

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук**

На правах рукописи



Нугуманова Язгуль Наилевна

**ПЕТРОГЕНЕЗИС УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЗИМИНСКОГО
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
(ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)**

1.6.3 Петрология, вулканология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
Доктор геолого-минералогических наук
Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск, 2025

Оглавление

Список сокращений и условных обозначений	4
Введение.....	5
Глава 1. Состояние проблемы	10
1.1 История изучения зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса ...	10
1.2 Общие сведения об ультраосновных лампрофитах	16
Глава 2. Методы исследования	21
Глава 3. Геологическая характеристика зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса	26
Глава 4. Петрографическая характеристика ультраосновных лампрофитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса	30
Глава 5. Возраст.....	37
5.1 U–Pb возраст перовскита	37
5.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита.....	39
Возраст и тектонические следствия.....	39
Глава 6. Минералогическая характеристика ультраосновных лампрофитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса	43
6.1 Оливин.....	43
6.1.1 Поликристаллические включения в оливине.....	48
6.2 Минералы группы шпинели	51
6.3 Полифазные включения в хромите.....	58
6.4 Перовскит	61
6.4.1 Фугитивность кислорода.....	68
6.5 Флогопит	71
6.6 Минералы группы апатита	77
6.7 Минералы группы граната.....	83
6.8 Карбонаты	84
6.9 Сульфиды, сульфаты.....	86
Обсуждение результатов.....	87
Составы минералов как индикаторы условий кристаллизации.....	87
Значение составов минералов для характеристик мантийного источника.....	96
Составы минералов для классификации кимберлитоподобных пород.....	98
Глава 7. Петролого-геохимическая и изотопно-геохимическая (Sr-Nd) характеристика ультраосновных лампрофитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса	104
7.1 Петролого-геохимическая характеристика айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.....	104

7.1.1 Основные элементы	104
7.1.2 Микроэлементы.....	107
7.1.3 Данные по радиогенным (Sr, Nd) изотопам	111
7.2 Петрогенезис родительской магмы айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса	113
Заключение	118
Список литературы	120
Опубликованная	120
Фондовая	137

Список сокращений и условных обозначений

Al-Chr – алюмохромит

Al-Mgt – алюмомагнетит

Amp – амфибол

Ap – апатит

Cal – кальцит

Chl – хлорит

Chr – хромит

Cr-Mgt – хромистый магнетит

Dol – доломит

$f(\text{O}_2)$ – фугитивность кислорода

Grt – гранат

IUGS – Международный союз геологических наук

Ilm – ильменит

Ku – куратит

LA-ICP-MS (ЛА-ИСП-МС) – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией

Mag – магнетит

Mgt – магнетит

Mum – магнезио-ульвошпинель магнетит

Phl – флогопит

Ppm – г/т (грамм на тонну)

Prv – перовскит

Px – пироксен

REE – редкоземельные элементы

Rt – рутил

Srp – серпентин

Sul – сульфиды

Ti-Mgt – титаномангнетит

Tlc – тальк

UML – ультраосновные лампрофиры

И.З. – индекс загрязнения

РЗЭ – редкоземельные элементы

Введение

Актуальность исследования

Ультраосновные лампрофиры являются важными в понимании процессов, происходящих в мантии, а их происхождение и классификация продолжают оставаться предметом дискуссий (Chalapathi Rao et al., 2004; Tappe et al., 2004, 2008; Gaffney et al., 2007 и многие другие). К ультраосновным лампрофирам относят породы, родственные кимберлитам, так как они тоже имеют глубинный источник вещества, недосыщены кремнеземом, обогащены магматическими карбонатами и не несут серьезных признаков контаминации коровым материалом (Foley et al., 2002; Tappe et al., 2004; Kjarsgaard et al., 2009). Генетическая связь ультраосновных лампрофиров и кимберлитов остается предметом дискуссий. Р. Митчелл и С. Таппе (Mitchell и Tappe, 2010) предполагают, что ультраосновные лампрофиры должны образовываться из источников, которые содержат метасоматические жилы, богатые флогопитом и карбонатами, в мантийном перидотите на границе литосферы и астеносферы. По мнению авторов, расплавы ультраосновных лампрофиров являются родоначальными для многих карбонатитовых интрузий в рифтовых зонах кратонной литосферы. Изучение карбонатитов, кальцитовых кимберлитов и ультраосновных лампрофиров западной Гренландии показало, что породы имеют генетическую связь (Pilbeam et al., 2024). Авторы считают, что для генерации ультраосновного лампрофирового расплава нужны три компонента: первичный карбонатный расплав из астеносферной мантии; гранатовый гарцбургит; ассоциации клинопироксена и флогопита. В формировании родоначальных расплавов кимберлитов также участвуют эти компоненты, однако вклад расплава из клинопироксен-флогопитовых ассоциаций незначителен и в расплаве более высокая доля гарцбургитов (Pilbeam et al., 2024).

В данной работе были изучены ультраосновные лампрофиры (айликииты) зиминского комплекса, расположенные в пределах Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье (южная окраина Сибирского кратона), имеющие пространственную связь с щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами (Тагна, Белая и Средняя Зима). При этом, кимберлиты и ультраосновные лампрофиры широко распространены в пределах Восточного Присяянья (Секерин и др., 1995; Егоров и др., 2010). Их формирование происходило в мезопротерозое, неопротерозое и девоне (Егоров и др., 2010). Возраст, классификация, их генетическая связь и петрогенезис являются дискуссионными (Секерин и др., 1995; Василенко, 1996; Егоров и др., 2010; Корнаков и др., 2019; Savelyeva et al., 2020, 2022; Ashchepkov et al., 2020, Nugumanova et al., 2024), поэтому для исследований были выбраны ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса.

Объект исследований: ультраосновные лампрофиры (айликисты) зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Цель исследований: установление особенностей петрогенезиса и определение возраста ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Для достижения данной цели решались следующие **основные задачи:**

1. Провести сбор, систематизацию и анализ результатов работ предшественников, посвященных геологии Восточного Присаянья и исследованию ультраосновных лампрофиров;
2. Охарактеризовать петрографический состав ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса и провести их систематику;
3. Выявить особенности состава минералов основной массы и макрокристы, состава полифазных включений в них;
4. Дать петролого-геохимическую и изотопную (Sr-Nd) характеристику пород, провести сравнительный анализ их составов и характера распределения в них редких и рассеянных элементов;
5. Провести геохронологические (U-Pb (LA ICP MS) и Ar-Ar) исследования ультраосновных лампрофиров и обобщить имеющиеся опубликованные данные о возрасте ультраосновных лампрофиров и пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов района исследований;
6. Построить модель формирования айликитовых расплавов на основе полученных минералогических и петролого-геохимических данных.

Научная новизна

Получены новые данные о составе минералов айликитов зиминского комплекса и показана возможность использования состава минералов для классификации пород, определения условий кристаллизации и характеристик мантийного источника ультраосновных лампрофиров.

Впервые найдены поликристаллические включения в оливине и изучены полифазные включения в хромите из ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса. Включения были использованы для оценки эволюции исходного айликитового расплава.

Получен возраст формирования даек ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса.

Защищаемые положения

1. Ультраосновные лампрофиры зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса по особенностям минерального состава и петрографии (наличию первичных карбонатов, клинопироксена; отсутствию нефелина, мелилита, калиевого полевого шпата) относятся к айликитам. Формирование даек айликитов происходило в интервале от 647 до 590 млн лет.
2. Минеральный и химический состав айликитов, а также зональное строение минералов свидетельствуют о процессах кристаллизационной дифференциации. Эти процессы были усложнены вовлечением продуктов кристаллизации из более ранних магматических порций.
3. Первичные расплавы ультраосновных лампрофиров обладали щелочно-карбонатно-силикатным составом и формировались из метасоматизированных гранатовых перидотитов с флогопит-клинопироксеновыми и карбонатными ассоциациями. Эти расплавы демонстрируют изотопно-геохимические характеристики, сходные с породами неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов южной части Сибирского кратона. В их источнике преобладал изотопно деплетированный компонент.

Теоретическая и практическая значимость

Полученные данные несут значимую информацию о генерации и эволюции ультраосновных лампрофировых расплавов, а также о составе литосферной мантии и мантийных метасоматических процессах.

Полученные результаты могут быть важными в разработке критериев для поисков ультраосновных лампрофиров и оценке их алмазоносности.

Фактический материал и методы исследований

Образцы ультраосновных лампрофиров были отобраны в ходе полевых работ в 2013 и 2021 годах. Из образцов изготовлены полированные и неполированные шлифы для анализа оптическими методами. Состав минералов и включений определялся с помощью электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU, электронного микрозонда JEOL JXA-8230, КР-спектроскопии на спектрометре LabRAM HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon (ИГМ СО РАН). Геохимические исследования оливинов выполнены в Институте неорганической химии СО РАН в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием спектрометра iCAP Qc (Thermo Scientific) и устройства лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI). U-Pb определение возраста перовскита с помощью LA-ICP-MS и анализ микроэлементов

проводились синхронно в лаборатории лазерного микрозондового анализа минералов (Milma Lab) Китайского университета геонаук, Пекин (CUGB), Китай. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование производилось на масс-спектрометре NG 5400 (ИГМ СО РАН). Валовый состав пород определялся методом РФА на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Содержания микроэлементов в породах были определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ (ИГМ СО РАН). Sr-Nd изотопные исследования в породах проведены в институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Соотношения изотопов Sr и Nd в породах измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT).

Апробация работы и публикации

Основные результаты обсуждались и докладывались на XXVI международном научном симпозиуме им. Ак. М.А. Усова студентов и молодых ученых (Томск, 2022), XIX Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН (Апатиты, 2022), X Международной Сибирской конференции молодых ученых-геологов (Новосибирск, 2022), XIV Межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» (Уфа, 2022, 2023), XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Новосибирск, 2022).

По результатам проведенных исследований было опубликовано 5 статей в рецензируемых научных журналах по списку ВАК:

1. **Нугуманова Я.Н.**, Дорошкевич А.Г. Состав шпинелидов из позднепротерозойских ультраосновных лампрофиров Большетагининского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. Iss. 4.

2. **Нугуманова Я.Н.**, Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье) // *Литосфера*. 2023. V. 23. Iss. 4. P. 589–602.

3. **Nugumanova Ya.**, Doroshkevich A., Starikova A., Garcia J. Composition of olivines and spinel group minerals in aillikites from the Bushkanay dike, South Siberian Craton: Insights into alkaline melt sources and evolution // *Geosystems and Geoenvironment*. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100247>

4. **Nugumanova, Ya.**, Doroshkevich, A., Kalugina, A., Chebotarev, D., Izbrodin, I., Hou, T. Age and composition of perovskite in ultramafic lamprophyres from the Zima complex, south of Siberian craton: petrogenetic implications // *Geochemistry*. 2024. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2024.126159>

5. Нугуманова Я.Н., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Пономарчук А.В. Возраст и состав флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, юг Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2024. DOI:10.15372/GiG2024131

Личный вклад автора

Личный вклад автора заключался в подготовке образцов для аналитических работ. Автором проведены анализ публикаций, выбор методик исследования, а также выполнены аналитические работы по изучению состава минералов и включений в них. Проведен анализ и интерпретация полученных данных и сопоставление с известными результатами изучения ультраосновных комплексов.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, 7 глав и заключения. Объем работы составляет 140 страниц, 56 рисунка и 13 таблиц.

Благодарности

Автор работы выражает огромную благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. Анне Геннадьевне Дорошкевич за чуткое руководство и наставничество. Автор искренне благодарит к.г.-м.н. А.Е. Старикову, м.н.с. А.Д. Калугину, к.г.-м.н. И.Р. Прокопьева, к.г.-м.н. И.А. Избродина, к.г.-м.н. Д.А. Чеботарева и весь коллектив лаборатории рудоносности щелочного магматизма (№215) за всестороннюю помощь в выполнении работы. Также автор благодарит сотрудников лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН Н.С. Карманова, М.В. Хлестова, В.А. Даниловскую, Е.Н. Нигматулину за высокий профессионализм и помощь в проведении аналитических исследований.

Глава 1. Состояние проблемы

1.1 История изучения зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Первые документальные сведения по геологическому строению Восточно-Саянской области датируются концом XVIII в. (П. С. Паллас, И. Т. Георги, Сиверсо) и второй половиной XIX в. (П. Н. Кропоткин, А. Л. Чекановский, И. Д. Черский, В. А. Обручев). Работы носили рекогносцировочный характер.

В начале 50-х гг. XX в. в составе ВИМС (Всесоюзный институт минерального сырья) входила Ферганская экспедиция, занимавшаяся решением урановой проблемы. Летом 1952 г. авиаотряд ВИМСа выполнял аэрогеофизическую съемку в предгорьях Восточных Саян в бассейне левых притоков реки Зима в Тулунском районе Иркутской области. В результате вылетов в среднем течении реки Белая Зима оператором А.В. Нефедовым была обнаружена крупная аэрогаммаметрическая аномалия. На следующее лето для наземной проверки аномалии снарядили поисковый конный отряд ВИМСа под началом Н.Ф. Шармина. В результате этих работ, по окончании полевого сезона, было сделано заключение о том, что аномалия имеет рудную природу и связана она с процессом скарнирования карбонатных толщ. После этого открытия поисковые работы на Белозиминском рудопроявлении не проводились до 1956 г. В 1956 г. на Всесоюзном совещании по редким металлам Н.Е. Костин выступил с предложением возобновить работы на Белозиминском рудопроявлении, по его мнению, оно могло быть перспективным карбонатитовым объектом. В.В. Щербин, изучив образцы с Белозиминского рудопроявления, пришел к выводу о карбонатитовой природе рудной минерализации. Загадка необычного рудопроявления требовало решения, поэтому летом 1957 г. совместный отряд ВИМСа (Ю.Б. Лавренев и Л.К. Пожарицкая) и Иркутского геолуправления (Б.П. Поляничко) провел геолого-минералогические исследования на Белозиминском рудопроявлении. Их главный вывод гласил, что изученный объект представляет собой ниобиевое (пироксеновое) месторождение нового карбонатитового типа. Это вызвало большой интерес к изучению данного объекта, поэтому в 1958 г. для проведения разведки объекта была организована Белозиминская геологоразведочная экспедиция. В том же году А.А. Фроловым и В.Г. Кузнецовым была составлена геолого-структурная карта Белой Зимы масштаба 1:10 000. Также в период 1957–1962 гг. на площади были проведены геолого-съемочные работы масштаба 1:50 000 в виде полистной геологической съемки (Ляшенок Р. Я. и др., 1958–1961ф; Ляшенок Р. В. и др., 1958–1962ф; Поляничко Б. П. и др., 1959–1961ф; Старовойтов М. Н. и др., 1957–1959ф; Штейман А. М. и др., 1959–1961ф), которые обобщены А. В. Колесниковым в процессе первого издания Госгеолкарты-200 (1961ф).

В 1959 г. Озерной партией были проведены поисково-съёмочные работы с целью составления кондиционной геологической карты масштаба 1: 50000 на площади листа №-47-93-А. В результате данная площадь была закартирована и выполнены металлотрическое, шлиховое, штуфное и другие виды опробования. Также проведено радиотрическое прослушивание горных пород, образцов проб и горных выработок на всей исследованной площади. Изучались кимберлитоподобные породы и рудопоявления урана в районе участка “Северный”. Установлено, что исследуемая площадь сложена изверженными породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

Большой группой геологов (Ю.Б. Лавренев, Л.К. Пожарицкая, В.С. Гайдукова, Н.В. Скоробогатова, Ю.А. Багдасаров, И.И. Егоров, Б.П. Поляничко, И.П. Овчинников) было установлено, что Белозиминское месторождение имеет крупные запасы редкометалльно-фосфорных руд. В 1960 г. было закончено геолого-структурное и минералого-геохимическое изучение всего Белозиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива.

В 1956 г. при проведении поисково-съёмочных работ Б.В. Поляничко было открыто Большетагинское карбонатитовое месторождение. А.В. Колесников и З.М. Анисов открыли Среднезиминское месторождение той же рудной формации. Открытые месторождения изучались попутно с Белозиминским.

Таким образом, первый этап изучения пород зиминского комплекса связан с промышленным интересом к карбонатитам, которые представляли ниобиевое (пироксеновое) месторождение нового карбонатитового типа. В данный период применяются геофизические методы (аэрогеофизическая съёмка) для поиска рудных месторождений. Определение пород и их описание выполняются минералого-геохимическими методами (петрографические, минералогические, геохимические). Составление геологических карт и глубинного строения зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса осуществляется проведением геологического картирования и глубинного геологического картирования.

Начиная с 1962 г. в районе проводятся многочисленные тематические работы по металлогении, стратиграфии, метаморфизму, предлагаются прогнозные оценки на рудные полезные ископаемые и россыпные полезные ископаемые. В разные годы были выполнены поисковые работы на многочисленных участках и площадях на рудное и россыпное золото, титан, тантал, ниобий, редкие земли, полиметаллы, апатит, флюорит, уголь, кварцевые пески, алмазы, огнеупорные глины.

Второй этап разведочных работ начался с исследований, связанных с детальной разведкой руд коры выветривания. Петрография и геохимия щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации изучалась Ю.А. Багдасаровым, Т.Д. Квитко, В.С. Самойловым, М.Я. Соминой, В.А.

Кононовой и др. Геофизические исследования проводили Г.С. Вахромеев и Л.А. Березина с коллегами. Руды коры выветривания детально изучали Е.А. Зверева и В.Ф. Гуреев. Главный вывод, полученный по завершении изучения апатитовых руд и коры выветривания, гласил, что из руд Белозиминского месторождения возможно получение самого дешевого апатитового концентрата, благодаря его попутному извлечению вместе с ниобием и танталом.

В 1962-1967 гг. А.П. Таскиным и Г.В. Абрамовичем большая часть Восточно-Саянской области была охвачена составительными работами масштаба 1:50 000, которые обобщили результаты ранее проведенных исследований. В 1970-х гг. начаты высокоточные комплексные аэромагнитные и аэрогаммаспектрометрические съемки. В эти же годы начинается интенсивное использование глубинных геофизических методов: сейсморазведочных и электроразведочных в профильном и площадном вариантах – для изучения платформенного чехла в связи с поисками углеводородов. В 1974–1978 гг. в юго-западной части листа (лист N-47-93-B) была проведена групповая геологическая съемка (Окороков В. Г. и др., 1980ф) с геохимическими поисками по потокам рассеяния и отбором шлихов по водотокам по равномерной сети.

В 1972-1975 гг. центральная часть листа была охвачена геологическим доизучением масштаба 1 : 50 000 (Галимов Г. К., 1976ф). К важнейшим результатам ГДП-50 следует отнести выявление на западном фланге Большетагнинского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, крупных тел богатых фосфор-ниобиевых руд в апатит-пироксеновых микроклинитах.

Г.К. Галимовым (1976 г.) проводились наземные геофизические исследования на поисковых участках при ГДП-50 и при поисках алмазов в юго-восточной части листа (Травкин Г. Г., 1960ф; Фадеев А. М., 1988ф) и редких металлов, связанных с зиминским комплексом (Вахромеев Г. С., 1964ф).

В 1985-1987 гг. геологическим доизучением масштаба 1 : 50 000 была охвачена юго-восточная часть листа (листы N-47-94-Г; N-47-94-Б (г); Родченко С. А., 1988ф). При проведении ГДП-50 была уточнена геологическая карта, проведено опробование множества участков с детальным шлиховым опробованием и геохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния. В результате работ выявлены шлиховые, шлихо-геохимические и вторичные ореолы рассеяния, часть из которых была заверена. В результате получило предварительную оценку Андотское проявление железо-марганцевых руд, были выявлены проявления кобальта, меди, никеля, цинка, шлиховые ореолы пироксена, бадделита, гатчеттолита, апатита, халькопирита. Разработанные, с учетом результатов ГСР-50, рабочие легенды для ГК-50 были использованы при подготовке Легенды к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000 (Перфильев В. В. и др., 1998ф) Восточно-Саянской серии листов, которая была апробирована и

утверждена во ВСЕГЕИ. В 1989 г. проведена детальная разведка богатых руд Южного участка Белозиминского месторождения (Каткалов А. В., 1989ф).

С целью оценки запасов прогнозных ресурсов А.А. Василенко и А.И. Полетаевым в 1988-1992 гг. проведены поисково-оценочные работы (скважины, канавы, маршруты, шурфы, опробование, ГИС) на Большетагнинском месторождении и Ярминском рудопроявлении, расположенные в Белозиминско-Большетагнинском рудном узле. На Большетагнинском месторождении авторами выделено 13 апатит-ниобиевых рудных зон. Также сделан вывод что, Ярминское рудопроявление является крупным месторождением редких земель промежуточной группы (самарий, европий, гадолиний, иттрий). Проведенные работы показали, что в связи с очень мелкой вкрапленностью рудных минералов, рудные тела выделяются только по результатам опробования. Авторы отмечают, что на следующих стадиях работ необходимо применение ядерно-геофизических методов с целью оперативного опробования горных выработок и скважин. При геофизических исследованиях геологи особое внимание уделили радиоактивным элементам. Показано, что в отличие от Белозиминского месторождения, руды Большетагнинского месторождения являются нерадиоактивными. По вещественному составу руды были разделены на 4 типа: микроклинитовые, слюдитовые, карбонатитовые, сиенитовые. По содержанию пятиокси ниобия руды являются богатыми. Ниобий связан с пироксеном. Также авторы отметили, что показатели геолого-экономической оценки Большетагнинского месторождения свидетельствуют о значительных преимуществах его в сравнении с Белозиминским месторождением по выпуску конечной продукции, рентабельности капитальных вложений и сроку их окупаемости.

Ежегодно, начиная с 2000 г. составляются отчетные балансы запасов полезных ископаемых по всем видам минерального сырья. В 1999–2002 гг. на территории листа были начаты работы ГДП-200 (Салаев А. В. и др., 1999–2002ф), которые остались незавершенными. В северной и северо-западной части листа N-47-XXIII были проведены лишь литогеохимические поиски по потокам рассеяния и био-гео-химические поиски в поле развития отложений чехла платформы.

Второй этап характеризуется доизучением массивов зиминского комплекса. В этот период проводятся детальные разномасштабные геологические исследования (геологическое картирование), детальные петрографические, минералогические, геохимические исследования. Выполняются поисковые работы не только редких земель и апатитов, но и рудное и россыпное золото, титан, полиметаллы, флюорит, уголь, кварцевые пески, алмазы, огнеупорные глины.

Третий этап изучения массивов зиминского комплекса связан с определением абсолютного возраста пород массивов и определением состава родоначальной магмы для них. В

этот период появляется особый интерес к кимберлитоподобным породам, которые составляют 4-ую фазу зиминского комплекса, как к возможным источникам алмазов.

И.А. Андреева и соавторы изучили расплавные включения в минералах из ийолитов (1 фаза) и карбонатитов (3 фаза) Белозиминского массива. Авторы пришли к выводу, что источником щелочных пород и карбонатитов является деплетированная мантия, испытывавшая интенсивный метасоматоз. В качестве главного агента мантийного метасоматоза предполагаются карбонатные расплавы, обогащенные натрием и кальцием. Кристаллизация минералов ийолитов происходила при температуре 1120-1130 °C (Андреева и др., 2007). Также И.А. Андреевой были изучены расплавные включения в минералах мелилитсодержащего нефелинита Белозиминского массива (Андреева и др., 2004). Исследования показали, что формирование породы происходило из недосыщенного кремнекислотой высококальциевого магматического расплава, существенно обогащенного щелочами, редкими и летучими компонентами, такими, как H₂O, CO₂, Cl, S. Кроме того, были изучены расплавные включения в минералах кальцитовых карбонатитов Белозиминского массива (Андреева, 2014). Был сделан вывод, что эти включения не имеют гидротермально-метасоматический генезис, а свидетельствуют об их магматической природе.

А. Г. Дорошкевич и соавторы определили возраст, состав стабильных изотопов (H, C, O) и основных породообразующих минералов в карбонатитах и щелочных силикатных породах Белозиминского массива. Ar-Ar датирование флогопита из анкеритовых карбонатитов (3 фаза) составил 645 млн. лет и согласуется с возрастом внедрения сиенитов (2 фаза). Было определено, что минералы из пород Белой Зимы имеют низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и эти низкие значения рассматриваются авторами как признак мантийного метасоматоза, связанного с флюидами, выделяющимися из субдуцированной гидротермально измененной коры (Doroshkevich et al., 2016). Также А.Г. Дорошкевич и соавторы изучили редкоэлементный состав минералов и пород Белозиминского комплекса (Doroshkevich et al., 2017). Авторами сделан вывод, что постепенное увеличение концентраций Zr, Nb и РЗЭ в магме согласуется с процессом обширной фракционной кристаллизации и постепенным переходом от силикатных пород к карбонатитам.

В 2010-2019 гг. В.В. Корнаковым с коллегами была проведена геолого-съёмочная работа масштаба 1:200 000 Восточно-Саянской области. Проведенные исследования позволили уточнить геологическое строение, стратиграфию и магматизм территории. Оранжеиты (слюдистые кимберлиты), которых раньше выделяли как 4-ую фазу зиминского комплекса, авторами были отнесены к ингашинскому комплексу (Государственная геологическая карта..., 2019).

В 2020 г. И.В. Ащепковым с соавторами Ar-Ar методом был определен возраст кимберлитоподобных пород зиминского комплекса, который соответствует венду и составляет

630 млн. лет. По мнению авторов, айликисты образовались в результате 1–0,5%-ного плавления сильно метасоматизированной мантии с ильменитом, перовскитом, апатитом, сульфидами и слюдой, обогащенной субдукционными расплавами и флюидами, богатыми LILE и HFSE (Ashchepkov et al., 2020).

Е.А. Хромова предполагает, что карбонатиты Белозиминского массива сформировались 645 млн. лет назад синхронно с щелочными силикатными породами (Хромова, 2020). Также автором отмечается, что кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты, по сравнению с анкеритовыми, являются разновидностями с богатой ниобий-редкоземельной минерализацией и оруденением, которая представлена кенопирокслом, фторкальциопирокслом, гидропирокслом. Гидропирокслом замещающийся Fe-содержащимся колумбитом характеризует позднюю стадию эволюции карбонатитовой системы с обогащением барием, стронцием, РЗЭ. Е.А. Хромовой с соавторами были определены характеристики источников вещества для пород Белозиминского комплекса (Хромова и др., 2019). По данным авторов высокое содержание несовместимых элементов в породах Белой Зимы (Sr и Nb, La/Sm отношение) свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Кроме того, обогащение легкими РЗЭ и низкие концентрации тяжелых РЗЭ и Y пород указали на то, что первичные расплавы пород были сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие содержания Rb, K и Pb по сравнению с HFSE и LREE позволили предположить, что в первичных расплавах элементы буферировались флогопитом в процессе плавления.

В.В. Савельева с соавторами провели исследование беспироксеновых щелочных пикритов (4 фаза) Большетагнинского массива. Авторы предположили, что выплавление беспироксеновых щелочных пикритов происходило на глубине 150-180 км. Внедрение беспироксеновых пикритов произошло на заключительной стадии становления Большетагнинского массива. По химическому составу изученные породы не относятся к кимберлитам, а являются ультраосновными лампрофирами (Савельева и др., 2020).

Е. П. Базарова с соавторами получили геохимические характеристики ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Большетагнинского массива. При сравнении редкоэлементных спектров кальцитовых карбонатитов со спектрами ийолитов и нефелиновых сиенитов авторы отметили обедненность карбонатитового расплава Zr, Hf, тяжелыми РЗЭ, Y и обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых, что можно рассматривать как признаки ликвационного происхождения карбонатного расплава (Базарова и др., 2021).

Ю.В. Данилова с соавторами по Sr-Nd изотопной систематике предположили о существовании гетерогенного мантийного источника во время образования серий

кимберлитоподобных пород зиминского комплекса. Полученные ими результаты указывают на участие в формировании расплавов деплетированной мантии (Данилова и др., 2021).

Из вышесказанного следует, что на протяжении третьего этапа изучения массивов зиминского комплекса геологи решали вопросы, связанные с абсолютным возрастом и петрогенезисом пород щелочно-ультраосновного карбонатитового зиминского комплекса, включая ультраосновные лампрофиры. Для этого они применяли различные методы: минералого-геохимические, геохронологические, изотопные, термобарогеохимические. Также был сделан вывод, что ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса не являются алмазоносными.

На массивах зиминского комплекса были проведены детальные поиско-разведочные и научно-исследовательские работы, однако нерешенные проблемные вопросы остались. В.В. Корнаков и соавторы отмечают, что недостаточно обоснован возраст и объем ингашинского кимберлитового комплекса и его связь с зиминским комплексом (Государственная геологическая карта..., 2019). Кимберлиты ингашинского комплекса местами прорывают интрузии зиминского комплекса. Авторы утверждают, что абсолютный возраст, определенный Rb-Sr методом, не согласуется с геологическим возрастом. Абсолютный возраст соответствует мезопротерозою, а геологический – палеозою. Также открытым остается вопрос о генезисе редкоземельных карбонатитов и их связи с щелочно-ультраосновными породами зиминского комплекса.

1.2 Общие сведения об ультраосновных лампрофирах

Впервые понятие «айликит» был введен Э.Х. Кранком в 1939 году. Он обнаружил богатые карбонатами разновидности лампрофиров в районе Айллик Бай на Лабрадоре. Он определил этот тип породы как «айликит». Эти породы не могли быть отнесены к альнэитам, поскольку в них отсутствовал мелилит. Однако в классификационную схему магматических пород, разработанную А. Штрекайзенем, 1978, айликиты не были включены, но был введен термин «мелилитовые лампрофиры», включающий альнэиты и польцениты. Н.М. Рок в 1986 г ввел термин ультраосновной лампрофир и включил мелилитовые лампрофиры (т.е. альнэит), а также безмелилитовые, богатые карбонатами, полевошпат/фойдсодержащие разновидности, такие как айликит и дамтернит/уахитит, соответственно. Все эти породы имеют общий ультраосновной, недонасыщенный кремнеземом состав. Н.М. Рок в 1986 году отметил, что между ультраосновными лампрофирами и кимберлитами существует структурное и петрографическое сходство. Новую концепцию классификации всех «лампрофиров» представил Н.М. Рок в 1987 и 1991 годах, включив в «клан лампрофиров» кимберлиты, лампроиты и ультраосновные щелочные и известково-щелочные лампрофиры. Р. Митчелл (1994a, 1994b) оспорил концепцию

«клана лампрофиров» и предложил прекратить ее использование. Сходство между ультраосновными лампрофирами, оливиновыми лампроитами, оранжитами и кимберлитами лучше всего объясняются гипабиссальной кристаллизацией из богатых летучими магм, которые достаточно сильно различаются в петрогенезисе [концепция лампрофировой фации Митчелла (1994a)]. Тем не менее, хотя предложенная Н.М. Роком классификация ультраосновных лампрофиров (Rock, 1986) значительно усовершенствовала предыдущие классификации лампрофиров, было признано, что такие породы путают с кимберлитами, поэтому она не была принята подкомитетом IUGS (Международный союз геологических наук) по классификации (Le Maitre, 1989, 2002; Woolley и др., 1996). А.Р. Вулли и др. в 1996 году исключили альнэиты и польцениты из лампрофировой классификации Р.В. Ле Мэтра (1989) и отнесли их к мелилитовым породам. Айликиты впервые были учтены IUGS, но отнесены к силикокарбонатитам, несмотря на то, что модальное содержание карбонатов в них составляет менее 50 об. %. В самой последней классификации IUGS (Le Maitre, 2002) альнэиты и польцениты были включены в мелилитосодержащую группу пород согласно (Woolley et al., 1996), тогда как айликит и дамтернит не были рассмотрены.

Использование аббревиатуры «мельнэит» (мелилит плюс альнэит) в качестве основного названия для всех ультраосновных лампрофиров было предложено Р. Митчеллом (1994b), собирательным термином, который использовался геологами-разведчиками только для обозначения потенциально алмазоносных пород, отличных от кимберлитов и лампроитов. Однако, поскольку мельнэит подразумевал «содержащий мелилит», что для многих богатых карбонатами или фельдшпатоидами ультраосновных лампрофиров этот термин не подходил, С. Таппе в 2005 году (Tappe et al., 2005) предложил широко используемый собирательный термин «ультраосновной лампрофир» в качестве группового названия для этих генетически родственных типов пород. В своей работе он представил упрощенную версию классификации ультраосновных лампрофиров Н.М. Рока (1986). В предложенной схеме альнэитом называются все мелилитсодержащие ультраосновные лампрофиры. Безмелилитовые ультраосновные лампрофиры разделены на айликит и дамтернит. Уашититы и польцениты представляют собой более лейкократовые (содержащие нефелин) варианты дамтернита и альнэита, соответственно, и поэтому они опущены для упрощения. Альнэиты сложены макрокристами и/или вкрапленниками оливина, флогопита и клинопироксена, а также основной массой из мелилита, клинопироксена, флогопита, шпинели, ильменита, перовскита, богатого титаном граната, апатита и незначительного количества первичного карбоната. Монтichelлит может встречаться в редких случаях. Айликиты представляют собой богатые карбонатами (до 50 об. %) ультраосновные лампрофиры, характеризующиеся наличием макрокрист и/или вкрапленников

оливина и флогопита, а основная масса сложена первичными карбонатами, флогопитом, шпинелью, ильменитом, рутилом, перовскитом, богатым титаном гранатом и апатитом. Мелайликиты более меланократовые за счет присутствия в основной массе клинопироксена и/или рихтерититового амфибола. Монтичеллит может встречаться в редких случаях. Дамтерниты представляют собой ультраосновные лампрофиры, содержащие фельдшпатоиды и/или калиевый полевой шпат, характеризующиеся наличием макрокрист и/или вкрапленников оливина, флогопита и клинопироксена, а также основной массой, сложенной флогопитом/биотитом, клинопироксеном, шпинелью, ильменитом, рутилом, перовскитом, богатого титаном гранатом, титанитом, апатитом и первичным карбонатом, с существенным второстепенным содержанием нефелина и/или щелочного полевого шпата. Схема, предложенная С. Таппе (Tappe et al., 2005), на сегодняшний день является наиболее эффективной при классификации ультраосновных лампрофиров и кимберлитов и широко используется геологами.

Для описания минералогии ультраосновных лампрофиров исследователями используются термины, отражающие размер и генезис минералов. Мегакристы (>1 см), макрокристы ($>0,5$ мм) и минералы основной массы ($<0,5$ мм) – описательные термины по размерности (Mitchell, 1986). Ксенокристы и фенокристы – генетические термины (Mitchell, 1995; Moore and Belousova, 2005; Giuliani et al., 2016). Ксенокристы являются ксеногенными кристаллами, захваченными расплавом из мантийных или коровых пород. Фенокристы – это кристаллы, кристаллизующиеся непосредственно из исходного расплава (Mitchell, 1995; Moore and Belousova, 2005; Giuliani et al., 2016). Антекристы – это кристаллы с обратной зональностью, имеющие ядро с высоким содержанием Fe по сравнению с каймой (Mitchell, 1995).

Ультраосновные лампрофиры, в основном, приурочены к областям внутриплитного растяжения и иногда пространственно связаны с щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами. Из-за того, что ультраосновные лампрофиры схожи по некоторым характеристикам с кимберлитами, некоторые ученые считают, что они имеют генетическую связь (Dawson, 1971; Griffin and Taylor, 1975; Raeside and Helmstaedt, 1982; Alibert and Albare`de, 1988; Dalton and Presnall, 1998; Francis and Patterson, 2009; Tappe et al., 2011a; Pilbeam et al., 2024). Согласно рабочей модели Д. Фрэнсиса и М. Паттерсона (Francis, Patterson 2009), низкие степени (1%) частичного плавления карбонатизированного лерцолита, при давлении 8–10 ГПа, приводят к образованию богатого карбонатами расплава, который по мере плавления превращается в богатые железом айликитовые расплавы. Когда этот богатый карбонатами расплав сталкивается с тугоплавким килем под кратонами, он взаимодействует с большим количеством магнезиальных гарцбургитов и превращается в кимберлит в результате реакции с вмещающими породами и объемной ассимиляции. Согласно С. Таппе (Tappe et al., 2006), прото-айликитовые расплавы

образуются на глубине >120 км (5-7 GPa) при частичном плавлении карбонат-флогопитовых жил с вмещающими перидотитами. Исследования А.А. Носовой (Nosova et al., 2018) показали, что богатые флогопитом жилы типа MARID являлись вероятным метасоматическим агентом в дотрапповом источнике девонских айликитов Ильбокича, тогда как триасовые айликитовые расплавы Чадобца генерировались из источника, содержащего значительное количество карбонатного компонента. Дальнейшие Sr-Nd-Pb изотопные и геохимические исследования А.А. Носовой с соавторами продемонстрировали, что два основных мантийных компонента внесли свой вклад в состав айликитовой магмы. Первый компонент образовался из конвектирующей мантии, о чем свидетельствует нерадиогенный $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и радиогенный $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопный состав айликитов. Другим компонентом был материал субконтинентальной литосферной мантии, который внес свой вклад в оба расплава для разновозрастных ультраосновных лампрофиров. Мантийный источник айликитов Чадобца, вероятно, включает в себя карбонатитовую магму в качестве метасоматического агента. Богатые флогопитом метасомы в литосферной мантии внесли больший вклад в образование айликитов Ильбокича. Эти метасомы могли образоваться во время коллизионного и посторогенного этапа каледонской складчатости, которая повлияла на юго-западную границу Сибирского кратона (Nosova et al., 2020).

