	232	0.258	3.8	0.037	2.0	0.517
8.1	0.96	6617	1354	0.21	233	256	0.285	2.8	0.041	1.9	0.668
9.1	0.08	397	69.4	0.18	113	1847	5.190	2.0	0.332	1.9	0.956
10.1	0.10	823	84.6	0.11	226	1783	4.982	1.9	0.319	1.9	0.977

Продолжение таблицы В.2

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U. ppm	Th. ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$. ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. млн лет	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±%	Rho
Третья фаза (обр. 2016-5)											
1	0.20	517	194	0.39	17.5	249	0.275	3.3	0.039	1.2	0.353
2	0.11	1226	473	0.40	43.2	259	0.289	2.2	0.041	1.0	0.478
3	0.55	1090	358	0.34	37.0	249	0.284	4.0	0.039	1.1	0.270
4	1.14	1767	591	0.35	61.7	254	0.286	4.7	0.040	1.1	0.225
5	0.50	1544	513	0.34	55.3	262	0.289	3.1	0.042	1.0	0.334
6	0.80	423	186	0.45	13.8	238	0.282	6.2	0.038	1.3	0.205
7	2.82	1132	568	0.52	38.5	243	0.270	10	0.038	1.2	0.116
8	0.00	277	119	0.44	9.69	257	0.280	3.6	0.041	1.3	0.369
9	0.22	1340	338	0.26	47.3	259	0.294	2.4	0.041	1.1	0.451
10	0.13	744	208	0.29	26.1	257	0.287	2.6	0.041	1.1	0.421

Таблица В.3 – U-Pb возраст титанита из гранодиоритов Белокурихинского массива

Размер (мкм)	Навеска (мг)	Содержание (ppm)		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
< 70	3.42	18	116	51.48	0.0514	1.376	0.285 (0.63%)	0.0403 -0.30%	0.41	254.9±3.0	255.3±9.5	259.4±9.2
> 50	2.71	15	113	67.56	0.0514	1.459	0.285(0.45%)	0.0403 -0.30%		0.42	254.9±2.1	255.3±6.7

Таблица В.4 – Состав титанита Белокурихинского массива по главным (мас.%), редким и редкоземельным (ppm) элементам

№ обр	11 (15)	10 (17)	18 (32)	17 (33)
SiO ₂	31.3	30.5	30.6	30.9
TiO ₂	35.7	35.7	35.9	37.1
Al ₂ O ₃	2.43	2.36	2.25	1.72
FeO	2.34	2.14	2.23	1.87
CaO	27.5	27.4	27.0	28.1
Y ₂ O ₃	0.58	0.55	0.71	0.31
Ce ₂ O ₃	0.12	0.36	1.34	b.d.l.
Сумма. %	100	99.0	100	100
La	3243	2735	3867	2574
Ce	11647	8942	14581	8356
Pr	1683	1217	2152	981
Nd	7841	5202	10270	3730
Sm	1510	903	2321	599
Eu	125	107	171	115
Gd	1069	651	1622	493
Dy	868	494	1385	364
Er	400	231	635	218
Yb	328	208	490	224
Lu	54.9	36.6	80.6	35.1
V	834	766	795	693
Cr	201	124	41.4	33.5
Sr	91.3	86.9	92.2	91.5
Y	4280	2552	6602	2184
Zr	628	597	996	734
Nb	1789	1580	3093	2190
Ba	62.9	48.6	71.1	41.2
U	91.1	90.5	107	119
REE	28770	20726	37575	17691
Eu/Eu*	0.30	0.43	0.27	0.65

Примечание: в скобках точки анализа методом SEM-EDS

b.d.l. – содержание ниже порога обнаружения

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные

Таблица Г.1 – Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для гранитоидов Белокурихинского массива