Ультраосновные лампрофиры широко распространены во всем мире. Неопротерозойские дайки ультраосновных лампрофиров встречаются в районах Сисимиут-Сарфарток-Манийцок на западе Гренландии (Scott, 1981; Thy et al., 1987; Larsen & Rex, 1992; Mitchell et al., 1999; Heaman, 2005), горы Торнгат в северном Квебеке и Лабрадоре (Digonnet et al., 2000; Tarpe et al., 2004), регион гор Отиш в центральном и северном Квебеке (Heaman et al., 2004), единичные проявления вдоль северного побережья Лабрадора в Хеврон, Саглек, гавань Эклипс, гавань Иселин и остров Киллинек (Tarpe et al., 2005b) и залив Айлик в центрально-восточной части Лабрадора (Malpas et al., 1986; Foley, 1989a). Неопротерозойские айликисты также известны в Планалто-да-Серра (штат Мату-Гроссо), Бразилия (Comin-Chiaramonti et al., 2014); в провинции Уэбб, в пустыне Гибсон в центральной Австралии (Sudholz et al., 2023). Пермские айликисты встречаются в крупной магматической провинции Тарим (северо-западная часть Китая) (Wang et al., 2023). Меловые айликисты были обнаружены в районе Джария, Восточная Индия (Srivastava et al., 2009). Также палеогеновые айликисты найдены в карбонатитовом комплексе Зандкопсдрифт в Намакваленде, Южная Африка (Ogunbuyi et al., 2020). На Сибирском кратоне известны пермские ультраосновные лампрофиры из Чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Prokopyev et al. 2020, 2023, Starikova et al., 2021, Nugumanova et al., 2021; Doroshkevich et al., 2021, 2023), девонские из Ильбокича (Nosova et al., 2020, Starikova et al.,

2022) и неопротерозойские из зиминского комплекса, Арбарастаха, Чапинского комплекса (Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Ashchepkov et al., 2020; Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022).

Глава 2. Методы исследования

Электронная микроскопия

Исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия).

Были исследованы полированные пластинки толщиной 500 мкм. Химический состав минералов был проанализирован на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU, оснащённом системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Параметры съёмки: ускоряющее напряжение – 20 кэВ, ток – 1.5 нА, время набора сигнала – 20 с. В данной работе для минералов группы апатита используются данные, полученные с помощью электронного микроскопа, так как апатит оказался неустойчив под действием электронного пучка микрозонда и, как следствие, содержания некоторых компонентов оказались существенно заниженными. Параметры съёмки для минералов группы апатита: ускоряющее напряжение – 20 кэВ, ток – 1.5 нА, время набора сигнала – 90 с. Пределы обнаружения для каждого элемента были следующими (1 сигма мас. %): CaO – 0.07, P₂O₅ – 0.05, F – 0.21, Cl – 0.01, Na₂O – 0.04, MgO – 0.02, Al₂O₃ – 0.01, SiO₂ – 0.02, SO₃ – 0.01, K₂O – 0.01, Cr₂O₃ – 0.02, MnO – 0.03, FeO – 0.03, SrO – 0.05, BaO – 0.05, La₂O₃ – 0.06, Ce₂O₃ – 0.06, Pr₂O₃ – 0.06, Nd₂O₃ – 0.06, Sm₂O₃ – 0.06, ThO₂ – 0.06.

Макро- и микрокомпонентный состав других минералов определялся с помощью электронного микрозонда JEOL JXA-8230. Анализ проводился на спектрометрах с волновой дисперсией.

Условия съёмки оливинов: ток пучка 300 нА и ускоряющее напряжение 20 кВ. Для анализа состава оливина времена пика и фона были следующими: Cr (120 с, 60 с), Ca (120 с, 60 с), Ti (240 с, 120 с), Co (120 с., 60 с.), Mn (120 с., 60 с.), Si (10 с., 5 с.), Mg (10 с., 5 с.), Al (240 с., 120 с.), Fe (10 с., 5 с.), Ni (120 с., 60 с.). Данные калибровались по стандартам оливина Ch₁ (Si, Mg, Fe), пиропса (Al), Mn-граната (Mn), голубого диопсида (Ca), Co₃O₄ (Co), NiFe₂O₄ (Ni), ZnFe₂O₄ (Zn), TiO₂ (Ti), Cr₂O₃ (Cr) и фторапатит (P). Для коррекции матрицы использовалась процедура ZAF. Относительное стандартное отклонение (RSD) составило менее 0,3 отн. % для основных элементов, менее 3 отн. % для Ni, Mn и Ca; 8–15 отн. % для Al, Co и Ti; и 15–30 отн. % для Cr и P. Оливин Сан-Карлоса (USNM 111312/444) использовался в качестве внутреннего стандарта для контроля дрейфа. Пределы обнаружения элементов были следующими: Cr (74 ppm), Ca (27 ppm), Ti (24 ppm), Co (3 ppm), Mn (23 ppm), Si (127 ppm), Mg (156 ppm), Al (16 ppm), Fe (87 ppm), Ni (23 ppm).

Для анализа минералов группы шпинели и перовскита был использован ток пучка 50 нА и ускоряющее напряжение 20 кВ. Время счета пиков составляло 10 секунд, счет фона 5 секунд.

Диаметр пучка непосредственно над поверхностью образца составлял 1 мкм. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические фазы (элемент, стандарт, пределы обнаружения в ppm): Mg (79-62 (природный хромит из трубки Якутия); 496 ppm), Fe (Fe_2O_3 (синтетическое соединение); 402 ppm), Mn (IGEM (природный Mu-Grt из ИГЕМа); 294 ppm), Zn (ZnFe_2O_4 (синтетическое соединение); 504 ppm), Ti (Gf-55 (ильменит); 182 ppm), Al (79-62; 242 ppm), Si (IGEM; 240 ppm), Cr (79-62; 292 ppm), Ni (NiFe_2O_4 (синтетическое соединение); 239 ppm), Co (FeNiCo (сплав); 219 ppm), V (V_2O_5 (синтетическое соединение); 292 ppm).

Для перовскита пределы обнаружения были следующими (элемент, стандарт, пределы обнаружения в ppm): Na (Na_2O , альбит; 311 ppm), Mg (MgO , BD; 280 ppm), Si (SiO_2 , BD; 330 ppm), Nb (Nb_2O_5 , Nb_metal; 750 ppm), Sr (SrO , Gl-10_sr; 850 ppm), La (La_2O_3 , KLa(MoO_4)₂; 650 ppm), Ce (Ce_2O_3 , LiCe (WO_4)₂; 550 ppm), Pr (Pr_2O_3 , CsPr(MoO_4); 900 ppm), Nd (Nd_2O_3 , RbNd(WO_4)₂; 750 ppm), Sm (Sm_2O_3 , LiSm(MO_4)₂; 830 ppm), Ca (CaO , BD; 330 ppm), Ti (TiO_2 ; 480 ppm), Th (ThO_2 ; 1800 ppm), Fe (FeO , IGEM; 230 ppm), Mn (MnO , IGEM; 240 ppm).

Макро и микрокомпонентный состав флогопита тоже определялся с помощью электронного микронзонда. Параметры съемки: ток пучка - 50 нА, ускоряющее напряжение - 20 кВ, время счета пиков - 10 секунд, счет фона - 5 секунд. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические фазы (элемент, стандарт, пределы обнаружения в ppm): Cr (Cr_2O_3 , Ud-92; 295 ppm), Ba (BaO , Gl-11_Ba; 750 ppm), Mg (MgO , F-flog; 550 ppm), Al (Al_2O_3 , F-flog; 520 ppm), Si (SiO_2 , F-flog; 610 ppm), Na (Na_2O , Albite; 310 ppm), Ti (TiO_2 ; 170 ppm), Ca (CaO , O-145; 130 ppm), K (K_2O , F-flog; 130 ppm), Ni (NiO , NiFe_2O_4 ; 420 ppm), Mn (MnO , IGEM; 390 ppm), Fe (FeO , O-145; 430 ppm), F (F-flog; 930 ppm).

Для определения состава флогопита из включений были выбраны зерна, размером около 5 мкм, расположенные на одном уровне с минералом-хозяином. Диаметр электронного пучка на СЭМ TESCAN составляет 1 нанометр, размер зоны генерации рентгеновского излучения 2-3 микрон, что позволяет анализировать состав флогопита во включениях. Искажения в анализах проверялись избытком хрома в составе флогопита.

КР спектроскопия минералов группы апатита

Спектры комбинационного рассеяния света (КР- спектры) были получены с помощью спектрометра LabRAM HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon, оснащенного Nd: YAG лазером 532 нм (ИГМ СО РАН). КР-спектры записывались при комнатной температуре в диапазонах 50–1600 см^{-1} и 3200–3800 см^{-1} . Время накопления спектра и количество циклов составляли 5–10 с и 5–10, соответственно. Ширина дифракционной щели составляла 100 мкм, при решетке 1800

делений/мм. Шкала спектрометра калибровалась на известные эмиссионные линии неоновой лампы и пик кремния 520.6 см^{-1} .

LA-ICP-MS оливина

Геохимические исследования минералов выполнены в Институте неорганической химии СО РАН в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) с использованием спектрометра iCAP Qc (Thermo Scientific) и устройства лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI). В каждом зерне измерения выполнялись в выбранных точках. Пробоотбор осуществляли при следующих параметрах: а) длина волны излучения 213 нм; б) диаметр лазерного пучка 50 мкм; в) частота и длительность лазерных импульсов 20 Гц и 4 нс соответственно; г) плотность отдаваемой энергии за 1 импульс 5 Дж/см^2 . Градуировка выполнялась по стандартным образцам (NIST 610, 612, 614 и 616). В качестве внутреннего стандарта использовали изотоп ^{29}Si .

LA-ICP-MS перовскита

U-Pb определение возраста перовскита с помощью LA-ICP-MS и анализ микроэлементов проводились синхронно в лаборатории лазерного микрозондового анализа минералов (Milma Lab) Китайского университета геонаук, Пекин (CUGB), Китай. Отбор проб осуществляли с использованием системы эксимерной лазерной абляции ArF RESolution S155 LR с длиной волны 193 нм. Аблированный материал транспортировался газом-носителем в источник плазмы ИСП-МС Agilent 7900.

При анализе U-Pb определения возраста перовскитов размер лазерного пятна для анализа образцов доводится до 33 мкм с плотностью лазерной энергии 3 Дж/см^2 и частотой повторения 8 Гц. В качестве внешнего стандарта для коррекции соотношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ использовался эталонный материал перовскита Tazh-3 (Sun et al., 2022). Данные анализа микроэлементов были обработаны с использованием NIST SRM 610 в качестве основного эталонного материала и концентрации ^{43}Ca из EPMA, используемой в качестве внутреннего эталонного значения. Автономный отбор и интеграция сигналов фона и аналитов, а также коррекция временного дрейфа и количественная калибровка для анализа микроэлементов и U-Pb-определения возраста были выполнены с использованием программного обеспечения Iolite 4 и DRS «U-Pb Geochronology» (Paton et al., 2011). После коррекции Iolite программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) использовалась для расчета средневзвешенного значения U-Pb и изохронного возраста Тера-Вассербурга (Т-В). Перовскитовый стандарт AFK-5 был проанализирован как неизвестный образец, который вставляли между Tazh-3 и образцами для контроля качества. Полученный средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для AFK-5 составил 389 ± 2 млн. лет

(MSWD=2.8, 2SD, n = 49), он находится в пределах ошибки рекомендуемых значений (Wu et al., 2013).

^{40}Ar – ^{39}Ar определение возраста флогопита

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование производилось по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.3-0.1 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. В качестве монитора использовался стандартный K/Ar образец мусковита МСА-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для его калибровки в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы: мусковит Bern 4m и биотит LP-6 (Baksi et al., 1996). По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет (Травин, 2016). Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с (Steiger, Jager, 1977), принималось равным $5,543 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10} \text{ нсм}^3$. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) \cdot \text{Ca} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) \cdot \text{Ca} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}) \cdot \text{K} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 295.5 ± 0.5 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенным в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла $\pm 1^\circ\text{C}$. Результаты измерений ^{40}Ar – ^{39}Ar обрабатывались с использованием программного обеспечения Isoplot (Ludwig, 2003). Погрешности указаны с уровнем неопределенности 1σ .

Определение химического состава пород

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Точность определений с нижними границами содержаний была равна 0.1 – 0.00n %. Содержания микроэлементов в породах были определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan

Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа – в среднем 2-7 отн. %.

Sr-Nd изотопные исследования в породах проведены в институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Соотношения изотопов Sr и Nd в породах измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT). Подготовка образцов для изотопного анализа, включая химическое разложение и последующее разделение элементов методом ионообменной хроматографии, подробно описана в (Саватенков и др., 2004). Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, рассчитанная на основе многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0,5\%$. Значение холостой пробы составило 0,05 нг для Rb, 0,2 нг для Sr, 0,3 нг для Sm и 0,8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[Sr] = 336,7$ мкг/г, $[Rb] = 47,46$ мкг/г, $[Sm] = 6,47$ мкг/г, $[Nd] = 28,13$ мкг/г, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0,4062$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705036 \pm 22$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1380$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась путем определения состава стандартов La Jolla и SRM-987. Полученное значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандарте SRM-987 соответствовало $0,710241 \pm 15$ (10 измерений), а значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте La Jolla составило $0,511847 \pm 8$ (12 измерений). Изотопный состав Sr нормирован значением $^{87}Sr/^{86}Sr = 8,37521$, а изотопный состав Nd нормирован значением $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,511860$). ϵNd рассчитывали с использованием значения CHUR (Bouvier et al., 2008) и значение DM (Goldstein and Jacobsen, 1988).

Глава 3. Геологическая характеристика зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Массивы зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса расположены в пределах Урикско-Ийского грабена, который находится на южной окраине Сибирского кратона. Грабен представляет собой палеоавлакоген и сложен вулканогенно-осадочными отложениями раннего протерозоя и мезозоя (Gladkochub et al., 2014). Массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов приурочены к зоне растяжения литосферы. Породы зиминского комплекса имеют неопротерозойский возраст, в его состав входят породы Большетагнинского, Белозиминского, Среднезиминского массивов, Ярминского рудопрооявления, а также большое количество даек и трубок ультраосновных лампрофиров, образующих дайковые поля и пояса (Василенко, 1993) (рис.1).

Белозиминский массив располагается среди песчано-сланцевых отложений ингашинской свиты и характеризуется кольцевым строением. Центр массива представляет собой сложнопостроенный шток, выполненный различными типами карбонатитов. Ультраосновные щелочные породы представлены мельтейгитами и ийолитами. Контакты массива – крутые, почти вертикальные; вокруг них развит ореол фенитизации. Формирование массива происходило в следующей последовательности: пироксениты – мельтейгиты, ийолиты, уртиты – нефелиновые сиениты – пикритовые порфириды, альнеиты – кальцитовые и анкеритовые карбонатиты (Фролов и Белов, 1999). На Белозиминском массиве ультраосновные лампрофиры слагают дайки, жилы и жилообразные тела (Чернышева, 1991). Эти породы в основном представлены щелочными пикритами, оливиновыми мелилитами и айликитами (Чернышева, 1991; Ashchepkov et al., 2020).

Большетагнинский массив имеет правильную округлую форму и зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательным формированием серии пород: ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые и субщелочные сиениты (микроклиниты), ультраосновные лампрофиры и карбонатиты. Ультраосновные лампрофиры слагают серию дуговидных даек, круто падающих по направлению к центру, мощность от десятков сантиметров до 20 м, протяженность до нескольких сотен метров. Начало их формирования приходится на докарбонатитовый этап, но часть их – посткарбонатитовые (рис.2). По данным А.А. Василенко (Василенко, 1993) породы дайковой серии образуют многочисленные жилы и дайки мощностью от 1-5 см до 25-30 м. Согласно автору, различается три основных разновидности пород: пикритовые порфириды, слюдяные пикритовые порфириды и ультраосновные лампрофиры. Среди них выделяется две возрастные группы: 1) докарбонатитовые, 2) посткарбонатитовые, образовавшиеся после формирования флюоритовых метасоматитов. Докарбонатитовые дайки

сильно изменены. Первичная порода устанавливается лишь по сохранившейся порфировой структуре и секущим вмещающие породы контактам.

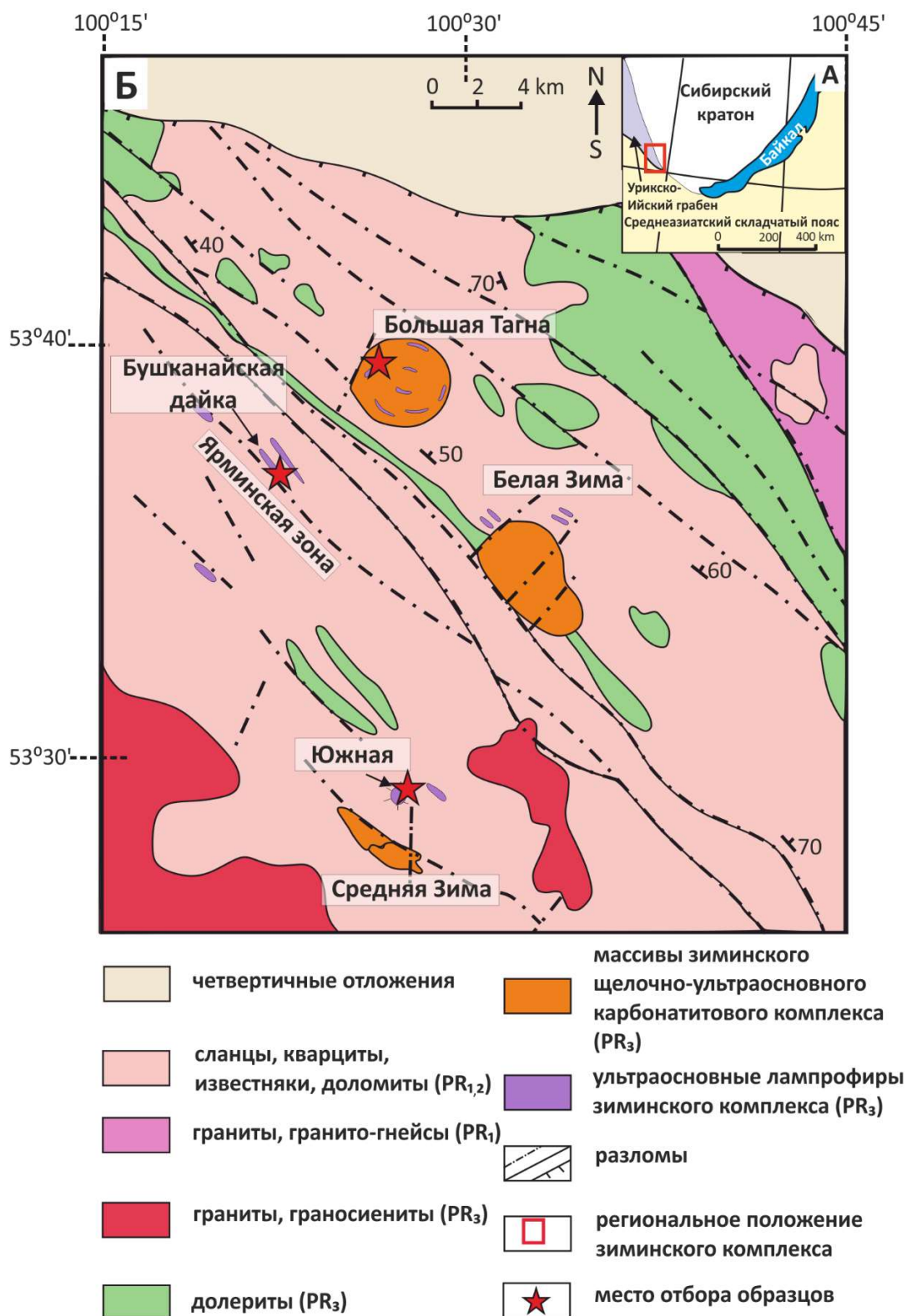


Рисунок 1. Схема распространения пород зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, расположенного в южной окраине Сибирского кратона, измененная после (Фролов и Белов, 1999). Единицы в легенде расположены в хронологическом порядке. PR₁-ранний протерозой, PR₂-средний протерозой, PR₃-поздний протерозой.

Среднезиминский массив имеет линзовидную в плане форму и вытянут в северо-западном направлении вдоль контролирующего его разлома. Породы Среднезиминского массива представлены (от ранних к поздним): пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами, кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми карбонатами (Фролов и Белов, 1999).

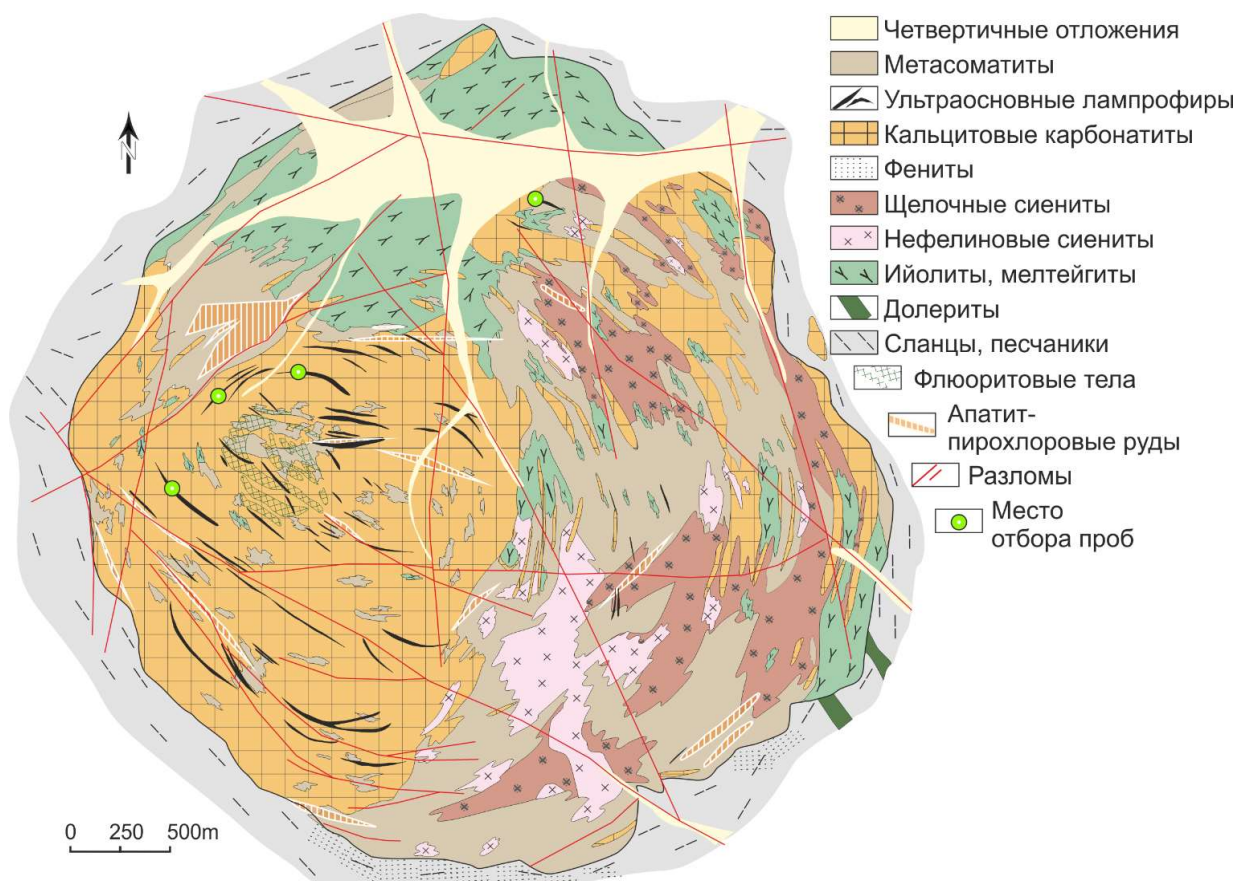


Рисунок 2. Схема геологического строения Большетажнинского массива (по Фролову и Белову, 1999).

Трубка Южная расположена в 15 км к юго-западу от Белозиминского массива и представлена ультраосновным лампрофиром. Породы трубки прорывают сланцы и песчаники далдарминской свиты. Трубка имеет форму овала размером 350×270 м. Выполнена она грубообломочной брекчией голубовато-серого цвета, состоящей из сланцев, роговиков, долеритов, сиенитов, пироксенитов, серпентинитов, пикритов и карбонатных пород. Обломки составляют 5–30 %, размер их – от нескольких миллиметров до 20 см. Обломки сцементированы айликиком, имеющим порфировую структуру (Корнаков и др., 2019; Ashchepkov et al., 2020; Шарыгин, 2023).

Ярминское рудопроявление (ферриторита, торита, ксенотима), включающее Бушканайскую дайку, расположено среди пород ингашинской свиты и находится юго-западнее

Большетагнинского массива. Рудопоявление представлено жильной зоной мощностью от первых до десятков метров. Зоны рудной минерализации пространственно сопряжены с дайками пикритовых порфиритов и карбонатитов с последовательностью их формирования: 1) дайки пикритовых порфиритов; 2) брекчирование с цементацией микроклином и кварцем; 3) дробление микроклиновых и кварцевых брекчий с цементацией альбитом, баритом, редкоземельными и ториевыми минералами; 4) образование карбонатных и кварц-хлоритовых жил и прожилков (Фролов и Белов, 1999). Бушканайская дайка прорывает песчано-сланцевые отложения ингашинской свиты и находится в правом борту р. Ярмы. Мощность дайки составляет около 2 метров. Бушканайская дайка представляет собой сложное тело с тремя разновидностями пород, отвечающие трем фазам внедрения (Минаева и Егоров, 2008). Самая ранняя фаза сложена на 65-70 об. % зернами серпентинизированного оливина и основной массой, представленной флогопитом, кальцитом, серпентином, серпентинизированным оливином II генерации, шпинелидами, апатитом, гидрогранатом. Порода второй фазы представлена вкрапленниками оливина (20-25 об. %) и флогопита (3-5 об. %) и основной массой с гидрогранатом, клинопироксеном, флогопитом, шпинелидами, серпентинизированным оливином. Порода третьей фазы более богата слюдой и клинопироксеном (Минаева и Егоров, 2008; Савельева и др., 2020).

Глава 4. Петрографическая характеристика ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Образцы для изучения отобраны из даек Большетагнинского массива, Бушканайской дайки и трубки Южная (табл.1, рис. 3). Изученные ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса обладают порфировидной структурой, массивной текстурой. Они состоят из макрокристов оливина и полностью раскристаллизованной тонкозернистой основной массы. Содержание макрокристов варьирует в пределах 30-50 об. %. Породы из трубки Южная имеют брекчиевую текстуру и содержат не только обломки различных по составу пород, но и макрокристы оливина, амфибола, магнетита, флогопита, клинопироксена. В образце из трубки Южная изучалась только основная масса. Оливин во всех изученных образцах даек, кроме образца из Бушканайской дайки, полностью замещен серпентином и/или тальком (рис.3,4,5).

Макрокристы изученных пород представлены идиоморфными, субидиоморфными кристаллами оливина, размером 200-600 мкм и составляют до 50 об.%. Свежий оливин был обнаружен только в образце из Бушканайской дайки (Bush 3/21) (рис.3,4,5).

Шпинелиды равномерно рассеяны в основной массе всех изученных пород. Также они часто наблюдаются в виде включений в оливине. Обычно шпинелиды, как и другие минералы основной массы (перовскит, клинопироксен, рутил, ильменит, минералы группы апатита) представлены идиоморфными, субидиоморфными кристаллами, размером 20-100 мкм. Кристаллы шпинелидов, а именно магнетита, содержат включения перовскита. Атоллово-вые текстуры не найдены (рис. 3,4,5,6).

Перовскит, размером 10-50 мкм, встречается в основной массе всех пород и составляет до 10 осн. мас.%. Перовскит из дайки TGK 6/21 Большой Тагны имеет трещиноватые субидиоморфные кристаллы, края которых неровные и замещены рутилом и магнетитом. Кристаллы минерала из трубки Южная отличаются от других изученных образцов своими небольшими размерами (до 10 мкм) (рис.3,6). В образцах TGK 1 и TGK 3 вместо перовскита встречаются ильменит и рутил, соответственно. Кристаллы этих минералов плохо сохранились, поэтому не удалось определить их количественный состав.

Флогопит является типичным минералом основной массы ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. В изученных образцах флогопит имеет таблитчатые зональные зерна, размер и состав которых сильно варьирует. Эти зерна флогопита, в основном, характеризуются обратной зональностью с более светлым ядром и темной каймой. Встречаются зерна и с нормальной зональностью. Флогопит составляет 30 % основной массы TGK 1. Размер зерен варьирует в пределах 70-100 мкм по длине. Основная масса

ТГК 3 (Большетагнинский массив) на 40 % состоит из чешуек флогопита размером 100-250 мкм по длине. В образце ТГК 6/21 (Большетагнинский массив) 20 % основной массы представлено флогопитом, размеры чешуек которого достигают 50 мкм. Мелкие чешуйки флогопита размером до 20 мкм составляют 50 % основной массы Bush 3/21 (Бушканайская дайка). В образце ВЗТ 4/21 (трубка Южная) флогопит встречается в виде макрокристов и в качестве минерала основной массы (до 40 осн. мас.%). Чешуйки флогопита основной массы достигают 100 мкм. Размер макрокристов флогопита из ВЗТ 4/21 достигает до 1 мм (рис.3,6).

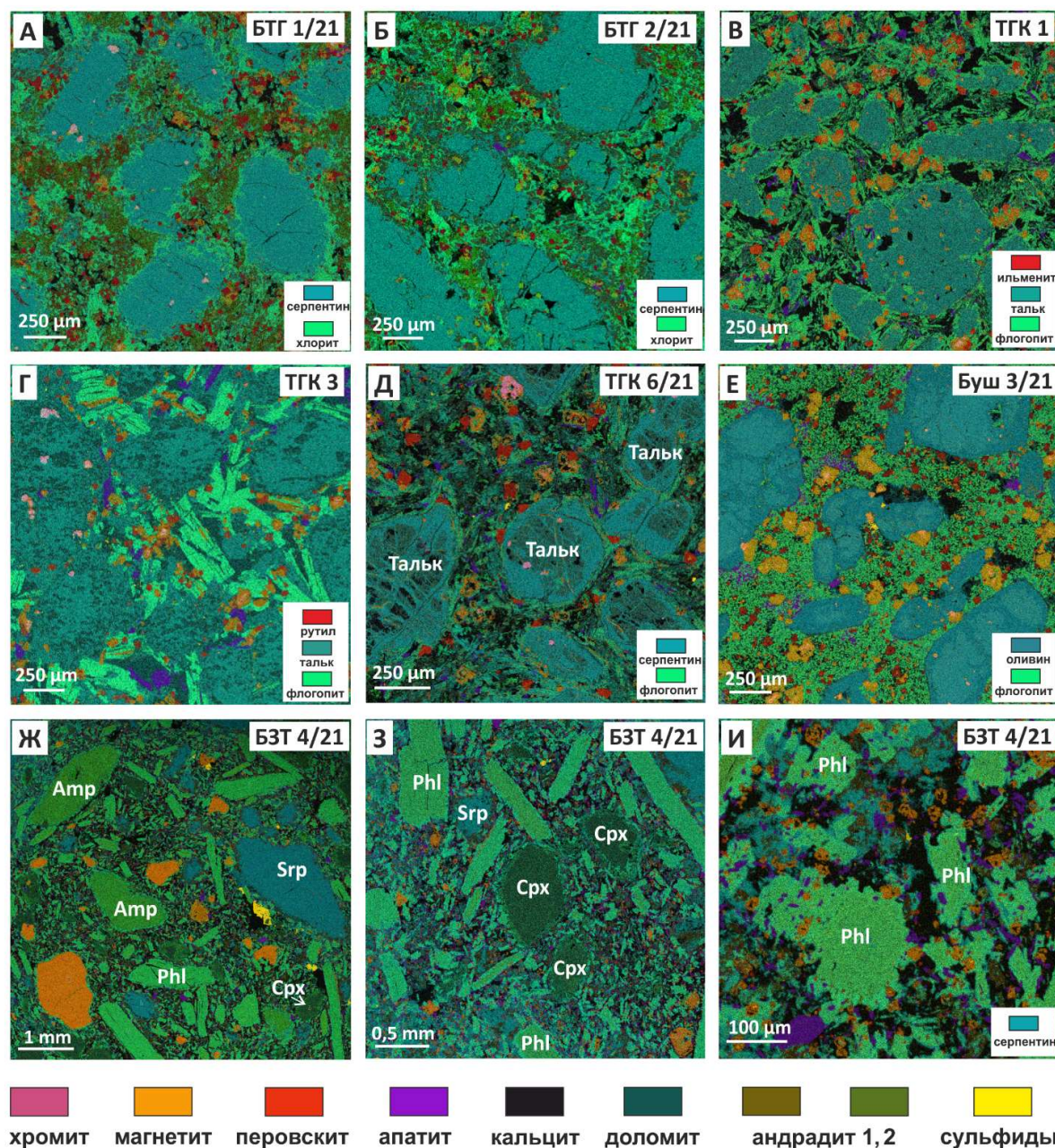


Рисунок 3. Многослойные элементные карты для ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Образцы БТГ 1/21, БТГ 2/21, ТГК 1, ТГК 3, ТГК 6/21 отобраны из даек Большетагнинского массива, Буш 3/21 из Бушканайской дайки, ВЗТ 4/21 из трубки Южная.

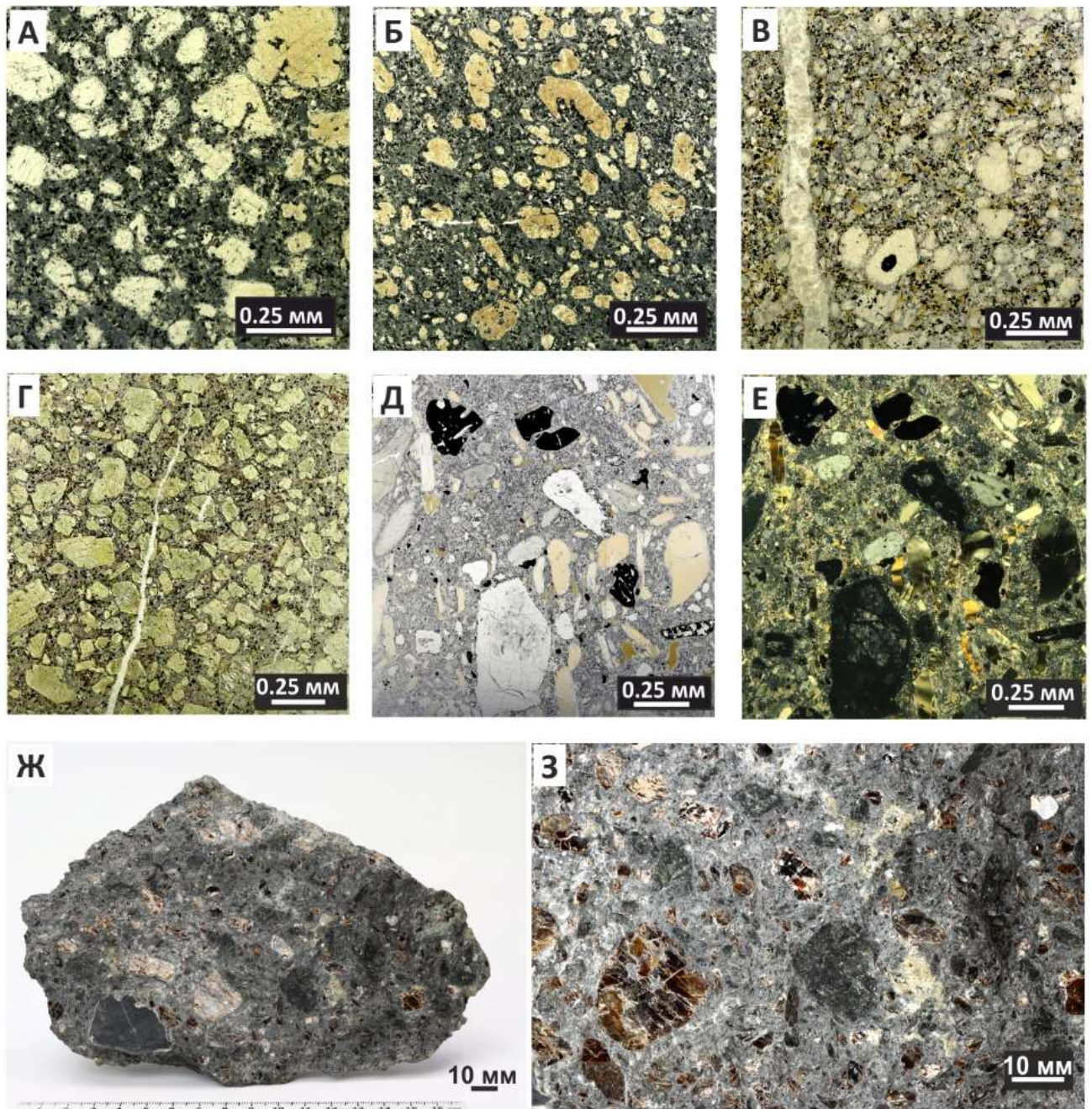


Рисунок 4. Фотографии шлифов из даек Большетагнинского массива (А – БТГ 1/21, Б – БТГ 2/21, В – ТГК 3, Г – ТГК 6/21), трубки Южная (Д, Е – БЗТ 4/21) и макро-образца из трубки Южная (Ж, З). А-Д – николи II, Е – николи X.

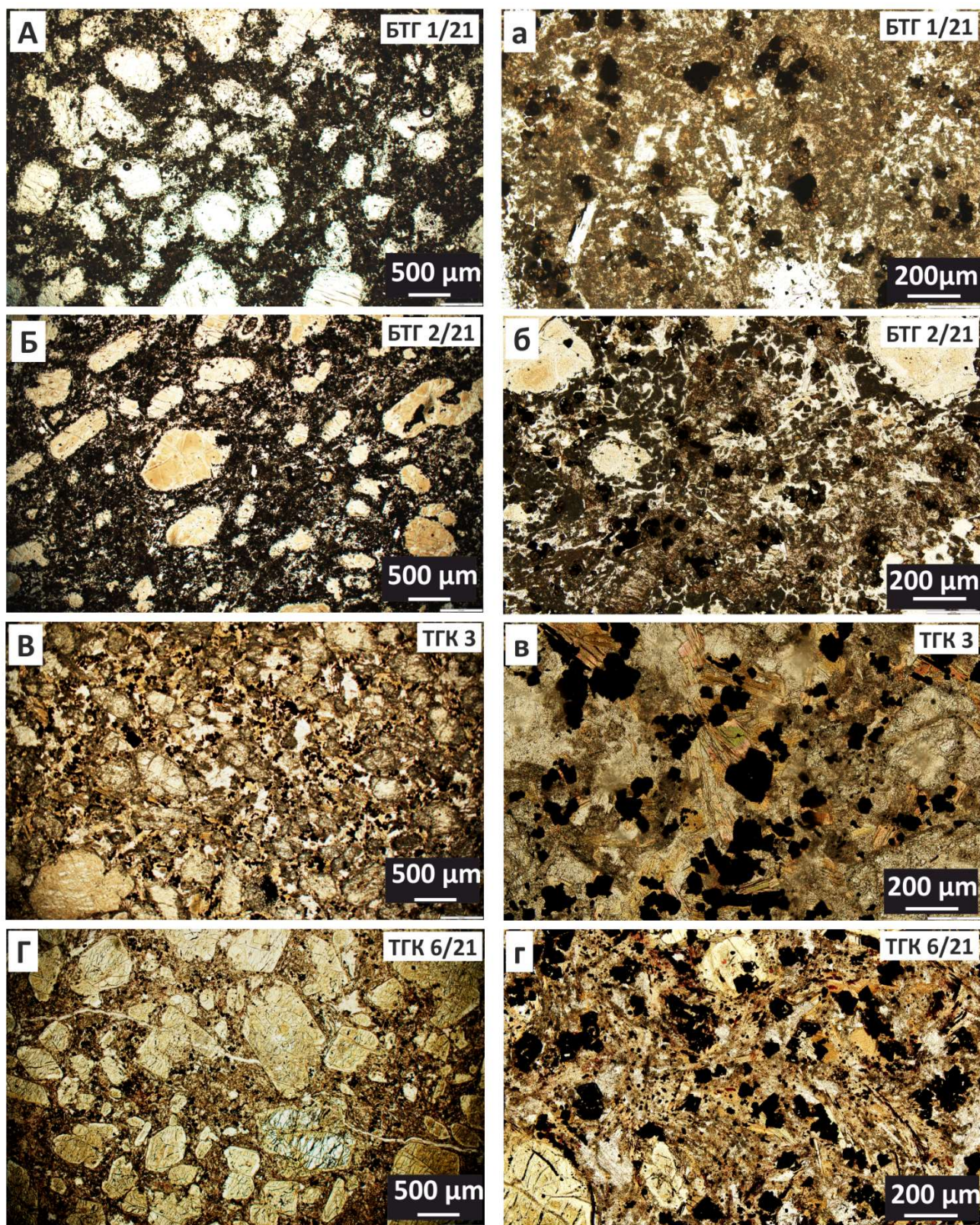


Рисунок 5. Фотографии шлифов, показывающих структуру и текстуру породы (А-Г) и основную массу (а-г), из даек Большетажнинского массива (А-а – БТГ 1/21, Б-б – БТГ 2/21, В-в – ТГК 3, Г-г – ТГК 6/21). Николи II.

Минералы группы апатита составляют 5-10 % основной массы всех изученных пород. Для них характерны идиоморфные, субидиоморфные однородные по составу кристаллы, размером

10-100 мкм. Апатит из ТКГ 1 (Большетагнинский массив) представлен небольшими кристаллами размером до 30 мкм и находятся в агрегатах серпентина. В образце ТКГ 3 (Большетагнинский массив) для апатита характерны крупные кавернозные кристаллы, размером до 100 мкм, расположенные в серпентине. Мелкие зерна апатита размером до 25 мкм из ТКГ 6/21 (Большетагнинский массив) были диагностированы в агрегатах серпентина. Минералы группы апатита из Буш 3/21 (Бушканайская дайка) были обнаружены как в серпентине, так и в кальците, и содержали включения флогопита и диопсида. Апатит из ВЗТ 4/21 (трубка Южная) представлен мелкими кристаллами размером до 10 мкм и расположен в зернах флогопита или в агрегатах кальцита и серпентина. В самом апатите были найдены включения перовскита и магнетита (рис.3,6).

Минералы группы граната были обнаружены в айликитах Большетагнинского массива и трубки Южная. В основной массе ВТГ 1/21 и ВТГ 2/21 (Большетагнинский массив) минералы группы граната представлены двумя различными генерациями. Первая генерация имеет идиоморфные, кавернозные кристаллы андрадита, которые окружают макрокристов оливина. Вторая генерация и минералы группы граната из айликитов трубки Южная – заполняют межзерновое пространство (рис.3,6).

Карбонаты были найдены в основной массе всех изученных пород. Основным представителем карбонатов в данных породах является кальцит. Не было обнаружено ранних хорошо оформленных кристаллов кальцита, почти всегда кальцит является продуктом поздней кристаллизации остаточной магмы и заполняет межзерновое пространство. В образце ВТГ 1/21 и ВТГ 2/21 (Большетагнинский массив) кальцит представлен амебоидными пятнами. В образцах из даек Большетагнинского массива (ТКГ 1, ТКГ 6/21) и Бушканайской дайки (Буш 3/21) кальцит заполняет межзерновое пространство. Кальцит из трубки Южная (ВЗТ 4/21) представлен сегрегациями схожими с кальцитом из даек Большетагнинского массива (ВТГ 1/21 и ВТГ 2/21). Кроме того, в айликитах Большетагнинского массива кальцит встречается в виде микропрожилков. Доломит из ТКГ 3 (Большетагнинский массив) встречен в виде субидиоморфных кристаллов размером до 100 мкм. Барит и пирит являются типичными акцессорными минералами основной массы изученных пород. Они обычно представлены прожилками и ксеноморфными зернами размером до 10 мкм (рис.3,6).

Большинство изученных айликитов изменилось на позднемагматической или гидротермальной стадии. Это выражается в серпентинизации оливина и хлоритизации флогопита. Также в некоторых первичных расплавных включениях в хромите флогопит замещается хлоритом, либо серпентином. В перовските из айликитов Большетагнинского массива появляются микропрожилки рутила (рис.3,6).

По классификации (Тарре et al., 2005), изученные породы можно отнести к ультраосновным лампрофирам. Они не являются кимберлитами из-за наличия в их основной массе клинопироксена и отсутствия высокохромистых хромитов. Отсутствие мелилита не позволяет идентифицировать породы как альнэиты. Из-за отсутствия нефелина или калиевого полевого шпата породы нельзя назвать польценитом или дамтернитом. Поскольку они содержат первичные карбонаты в основной массе, то они классифицируются как айликисты.

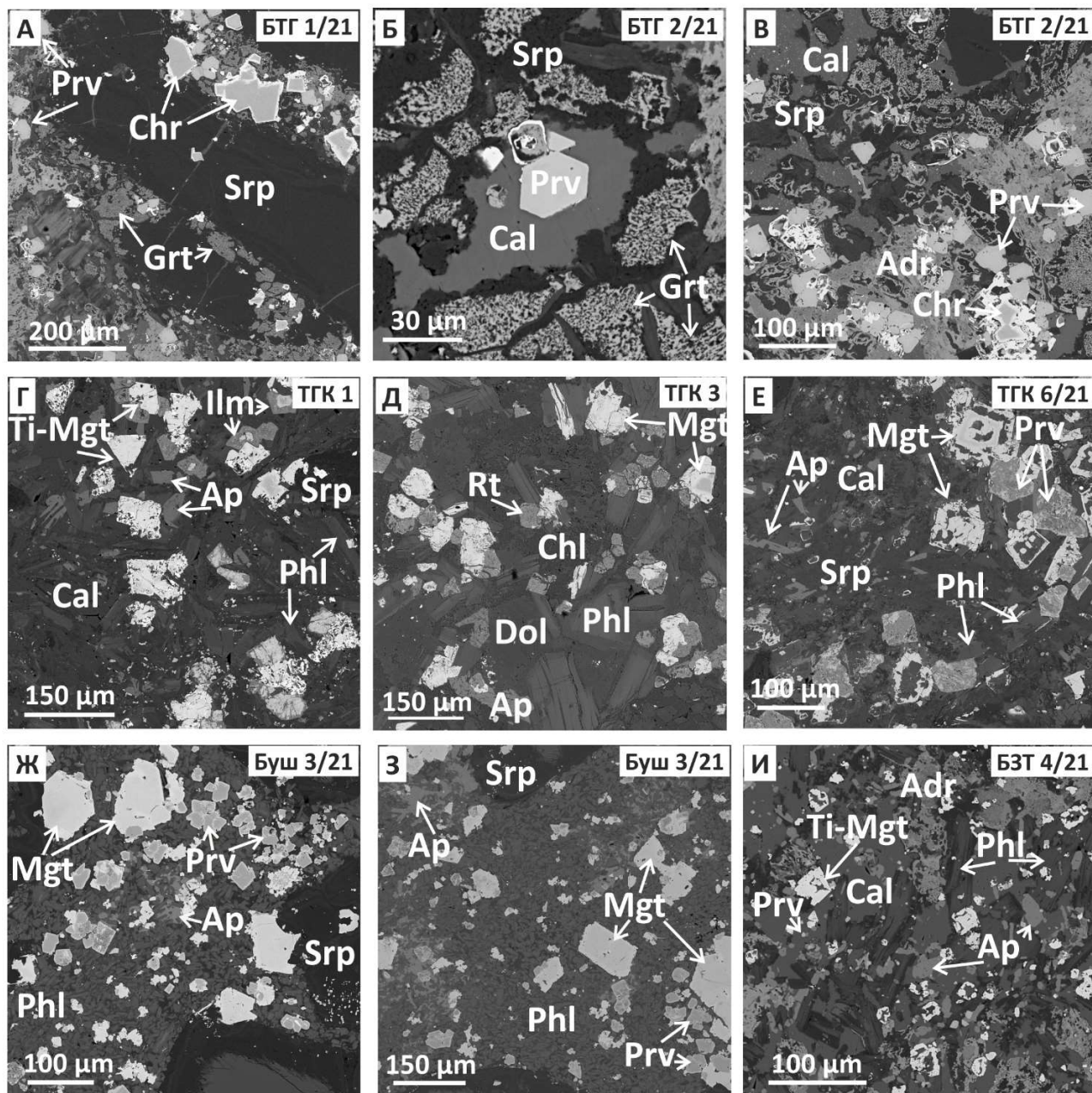


Рисунок 6. BSE-изображения для основной массы ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Образцы БТГ 1/21, БТГ 2/21, ТГК 1, ТГК 3, ТГК 6/21 отобраны из даек Большетагнинского массива, Буш 3/21 из Бушканайской дайки, БЗТ 4/21 из трубки Южная. Ap – минералы группы апатита, Adr – андрадит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Chr – хромит, Dol – доломит, Grt – минералы группы граната, Ilm – ильменит, Mgt – магнетит, Phl – флогопит, Prv – перовскит, Rt – рутил, Srp – серпентин, Ti-Mgt – титаномагнетит.

Таблица 1. Модальный состав ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

№ образца	Дайки Большетагнинского массива					Бушканайская дайка	Трубка Южная
	БТГ 1/21	БТГ 2/21	ТГК 1	ТГК 3	ТГК 6/21	БУШ 3/21	БЗТ 4/21
Вкрапленники (Об.%)							
Оливин	40	30	30	30	30	30	20
Флогопит	—	—	3	5	3	—	10
Клинопироксен	—	—	—	—	—	—	5
Амфибол	—	—	—	—	—	—	5
Магнетит	—	—	—	—	—	—	1
Основная масса (осн. мас. %)							
Хромит	5	5	5	4	3	2	1
Магнетит	5	5	15	15	10	15	10
Перовскит	15	10	—	—	10	15	5
Клинопироксен	—	—	—	—	1	5	—
Ильменит	—	—	10	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	5	—	—	—
Флогопит	—	—	30	40	20	50	40
Фторapatит	5	5	10	10	10	5	10
Кальцит	20	25	20	—	20	5	20
Доломит	—	—	—	20	5	—	—
Андрадит	30	30	—	—	—	—	10
Сульфиды	1	1	1	1	1	1	1
Серпентин	10	10	5	5	10	1	10
Хлорит	10	10	5	5	10	1	1

Глава 5. Возраст

Был получен возраст флогопита и перовскита из даек Большетагнинского массива, Бушканайской дайки и трубки взрыва Южная, для уточнения времени формирования пород, поскольку ультраосновные лампрофиры Большетагнинского массива были сформированы как в докарбонатитовый, так и в посткарбонатитовый этапы (Фролов и Белов, 1999), а в трубке Южная ранее датировались только макрокристы (Ashcherkov et al., 2020), сформированные за счет метасоматического воздействия проторасплава на мантийный перидотит (Возняк и др., 2024).

5.1 U–Pb возраст перовскита

Был определен возраст перовскита из трех даек ультраосновных лампрофиров Большетагнинского массива - BTG 1/21, BTG 2/21, TKG 6/21. Все перовскиты характеризуются незначительными вариациями U (27-70 ppm) и широкими – Th (от 170 до 2680 ppm). Для определения U–Pb возраста дайки Большетагнинского массива (BTG 1/21) 45 измеренных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ были нанесены на диаграмму Тера-Вассербурга. Нижнее пересечение с конкордией соответствует возрасту 645 ± 26 млн. лет, при MSWD=12. Рассчитанный средневзвешенный возраст для BTG 1/21 получился 647 ± 13 млн. лет, при MSWD=4,8. 39 измеренных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ для другой дайки Большетагнинского массива (BTG 2/21) на диаграмме Тера-Вассербурга при нижнем пересечении с конкордией дают значения 642 ± 26 млн. лет (MSWD=5), а средневзвешенный возраст равен 644 ± 15 млн. лет, при MSWD=4.1. Третье определение U–Pb возраста по перовскиту из образца TKG 6/21 дайки ультраосновных лампрофиров Большетагнинского массива было произведено с коррекцией на общий Pb. 31 значение в нижнем пересечении с конкордией соответствуют возрасту 634 ± 51 , при MSWD=8,5. Средневзвешенное значение возраста равно 638 ± 24 , при MSWD=6,2.

Для определения U–Pb возраста Бушканайской дайки (Bush 3/21) 44 измеренное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ было нанесено на диаграмму Тера-Вассербурга. При коррекции на общий Pb, нижнее пересечение с конкордией соответствует возрасту 575 ± 39 млн. лет, при MSWD=4,9. Рассчитанный средневзвешенный возраст получился 591 ± 33 млн. лет, при MSWD=2,6 (рис. 7).

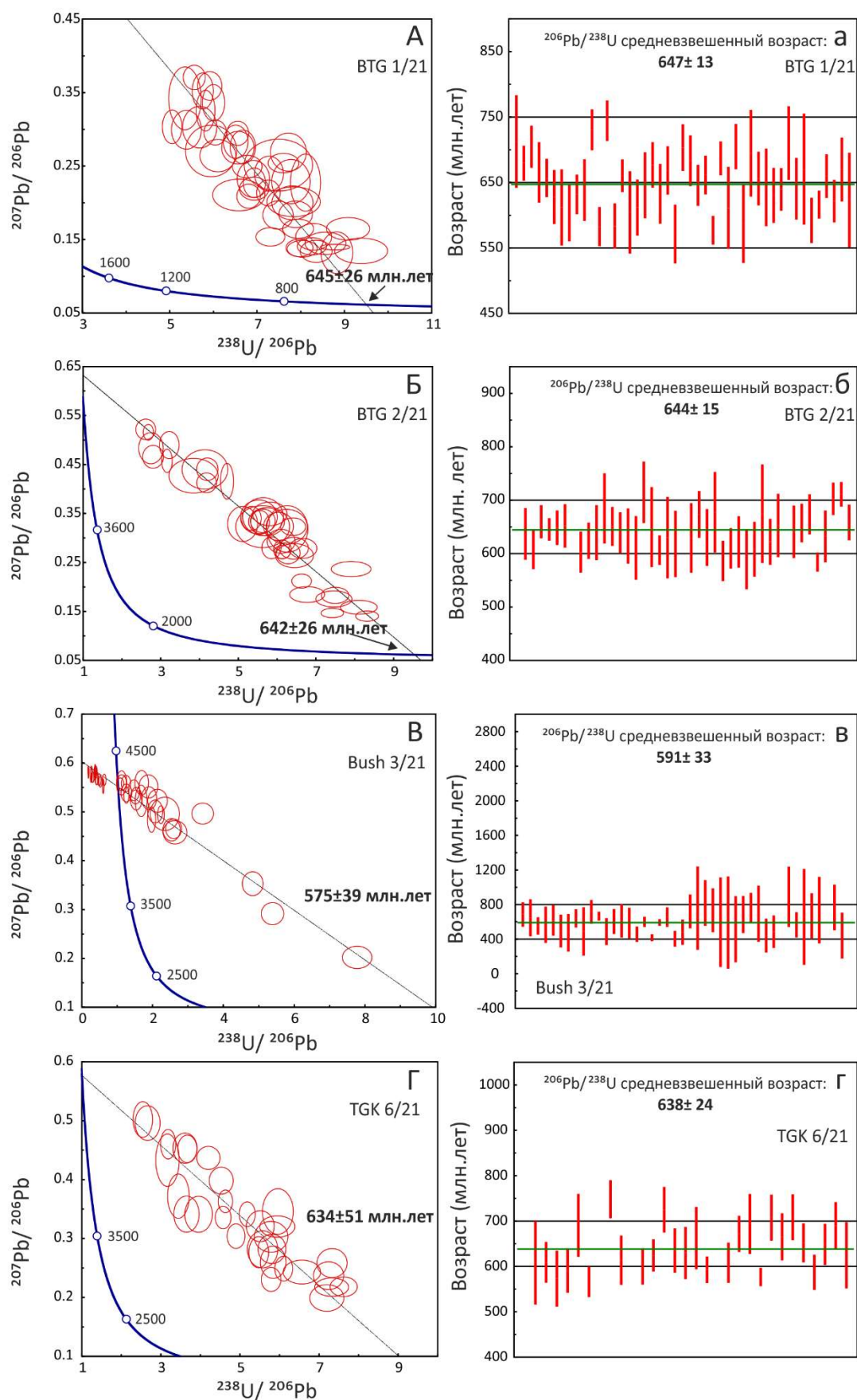


Рисунок 7. U-Pb изотопный возраст зерен перовскита из айликитов Большетагнинского массива (BTG 1/21, BTG 2/21, TGK 6/21) и Бушканайской дайки (Bush 3/21). Диаграммы Тера-Вассербурга (А-Г) и средневзвешенного возраста (а-г).

5.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита

Особое внимание уделялось извлечению флогопита основной массы из образца трубки Южная. Для этого отбирались кусочки основной массы, не содержащие макрокристы флогопита, из которых извлекались чешуйки флогопита, имеющие размер не более 100-200 мкм. Часть отобранных зерен была проанализирована для определения их принадлежности к минералу основной массы, кристаллизовавшемуся из айликовой магмы.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита из основной массы ультраосновных лампрофиров трубки Южная (BZT 4/21) состоит из 6 ступеней. Семь ступеней формируют хорошо выраженное плато с 95 % выделенного ^{39}Ar . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования флогопита равен 647 ± 7 млн. лет и может быть принят за время формирования ультраосновных лампрофиров.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследование флогопита из ультраосновных лампрофиров (TGK 3) Большетагнинского массива позволило получить возрастной спектр, состоящий из семи ступеней. Все ступени, кроме первой, были объединены в возрастное плато, включающее более 90% от выделенного ^{39}Ar в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст ступеней, образующих плато, отвечает значению $635 \pm 7,4$ млн. лет (рис. 8).

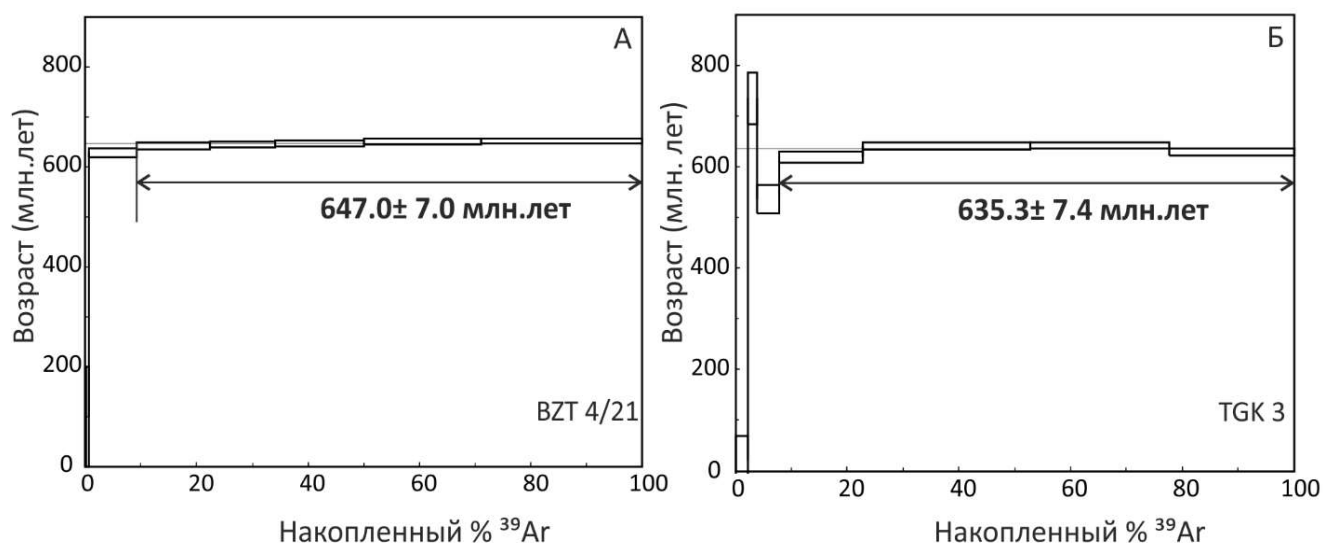


Рисунок 8. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для флогопита из айликов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Возраст и тектонические следствия

Возраст айликов Бушканайской дайки и некоторых даек Большетагнинского массива определялся ранее предыдущими исследователями. По данным Савельевой (Savelyeva et al., 2022), $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита для дайки айликов Большетагнинского массива составил $648 \pm 8,7$ млн. лет, а возраст флогопита для Бушканайской дайки получился $646,1 \pm 8,6$ млн. лет (Savelyeva et al., 2022). Возраст даек айликов из соседнего Белозиминского щелочно-

ультраосновного карбонатитового массива, определенный ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по флогопиту, оценивается в 645-622 млн. лет, а трубки Южная (макрокристы флогопита) в 645 млн. лет. (Ashchepkov et al., 2020) (рис.9).

Породы Большетагнинского массива были сформированы в следующей последовательности: ультраосновные лампрофиры, ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты, ультраосновные лампрофиры и карбонатиты (Фролов и Белов, 1999). Абсолютный возраст формирования пород Большетагнинского массива изучен методом ^{147}Sm - ^{143}Nd (Savelyeva et al., 2022). Для образцов ийолита, нефелинового сиенита, щелочного сиенита, карбонатита получена изохрона с возрастом 640 ± 11 млн. лет (Savelyeva et al., 2022). Также был изучен возраст андрадита U-Pb методом из ийолит-мельтейгитов и нефелинового сиенита Большетагнинского массива (Stifeeva et al., 2023). Возраст для ийолитов составил 632 ± 3 млн. лет, для нефелиновых сиенитов – 632 ± 2 млн. лет. Полученные нами возраста хорошо согласуются в пределах ошибки с опубликованными значениями возраста образования других пород Большетагнинского массива, так же как и других щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов (Белая Зима, Арбарастах, Ингили, Жидой) в пределах южной части Сибирского кратона (рис.9). Анализируя все опубликованные и полученные в данном исследовании геохронологические данные можно, в целом, сказать, что ультраосновные лампрофиры формируются как синхронно с породами щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, так и завершают этап становления интрузий.

Согласно представлениям ряда исследователей (Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Ярмолук и др., 2005; Nozhkin et al., 2008), развитие неопротерозойского щелочного магматизма на окраине Сибирского кратона было связано с деятельностью суперплюма, вызвавшего распад лавразийской части Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана. Стоит отметить, что и в северной Америке в период 650-550 млн. лет был развит щелочной магматизм (Tappe et al., 2005, 2006). В.В. Ярмолук с соавторами предположили, что плюмовая активность также вызвала формирование дайковых роев долеритов, расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий и гранитоидов в юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780–725 млн. лет (Иркутская изверженная провинция), дайкового роя Франклина в интервале 727–721 млн. лет в северной Лаврентии (Ярмолук и др., 2005). Временной разрыв между магматическими событиями 780–725 и 660–630 млн. лет значителен и, скорее всего, эти периоды связаны с различными процессами. Формирование крупных изверженных провинций Иркутская и одновозрастной Франклин в северной Лаврентии на рубеже 780-725 млн. лет было связано с деятельностью суперплюма. Вероятно, что неопротерозойский щелочной магматизм (660–630 млн. лет) контролировался тектоническими процессами, а не плюмовой активностью.

Считается, что формирование низкой степени частичного плавления глубинных щелочных карбонатитовых расплавов не требует избыточного мантийного тепла. Некоторые авторы (Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017; Doroshkevich et al., 2022) предположили, что движение плит во время раскола континентов может быть одним из наиболее важных факторов для подъема щелочных расплавов из конвективной верхней мантии.

Мы предполагаем, что в нашем случае, внутриконтинентальное растяжение и утонение литосферы Родинии в неопротерозое является причиной проявления щелочного магматизма в южной части Сибирского кратона.

Из приведенного материала двух предыдущих глав можно сформулировать первое защищаемое положение: ультраосновные лампрофиры зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса по особенностям минерального состава и петрографии (наличию первичных карбонатов, клинопироксена; отсутствию нефелина, мелилита, калиевого полевого шпата) относятся к айликитам. Формирование даек айликитов происходило в интервале от 647 до 590 млн лет.

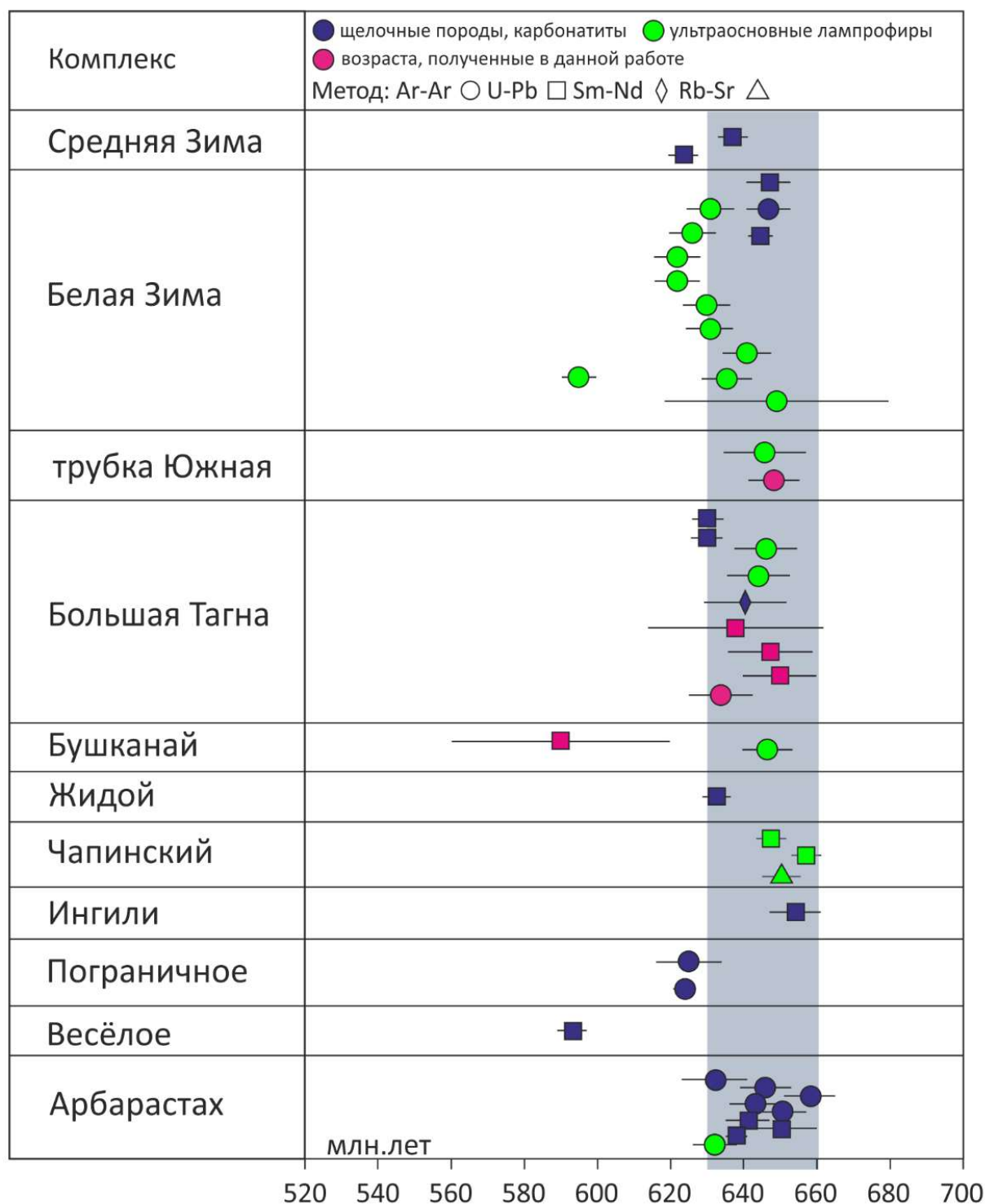


Рисунок 9. Геохронологические данные для неопротерозойских редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов южной и юго-восточной окраин Сибирского кратона. Данные по комплексам Ингили (Ярмолук и др., 2005), Арбарастах (Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022), Жидой (Ярмолук и др., 2005), Чапа (Danilova et al., 2024; Шарыгин и др., 2022), Пограничное и Весёлое (Рипп и др., 2009), Белая Зима (Ярмолук и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Ashchepkov et al., 2020), Большая Тагна (Savel'eva et al., 2022; Stifeeva et al., 2023), Средняя Зима (Prokopyev et al., 2023; Stifeeva et al., 2023).

Глава 6. Минералогическая характеристика ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

6.1 Оливин

Кристаллы оливина из Бушканайской дайки зональные и содержат ядра. По составу ядер было выделено 2 типа оливина: кристаллы с высокожелезистыми и высокомагнезиальными ядрами (рис. 10,11,12).

Оливин с нормальной зональностью имеют ядро с относительно высокими Mg# 86-89 и NiO, низкими CaO и MnO. Каймы этого оливина относительно ядер обогащены FeO, CaO, MnO и обеднены NiO (рис. 10,11,12; табл. 2,3).

Оливин с обратной зональностью характеризуются ядром, обогащенным FeO, и высокомагнезиальной каймой (рис. 10,11,12; табл. 2,3). Высокожелезистые ядра имеют относительно низкие Mg# 82-86, NiO и высокий MnO. Содержание CaO в ядрах и каймах примерно одинаковое 0,15-0,18 мас.%. Состав кайм оливина с обратной зональностью похож на состав ядер оливина с нормальной зональностью.

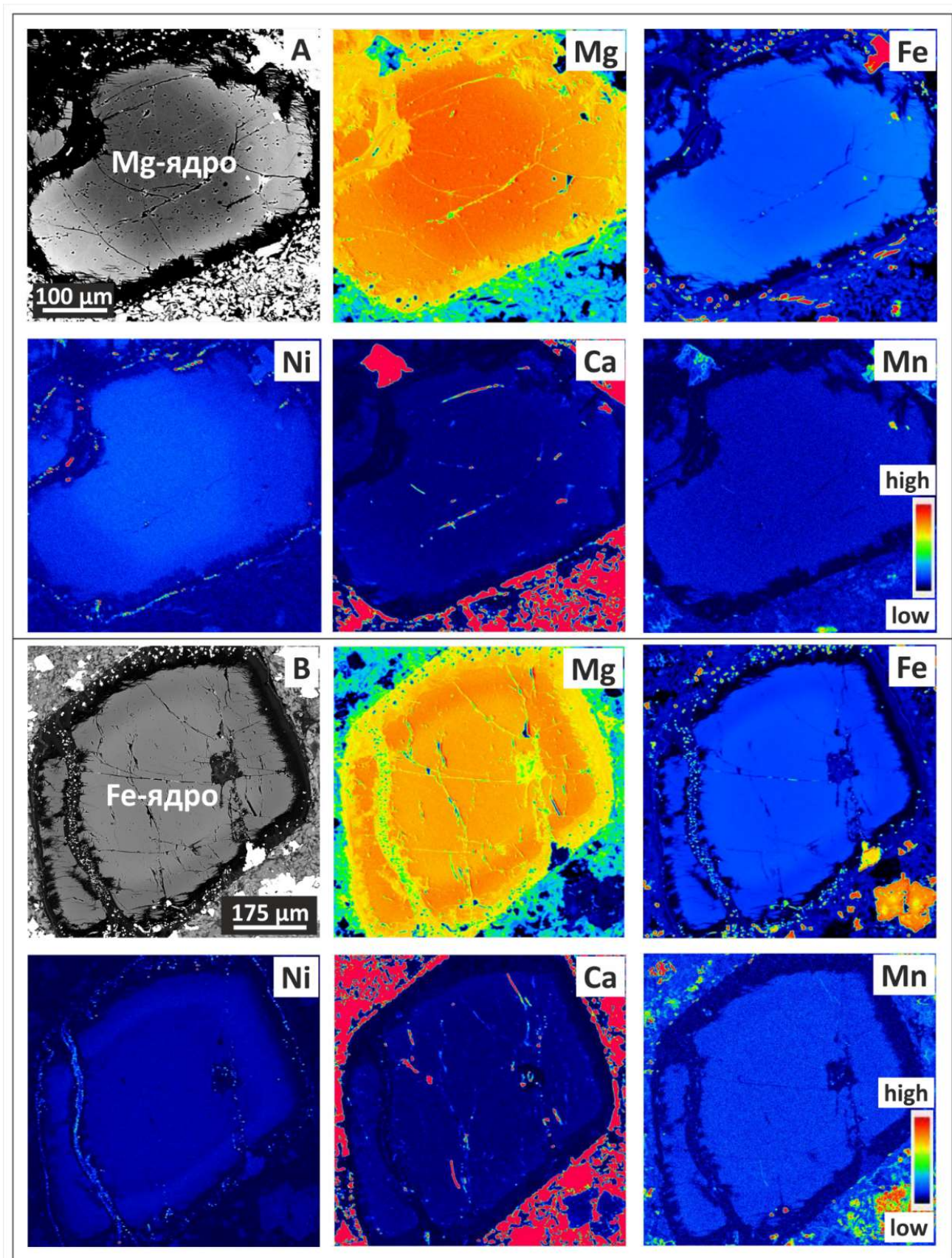


Рисунок 10. Элементные карты EDS типичных макрокристов оливина, обнаруженных в айликитах дайки Бушканай, показывают две различные типы зональности (а) богатые магнием и (б) богатые железом ядра. Хотя различия в содержании FeO между ядрами и краями относительно невелики, зональность интерпретируется относительно Mg#.