Фаза	Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$\epsilon_{\text{Nd}}(250)$	T_{DM}	$T_{\text{DM}2}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(250)$
1	202013	18.0	97.6	0.1115	0.5126	2	160	341	1.3577	0.7112	16	1.51	859	914	0.7064
2	ТН1-2	5.61	29.8	0.1137	0.5125	4	229.3	105	6.3456	0.7309	19	0.43	957	1004	0.7083
	202016	3.97	20.0	0.1199	0.5126	3	196.8	144	3.9586	0.7215	12	1.01	955	956	0.7074
3	ТН2424	3.24	18.1	0.1083	0.5125	5	175.7	99.8	5.0989	0.726	26	0.50	915	998	0.7078
	ТН2425	3.51	14.9	0.1427	0.5126	8	128.6	75.0	4.9644	0.7354	8	1.72	1102	896	0.7177
	ТН3-1	0.86	2.68	0.1939	0.5127	6	263.5	66.7	11.466	0.749	10	0.99	3582	957	0.7082
	20203-2	1.36	6.98	0.1174	0.5126	7	212.5	65.4	9.4294	0.7414	10	0.91	944	964	0.7078
	202015	2.43	7.88	0.1867	0.5127	9	281.8	3.76	235.07	1.5801	95	0.63	2799	987	0.7441
	202015-2	0.95	3.52	0.1637	0.5126	8	151.3	3.03	152.59	1.2751	65	1.05	1564	952	0.7324

Примечание. Жирным шрифтом выделены используемые определения Nd-модельного возраста.

ПРИЛОЖЕНИЕ Д
Т-Р условия образования

Таблица Д.1 – Т-Р условия образования гранитоидов Белокурихинского массива

Т. С°	Zr в WR [100]	TitaniQ [185]	Полевые шпаты [121]	Bt [148]	REE в WR [101]	SiO ₂ в WR [104]	MgO в WR [104]	REE в Zr [176]	Ti в Zr [112]	Zr+Al ₂ O ₃ в Ttn [128]	Ti в Kfs [203]
Первая фаза	880-960		520-840	770-820	740-780	710-740	820-900	760-890	810-840	680-710	760-850
	910	680	620	790	750	770	890	820	820	690	770
	n=5	n=1	n=7	n=9	n=5	n=5	n=5	n=5	n=3	n=4	n=3
Вторая фаза	920-990	630-760	470-6800	740-780	730-800	660-710	660-780	680-720	690-830	-	720-790
	950	630	540	760	770	680	680	710	790		750
	n=19	n=2	n=11	n=35	n=19	n=19	n=19	n=19	n=7		n=3
Третья фаза	740-890	530-550	400-810	740-770	690-780	570-670	-	660-750	690-840	-	610-660
	800	540	540	760	740	650		710	770		620
	n=11	n=3	n=9	n=33	n=11	n=11		n=11	n=24		n=4

Продолжение таблицы Д.1

Р. кбар	Bt [148]	Al в Ttn [128]	Al в Hbl [75]	SiO ₂ WR [200]
Первая фаза	10-4	3.1-2.2	5-3	-
	6	2.7	4.0	
	n=9	n=8	n=3	
Вторая фаза	9-4	-	-	9-5
	5.5			6.7
	n=35			n=19
Третья фаза	7-4	-	-	4-3
	5.2			4
	n=33			n=11

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Акт внедрения



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
 Институт геологии и геохронологии докембрия
 Российской академии наук (ИГГД РАН)
 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д.2
 Факс: +7 (812) 3284801, Телефон: +7 (812)3284701
<http://www.ipgg.ru>
 e-mail: adm@ipgg.ru

Утверждаю
 Директор ИГГД РАН
 член-корр. РАН А.Б. Кузнецов


 «13» мая 2024 г.

АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
 Мамыкиной Марии Евгеньевны
 по научной специальности 1.6.4 Минералогия, кристаллография.
 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе: председатель – В.М. Саватенков; члены комиссии – Л.К. Левский, А.В. Березин, составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «Минералого-геохимические характеристики, возраст и условия формирования гранитоидов Белокурихинского массива (Горный Алтай)», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы при выполнении НИР ФГБУН Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук.

Результаты внедрялись при выполнении НИР по теме «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских комплексов и разработка новых геохимических подходов использования минералов-геохронометров», № FMUW-2022-0005. Сроки реализации научной темы: 2022-2026 гг.

Председатель комиссии

Старший научный сотрудник



В.М. Саватенков

Члены комиссии:

Заведующий лабораторией,
 главный научный сотрудник



Л.К. Левский

Старший научный сотрудник



А.В. Березин