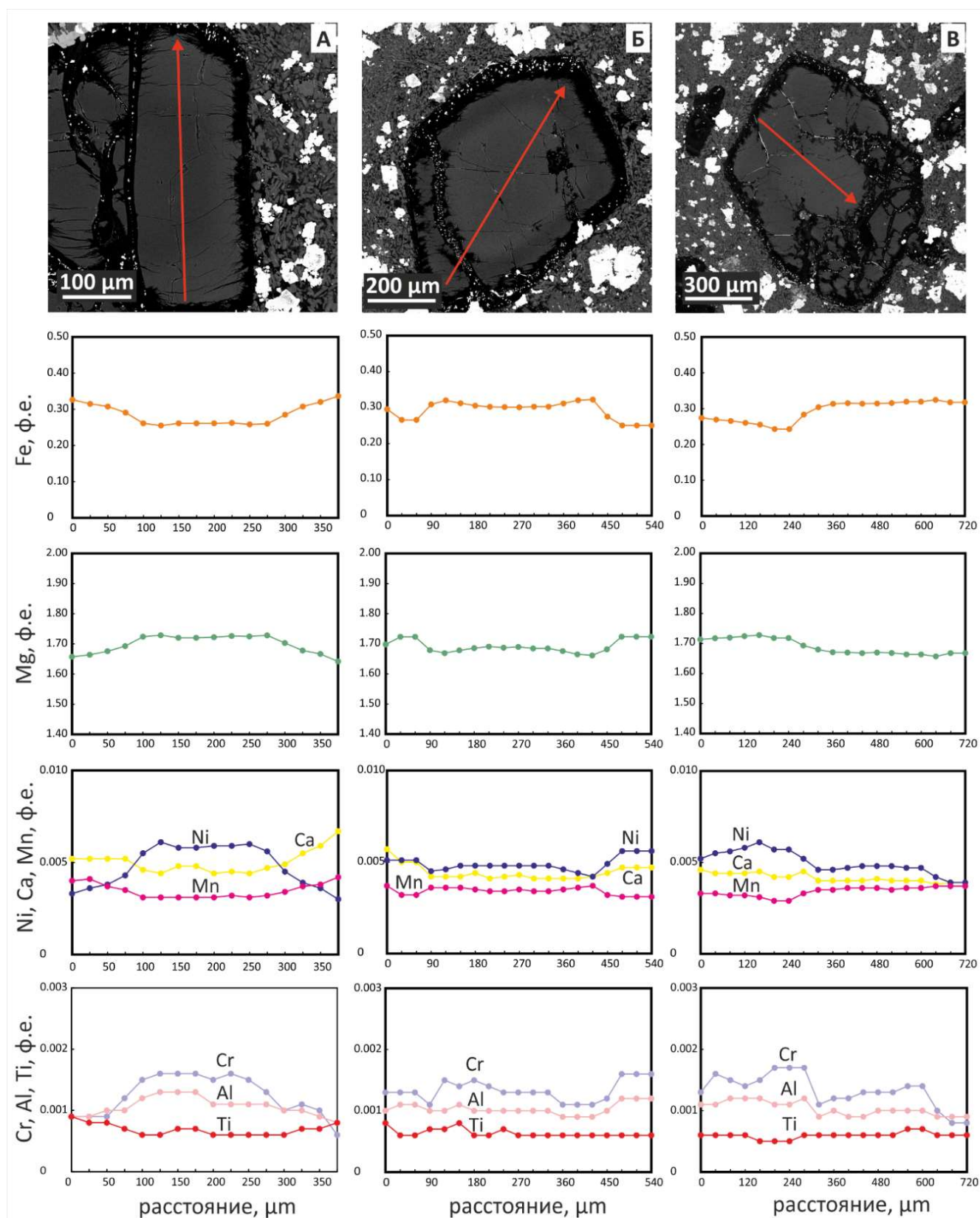


Рисунок 11. BSE-изображения двух типов профилей состава оливина из айликов дайки Бушканай. Различающийся состав между краями и ядром (а, б, в) также можно наблюдать в микроэлементах, таких как Ni, Cr и Al.

Таблица 2. Состав ядер оливинов из айликитов Бушканайской дайки.

	Mg-ядро					Fe-ядро				Mg-ядро				
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40.7	40.6	40.5	40.7	40.6	40.3	40.0	39.8	40.3	40.5	40.6	40.8	40.8	40.8
MgO	46.8	46.5	46.6	46.6	46.7	45.7	44.7	44.1	46.0	46.6	46.7	47.1	47.4	47.4
FeO	12.5	12.7	12.8	12.6	12.7	13.8	14.8	15.3	12.9	12.6	12.4	12.1	11.8	11.7
NiO	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.23	0.19	0.18	0.29	0.30	0.31	0.33	0.35	0.35
CaO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.21	0.22	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.18	0.18	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14
Cr ₂ O ₃	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.05	0.08	0.07	0.11	0.08	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	100.8	100.6	100.6	100.7	100.8	100.4	100.2	99.9	100.1	100.4	100.6	100.7	100.7	100.7
Формулы на основе 4 атомов кислорода														
Si	0.999	0.999	0.997	1.000	0.997	0.998	0.999	0.998	1.000	0.999	0.999	1.000	0.998	0.999
Mg	1.729	1.722	1.726	1.724	1.728	1.703	1.678	1.667	1.715	1.725	1.727	1.734	1.743	1.745
Fe ²⁺	0.255	0.261	0.262	0.258	0.260	0.285	0.308	0.320	0.268	0.260	0.255	0.247	0.241	0.238
Ni	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.004	0.004	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007
Ca	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.006	0.006	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg# = 100* MgO/(MgO+FeO)														
Mg#	87.1	86.8	86.8	87.0	86.9	85.7	84.5	83.9	86.5	86.9	87.2	87.5	87.8	88.0

Таблица 3. Редкоэлементный состав ядер оливинов из айликитов Бушканайской дайки (ppm).

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Элемент	С, ppm																							
⁷ Li	22	43	40	50	34	8	6	7	5	3	3	—	—	4	—	—	—	—	—	3	4	—	—	—
²³ Na	310	380	240	700	500	400	210	240	500	210	210	320	160	800	180	400	190	250	250	140	600	170	400	150
²⁷ Al	390	700	400	500	500	340	220	360	260	270	250	310	250	270	270	350	280	320	350	240	930	300	240	250
³¹ P	90	90	90	100	37	69	40	37	37	44	42	60	80	40	50	58	40	70	64	55	53	70	45	51
⁴² Ca	1500	2500	2300	150 0	1400	130 0	120 0	1100	160 0	1400	1000	190 0	140 0	370 0	900	240 0	800	600	7000	1200	170 0	800	1300	110 0
⁴⁴ Ca	1900	2900	2100	110 0	1600	150 0	140 0	1300	160 0	1800	1400	190 0	150 0	400 0	1300	260 0	110 0	500	9000	1300	190 0	110 0	1500	130 0
⁴⁵ Sc	15	14	18	13	17	13	13	11	13	12	12	9.9	13	12	11	12	10	11	11	12	12	11	12	13
⁴⁷ Ti	190	170	200	230	330	160	140	160	150	150	140	160	190	160	110	160	130	170	180	140	320	140	160	160
⁴⁹ Ti	180	180	210	240	300	150	130	160	150	130	140	160	190	160	100	150	110	160	170	130	320	140	140	150
⁵¹ V	6.9	9	8	9	16	6	5.1	7	4.5	4.3	6	4.5	6.7	5.3	4.7	5.7	4.2	5.8	6.1	5	12	4.8	5.8	6
⁵² Cr	350	290	200	150	280	420	220	410	110	83	320	280	78	170	360	260	220	370	260	170	800	330	200	310
⁵⁵ Mn	1000	600	1200	900	420	110 0	870	1100	110 0	800	800	730	130 0	100 0	750	900	700	700	800	740	820	700	650	800
⁵⁹ Co	160	120	150	110	60	170	170	170	120	140	180	140	180	160	140	140	130	150	140	130	100	130	130	140
⁶⁰ Ni	1800	1600	1400	800	600	250 0	160 0	1500	800	800	2300	160 0	110 0	140 0	2200	180 0	170 0	210 0	1300	1100	980	190 0	1200	180 0
⁶⁵ Cu	4	4	3	3	1.1	6	3.3	3.7	3	4.2	5	6	4.4	3.8	4	4	4	4.1	3.2	5	2.4	3	4.1	4.3
⁶⁶ Zn	70	49	57	46	27	80	70	90	80	100	70	60	110	70	70	70	60	50	40	56	56	60	60	50

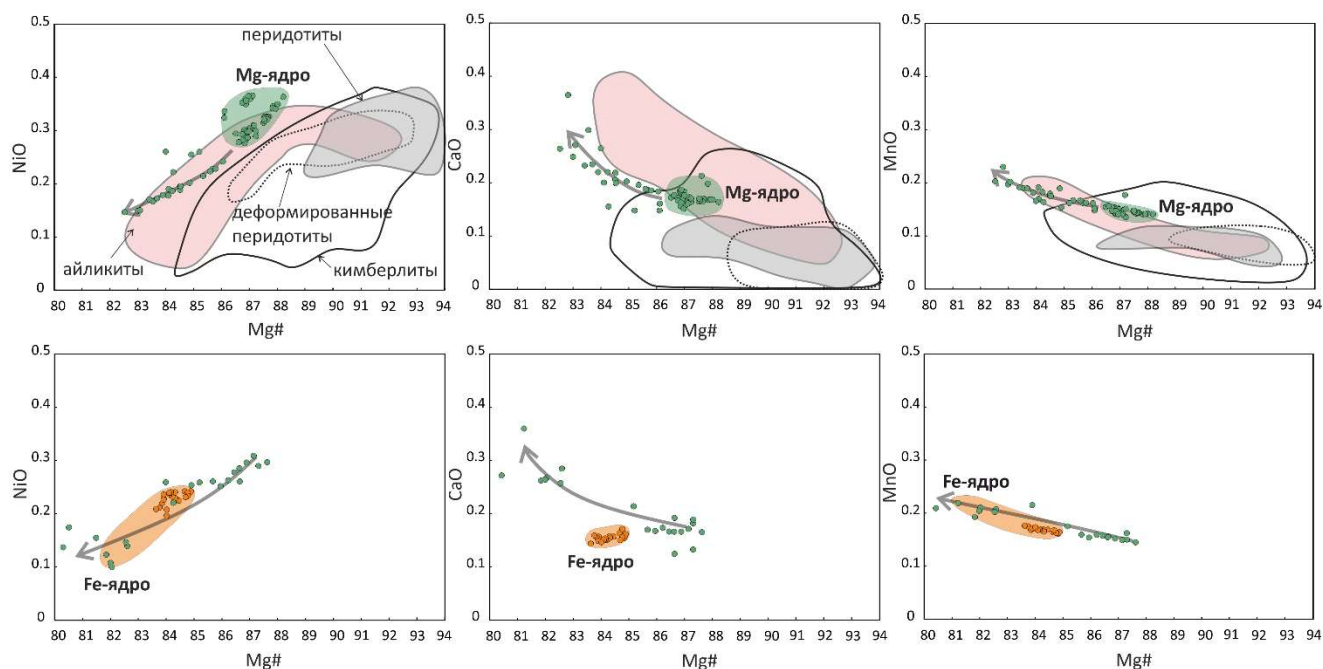


Рисунок 12. Бинарные диаграммы зависимости NiO, CaO и MnO от Mg# состава богатых железом и магнием ядер и кайм оливина из айлицитов дайки Бушканай. Данные по оливину из айлицитов и кимберлитов были взяты из работ (Veter et al., 2017) и (Giuliani, 2018), по оливину в перидотитах — из работ (Giuliani, 2018).

6.1.1 Поликристаллические включения в оливине

Были изучены поликристаллические включения в оливине из ультраосновных лампрофиров Бушканайской дайки. Обнаруженные включения в оливине представлены крупными (50-300 мкм) полностью раскристаллизованными образованиями. Они имеют четкие границы с оливином. Во включениях основными фазами являются клинопироксен и флогопит, а также встречаются магнетит, кальцит, ильменит (рис.13).

Клинопироксен представлен зернами от идиоморфных до ксеноморфных, размером 50-150 мкм. Магнезиальность в них варьирует в пределах 60-80, TiO_2 до 9,02 мас. %, Al_2O_3 до 9,09 мас. %, MnO до 0,5 мас. %, Na_2O до 1 мас. % (рис.13). Зерна клинопироксена из включений имеют относительно крупный размер (до 150 мкм), чем минерал основной массы изученных айлицитов (до 25 мкм).

Флогопит представлен таблитчатыми зональными кристаллами размером 50-100 мкм. Содержание Al_2O_3 в ядрах составляет в среднем 12,6 мас. %, TiO_2 — 1,23 мас. %, FeO — 7,53 мас. %, MgO — 23,5 мас. %, BaO — 1,03 мас. %. От центра к краю зерна наблюдается увеличение содержания Al_2O_3 , FeO, TiO_2 и уменьшение MgO, BaO (рис.13). Стоит отметить, что флогопит из

включений характеризуется более крупными кристаллами (до 100 мкм) по сравнению с минералом основной массы (до 25 мкм).

Магнетит встречается в виде ксеноморфных зерен размером до 50 мкм. Содержание TiO_2 достигает 18,6 мас. %, Al_2O_3 -3,04 мас. %, MgO – 2,34 мас. %. Кальцит заполняет межзерновое пространство и содержит SrO до 1,56 мас.%. Ильменит встречается редко и представлен ксеноморфными зернами. Обычно в его состав входит MgO до 4,71 мас. %, MnO до 4,34 мас. %.

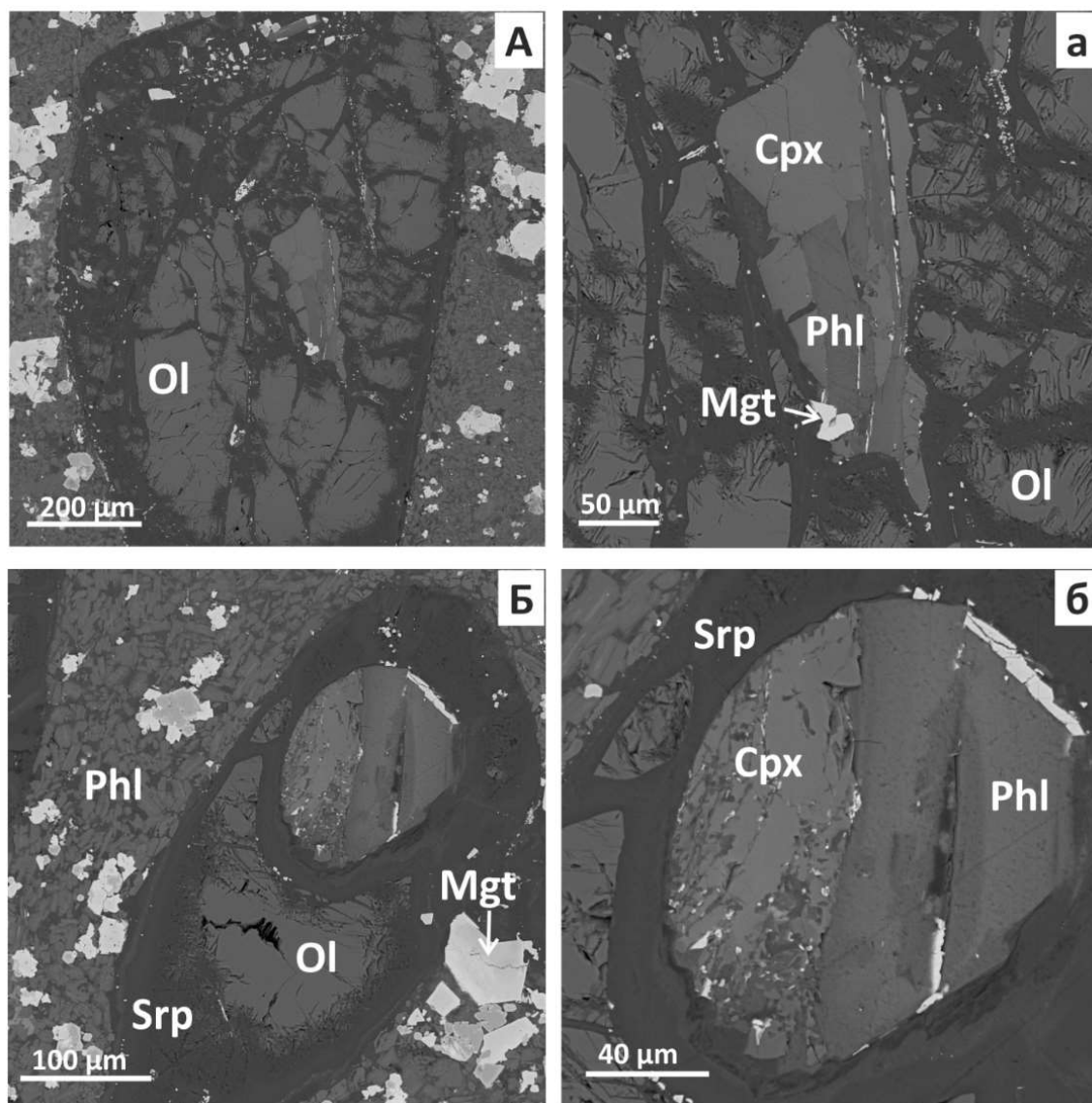


Рисунок 13. BSE-изображения поликристаллических включений в оливине из айликов Бушканайской дайки. Cpx - клинопироксен, Mgt - магнетит, Ol – оливин, Phl – флогопит, Srp – серпентин.

Клинопироксен в изученных включениях по составу отличается от мантийных клинопироксенов (MARID, PIC, деформированных перидотитов, метасоматизированных гранатовых перидотитов), имея более низкую $\text{Mg\#}$ (60-80) и высокое содержание TiO_2 и Al_2O_3 (рис.14). Однако точки составов этих клинопироксенов очень хорошо ложатся на линию тренда

эволюции состава минерала из основной массы изученных айлицитов. Флогопит из включений Бушканайской дайки не попадает в область состава флогопита из мантийных ксенолитов, характеризуясь относительно более высоким содержанием FeO (рис.15). При этом, флогопит основной массы и минерал включений имеют схожий состав, но последний характеризуется большими вариациями основных компонентов.

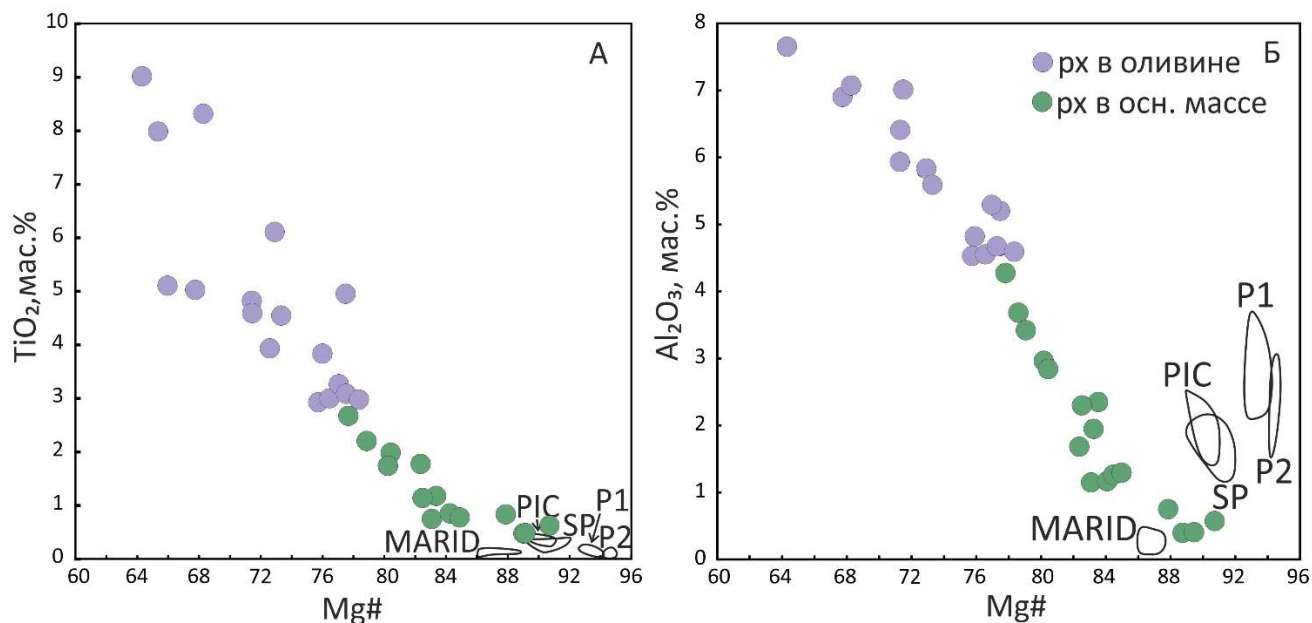


Рисунок 14. Диаграммы составов клинопироксена из поликристаллических включений и основной массы айлицитов Бушканайской дайки. Полями обозначены составы минерала из MARID (флогопит-амфибол, рутил, ильменит, клинопироксен) и PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен) (Fitzpayne, 2018); SP (деформированных перидотитов) (Ionov, 2010); гранатовых перидотитов, испытавших силикатный (P1) и карбонатный (P2) метасоматоз (Shchukina, 2015; Kargin, 2021).

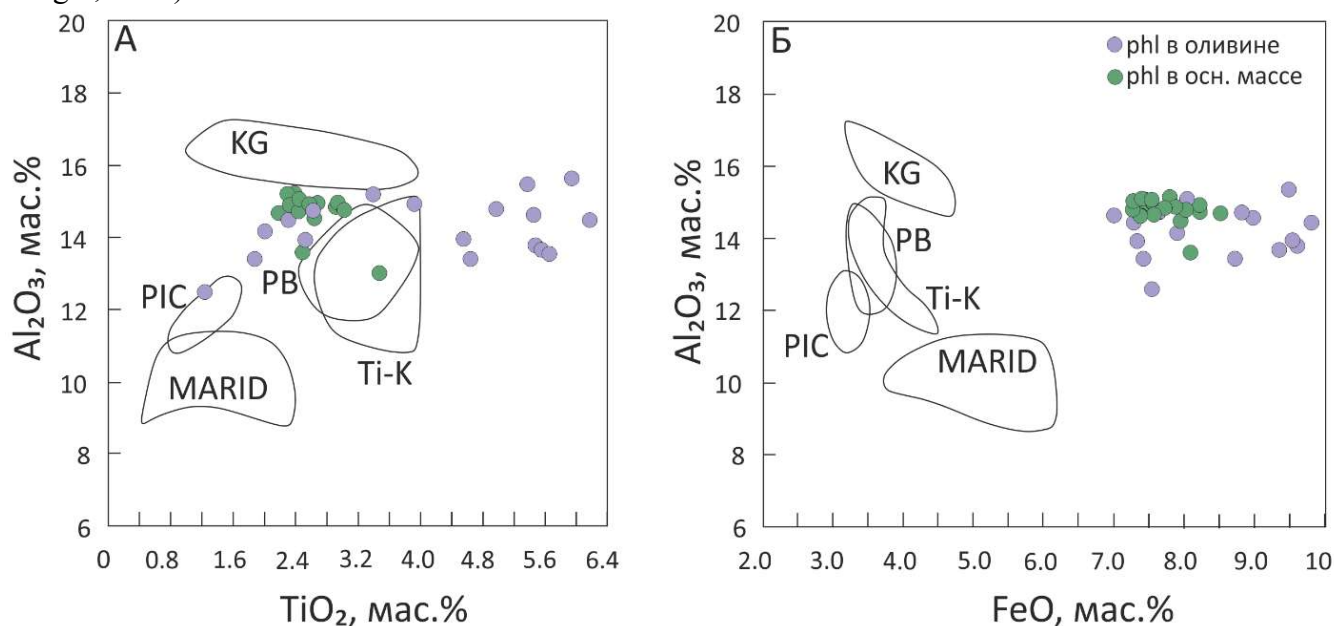


Рисунок 15. Диаграммы составов флогопита из поликристаллических включений и основной массы айлицитов Бушканайской дайки. Полями обозначены составы флогопита из MARID (флогопит-амфибол, рутил, ильменит, клинопироксен) и PIC (флогопит-ильменит-

клинопироксен) (Giuliani et. al, 2016; Fitzpayne, 2018); ксенолитов полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, Южная Африка (PB) (Giuliani, 2016); кимберлитов основной массы (KG) и высокотитанистого флогопита из кимберлитов Южной Африки (Giuliani et. al, 2016).

6.2 Минералы группы шпинели

Изученные кристаллы шпинелидов зональные, и по составу было выделено несколько типов: хромиты (Chr), алюмохромиты (Al-Chr), алюмомагнетиты (Al-Mgt), хромистые магнетиты (Cr-Mgt), титаномагнетиты (Ti-Mgt), магнетиты (Mgt) (рис. 16).

Ядра кристаллов из образцов даек Большетагнинского массива (BTG 1/21 и BTG 2/21) в основном представлены хромитом с высоким содержанием Cr_2O_3 до 45,5 мас. %. Хромитовые ядра обрастают Al-хромитом с относительно высоким содержанием Al_2O_3 до 20,9 мас. % и MgO до 15,1 мас. %. Al-хромит окружен Al-магнетитом, в котором наблюдается уменьшение концентрации Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и увеличение TiO_2 . Al-магнетит характеризуется относительно высоким содержанием MnO до 10,2 мас. %. Состав Al-магнетита постепенно переходит в Ti-магнетитовый. Магнетит обычно окружает Al-магнетита, либо титаномагнетита, а также встречается в виде субидиоморфных гомогенных зерен с содержанием Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO ниже 1 мас. % (рис. 16-18, табл.4).

Минералы группы шпинели из образцов TГK 1 и TГK 6/21 Большетагнинского массива имеют схожий состав и морфологию кристаллов (рис. 16). Хромистые ядра с высоким содержанием Cr_2O_3 до 45,6 мас. % и Al_2O_3 до 16,1 мас. % обрастают каймой из Al-магнетита с относительно низким содержанием Cr_2O_3 до 17,8 мас. %, Al_2O_3 до 12,6 мас. %. Al-магнетит окружен Ti-магнетитом. Кроме того, Ti-магнетит наблюдается в основной массе в виде отдельных однородных зерен. Содержания V, Mn, Ni, Zn во всех типах шпинелидов из TГK 1 и TГK 6/21 не превышает 0,5 мас. % (рис. 16-18, табл.4).

Шпинелиды основной массы TГK 3 имеют более крупные кристаллы, размером 80–150 мкм. Ядра кристаллов по составу соответствуют хромиту, края представлены трещиноватыми, губчатыми хромистыми магнетитами. Хромитовые ядра с высоким содержанием Cr_2O_3 до 46,9 мас. %, Al_2O_3 до 12,1 мас. %, MgO до 13,7 мас. % обрастают хромистым магнетитом с относительно низким содержанием Cr_2O_3 до 27,7 мас. %, Al_2O_3 до 10,2 мас. %, MgO (0,00-0,34 мас. %) и высоким TiO_2 до 10,3 мас. % (рис. 16-18, табл.4).

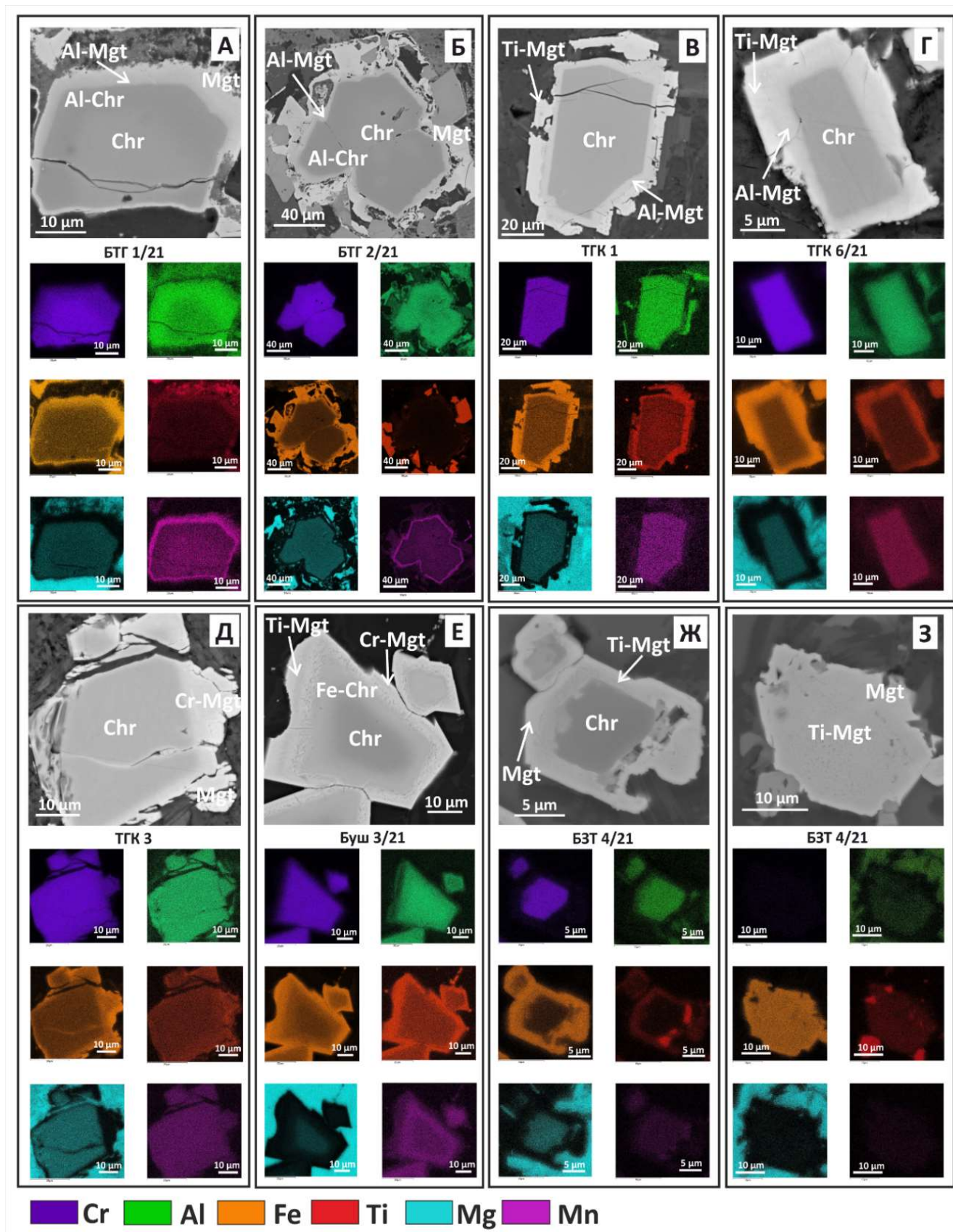


Рисунок 16. BSE-изображения и элементные карты для шпинелидов из айлицитов Большететинского массива (А-Д), Бушканайской дайки (Е), трубки Южная (Ж-З). Chr – хромит, Al-Chr – алюмохромит, Al-Mgt – алюмомангнетит, Cr-Mgt – хромистый мангнетит, Ti-Mgt – титаномангнетит, Mgt – мангнетит.

По морфологии было выделено два типа зерен шпинелидов из Бушканайской дайки (Bush 3/21): I тип – мелкие (20-50 мкм) зональные кристаллы с хромитовым ядром; II тип – крупные (50-150 мкм) гомогенные кристаллы титаномагнетита. Их соотношение в основной массе составляет 1:9, соответственно. I тип кристаллов обычно имеют хромитовое ядро, Fe-хромитовую и Cr-магнетитовую переходную зону, Ti-магнетитовую кайму. Хромитовые ядра характеризуются следующими вариациями основных компонентов: Cr_2O_3 (29,5-36,9 мас. %), Al_2O_3 (12,8-15,3 мас. %), TiO_2 (5,14–7,11 мас. %), MgO (3,08–10,6 мас. %). Fe-хромитовая переходная зона характеризуется относительно низким содержанием Cr_2O_3 (20,5–27,5 мас. %), Al_2O_3 (10,0–12,1 мас. %), высоким TiO_2 (8,54–9,33 мас. %). Содержание MgO ниже предела обнаружения. В Fe-хромите наблюдается увеличение содержания Mn до 3 мас.%. Cr-магнетитовая переходная зона представлена тонкой каймой, поэтому в них не удалось произвести качественный анализ. По элементным картам видно, что Cr-магнетит имеет относительно Fe-хромита высокое содержание FeO. Титаномагнетитовые каймы кристаллов I типа и кристаллы II типа идентичны по составу. Титаномагнетит по сравнению с Fe-хромитом характеризуется более низким содержанием Cr_2O_3 (0-1,39 мас. %), Al_2O_3 (1,01-5,52 мас. %) и высоким TiO_2 (13,9-17,9 мас. %). Содержания V, Ni, Zn в шпинелидах не больше 0,5 мас. % (рис. 16-18, табл.4).

В основной массе трубки Южная (БЗТ 4/21) часто встречаются зональные кристаллы с титаномагнетитовым ядром и магнетитовой каймой. Местами наблюдаются единичные зональные кристаллы с хромитовым ядром, титаномагнетитовой переходной зоной и магнетитовой каймой (рис. 16-18, табл.4). От ядра к переходной зоне падает содержание Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO при росте TiO_2 . Магнетит имеет содержание Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO до 2 мас. %, TiO_2 – до 7 мас.%. Во всех типах шпинелидов из БЗТ 4/21 содержание V, Ni, Zn не превышает 0,5 мас.%. Содержание Mn в титаномагнетите и магнетите достигает до 3 мас. % (рис. 16-18, табл.4).

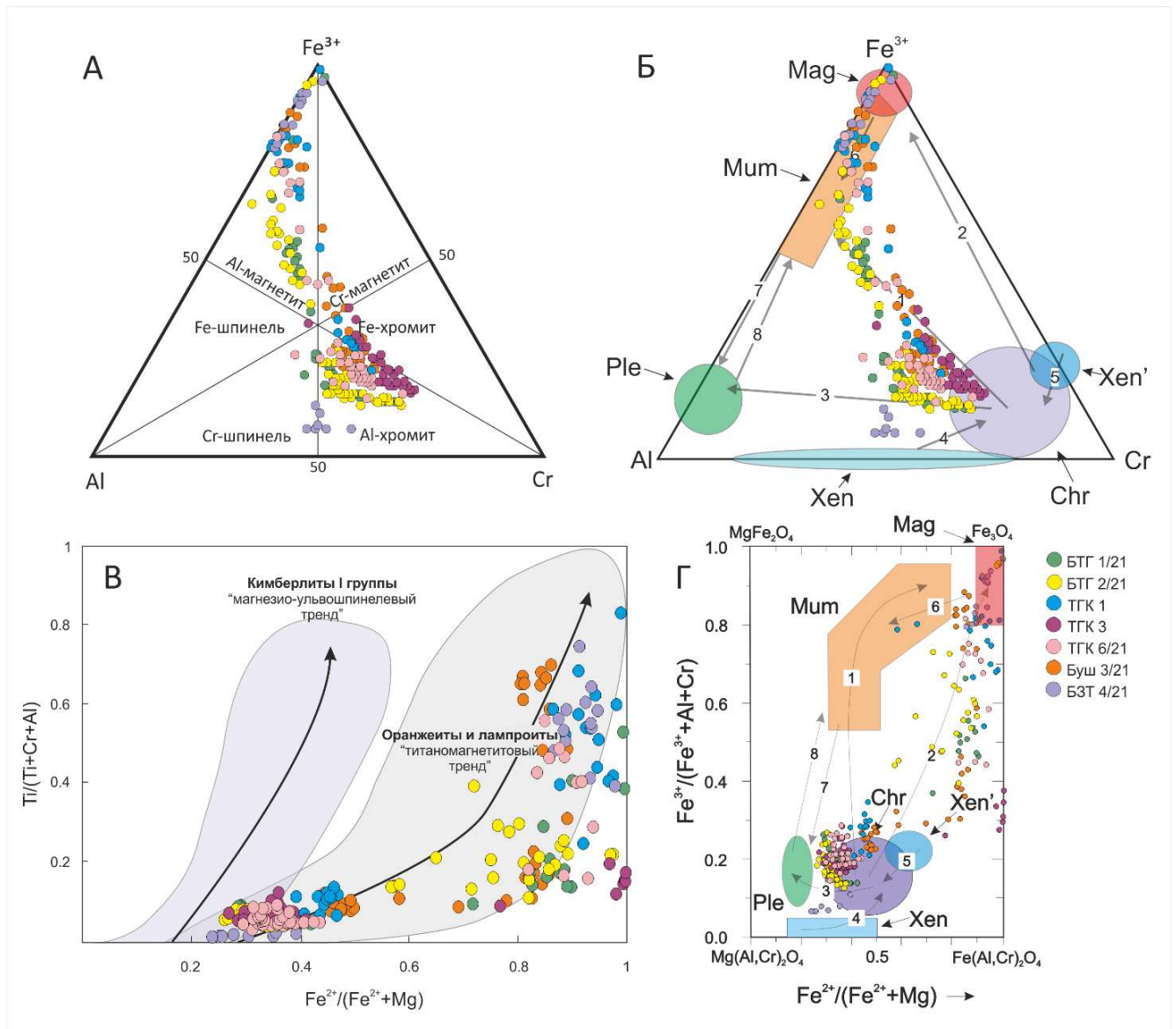


Рисунок 17. Классификационные диаграммы для минералов группы шпинели: А - Stevens, 1944; Б, Г - Roeder and Schulze, 2008; В - Mitchell, 1995. Ксенокристаллы шпинели из перидотитов (Xen), ксенокристалл шпинели из метасоматизированных перидотитов (Xen'), хромит (Chr), плеонаст-шпинель (Ple), магнезио-ульвошпинель-магнетит (Mum) и магнетит (Mag). Линиями показаны тренды эволюции для составов минералов группы шпинели.

На классификационной диаграмме Стивенса (Stevens, 1944) составы изученных шпинелидов эволюционируют от алюмохромита к алюмомagnetиту (рис.17, А). Классификационные диаграммы (Roeder and Schulze, 2008) показывают изменение изученных составов от высокохромистого хромита к магнетиту по тренду 1, который характерен для шпинелидов из кимберлитов (рис.17, Б). На диаграмме Митчела (Mitchell, 1995) состав шпинелидов из айликов зиминского комплекса меняется по титаномagnetитовому тренду, типичному для шпинелидов из оранжеитов и лампроитов (рис. 17, В). На диаграмме Соболева (Соболев, 1974; Chalapathi Rao et al., 2012) можно наблюдать, что составы изученных шпинелидов меняются по пикритовому тренду (рис.18).

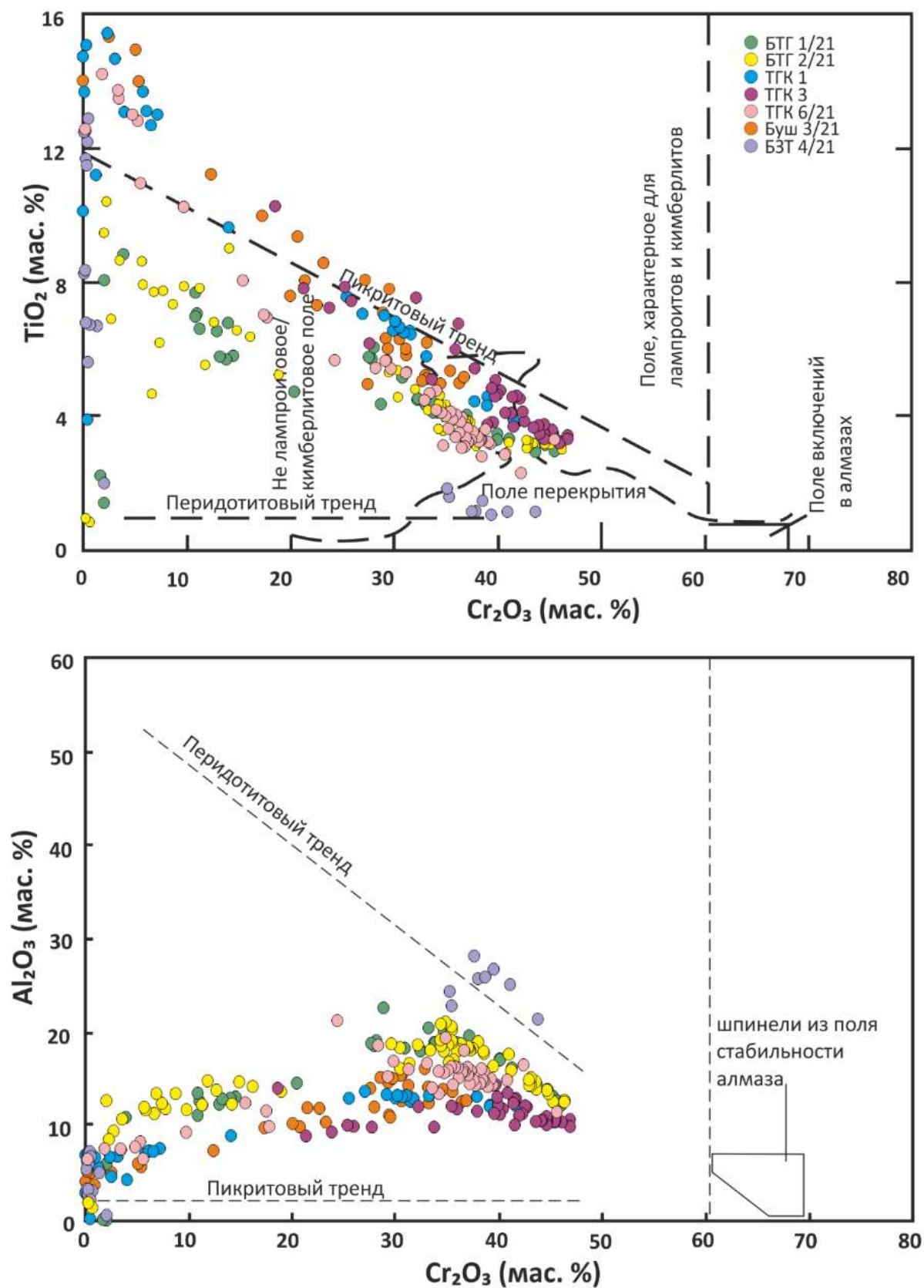


Рисунок 18. Классификационные диаграммы для минералов группы шпинели (Соболев, 1974; Chalapathi Rao et al., 2012).

Таблица 4. Химический состав хромита из айликов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

№ обр.	BTG 1/21					BTG 2/21					TGK 1					TGK 3				
	Большетагнинский массив																			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Мас. %																				
Cr ₂ O ₃	46.14	46.00	46.10	41.25	40.10	46.35	46.33	45.25	44.79	44.66	37.88	41.66	39.15	31.76	39.11	46.90	46.89	46.09	45.49	45.49
Al ₂ O ₃	12.57	12.65	12.36	16.31	17.15	12.81	12.67	12.69	13.54	13.91	13.24	12.23	12.31	13.00	12.18	10.77	10.03	10.52	10.81	10.74
Fe ₂ O ₃	11.00	11.00	11.00	12.00	13.00	10.00	11.00	11.00	11.00	12.00	17.00	15.00	16.00	21.00	16.00	13.00	13.00	13.00	14.00	14.00
FeO	13.51	13.65	15.04	12.47	11.96	13.80	13.04	13.98	13.72	12.60	15.65	14.72	15.03	14.46	16.87	12.98	12.86	13.80	13.27	11.56
MgO	12.98	12.91	11.63	14.13	14.22	13.21	13.21	13.03	13.08	13.59	11.31	12.15	12.22	12.50	10.74	13.30	13.42	12.83	12.69	13.96
TiO ₂	3.21	3.08	3.21	3.29	3.27	3.16	2.97	3.13	3.22	3.15	4.41	3.87	4.56	6.90	4.29	3.40	3.29	3.16	3.47	3.43
V ₂ O ₃	0.12	0.10	0.10	0.14	0.16	0.12	0.11	0.10	0.07	0.13	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.13	0.12	0.11	0.09	0.14
MnO	0.23	0.25	0.40	0.37	0.34	0.26	0.17	0.18	0.29	0.26	0.31	0.20	0.22	0.22	0.27	0.20	0.19	0.24	0.22	0.20
NiO	0.16	0.15	0.11	0.14	0.14	0.11	0.13	0.14	0.16	0.17	0.14	0.16	0.15	0.18	0.14	0.17	0.15	0.15	0.14	0.18
ZnO	0.10	0.05	0.09	0.09	0.08	0.08	0.05	0.07	0.09	0.09	0.05	0.07	0.05	0.08	0.04	0.08	0.08	0.07	0.11	0.06
Сумма	100.0	99.9	100.0	100.2	100.4	100.1	99.8	99.7	100.1	100.7	100.2	100.2	99.9	100.3	99.8	100.9	100.0	99.9	100.3	99.8
Формулы на основе 3 катионов и 4 атомов кислорода, ф.е.																				
Cr	1.175	1.173	1.186	1.025	0.991	1.178	1.181	1.156	1.136	1.122	0.975	1.069	1.007	0.813	1.018	1.193	1.205	1.187	1.169	1.164
Al	0.477	0.481	0.474	0.604	0.632	0.485	0.482	0.483	0.512	0.521	0.508	0.468	0.472	0.496	0.473	0.409	0.384	0.404	0.414	0.410
Fe ³⁺	0.267	0.267	0.269	0.284	0.306	0.242	0.267	0.267	0.265	0.287	0.416	0.366	0.392	0.512	0.396	0.315	0.318	0.319	0.342	0.341
Fe ²⁺	0.364	0.368	0.409	0.328	0.313	0.371	0.352	0.378	0.368	0.335	0.426	0.400	0.409	0.392	0.464	0.349	0.349	0.376	0.361	0.313
Mg	0.623	0.621	0.564	0.662	0.663	0.633	0.635	0.627	0.625	0.644	0.549	0.588	0.593	0.603	0.527	0.638	0.650	0.623	0.615	0.673
Ti	0.078	0.075	0.078	0.078	0.077	0.076	0.072	0.076	0.078	0.075	0.108	0.094	0.111	0.168	0.106	0.082	0.080	0.077	0.085	0.084
V	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.004
Mn	0.006	0.007	0.011	0.010	0.009	0.007	0.005	0.005	0.008	0.007	0.008	0.006	0.006	0.006	0.008	0.005	0.005	0.007	0.006	0.005
Ni	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005
Zn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001

№ обр.	TGK 6/21						Bush 3-21					BZT 4/21					
	Большетагнинский массив						Бушканайская дайка					Трубка Южная					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6
Мас. %																	
Cr ₂ O ₃	45.61	42.39	40.81	39.40	39.22	38.95	36.41	36.86	33.15	22.65	30.60	43.78	41.08	35.43	39.50	38.67	35.24
Al ₂ O ₃	11.58	16.60	15.00	14.46	15.13	14.28	12.68	12.82	14.23	11.98	12.76	21.52	25.18	22.93	26.84	26.01	24.45
Fe ₂ O ₃	13.00	12.00	15.00	15.00	15.00	16.00	17.00	17.00	18.00	24.00	21.00	6.00	6.00	9.00	6.00	7.00	11.00
FeO	12.95	12.04	12.84	14.50	13.55	13.94	17.77	16.93	17.11	26.39	20.05	12.06	10.13	14.72	9.70	11.09	13.93
MgO	13.32	14.84	13.55	12.62	13.44	13.19	10.22	10.63	10.73	2.69	8.04	15.31	16.42	12.72	17.34	16.11	14.08
TiO ₂	3.27	2.27	2.82	3.14	3.20	3.57	4.96	5.14	5.20	7.29	6.39	1.11	1.12	1.56	1.02	1.44	1.81
V ₂ O ₃	0.21	0.13	0.12	0.13	0.14	0.17	0.15	0.18	0.18	0.19	0.20	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12	0.12
MnO	0.17	0.16	0.17	0.21	0.18	0.19	0.34	0.24	0.26	2.58	0.74	0.21	0.19	0.78	0.19	0.21	0.58
NiO	0.16	0.18	0.19	0.14	0.18	0.18	0.18	0.21	0.20	0.10	0.16	0.14	0.17	0.11	0.20	0.17	0.13
ZnO	0.07	0.06	0.06	0.09	0.10	0.06	0.07	0.08	0.11	0.54	0.04	0.06	0.03	0.07	0.05	0.06	0.12
Сумма	100.35	100.66	100.54	99.70	100.14	100.51	99.78	100.10	99.17	98.42	99.99	100.30	100.43	97.42	100.95	100.88	101.47
Формулы на основе 3 катионов и 4 атомов кислорода, ф.е.																	
Cr	1.162	1.043	1.022	1.002	0.986	0.981	0.950	0.956	0.861	0.636	0.810	1.053	0.966	0.883	0.914	0.905	0.838
Al	0.440	0.609	0.560	0.549	0.567	0.536	0.493	0.496	0.551	0.502	0.504	0.771	0.883	0.852	0.926	0.908	0.867
Fe ³⁺	0.315	0.281	0.358	0.363	0.359	0.384	0.422	0.419	0.445	0.641	0.529	0.137	0.134	0.214	0.132	0.156	0.249
Fe ²⁺	0.349	0.313	0.340	0.390	0.360	0.371	0.490	0.464	0.470	0.784	0.562	0.307	0.252	0.388	0.237	0.275	0.350
Mg	0.640	0.688	0.639	0.605	0.637	0.626	0.502	0.520	0.525	0.142	0.401	0.694	0.728	0.598	0.756	0.711	0.631
Ti	0.079	0.053	0.067	0.076	0.076	0.086	0.123	0.127	0.128	0.195	0.161	0.025	0.025	0.037	0.023	0.032	0.041
V	0.006	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Mn	0.005	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.010	0.007	0.007	0.077	0.021	0.005	0.005	0.021	0.005	0.005	0.015
Ni	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.005	0.004	0.003
Zn	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.014	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003

6.3 Полифазные включения в хромите

Было обнаружено 60 единичных полифазных включений размером до 15 мкм, и из них отобраны включения, имеющие небольшие размеры до 5 мкм, схожий выдержанный состав и отрицательные формы. Эти включения были идентифицированы как первичные расплавные включения. Основными дочерними фазами включений BTG 1/21 и BTG 2/21 (Большетагнинский массив) являются флогопит (40-60 об. %) и кальцит (10-60 об. %), кроме того встречаются диопсид (до 10 об. %), амфибол (роговая обманка) (до 10 об. %), Na-Ca-карбонаты (до 10 об. %), апатит (до 5 об. %), Fe-Ni сульфиды. Были обнаружены единичные находки Sr-REE фаз (рис.19, 20, табл.5). В TKG 1 (Большетагнинский массив) по минеральному составу основных дочерних фаз было выделено 2 типа включений: флогопит-диопсидовый и флогопит-амфиболовый. Второстепенными минералами являются кальцит, апатит, Fe-Ni сульфиды (рис.19, табл.5). Основные дочерние фазы включений TKG 3 (Большетагнинский массив) представлены флогопитом (10-90 об. %), доломитом (30-50 об. %) и амфиболом (10-40 об. %). Но также были обнаружены апатит (до 5 об. %) и Fe-Ni сульфиды (до 1 об. %) (рис.19, табл.5). В TKG 6/21 (Большетагнинский массив) также различаются 2 типа включений: диопсид (60-80 об. %) - флогопитовый (20-40 об. %) и амфибол (20-50 об. %) - флогопит (20-40 об. %) - доломитовый (30-40 об. %). Второстепенные фазы представлены апатитом (до 5 об. %) и Fe-Ni сульфидами (до 1 об. %) (рис.19, табл.5). Основными дочерними фазами включений Bush 3/21 (Бушканайская дайка) являются флогопит (20-60 об. %), кальцит (10-50 об. %) и амфибол (до 30 об. %), второстепенные – апатит (до 5 об. %) и Fe-Ni сульфиды (до 1 об. %) (рис.19, табл.5).

Во многих изученных образцах часть включений подверглась поздним гидротермальным преобразованиям, что выражается в присутствии в этих включениях хлорита, серпентина.

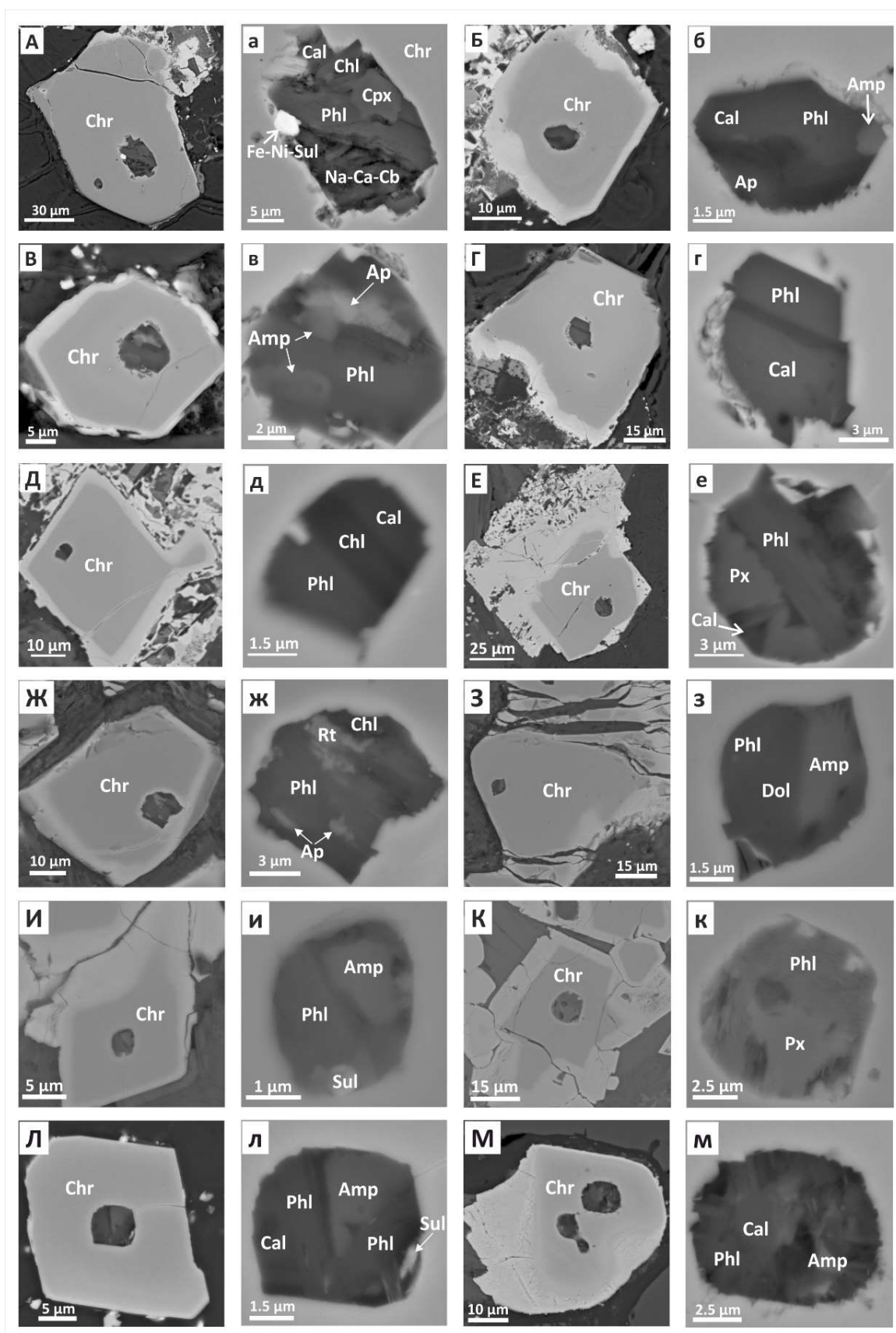


Рисунок 19. BSE-изображения для хромита и включений в них из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (BTG 1/21-A-6, BTG 2/21- B-г, TGK 1 – Д-е, TGK 3 – Ж-з, TGK 6/21 – И-к, Bush 3/21 – Л-м). Amp – амфибол, Ap – апатит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Chr – хромит, Dol – доломит, Fe-Ni-Sul – Fe-Ni-сульфиды, Na-Ca-Cb – Na-Ca-карбонаты, Phl – флогопит, Pх – пироксен, Rt – рутил, Sul – сульфиды.

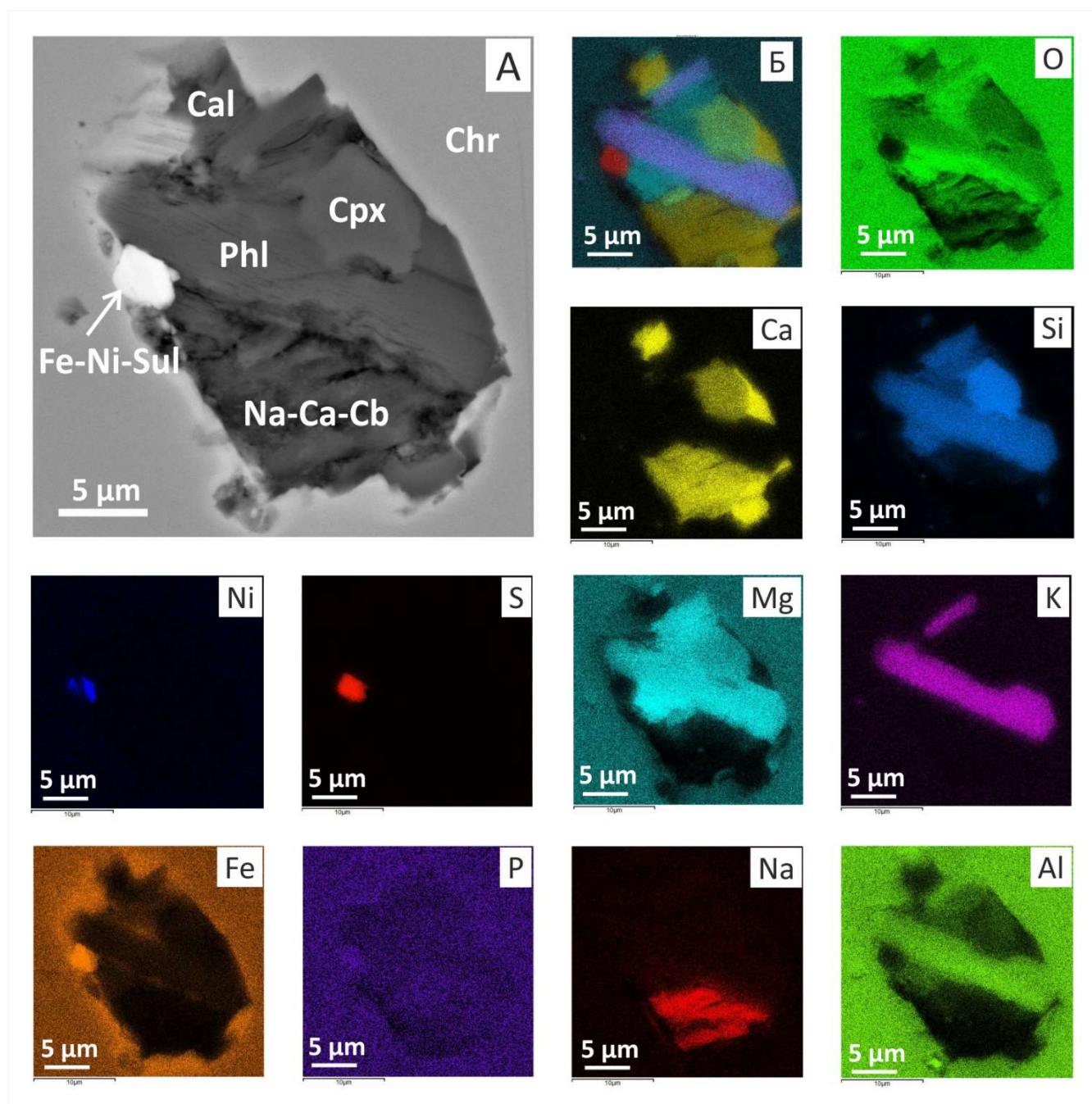


Рисунок 20. BSE-изображения и элементные карты для полифазных включений в хромите из айлицитов Большетагнинского массива (BTG 1/21). Cal – кальцит, Chr – хромит, Cpx – клинопироксен, Na-Ca-Cb – Na-Ca-карбонаты, Phl – флогопит, Fe-Ni-Sul – Fe-Ni-сульфиды.

Таблица 5. Минеральный состав полифазных включений в хромите из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

	№ образца	Дочерние фазы полифазных включений	
		Главные	Второстепенные
Большетагнинский массив	BTG 1/21	Флогопит (Al_2O_3 – 11-14 мас.%; MgO – 19-24 мас.%), кальцит	
	BTG 2/21	Флогопит (Al_2O_3 – 12,38-13,06 мас.%; MgO – 21,38-22,15 мас.%), кальцит	
	TGK 1	Флогопит (Al_2O_3 – 14 мас. %; MgO – 21 мас. %), диопсид	Флогопит (Al_2O_3 – 10 мас. %; MgO – 19 мас. %), амфибол
	TGK 3	Флогопит (Al_2O_3 – 10-14 мас.%; MgO – 19-23 мас.%), доломит, амфибол	
	TGK 6/21	Диопсид, флогопит (Al_2O_3 – 11-14 мас.%; MgO – 19-20 мас.%)	Амфибол, флогопит (Al_2O_3 – 14 мас. %; MgO – 16 мас. %), доломит
Бушкан айская дайка	Bush 3/21	Флогопит (Al_2O_3 – 11-14 мас.%; MgO – 15-22 мас.%), кальцит, амфибол	

6.4 Перовскит

В BSE-изображениях изученные кристаллы перовскита характеризуются как слабовыраженной зональностью (ядро+кайма), так и сложной осцилляционной зональностью (рис.21). На рисунке 22, кристаллы перовскита образуют два тренда изменения состава, однако центры всех зерен имеют схожий состав. При увеличении содержания CaO в перовските из даек массива Большая Тагна наблюдается уменьшение содержания Na_2O , P_2O_5 , Nb_2O_5 и увеличение SrO (рис.22). Составы перовскита из дайки Бушканай образуют отличающийся тренд. В них от

центра к краю прослеживается уменьшение содержания CaO и увеличение Na₂O, PЗЭ₂O₃, Nb₂O₅ (рис.22; табл.6).

На рисунке 23, можно наблюдать изменение поведения РЗЭ и Sr при увеличении Fe³⁺ в перовските. В отношении Nb – Fe³⁺/Nb все полученные анализы образуют единый тренд, с увеличением Fe³⁺ уменьшается содержание Nb (рис. 23, А). Nd и Се ведут себя аналогично при изменении Fe³⁺, однако поведение этих элементов в перовските из даек массива Большая Тагна и дайки Бушканай различается. В перовските из даек Большая Тагна при увеличении Fe³⁺ содержание Се и Nd падает, а в перовските дайки Бушканай – увеличивается (рис.23, Б, Г). Также на рисунке 23, В выделяется два тренда. В минерале из даек Большетагнинского массива увеличение Fe³⁺ значительно не влияет на содержание Sr, однако в кристаллах перовскита Бушканайской дайки наблюдается зависимость между этими элементами.

На рисунке 24 можно видеть, что редкоэлементный состав перовскита из дайки Бушканай (Bush 3/21) отличается от перовскита других изученных образцов. Отношение Nb-Zr в перовските из Бушканайской дайки имеет прямую зависимость, в отличии из других образцов, где при увеличении концентрации Zr содержание Nb остается прежним (рис. 24, А). Также по содержанию Sr, Nd, U, Th, Fe/Nd составы перовскита из Бушканая (Bush 3/21) образуют области отличные от перовскита других образцов, имея более высокие содержания Nb, Nd, U, Sr (рис 24, Б, В, Г).

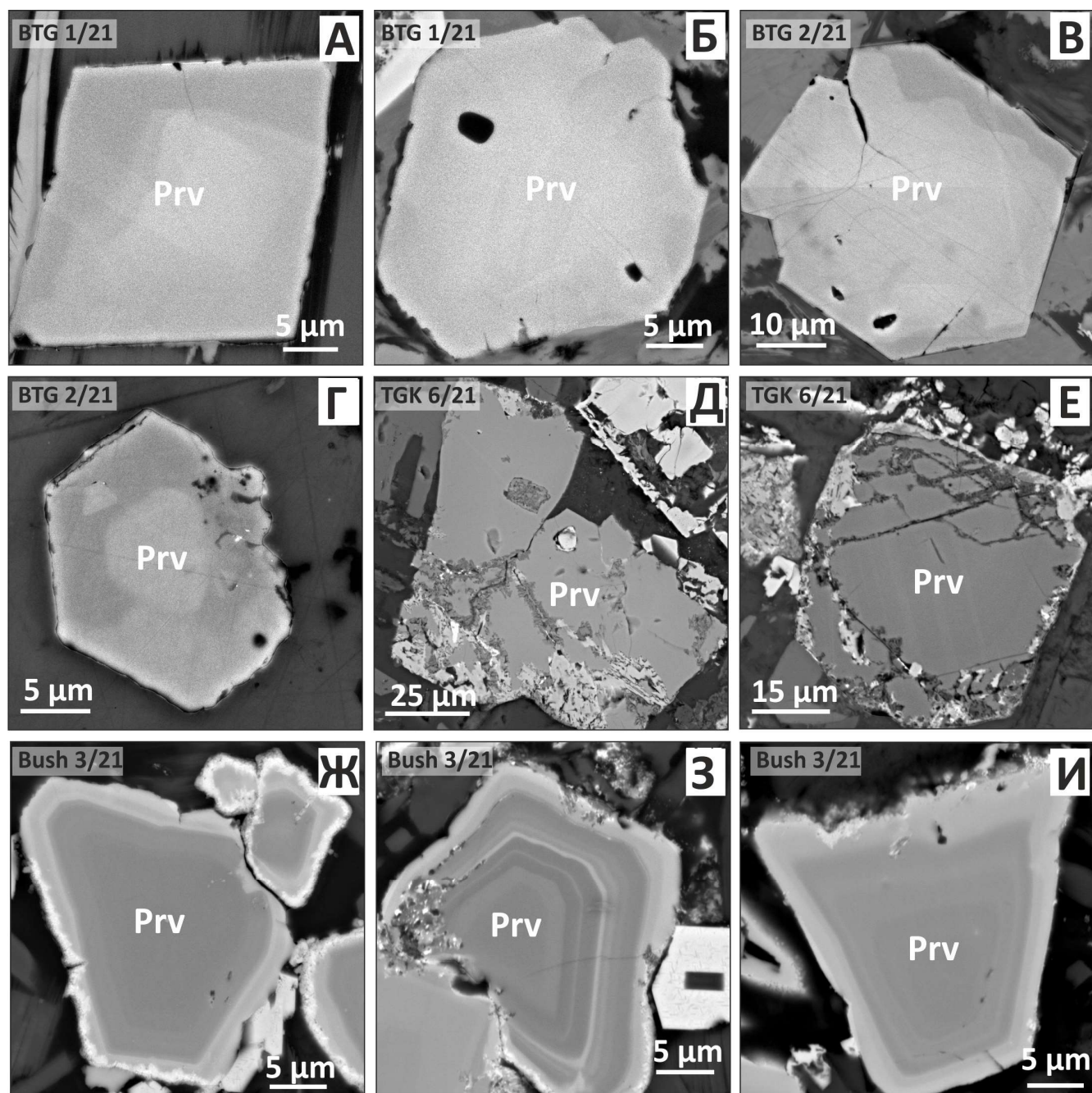


Рисунок 21. BSE-изображения для перовскита из айлицитов Большетагнинского массива (А-Е), Бушканайской дайки (Ж-И). На рисунке показаны зональные кристаллы с ядром и каймой и осцилляционной зональностью. Состав перовскитов определялся путем построения профилей.

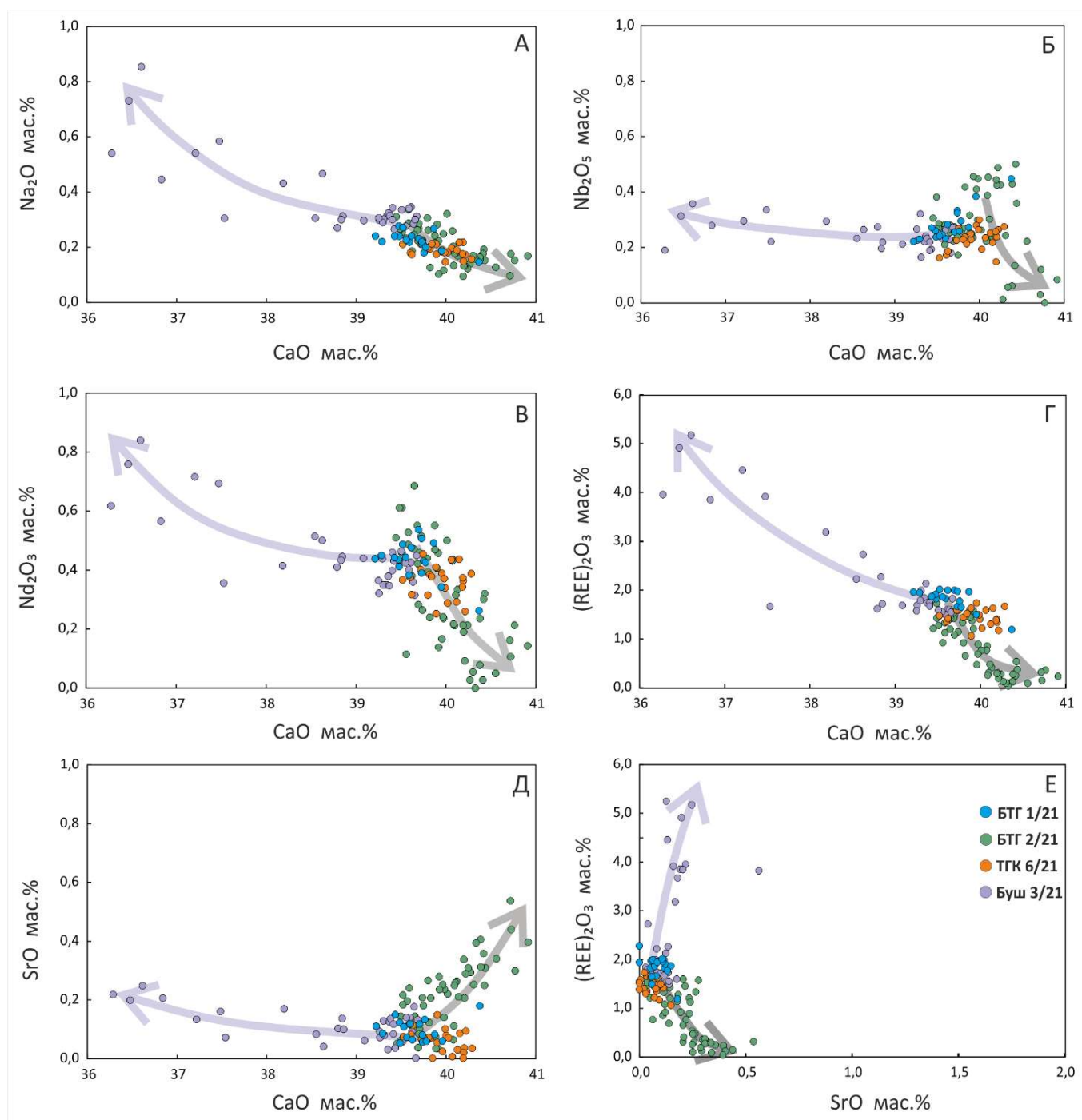


Рисунок 22. Бинарные диаграммы для составов перовскита из даек айликов Большая Тагна и Бушканай. На диаграммах показано изменение состава перовскита от центра зерна к краю. Стрелками показаны тренды эволюции составов перовскитов Бушканая (фиолетовая стрелка) и Большой Тагны (серая стрелка).

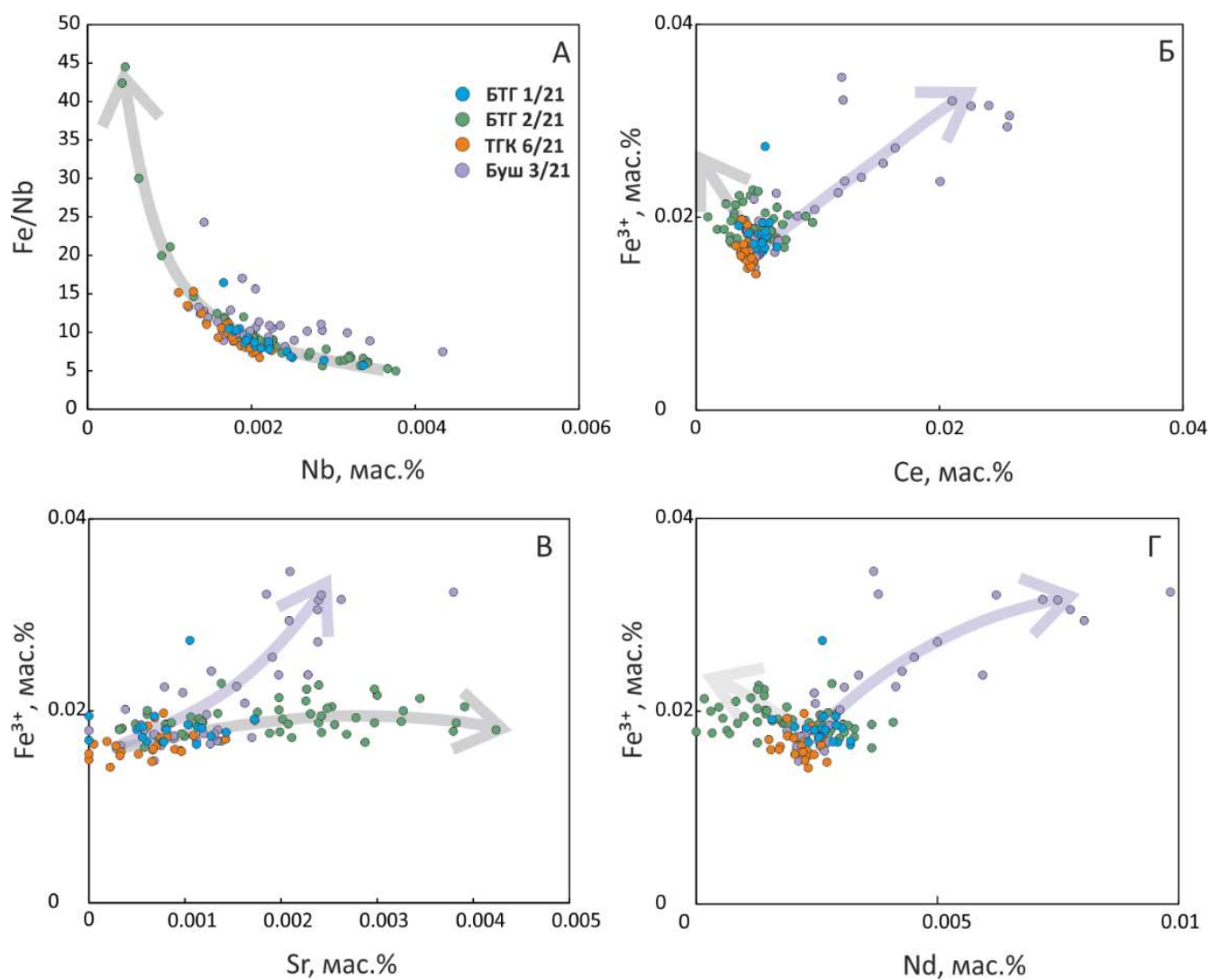


Рисунок 23. Бинарные диаграммы для составов перовскита из айликов массива Большая Тагна и дайки Бушканай. На диаграммах показано изменение состава перовскита от центра зерна к краю. Стрелками показаны тренды эволюции составов перовскитов Бушканая (фиолетовая стрелка) и Большой Тагны (серая стрелка).

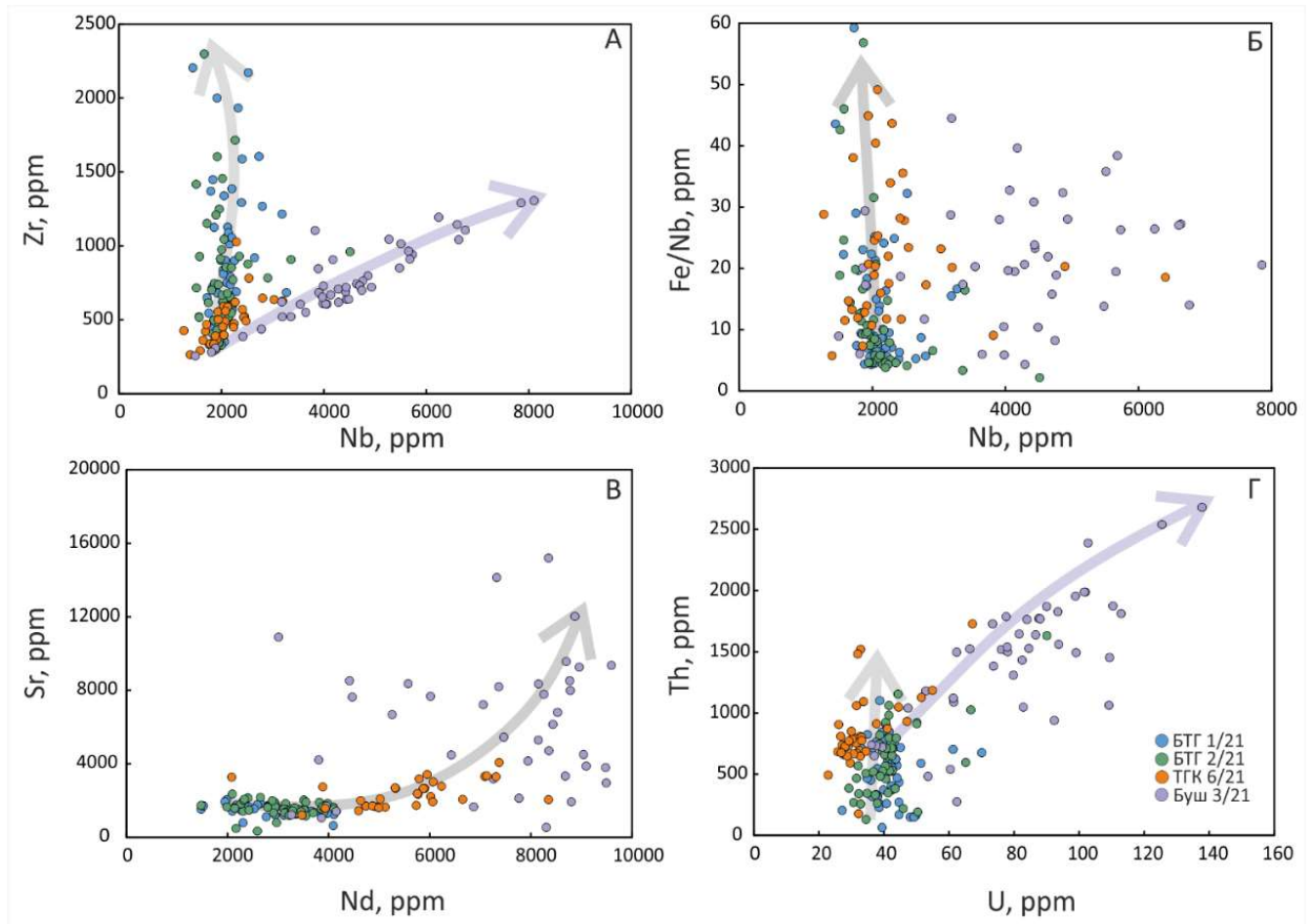


Рисунок 24. Бинарные диаграммы для составов перовскита из даек айликов Большая Тагна и Бушканай. Стрелками показаны тренды эволюции составов перовскитов Бушканая (фиолетовая стрелка) и Большой Тагны (серая стрелка).

Zr /Hf отношение в изученных перовскитах составляет 22-42. Это отношение попадает в область значений (29-40), характерных для кимберлитов (Mitchell, 1995). Исследованные составы перовскита имеют высокие концентрации Nb и Ta (1567-3276 ppm и 170-867 ppm, соответственно), невысокий U (33-90 ppm) и сильно варьирующие содержания Th (148-1954 ppm) (рис.24).

На диаграммах (рис.25) показаны редкие элементы в изученных перовскитах и приведено их сопоставление с редкоэлементным составом пород. Для составов перовскита на графиках характерны U, Pb, Sr, Zr, Hf, Y минимумы относительно соседних элементов. Изученные составы перовскита имеют схожие мультиэлементные спектры, однако образцы из TKG 6/21 Большетагнинского массива и Бушканайской дайки отличаются более высокими концентрациями редких элементов. На графиках конфигурации РЗЭ, нормированных к примитивной мантии, видно, что составы перовскита из айликов массива Большая Тагна и дайки Бушканай обогащены легкими РЗЭ и имеют отношение $La/Yb_n = 306-890$ и $Gd/Yb_n = 20-53$. Eu аномалия не наблюдается (рис. 26).

На рисунке 25, можно видеть, что содержание редких элементов в перовскитах более высокое, по сравнению с составом пород. Однако перовскиты и айликиты имеют схожие мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные к примитивной мантии. При этом, в образцах BTG 1/21 и в BTG 2/21 Большетагнинского массива наблюдается Pb максимум, а в перовскитах из них – Pb минимум.

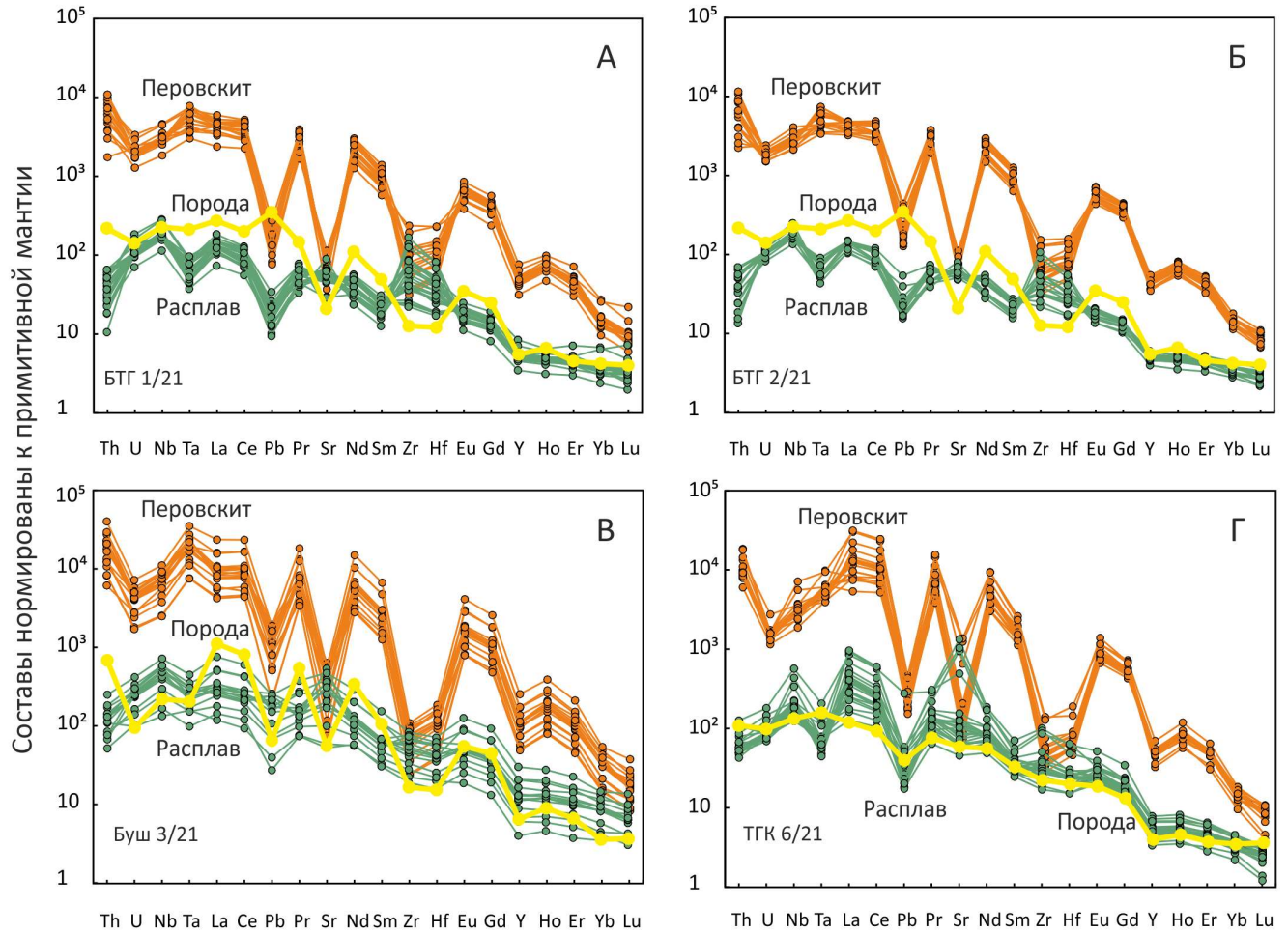


Рисунок 25. Графики распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), в перовскитах и айликитах массива Большая Тагна и дайки Бушканай. Коэффициенты распределения для расчета равновесного с перовскитом расплава были взяты из (Chakhtmouradian et al., 2013).

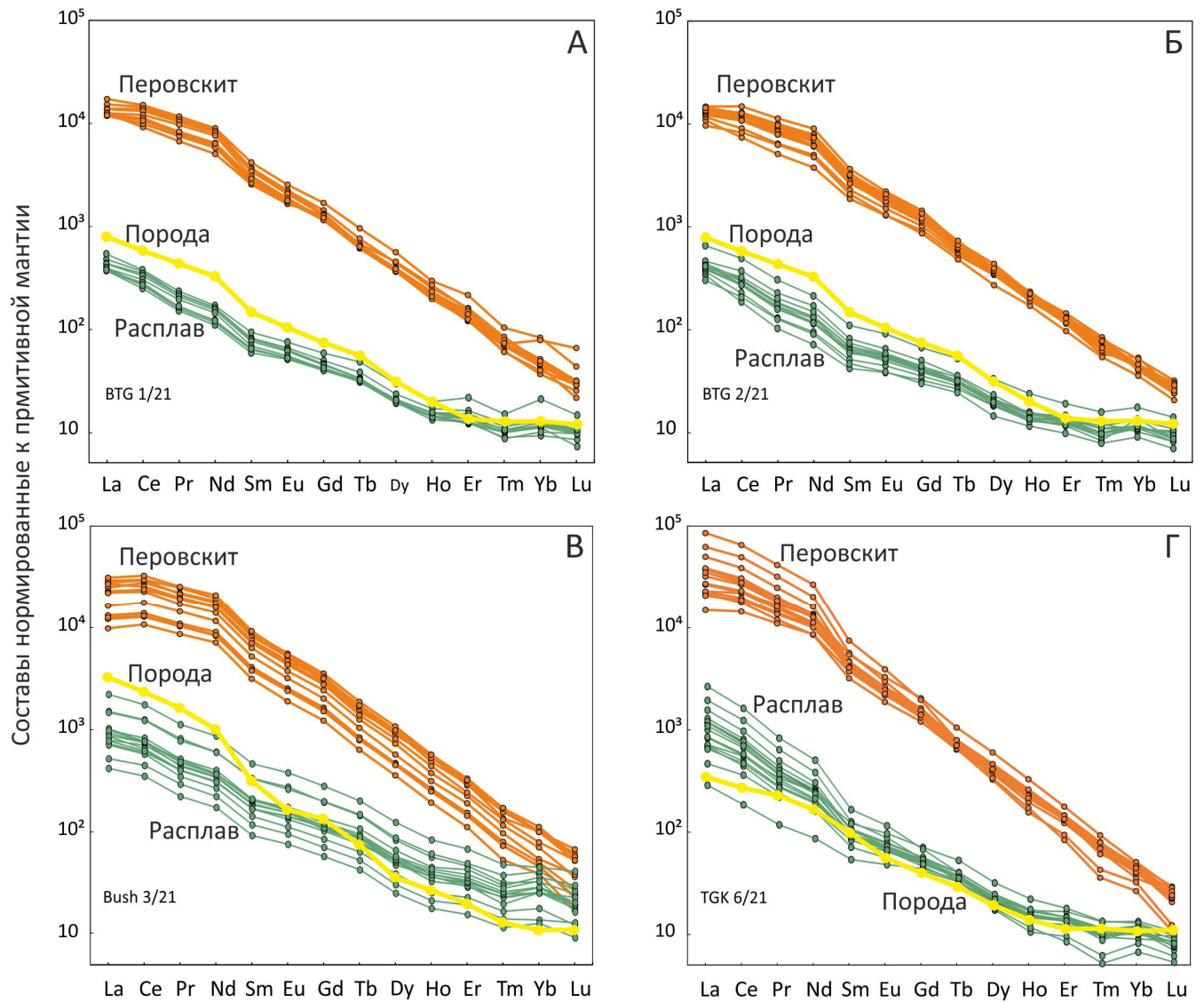


Рисунок 26. Распределение РЗЭ, нормированных к примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989), в перовскитах и айликитах массива Большая Тагна и дайки Бушканай. Коэффициенты распределения для расчета расплава, равновесного с перовскитом, были взяты из (Chakhmouradian et al., 2013).

6.4.1 Фугитивность кислорода

Была рассчитана фугитивность кислорода в перовските, с использованием оксигарометра, который описывает ковариацию катионов Fe и Nb. Для определения fO_2 применена формула (Bellis and Canil, 2008): $\Delta NNO = [0,50 * (\pm 0,021) * Nb - Fe (\pm 0,031) + 0,030 * (\pm 0,001)] / 0,004 * (\pm 0,0002)$. Для перовскита из BTG 1/21 полученные ΔNNO варьируют в пределах от -1,7 до 0,1, BTG 2/21 — от -1,5 до 1, TGK 6/21 — от -2,2 до -0,4. Перовскиты из айликитов дайки Бушканай показывают ΔNNO от -2 до 5 (рис.27).

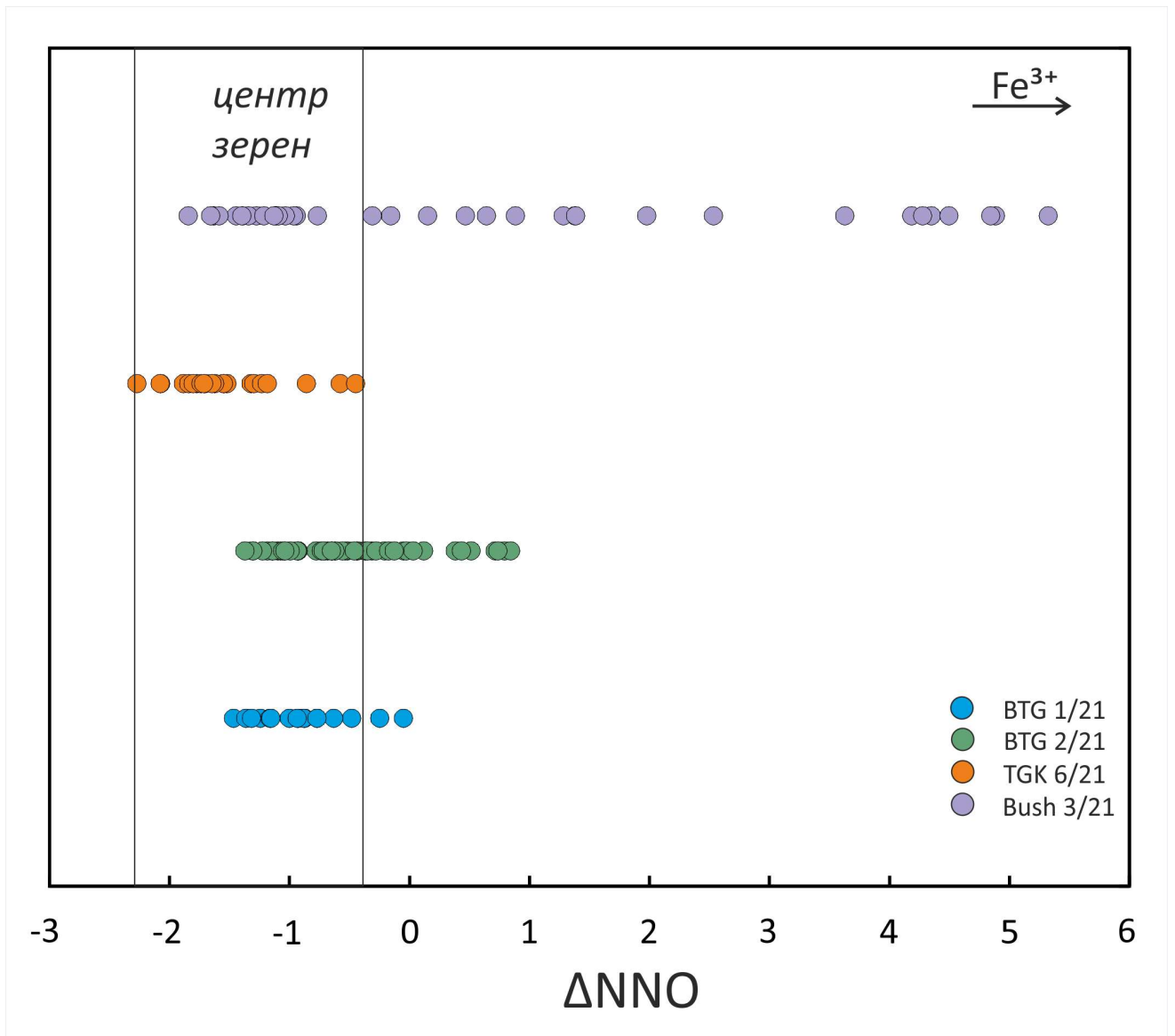


Рисунок 27. Диапазон ΔNNO для перовскита из даек айликитов Бушканай и Большая Тагна. График показывает изменение значений ΔNNO в перовските с увеличением Fe от центра к краю кристаллов.

Таблица 6. Химический состав перовскита из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

	Большетагнинский массив															Бущканайская дайка				
	BTG 1/21					BTG 2/21					TGK 6/21					Bush 3/21				
№ обр.	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Мас. %																				
CaO	39.56	39.70	39.87	39.73	39.62	39.73	39.70	39.70	39.69	39.68	40.20	39.82	40.19	39.80	39.75	39.61	39.64	39.59	39.31	39.30
TiO ₂	56.79	56.59	56.62	56.62	56.61	56.59	56.31	56.53	56.29	56.62	56.94	57.14	56.92	56.83	57.10	56.98	56.85	56.71	56.86	56.83
Na ₂ O	0.22	0.23	0.26	0.22	0.24	0.22	0.27	0.28	0.22	0.26	0.15	0.19	0.22	0.20	0.21	0.34	0.28	0.34	0.30	0.29
MgO	—	—	0.01	0.02	0.02	—	—	—	0.02	—	—	0.01	0.01	—	0.01	0.01	—	—	—	—
FeO	1.55	1.32	1.34	1.46	1.34	1.42	1.40	1.53	1.48	1.45	1.26	1.27	1.34	1.54	1.17	1.36	1.37	1.44	1.31	1.56
MnO	0.03	0.02	—	0.03	0.01	—	0.01	—	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04
SiO ₂	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	—	0.02	0.01	—	0.01	0.02	0.02	0.03	0.07	0.05
Nb ₂ O ₅	0.246	0.255	0.272	0.323	0.282	0.237	0.270	0.274	0.273	0.223	0.237	0.237	0.147	0.228	0.268	0.183	0.228	0.262	0.164	0.320
La ₂ O ₃	0.370	0.389	0.406	0.389	0.383	—	—	—	—	—	0.273	0.280	0.267	0.259	0.267	0.269	0.292	0.295	0.470	0.320
Ce ₂ O ₃	0.901	0.900	0.901	0.896	0.929	0.732	0.732	0.529	0.732	0.732	0.648	0.673	0.638	0.691	0.694	0.751	0.799	0.740	1.061	0.844
Pr ₂ O ₃	0.129	0.095	0.090	0.111	0.149	0.351	0.279	0.267	0.267	0.248	0.038	0.055	0.119	0.089	0.096	0.083	0.129	0.034	0.084	0.127
Nd ₂ O ₃	0.444	0.538	0.493	0.508	0.477	0.516	0.461	0.284	0.423	0.552	0.364	0.387	0.375	0.316	0.456	0.427	0.361	0.402	0.351	0.439
Sm ₂ O ₃	0.017	0.074	0.076	0.070	0.057	—	—	—	—	—	0.016	0.056	—	0.085	0.075	0.068	0.017	0.021	0.026	0.055
ThO ₂	0.132	0.200	0.072	—	0.196	0.138	0.124	0.054	0.190	0.182	—	0.049	0.246	0.148	0.064	0.197	0.250	—	0.106	0.106
SrO	0.071	0.116	0.081	0.055	0.063	0.206	0.100	0.119	0.083	0.036	0.035	0.069	0.020	0.071	0.068	0.092	0.176	0.139	0.078	0.127
Сумма	100.49	100.46	100.51	100.44	100.39	99.44	98.93	99.06	98.97	99.29	100.16	100.26	100.53	100.28	100.26	100.43	100.45	100.03	100.20	100.41

6.5 Флогопит

По составу зерен ТГК 1 Большетагнинского массива было выделено два типа ядер: высокоглиноземистые (Ia) и высокожелезистые (Ib) ядра. Высокоглиноземистые ядра (Ia) ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16 - 18$ мас. %) также имеют высокое содержание MgO , FeO_{tot} , TiO_2 , BaO . Ядра второго типа (Ib) характеризуются высокой концентрацией $\text{FeO}_{\text{tot}} - 13-18$ мас. %, относительно низкими Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , BaO . Ядра первого и второго типа обычно окружены флогопитом (II) с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12 - 13$ мас. % и относительно низким FeO_{tot} , затем флогопитом (III) с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10 - 12$ мас. % и каймой из тетраферрифлогопита (IV). В каймах некоторых зерен наблюдается осцилляционная зональность. (рис.28, А; 29; 30; 31, таблица 7).

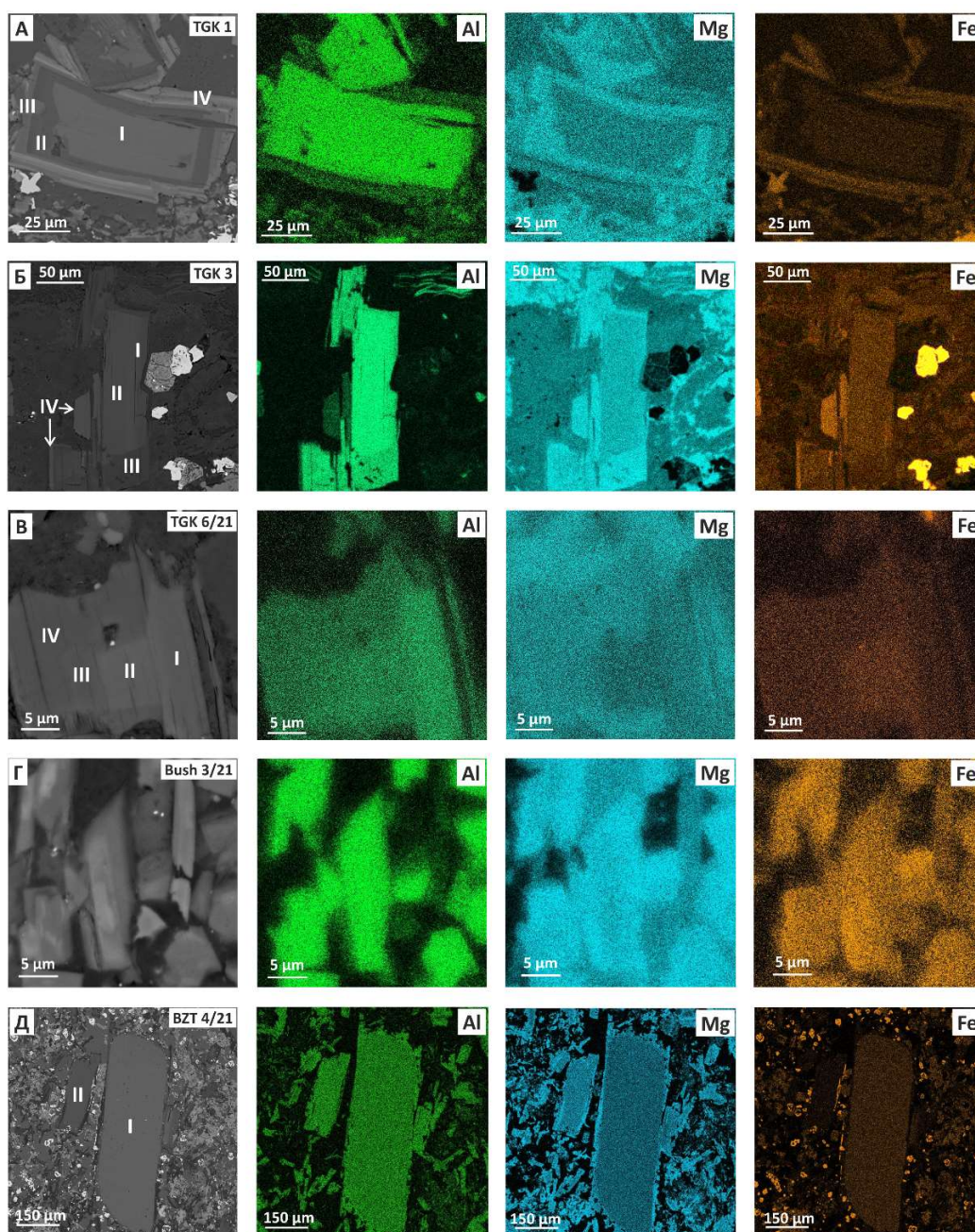
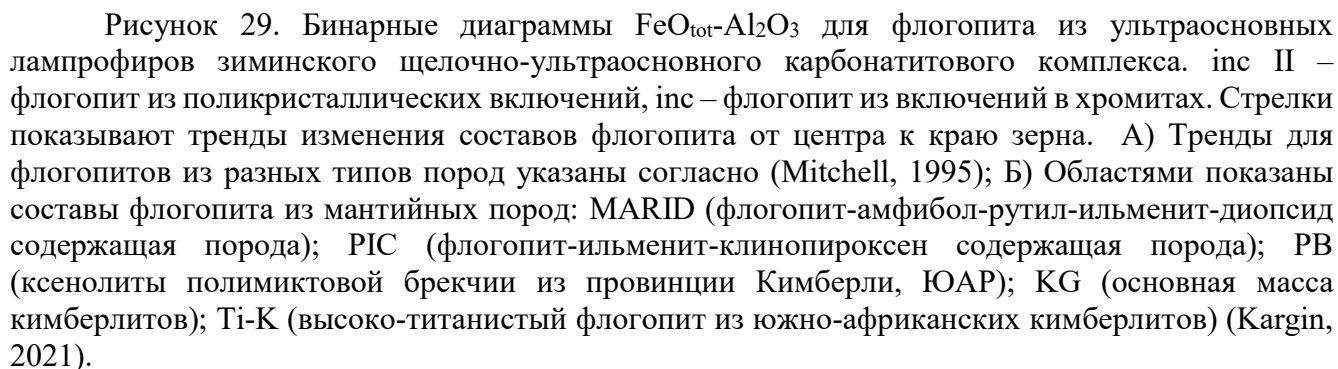


Рисунок 28. BSE-изображения и элементные карты для флогопита из даек ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. На рисунке А,



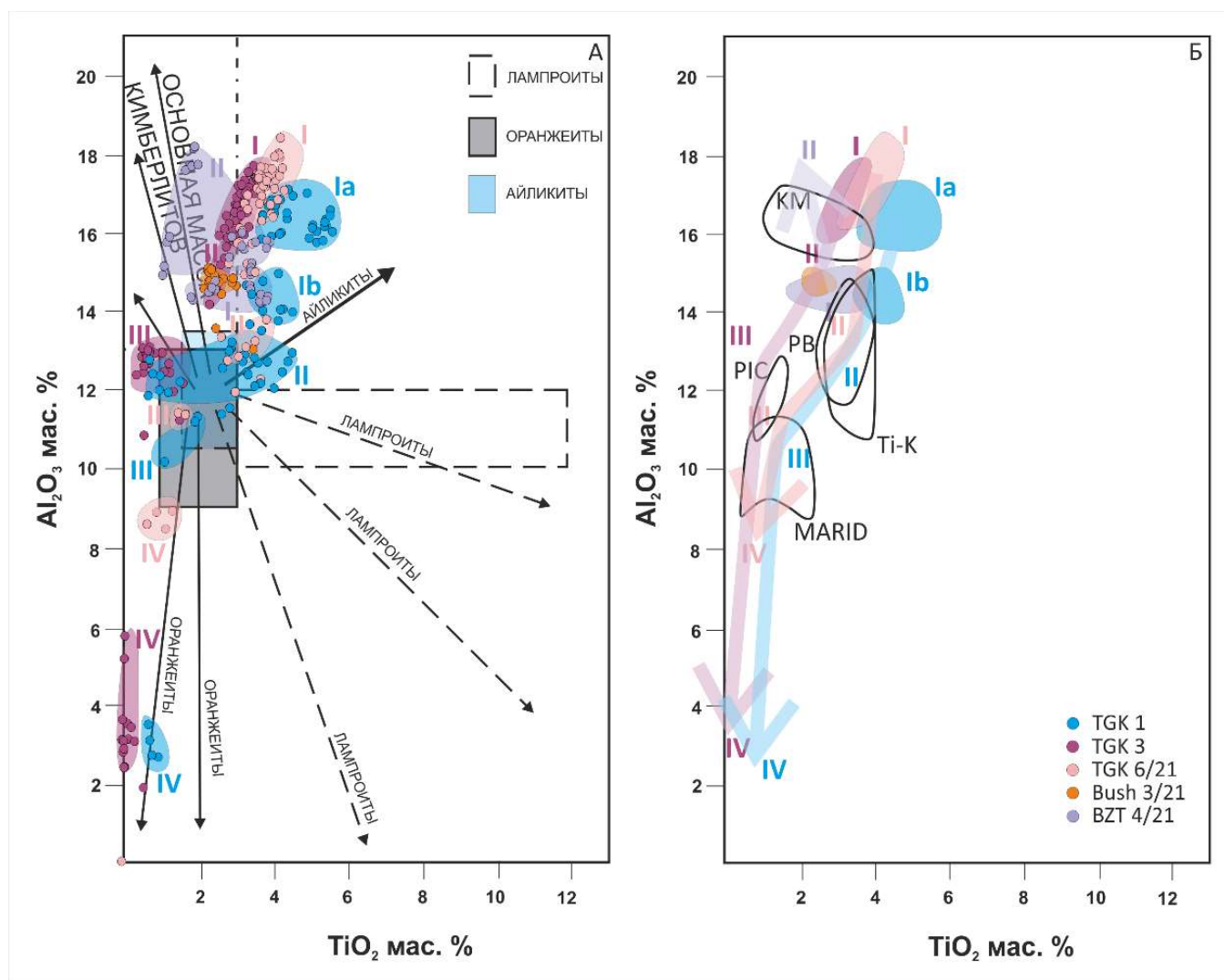


Рисунок 30. Бинарные диаграммы $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Стрелки показывают тренды изменения составов флогопита от центра к краю зерна. А) Тренды для флогопитов из разных типов пород указаны согласно (Mitchell, 1995); Б) Области показаны составы флогопита из мантийных пород: MARID (флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсид содержащая порода); PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен содержащая порода); PB (ксенолиты полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, ЮАР); KG (основная масса кимберлитов); Ti-K (высоко-титанистый флогопит из южно-африканских кимберлитов) (Kargin, 2021).

В чешуйках TGK 3 (Большетагнинский массив) выделяются ядра (I), которые обычно представлены высокоглиноземистым, высокожелезистым флогопитом, и еще три зоны, которые обрастают друг-друга (II, III, IV) с относительно низкими содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , BaO и высоким MgO (рис.28, Б; 29;30;31, таблица 7).

Чешуйки из TGK 6/21 (Большетагнинский массив) обычно зональны, и по составу было выделено 4 зоны флогопита (ядро – I, кайма – II, III, IV). Ядра (I) зерен в основном сложены железистым высокоглиноземистым флогопитом. Флогопит II характеризуется более низким содержанием Al_2O_3 , MgO , TiO_2 и более высоким FeO_{tot} до 15-18 мас. %, относительно состава

флогопита I. Флогопит III относительно обеднен Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_{tot} и обогащен MgO по сравнению с вышеописанными флогопитом этого образца. Флогопит IV характеризуется более низким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и более высоким MgO (рис.28, В; 29,30,31, таблица 7).

Чешуйки флогопита из Bush 3/21 (Бушканайская дайка) имеют зональность по содержанию Fe. Не удалось определить состав каждой зоны из-за их мелкого размера, поэтому приведен только состав центральных частей этих зерен. Они характеризуются вариациями Al_2O_3 (14 -16 мас. %), MgO (21-23 мас. %), FeO_{tot} (7 - 9 мас. %), TiO_2 (2-3 мас. %) и BaO (2-2,5 мас. %) (рис.28, Г; 29, 30,31, таблица 7).

В образце BZT 4/21 (трубка Южная) флогопит встречается в виде макрокристов (I) и в качестве минерала основной массы (II). Чешуйки флогопита основной массы (II) по составу обычно однородны и имеют высокое содержание Al_2O_3 = 15 -19 мас. %, MgO = 20-25 мас. %, относительно низкое - FeO_{tot} = 4 - 6 мас. %, TiO_2 = 1-3 мас. % и BaO до 1 мас.%. Относительно флогопита основной массы макрокристы флогопита (I) имеют более низкое содержание Al_2O_3 = 14 -15 мас. %, MgO = 15-20 мас. % и высокое - FeO_{tot} = 14 - 18 мас. % и TiO_2 = 2-4 мас. %. Флогопит основной массы и макрокристы имеют тонкую кайму, которая относительно обогащена MgO и обеднена FeO_{tot} (рис.28, Д; 29, 30, 31, таблица 7).

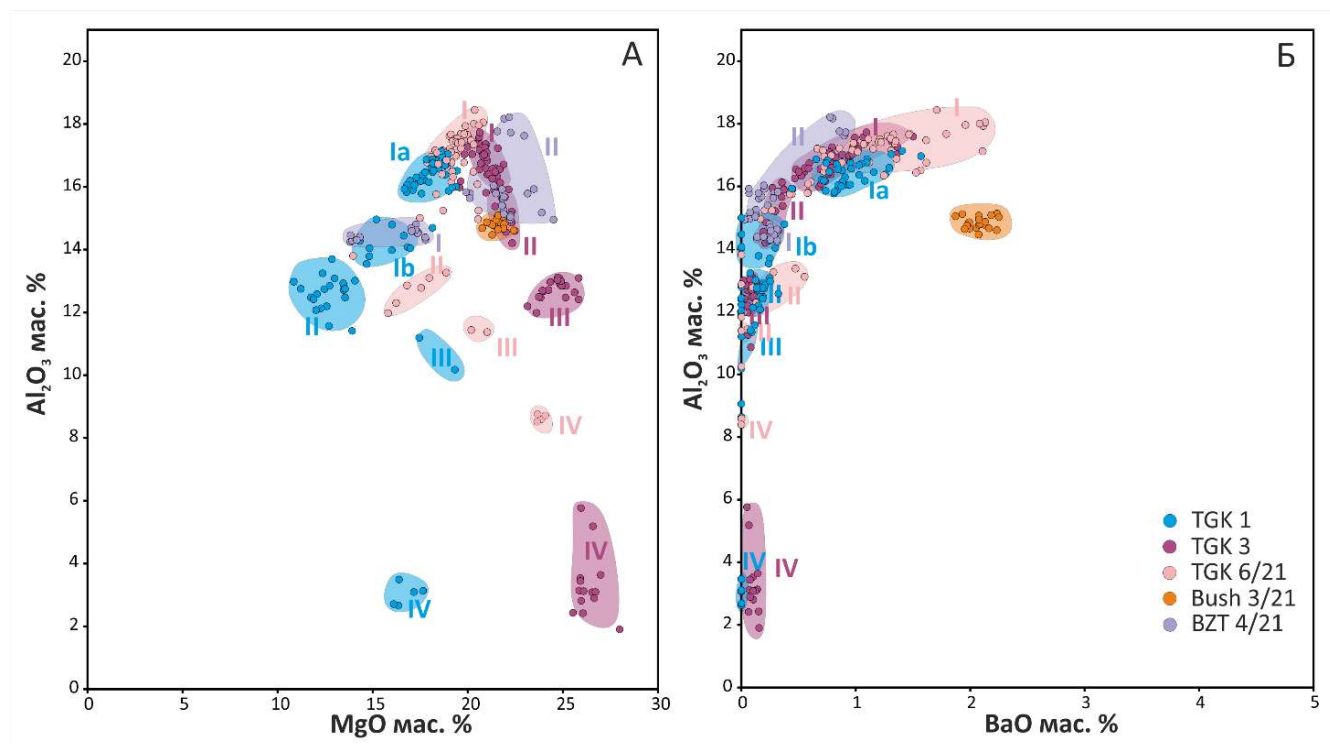


Рис. 31. Бинарные диаграммы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{BaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Таблица 7. Химический состав флогопита из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

	Большетагнинский массив																	
	TGK 3						TGK 6/21						TGK 1					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.95	36.12	36.19	38.21	39.76	39.65	34.92	35.22	38.40	37.17	37.96	38.42	35.92	35.40	34.22	33.93	35.25	35.14
TiO ₂	3.55	3.35	2.95	2.51	0.72	1.27	4.03	3.64	2.79	3.66	3.52	3.34	3.59	3.30	5.14	5.14	3.33	3.50
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.02	0.01	—	—	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	—	—	0.01	0.01	—
Al ₂ O ₃	17.40	17.56	15.81	14.59	12.71	12.46	17.15	17.16	12.78	12.29	13.26	9.61	12.71	12.47	15.78	16.06	12.41	12.84
FeO _{tot}	8.54	8.60	8.57	7.65	6.80	7.90	9.35	8.75	15.85	17.07	12.13	20.34	19.56	19.10	11.29	12.02	22.07	20.86
MnO	0.05	0.12	0.12	0.11	0.05	0.12	0.10	0.14	0.33	0.37	0.24	0.28	0.26	0.25	0.13	0.18	0.30	0.29
MgO	20.57	20.59	20.96	22.49	24.26	23.84	19.52	18.29	17.55	16.24	18.88	14.76	13.48	13.56	17.57	16.81	11.90	12.74
CaO	0.08	0.04	0.07	0.05	0.11	0.12	0.13	0.15	0.23	0.20	0.17	0.20	0.36	0.78	0.38	0.18	0.31	0.40
BaO	1.09	1.00	0.58	0.33	0.05	0.09	1.31	0.97	0.10	0.13	0.28	—	0.14	0.19	0.81	0.95	0.19	0.21
Na ₂ O	0.13	0.19	0.23	0.15	0.22	0.19	0.15	0.20	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08	0.06	0.12	0.10	0.04	0.07
K ₂ O	9.66	9.70	9.84	9.99	9.69	9.97	9.82	9.78	10.07	9.91	10.06	9.83	9.73	9.50	9.67	9.72	9.45	9.64
H ₂ O	3.71	3.74	3.77	3.89	3.07	3.24	3.66	3.38	3.59	3.62	3.68	3.40	3.24	3.17	3.43	3.44	3.28	3.30
F	0.85	0.84	0.67	0.59	2.31	1.98	0.64	0.63	0.76	0.36	0.37	0.43	0.81	0.78	0.61	0.57	0.72	0.72
F ₂ =O	0.36	0.36	0.28	0.25	0.97	0.83	0.27	0.27	0.32	0.15	0.15	0.18	0.34	0.33	0.26	0.24	0.31	0.30
Сумма	101.2	101.5	99.5	100.3	98.8	100.0	100.5	98.1	102.2	100.9	100.4	100.5	99.6	98.2	98.9	98.8	98.9	99.4
Формульные коэффициенты пересчитаны на основе 8 катионов и 22 атомов кислорода																		
Si	5.191	5.196	5.303	5.497	5.728	5.691	5.138	5.308	5.643	5.583	5.611	5.877	5.570	5.570	5.184	5.164	5.555	5.491
Al ^{IV}	2.809	2.804	2.697	2.475	2.158	2.108	2.862	2.692	2.213	2.177	2.310	1.732	2.323	2.313	2.816	2.836	2.305	2.365
Fe ³⁺	—	—	—	0.028	0.114	0.201	—	—	0.145	0.240	0.079	0.391	0.107	0.117	—	—	0.140	0.143
Al ^{VI}	0.152	0.173	0.033	—	—	—	0.112	0.356	—	—	—	—	—	—	0.001	0.045	—	—
Fe ²⁺	1.031	1.035	1.050	0.893	0.706	0.747	1.150	1.103	1.803	1.903	1.420	2.211	2.429	2.397	1.431	1.529	2.769	2.583
Ti	0.385	0.362	0.325	0.272	0.078	0.137	0.446	0.413	0.309	0.413	0.391	0.384	0.419	0.391	0.585	0.588	0.395	0.411
Cr	—	—	—	—	0.002	0.001	—	—	0.002	0.001	0.002	0.004	0.001	—	—	0.002	0.002	—
Mn	0.006	0.015	0.015	0.013	0.006	0.014	0.013	0.018	0.042	0.047	0.030	0.036	0.035	0.033	0.016	0.024	0.040	0.038
Mg	4.426	4.415	4.578	4.822	5.208	5.100	4.280	4.109	3.844	3.635	4.158	3.365	3.116	3.179	3.967	3.813	2.794	2.968
Ca	0.012	0.006	0.011	0.008	0.017	0.018	0.020	0.024	0.036	0.032	0.027	0.033	0.059	0.131	0.061	0.029	0.053	0.066
Ba	0.061	0.056	0.034	0.018	0.003	0.005	0.076	0.057	0.006	0.008	0.016	—	0.009	0.012	0.048	0.057	0.012	0.013
Na	0.035	0.052	0.065	0.043	0.062	0.052	0.042	0.059	0.025	0.024	0.029	0.022	0.024	0.019	0.034	0.030	0.012	0.021
K	1.779	1.781	1.840	1.833	1.780	1.825	1.843	1.881	1.888	1.899	1.896	1.918	1.924	1.908	1.868	1.886	1.901	1.922
F	0.388	0.384	0.311	0.269	1.053	0.897	0.300	0.302	0.351	0.170	0.171	0.206	0.397	0.386	0.291	0.272	0.361	0.357
ОН	3.575	3.590	3.689	3.731	2.947	3.103	3.592	3.402	3.519	3.625	3.626	3.467	3.357	3.331	3.470	3.490	3.445	3.436
O	0.037	0.026	—	—	—	—	0.109	0.296	0.130	0.206	0.203	0.327	0.246	0.282	0.239	0.237	0.194	0.207

	Большетагнинский массив						Бушканайская дайка						Трубка Южная						
	ТГК 1						Bush 3/21						BZT 4/21						
	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34.82	34.38	34.88	34.97	33.89	35.17	37.05	36.92	36.35	36.63	36.46	36.90	38.62	38.20	36.59	35.72	36.08	35.46	35.63
TiO ₂	2.91	5.30	3.38	2.00	5.38	3.96	2.29	2.35	2.31	2.91	2.56	2.34	3.24	3.16	1.69	1.85	1.91	2.02	3.85
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01	0.94	0.88	0.08	0.04	0.08	0.09	—
Al ₂ O ₃	13.24	15.82	13.70	11.35	16.36	16.74	15.13	15.05	15.02	14.75	14.78	14.80	15.61	15.68	17.62	17.72	18.17	17.76	14.40
FeO _{tot}	20.99	12.01	20.05	25.58	10.83	9.83	7.78	7.52	7.26	8.21	8.01	7.44	4.87	4.90	5.40	5.79	6.19	6.08	17.39
MnO	0.37	0.16	0.27	0.55	0.11	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.16	0.15	0.01	0.02	0.09	0.09	0.09	0.10	0.16
MgO	12.37	16.79	12.87	10.82	17.63	18.88	21.85	21.86	21.55	21.41	21.30	21.91	21.84	21.90	22.97	22.26	21.92	21.56	14.32
CaO	0.26	0.32	0.41	0.27	0.34	0.07	0.13	0.16	0.05	0.10	0.15	0.09	0.02	0.02	0.13	0.81	0.18	0.17	0.12
BaO	0.08	0.82	0.25	0.09	1.03	0.95	2.23	1.87	2.25	1.97	2.08	2.09	0.16	0.18	0.90	0.91	0.80	0.86	0.20
Na ₂ O	0.08	0.11	0.07	0.02	0.11	0.09	0.72	0.78	0.77	0.70	0.70	0.74	0.31	0.33	0.54	0.73	0.68	0.53	0.45
K ₂ O	9.80	9.48	9.65	9.51	9.58	9.85	8.26	8.26	8.27	8.07	8.14	8.24	9.69	9.75	8.63	8.38	8.91	9.23	9.16
H ₂ O	3.38	3.41	3.36	3.42	3.43	3.58	3.68	3.74	3.65	3.67	3.66	3.67	3.78	3.75	4.10	4.04	4.10	4.00	3.66
F	0.65	0.56	0.68	0.62	0.62	0.69	0.90	0.73	0.76	0.84	0.80	0.86	0.19	0.28	0.16	0.16	0.11	0.18	0.17
F ₂ =O	0.27	0.24	0.29	0.26	0.26	0.29	0.38	0.31	0.32	0.35	0.34	0.36	0.08	0.12	0.07	0.07	0.05	0.08	0.07
Сумма	98.67	98.92	99.27	98.94	99.05	99.66	99.78	99.08	98.05	99.04	98.47	98.88	99.21	98.95	98.84	98.44	99.17	97.96	99.44
Формульные коэффициенты пересчитаны на основе 8 катионов и 22 атомов кислорода																			
Si	5.482	5.219	5.442	5.574	5.122	5.219	5.414	5.418	5.408	5.393	5.408	5.431	5.584	5.541	5.253	5.203	5.212	5.211	5.450
Al ^{IV}	2.457	2.781	2.519	2.132	2.878	2.781	2.586	2.582	2.592	2.560	2.583	2.568	2.416	2.459	2.747	2.797	2.788	2.789	2.550
Fe ³⁺	0.061	—	0.040	0.294	—	—	—	—	—	0.047	0.009	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	0.051	—	—	0.036	0.147	0.021	0.021	0.042	—	—	—	0.244	0.223	0.235	0.245	0.306	0.287	0.046
Fe ²⁺	2.703	1.525	2.577	3.116	1.368	1.220	0.951	0.922	0.904	0.964	0.985	0.915	0.589	0.594	0.649	0.705	0.748	0.747	2.224
Ti	0.345	0.606	0.397	0.240	0.611	0.442	0.251	0.259	0.258	0.322	0.286	0.259	0.352	0.345	0.182	0.203	0.207	0.223	0.443
Cr	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	0.002	0.002	0.001	0.107	0.101	0.009	0.004	0.009	0.011	—
Mn	0.049	0.020	0.035	0.074	0.014	0.017	0.018	0.018	0.017	0.016	0.020	0.018	0.001	0.003	0.011	0.011	0.011	0.012	0.021
Mg	2.903	3.799	2.991	2.571	3.970	4.174	4.759	4.780	4.779	4.697	4.708	4.807	4.706	4.735	4.915	4.831	4.719	4.720	3.265
Ca	0.044	0.051	0.068	0.046	0.056	0.011	0.020	0.025	0.008	0.016	0.023	0.015	0.004	0.004	0.020	0.127	0.029	0.026	0.020
Ba	0.005	0.049	0.015	0.006	0.061	0.055	0.128	0.108	0.131	0.114	0.121	0.121	0.009	0.010	0.051	0.052	0.045	0.049	0.012
Na	0.024	0.031	0.020	0.005	0.032	0.027	0.204	0.221	0.221	0.199	0.203	0.210	0.087	0.094	0.150	0.207	0.191	0.152	0.135
K	1.969	1.836	1.921	1.934	1.846	1.865	1.540	1.546	1.570	1.515	1.539	1.548	1.787	1.805	1.581	1.557	1.642	1.731	1.787
F	0.322	0.268	0.336	0.312	0.295	0.323	0.416	0.338	0.356	0.391	0.374	0.400	0.088	0.130	0.075	0.076	0.049	0.084	0.083
OH	3.547	3.457	3.492	3.639	3.459	3.539	3.584	3.662	3.626	3.603	3.621	3.600	3.643	3.629	3.925	3.924	3.951	3.916	3.734
O	0.131	0.274	0.172	0.048	0.246	0.137	—	—	0.018	0.006	0.005	—	0.269	0.241	—	—	—	—	0.183

Примечания: прочерк – ниже предела обнаружения.

6.6 Минералы группы апатита

Минералы группы апатита из айлицитов зиминского комплекса по составу образуют две группы (рис. 32, 33). Минералы из айлицитов Большетагнинского массива и трубки Южная по содержанию SrO, P₂O₅, SiO₂ попадают в одну область, однако составы апатита из Бушканайской дайки не находятся в этой области, имея относительно высокие концентрации SrO, P₂O₅, и низкие SiO₂, CaO (рис. 33). Кроме того, для составов апатита из Бушканайской дайки характерно самое высокое содержание Na₂O до 1 мас. % и F – 3,01-3,51 мас. % (рис. 33). Минералы из айлицитов Большетагнинского массива отличаются наличием в их составе SO₄ до 0,30 мас.%. Отношение Ca/P для минералов группы апатита с идеальной формулой должно быть 1,667, что характерно только для составов апатита из айлицитов трубки Южная. В других образцах это значение выше, вероятно, связанное с относительно низким содержанием P₂O₅.

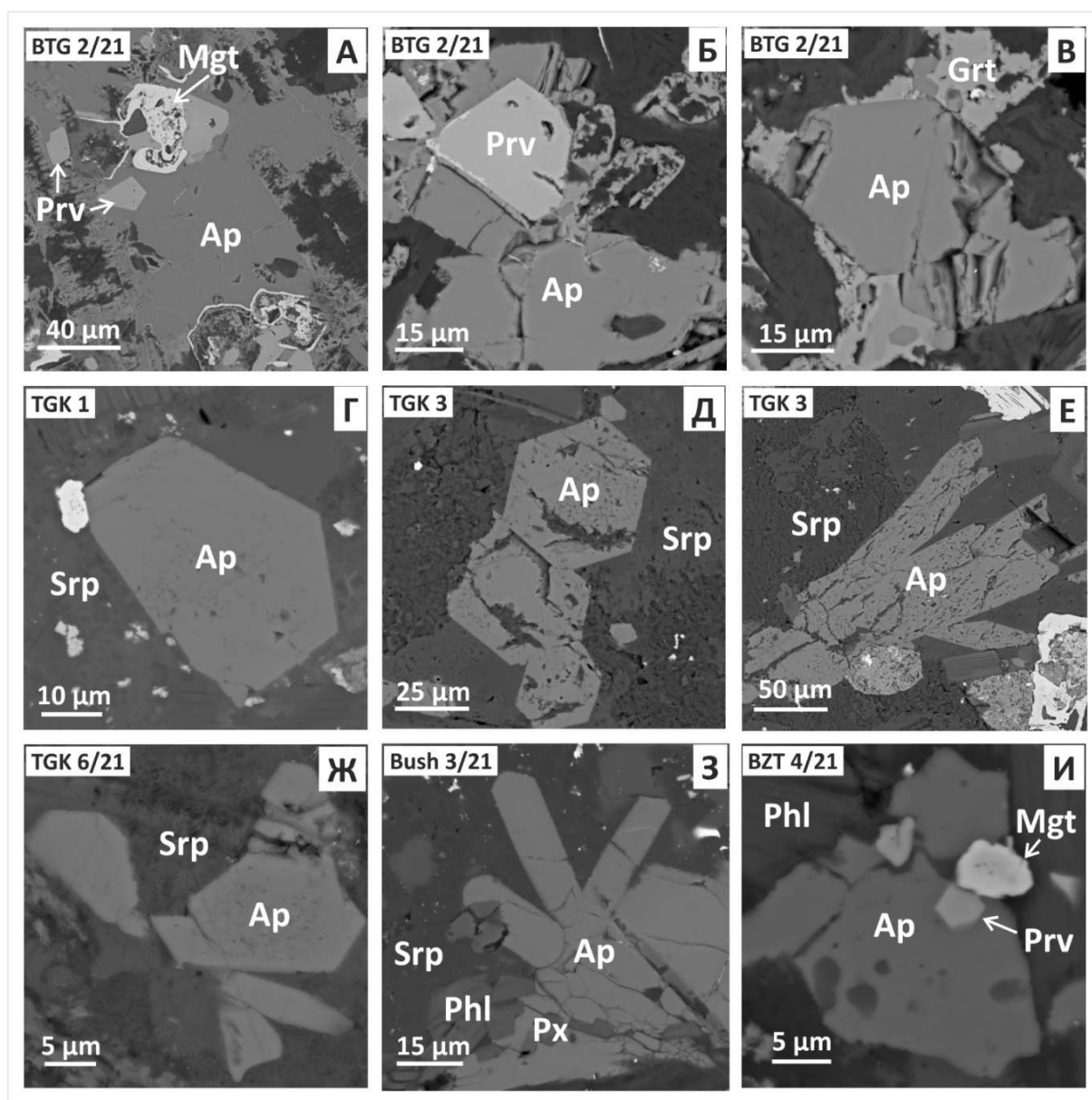


Рисунок 32. BSE-изображения для апатитов из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Ap – минералы группы апатита, Mgt – магнетит, Prv – перовскит, Grt – минералы группы граната (андрадит), Srp – серпентин, Px – пироксен, Cal – кальцит, Phl – флогопит.

Таблица 8. Химический состав минералов группы апатита из айликов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (мас.%).

	БТГ 2-21		ТГК 1/21		ТГК 3		ТГК 6/21		Бш 3/21		БЗТ 4/21	
CaO	55.2	55.2	54.6	54.7	55.4	55.2	54.8	54.8	53.2	53.8	53.8	54.2
SrO	1.17	1.12	0.85	0.83	0.75	0.97	0.79	0.82	1.28	1.16	1.62	1.58
MgO	0.12	0.12	0.10	0.15	0.18	0.08	0.17	0.15	0.38	0.73	0.17	0.13
FeO	0.22	0.22	0.28	0.35	0.30	0.37	0.28	0.27	0.44	0.33	0.36	0.37
Na ₂ O	—	—	0.26	0.34	—	0.20	—	—	0.71	0.42	—	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.48	0.41	0.37
La ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.52	0.39	0.22	—
P ₂ O ₅	39.8	39.9	33.3	32.2	37.7	38.2	36.9	37.6	37.4	37.8	42.1	42.2
SiO ₂	1.78	1.67	4.06	4.28	2.91	2.22	3.08	2.72	2.05	1.88	0.41	0.36
SO ₄	0.20	0.15	0.15	0.15	0.10	0.10	0.30	0.22	—	—	—	—
F	1.97	1.92	3.20	2.91	3.06	3.03	1.85	1.65	3.47	3.32	1.65	1.64
Cl	—	—	—	0.06	—	—	0.06	—	—	—	—	—
Ca/P	1.68-1.71		1.82-2		1.6-1.84		1.80-1.86		1.6-1.72		~1.67	
Total	100	100	96.7	96.1	100	101	98.2	98.2	100	100	101	101

Примечание: BaO, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, ThO₂ ниже предела обнаружения.

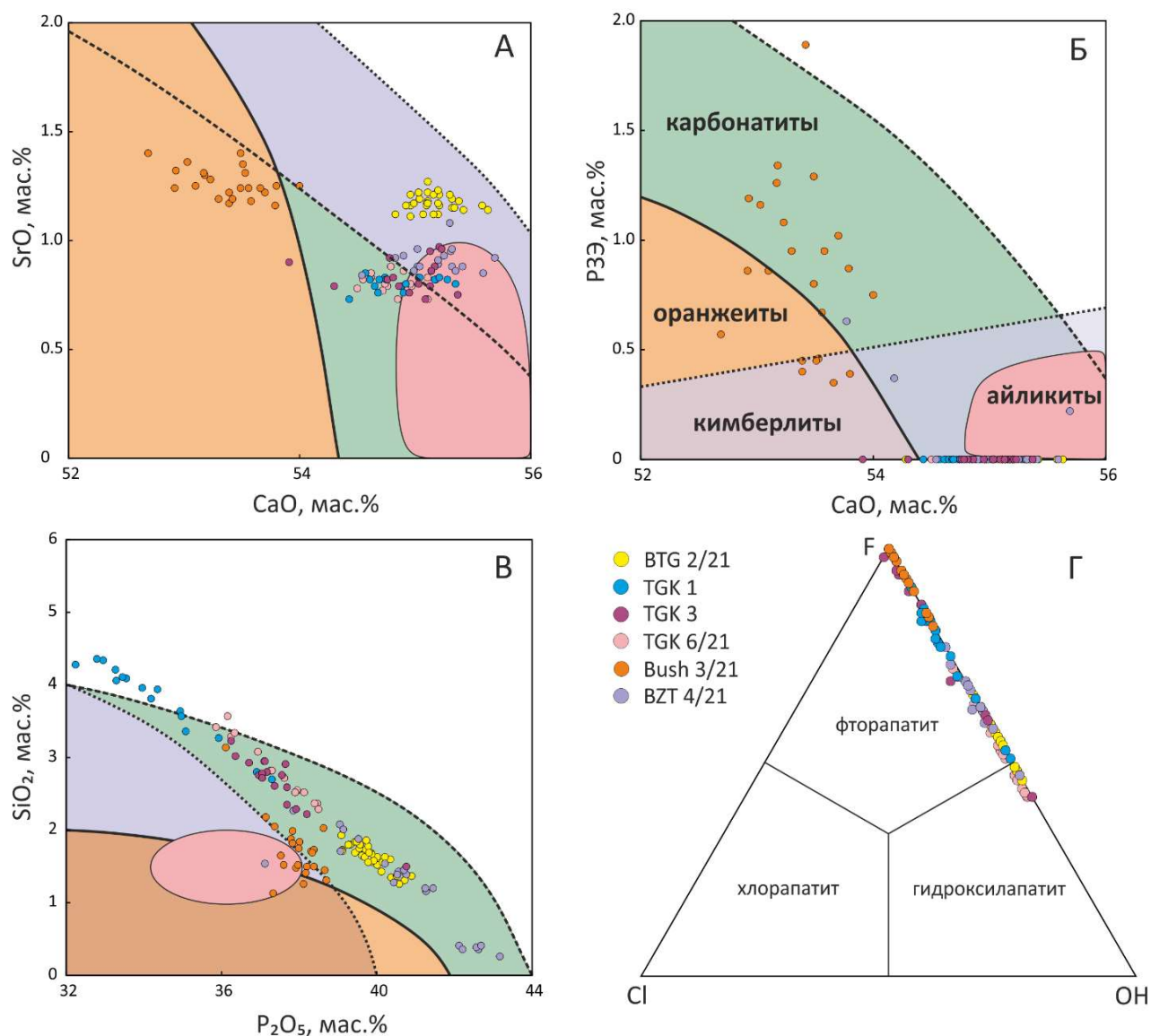


Рисунок 33. Диаграммы составов минералов группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Поля составов апатитов из кимберлитов, оранжеитов, карбонатитов и айлицитов нанесены по данным (Soltys et al., 2020).

Для всех рамановских КР-спектров исследованных минералов группы апатита характерен наиболее интенсивный пик с частотой 964 см^{-1} , который соответствует моде симметричных валентных колебаний PO_4^{3-} (ν_1) (рис.34).

В частотном диапазоне от 1020 до 1090 см^{-1} пики соответствуют ассиметричным валентным колебаниям (ν_3) в группе PO_4^{3-} и симметричным валентным колебаниям (ν_1) в группе CO_3^{2-} ($\sim 1070\text{ см}^{-1}$). В этом частотном диапазоне обычно наиболее интенсивные линии с частотами $\sim 1050\text{ см}^{-1}$, $\sim 1075\text{ см}^{-1}$ ($\nu_3 - \text{PO}_4^{3-}$) и $\sim 1070\text{ см}^{-1}$ ($\nu_1 - \text{CO}_3^{2-}$) обычно перекрывается с $\sim 1075\text{ см}^{-1}$; менее интенсивные пики с частотами $\sim 1030\text{ см}^{-1}$ и $\sim 1040\text{ см}^{-1}$ ($\nu_3 - \text{PO}_4^{3-}$) или проявлены слабо (BTG 2/21, Bush 3/21), или полностью перекрываются и образуют плечо (BTZ 4/21, TGK 1). В спектре TGK 3, напротив, отчетливо проявлены пики с частотами 1032 и 1041 см^{-1} , и они более

интенсивные по отношению к пику 1055 см^{-1} , также в этом спектре проявлен пик с частотой 1060 см^{-1} ($\nu_3 - \text{PO}_4^{3-}$) (Comodi et al., 2001). Также для исследованных образцов было отмечено увеличение относительной интенсивности пика 1070 см^{-1} ($\nu_1 - \text{CO}_3^{2-}$) по отношению к пикам ($\nu_3 - \text{PO}_4^{3-}$) с ростом содержания кремния.

В частотном диапазоне $400\text{--}610\text{ см}^{-1}$ расположены пики, связанные с симметричными ($\nu_2 - 430\text{ см}^{-1}$) и ассиметричными ($\nu_4 - 447, 580, 590, 607$ и 612 см^{-1}) деформационными колебаниями PO_4^{3-} . В спектре ТГК 3 проявлены все перечисленные линии для диапазона $400\text{--}610\text{ см}^{-1}$, в спектрах, полученных для остальных образцов, линии 607 см^{-1} и 612 см^{-1} – низкоинтенсивные или вовсе перекрываются (см, BTZ 4/21 и ТГК 1).

Пики, расположенные до 300 см^{-1} , связаны с решеточными колебаниями в структуре апатита. В спектрах ТГК 1, ТГК 3 и Bush 3/21 наблюдались пики в частотном диапазоне колебаний О-Н. Пики в диапазоне $3650\text{--}3750\text{ см}^{-1}$ в спектре BTG 2/21 вероятно связаны с наложением спектра флогопита.

По соотношению F, Cl и OH большинство изученных минералов группы апатита айликистов относится к фторапатитам и только часть попадает в поле гидроксилапатита (рис.33Г, табл. 9). Подобные соотношения анионов являются наиболее распространенными для минералов группы апатита магматического генезиса, включая кимберлиты и породы щелочно-карбонатных комплексов (Webster, Piccoli, 2015; Soltys et al., 2020). Составы апатита из пробы BTG 2/21 (Большетагнинский массив) попадают в область между фтор- и гидроксилапатитом (рис.33Г). Присутствие в их составе значимого количества гидроксил-группы подтверждается хорошо выраженными линиями в области $3650\text{--}3750\text{ см}^{-1}$ на КР спектрах (рис.34).

Изученные составы апатита за редким исключением характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 (>1 мас. %), умеренными – SrO (до 1,5 мас. %) и низкими – P3Э (рис.33). Составы апатита из трубки Южная имеют самое низкое содержание SiO_2 (до 2 мас. %), минералы из ТГК 1 (Большетагнинский массив) – самое высокое (до 4 мас. %). В соответствии с данными КР спектров, наблюдаются пики CO_3^{2-} . Известно, что CO_3^{2-} может занимать два разных положения в структуре апатита. Он может замещать ОН- группы и PO_4^{3-} . Пик CO_3^{2-} КР-спектров около 1070 см^{-1} характерен для апатита, где CO_3^{2-} занимает положение PO_4^{3-} . Пики CO_3^{2-} около 715 и 689 см^{-1} показывают CO_3^{2-} в положении ОН- группы (Awonusi and Morris, 2007; Ishimaru et al., 2018). Пик CO_3^{2-} в изученных апатитах наблюдается в 1070 см^{-1} и не проявлен в 715 и 689 см^{-1} , что позволяет предположить наличие CO_3^{2-} в позиции PO_4^{3-} . SiO_4 , как и CO_3^{2-} , входит в позицию PO_4^{3-} . Однако при этом должен сохраниться баланс зарядов, который можно достичь с помощью следующих изоморфных схем: (1) $\text{P3Э}^{3+} + \text{SiO}_4^{4-} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{PO}_4^{3-}$; (2) $\text{SO}_4^{2-} + \text{SiO}_4^{4-} \rightleftharpoons 2\text{PO}_4^{3-}$; (3) $\text{SiO}_4^{4-} + \text{CO}_3^{2-} \rightleftharpoons 2\text{PO}_4^{3-}$ (Pan and Fleet 2002; Piccoli and Candela 2002). В нашем случае

третья схема для составов апатита из айлицитов Большетагнинского массива и трубки Южная является наиболее подходящей. Составы апатита из Бушканайской дайки отличаются от других изученных апатитов более высоким содержанием РЗЭ и низким SiO₂ при одинаковом содержании P₂O₅ (рис.33В). Поэтому мы предполагаем, что в апатите из Бушканайской дайки сохранение баланса зарядов происходит по схеме 1.

Таблица 9. Формулы для минералов группы апатита из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

	№ образца	Формула	Вид апатита
Большетагнинский массив	BTG 2/21	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.1}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})[(\text{PO}_4)_{5.7}(\text{SiO}_4)_{0.3}(\text{SO}_4)_{0.02}(\text{CO}_3)_{0.003}](\text{F}_{1.2}(\text{OH})_{0.8})$	фторапатит
	TGK 1	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Na}_{0.1}\text{Sr}_{0.08}\text{Fe}_{0.05}\text{Mg}_{0.04})[(\text{PO}_4)_{5.3}(\text{SiO}_4)_{0.7}(\text{SO}_4)_{0.01}(\text{CO}_3)_{0.007}](\text{F}_{1.8}(\text{OH})_{0.2})$	фторапатит
	TGK 3	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.09}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.05})[(\text{PO}_4)_{5.6}(\text{SiO}_4)_{0.4}(\text{SO}_4)_{0.01}(\text{CO}_3)_{0.006}](\text{F}_{1.5}(\text{OH})_{0.5})$	фторапатит
	TGK 6/21	$(\text{Ca}_{9.9}\text{Sr}_{0.08}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.03})[(\text{PO}_4)_{5.6}(\text{SiO}_4)_{0.4}(\text{SO}_4)_{0.03}(\text{CO}_3)_{0.005}](\text{OH})_{1.1}\text{F}_{0.9})$	гидроксил апатит
Бушканайская дайка	Bush 3/21	$(\text{Ca}_{9.6}\text{Na}_{0.2}\text{Sr}_{0.1}\text{PЗЭ}_{0.07}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.05})[(\text{PO}_4)_{5.7}(\text{SiO}_4)_{0.3}(\text{CO}_3)_{0.004}](\text{F}_{1.8}(\text{OH})_{0.2})$	фторапатит
Трубка Южная	BZT 4/21	$(\text{Ca}_{9.8}\text{Sr}_{0.09}\text{Fe}_{0.06}\text{Mg}_{0.04})[(\text{PO}_4)_{5.9}(\text{SiO}_4)_{0.1}(\text{CO}_3)_{0.001}](\text{F}_{1.3}(\text{OH})_{0.7})$	фторапатит

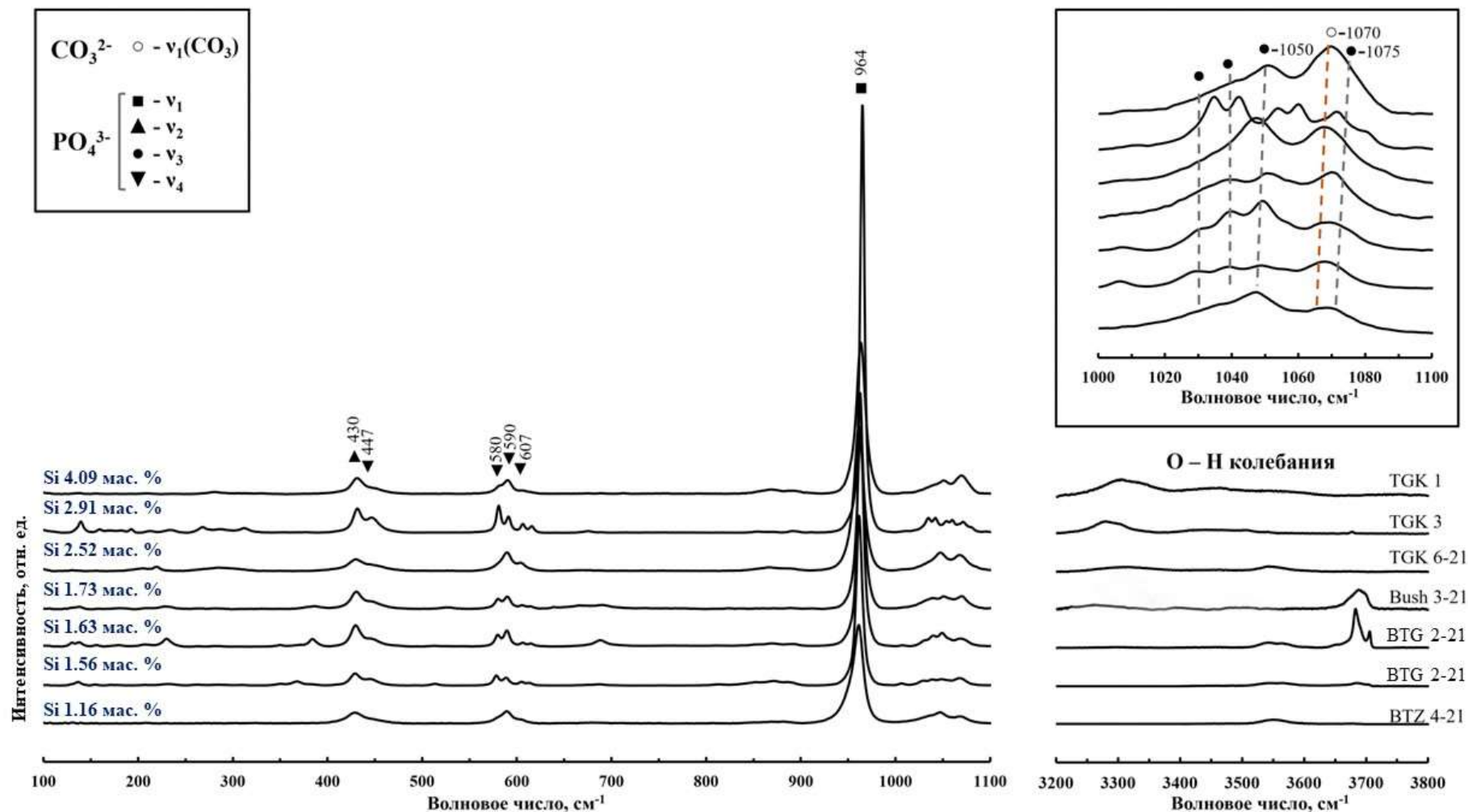


Рисунок 34. КР-спектры минералов группы апатита из айликов зиминского комплекса, спектры расположены по мере увеличения содержания Si (в мас.%): $\nu_1(\text{CO}_3^{2-})$ – мода симметричных валентных колебаний в группе CO_3^{2-} (1071 cm^{-1}); колебания в группе PO_4^{3-} (ν_1 – мода симметричных валентных колебаний (964 cm^{-1}), ν_2 – мода симметричных деформационных колебаний (430 cm^{-1}), ν_3 – моды ассиметричных валентных колебаний (1040, 1050 и 1075 cm^{-1}), ν_4 – моды ассиметричных деформационных колебаний (447, 580 и 607 cm^{-1}).

6.7 Минералы группы граната

Минералы группы граната были обнаружены в айликитах Большетагнинского массива и трубки Южная (рис.35). Состав минералов группы граната, представленных губчатыми кристаллами, из айликитов Большетагнинского массива (BTG 1/21 и BTG 2/2) не удалось определить из-за их плохой сохранности. Минералы, заполняющие межзерновое пространство, из айликитов Большетагнинского массива и трубки Южная представлены пятнистым низкотитанистым андрадитом, который содержит Al_2O_3 до 5 мас. %, MgO до 2 мас. % (рис.35, В).

На рисунке 36 изученные составы андрадита не попадают в область высокотитанистого андрадита, типичного для айликитов и родственных пород (Tappe et al., 2009). Однако составы андрадита из айликитов зиминского комплекса схожи с составами андрадита из силикатных глобул кимберлитов (Dongre et al., 2016).

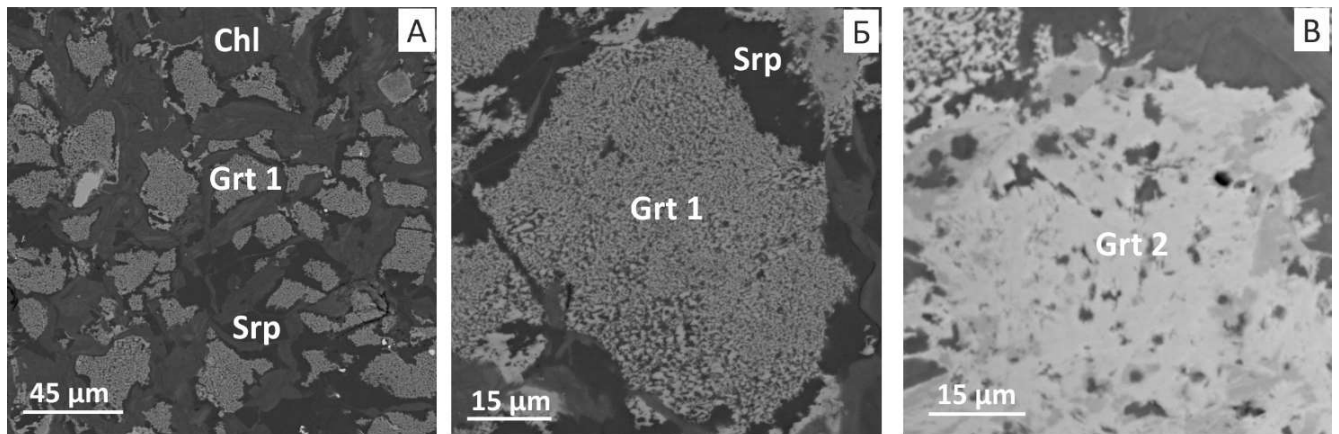


Рисунок 35. BSE-изображения для минералов группы граната из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

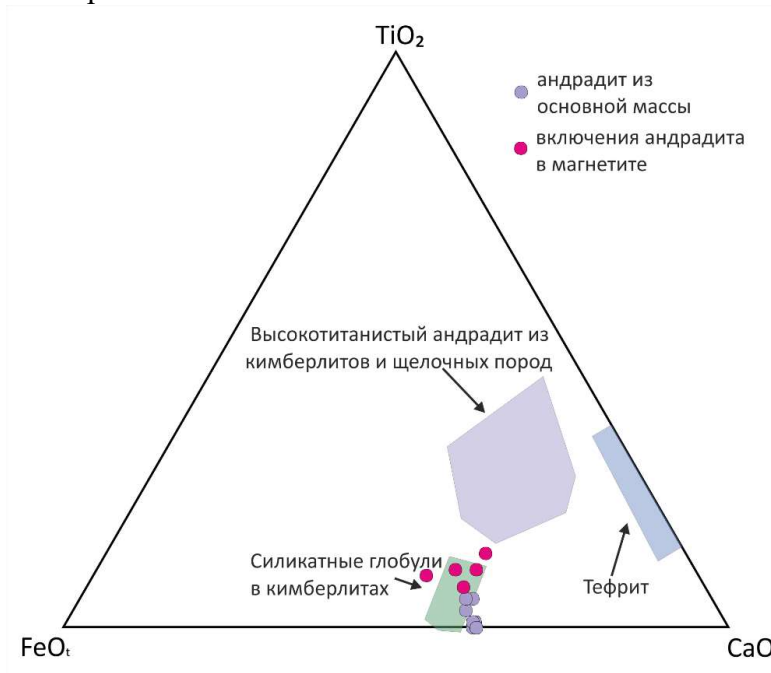


Рисунок 36. Треугольная диаграмма для минералов группы граната из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Dongre et al., 2016).

6.8 Карбонаты

В данной работе по морфологии было выделено 3 разновидности карбонатов: интерстициальные карбонаты основной массы, в микропрожилках и зональные идиоморфные зерна (рис.37). Эти карбонаты отличаются друг от друга не только формой, но и составом. Состав кальцита из основной массы изученных айлицитов характеризуется невысоким содержанием MgO до 2 мас. %, FeO до 1 мас. %, SrO до 1,5 мас. %, MnO до 0,2 мас. %, содержание PЗЭ и BaO ниже предела обнаружения (рис.38). Кальцит из микропрожилков имеет более высокое содержание MgO до 3 мас. %, FeO до 3 мас. %, SrO до 2,5 мас. %, MnO до 0,5 мас. % относительно кальцита основной массы (рис.38). Доломит из ТКГ 3 (Большетагнинский массив) представлен зональными кристаллами. Ядра этих кристаллов обогащены FeO до 9 мас. %, SrO до 0,3 мас. % и обеднены MnO до 0,4 мас. %, MgO до 16 мас. %. Каймы относительно ядер имеют более низкое содержание FeO до 5 мас. %, SrO до 0,1 мас. % и более высокое содержание MnO до 1 мас. %, MgO до 18 мас. % (рис.38, 39).

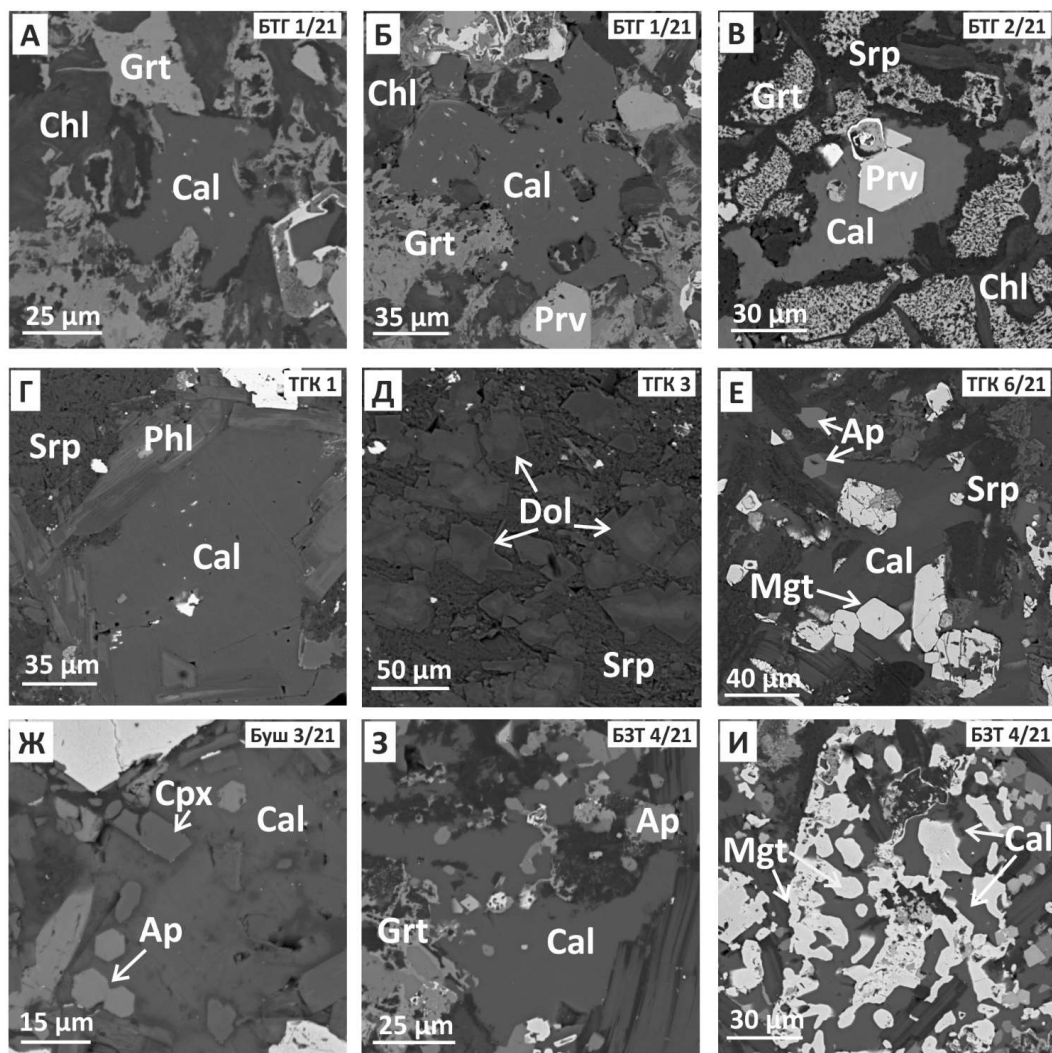


Рисунок 37. BSE-изображения для карбонатов из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Ap - апатит, Cal - кальцит, Chl - хлорит, Crx -

клинопироксен, Dol - доломит, Grt – минералы группы граната, Mgt - магнетит, Phl - флогопит, Prv - перовскит, Srp - серпентин.

Состав карбонатов из основной массы айлицитов зиминского комплекса попадает в область составов магматических карбонатов из основной массы, зональных кристаллов, таблитчатых кристаллов и сегрегаций кимберлитоподобных пород (Castillo-Oliver et al., 2018) и не схож с составом кальцита из микропрожилков (ТГК 6/21) (рис.38).

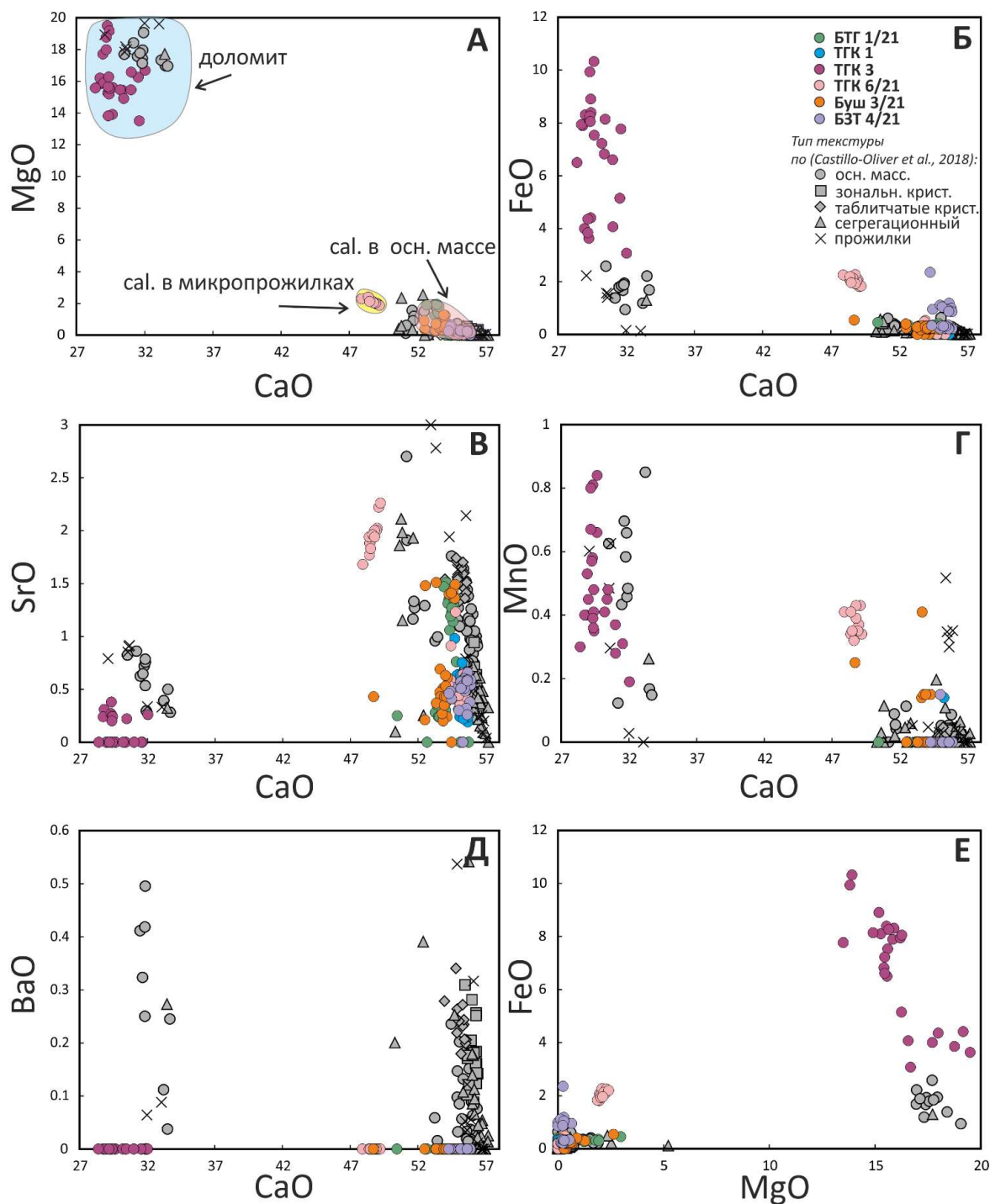


Рисунок 38. Диаграммы составов для карбонатов из айлицитов зиминского комплекса. Составы карбонатов из основной массы, зональных кристаллов, таблитчатых кристаллов, сегрегаций и прожилков кимберлитоподобных пород нанесены по (Castillo-Oliver et al., 2018).

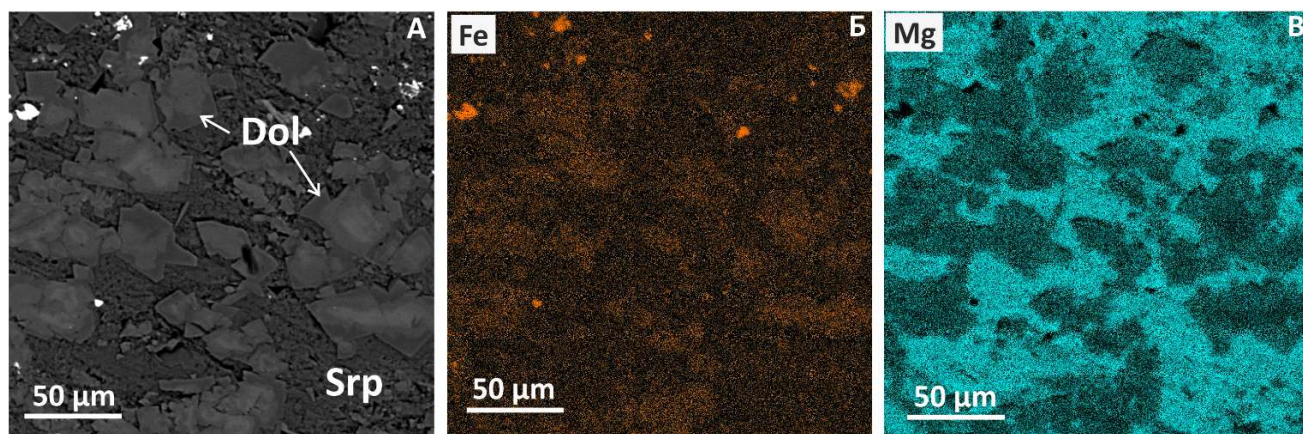


Рисунок 39. BSE-изображение и элементные карты для доломита из айликитов Большешагнинского массива (ТГК 3).

6.9 Сульфиды, сульфаты

Барит и пирит являются типичными акцессорными минералами основной массы изученных пород. Барит содержит SrO до 7 мас. %, CaO до 1 мас. %, P_2O_5 до 2 мас. %. В образце ТГК 3 (Большешагнинский массив) кроме барита и пирита был идентифицирован целестин. В основной массе айликитов трубки Южная (ВЗТ 4/21) обнаружен пентландит с содержанием Ni до 38,2 мас. %.

Обсуждение результатов

Составы минералов как индикаторы условий кристаллизации

Высокомagneзиальные ядра оливина из айлицитов Бушканайской дайки характеризуются более низкой Mg# (86-89) и более высоким содержанием CaO (0,15-0,2 мас. %) по сравнению с ксеногенными оливинами из перидотитов и метасоматизированной мантии (рис. 40). Также для них характерны идиоморфные формы кристаллов и отсутствие резорбированных границ с каймой. Кроме того, в высокомagneзиальных ядрах и их ободках были обнаружены Al-хромиты, которые по составу соответствуют хромитам из основной массы. Поэтому мы считаем, что оливины с высокомagneзиальными ядрами и каймы оливинов с обратной зональностью являются магматическими и кристаллизовались непосредственно из айлицитового расплава. Дальнейшая кристаллизация оливина связана с уменьшением Mg, Ni, Cr и увеличением Ca, Mn в расплаве, что является результатом кристаллизационной дифференциации.

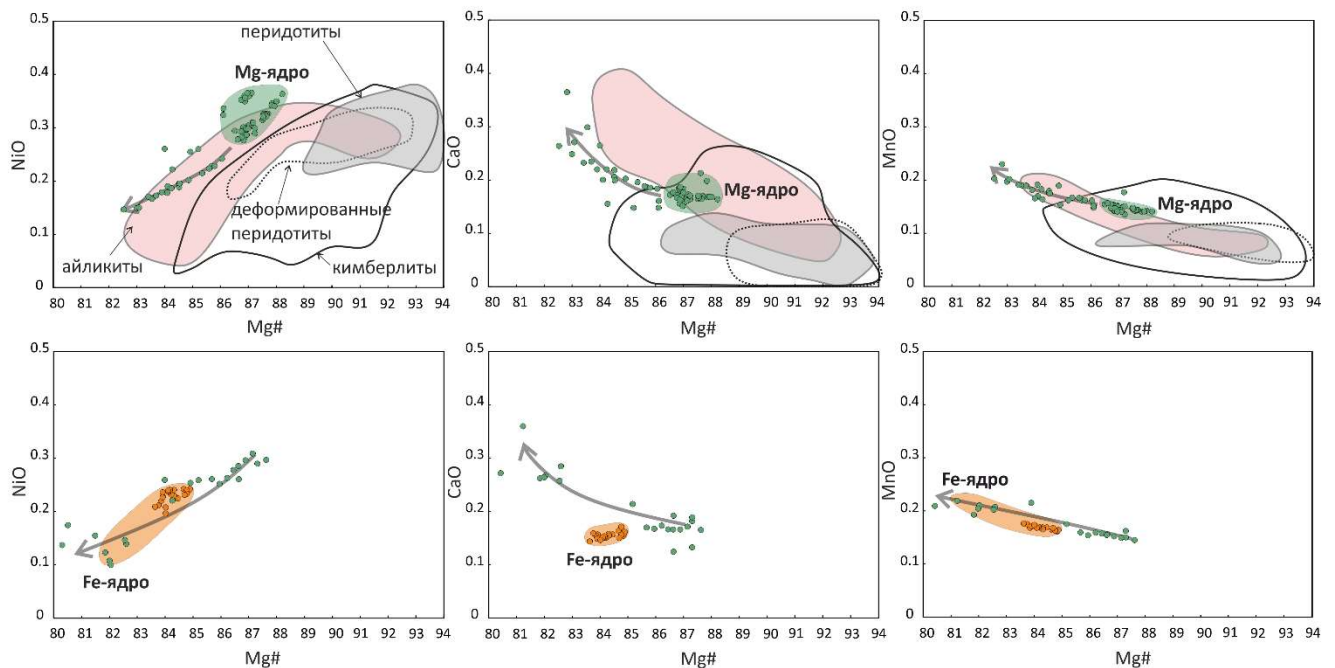


Рисунок 40. Бинарные диаграммы зависимости NiO, CaO и MnO от Mg# состава богатых железом и магнием ядер и кайм оливина из айлицитов дайки Бушканай. Данные по оливину из айлицитов и кимберлитов были взяты из работ (Veter et al., 2017) и (Giuliani, 2018), по оливину в перидотитах — из работ (Giuliani, 2018).

На происхождение высокожелезистых ядер оливина существует несколько точек зрения. Их происхождение связано с 1) мантийным метасоматозом, вызванным предшествующими кимберлитовыми или айлицитовыми расплавами; 2) кристаллизацией из более эволюционировавшей магмы; 3) захваченные при подъёме расплава ксенокристы из базальтов и других вмещающих пород (Cordier et al., 2015; Moore and Costin, 2016; Veter et al., 2017; Howarth,

2018; Nosova et al., 2018). Изученные высокожелезистые ядра оливина не могут являться ксенокристами из базальтов и других пород, так как в пространственной близости от объектов исследования не обнаружено пород, содержащих оливины со схожим составом. Высокожелезистые ядра оливина, образованные при мантийном метасоматозе, имеют более высокую магнезиальность и низкое содержание CaO, MnO по сравнению с высокожелезистыми ядрами оливина из айлицитов Бушканайской дайки (рис. 41). Фигуративные точки составов изученных высокожелезистых ядер оливина попадают в тренд эволюции состава высокомагнезиальных ядер оливинов из айлицитов Бушканайской дайки, поэтому они могут представлять собой продукт кристаллизации более ранней порции более эволюционировавшей магмы.

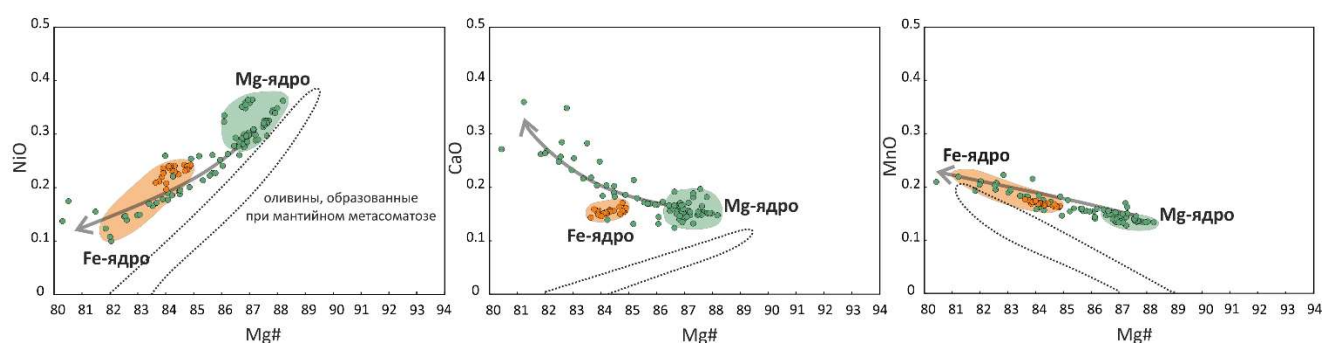


Рисунок 41. Бинарные диаграммы зависимости NiO, CaO и MnO от Mg# состава богатых железом и магнием ядер и кайм оливина из айлицитов дайки Бушканай. Составы оливинов, образованные при мантийном метасоматозе, нанесены по (Soltys et al., 2020).

В магнезиальных ядрах оливина были найдены поликристаллические включения, состоящие в основном из клинопироксена и флогопита. Составы флогопита и клинопироксена изученных включений схожи с таковыми минералов основной массы айлицитов. Однако более крупный размер этих минералов во включениях подразумевает их кристаллизацию при более спокойных физико-химических условиях. Их текстурно-структурные особенности указывают на то, что они были захвачены айлицитовым расплавом в твердом состоянии и служили затравкой для кристаллизации высокомагнезиальных ядер оливина.

Считается, что образование и подъем кимберлитовых и айлицитовых расплавов представляет собой сложный многоактный процесс, в ходе которого некоторые порции расплава не достигают поверхности Земли и кристаллизуются в мантии или коре (Giuliani et al., 2016; Kargin, 2020). Следующие порции кимберлитовых и айлицитовых расплавов образуют проницаемую зону (канал), породы стенок которого находятся в равновесии с расплавом айлицитов и кимберлитов. Согласно этой модели, большая часть мантийных ксенолитов и макрокристов, принесенных расплавами айлицитов и кимберлитов, являются фрагментами

стенок мантийных каналов, по которым расплавы достигали поверхности (Bussweiler et al., 2018; Kargin, 2020). Эти макрокристы не отражают состав литосферной мантии.

Из вышесказанного можно предположить, что высокожелезистые ядра оливина и поликристаллические включения в оливине являются продуктом кристаллизации более ранней отдельной порции айликитового расплава и были захвачены при подъеме более поздней порцией расплава. Вероятно, из-за низкой скорости подъема раннего айликитового расплава, происходила совместная кристаллизация высокожелезистого оливина, клинопироксена и флогопита. И поэтому их составы немного отличаются от состава минералов айликитов зиминского комплекса. Вероятно, что скорость подъема следующих порций расплава была выше и это способствовало началу кристаллизации на более высоких уровнях высокомагнезиальных ядер оливина и хромита, а не высокожелезистого оливина, флогопита и клинопироксена. Наши петрографические исследования подтверждают совместную кристаллизацию оливина и хромита. Кроме того, составы высокоглиноземистых хромитов из айликитов Большетагнинского массива ложатся на глиноземистый тренд 3 (рис. 17, б). П. Редер и Д. Шульце (Roeder and Schulze, 2008) считают, что тренд 3 параллелен кривым изопотенциала оливина и шпинели Ирвина (Irvine, 1965) и является результатом быстрых температурных изменений и совместной кристаллизации оливина и хромита, контролируемой диффузией. На диаграмме 18 в тренде эволюции составов можно наблюдать отсутствие шпинелидов с содержанием Al_2O_3 от 20 до 30 мас. %. Это можно объяснить началом кристаллизации высокоглиноземистых ядер флогопита основной массы айликитов. Вероятно, что эти ядра флогопита с содержанием Al_2O_3 (14-18 мас. %), FeO (7-18 мас. %), TiO_2 (3-6 мас. %) являются ранними и были закристаллизованы после формирования хромитов и до кристаллизации перовскита и Ti-магнетита основной массы (рис. 42). Дальнейшая кристаллизация зерен шпинелидов из айликитов связана с постепенным уменьшением Cr и неизменным Al в расплаве, что может быть объяснено отсутствием сокристаллизации Al-содержащих фаз (флогопита) с высокоглиноземистым магнетитом. Зональность кристаллов доломита из айликитов Большетагнинского массива, вероятно, связана с ранней кристаллизацией ядер доломита до начала формирования Fe-содержащих фаз (Ti-магнетитов, Cr-магнетитов), а каймы фиксируют начало кристаллизации Ti-магнетита. Такая эволюция состава доломита типична для мантийных магнезиокарбонатитов (Doroshkevich et al., 2006).

На уровне земной коры происходит кристаллизация основной массы айликитов зиминского комплекса: Ti-магнетита, перовскита, флогопита с содержанием Al_2O_3 (10-14 мас. %), TiO_2 (1-2 мас. %), минералов группы апатита, кальцита, андрадита и сульфидов. Ti-магнетит характеризуется относительно невысоким содержанием Ti (до 10 мас. %), что подтверждает их совместную кристаллизацию с перовскитом. Ti-магнетиты фиксируют исчезновение Cr,

уменьшение Al в расплаве, что могло быть результатом начала кристаллизации флогопита с содержанием Al_2O_3 (10-14 мас. %), TiO_2 (1-2 мас. %).

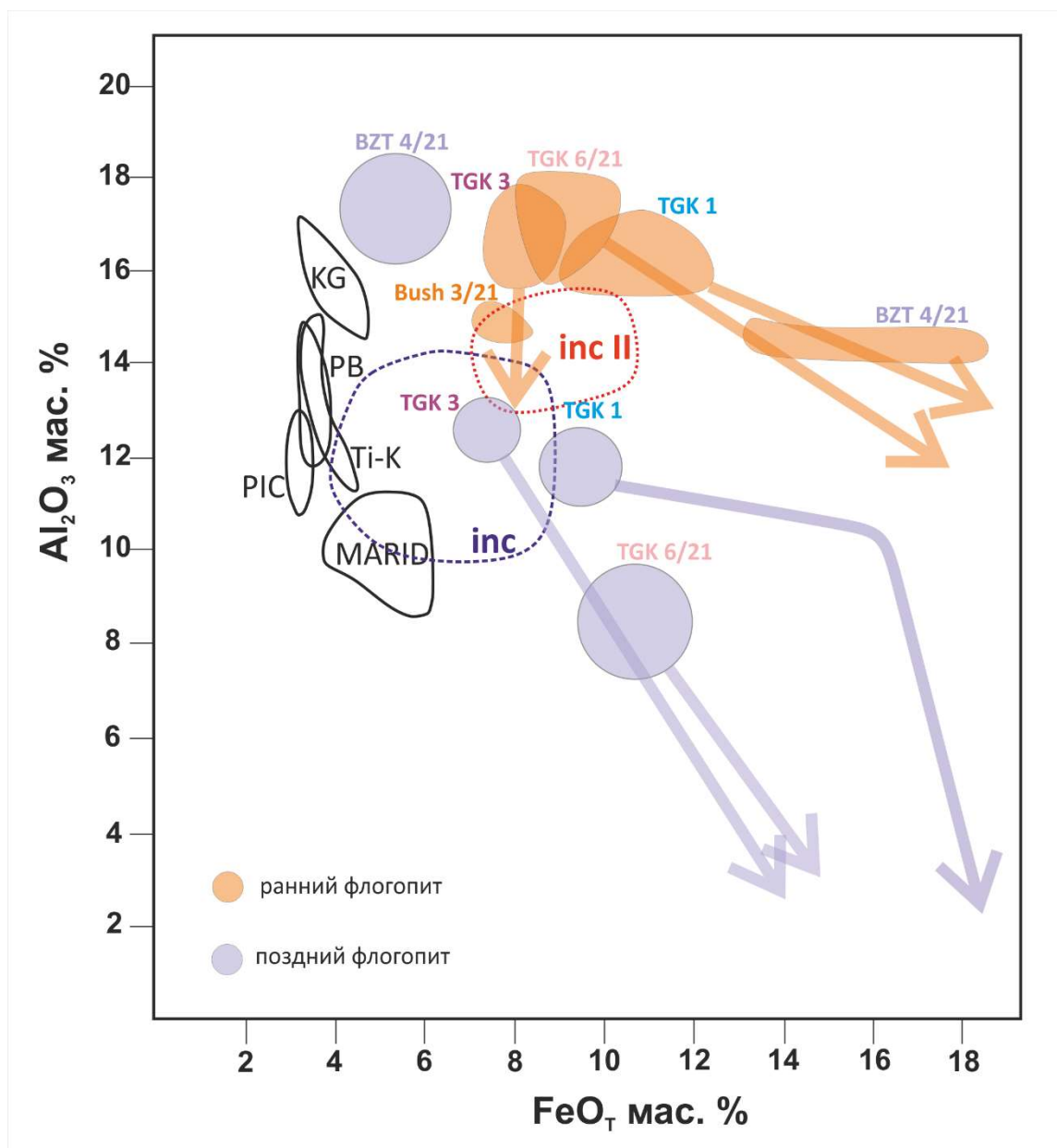


Рисунок 42. Бинарные диаграммы $\text{FeO}_{\text{tot}}\text{-Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. inc II – флогопит из поликристаллических включений, inc – флогопит во включениях из хромитов. Области показаны составы флогопита из мантийных пород: MARID (флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсид содержащая порода); PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен содержащая порода); PB (ксенолиты полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, ЮАР); KG (основная масса кимберлитов); Ti-K (высоко-титанистый флогопит из южно-африканских кимберлитов) (Kargin, 2021).

Проведенные исследования составов перовскита показали, что минералы из айликитов массива Большая Тагна имеют центры с относительно высокими содержаниями PЗЭ, Na и

наблюдается падение количества этих элементов к краям зерен. Перовскиты из айликитов дайки Бушканай отличаются своим строением и составом, имея высокие концентрации РЗЭ, Fe относительно минералов айликитов Большой Тагны. В них от центра к краю зерен наблюдается уменьшение содержания Ca и увеличение Na, РЗЭ.

В перовските уменьшение Na, РЗЭ, Th, Ta от центра к краю зерна считается «нормальной» зональностью, что можно объяснить прогрессирующим истощением айликитового расплава этими элементами в процессе фракционной кристаллизации (Chakhmouradian et al., 2013). Кристаллы перовскита из айликитов массива Большая Тагна имеют «нормальную» зональность, в отличие от минерала айликитов дайки Бушканай. Считается, что кристаллы с обратной зональностью характеризуют процесс смешения двух магм разного состава (Chakhmouradian and Mitchell, 2000; Castillo-Oliver et al., 2015).

Типичной характеристикой кристаллов перовскита из Бушканайской дайки является их осцилляционная зональность. Считается, что осцилляционная зональность может формироваться в результате внешних и внутренних механизмов. Крупномасштабная конвекция, смешение магмы и пополнение резервуаров являются внешними механизмами. Внутренние механизмы включают связь между скоростью роста кристаллов и диффузией растворенных веществ через пограничный слой кристалла и расплава (Shore and Fowler, 1996). Крупномасштабная конвекция предполагает кристаллизацию минералов в магматической камере, в ходе которой кристаллы переносятся по магме, фиксируя различия в температуре, давлении и химическом составе (Shore and Fowler, 1996). Однако, наиболее вероятно, что кристаллы перовскита в айликитах образуются не в промежуточной магматической камере, поэтому этот механизм не может объяснить осцилляционную зональность (Тарре, 2006). Маловероятно также контаминация магмы материалом коры, при котором могла возникнуть осцилляционная зональность. Редкоэлементный состав оливина и других минералов изученных айликитов не указывает на значимую роль процесса коровой контаминации (Nugumanova et al., 2023). Скорее всего, осцилляционная зональность в перовскитах связана с процессом смешения магм. Например, клинопироксены со сложной осцилляционной зональностью из лампрофиров Тянь-Шаня образовались в результате смешения нескольких магм (Xing et al., 2020). Исследователи также описали клинопироксены из щелочных базальтов, представленные зернами с нормальной, обратной и осцилляционной зональностью. Авторы предполагают, что в образовании этих кристаллов участвовали три родственные порции магм (Zhang et al., 2024).

Можно предполагать, что в формировании айликитов дайки Бушканай могли участвовать две порции айликитовой магмы. Первая магма, вероятно, была айликитовой, из которой кристаллизовались оливины, минералы группы шпинели и ядра перовскитов. Вторая магма, с

учетом более высокой фугитивности кислорода, была более окисленной, к тому же содержала более высокие концентрации REE, Na, Sr. Можно предполагать, что вторая магма была порцией более эволюционировавшего ультраосновного лампрофирового расплава, возможно, более обогащенной карбонатной составляющей.

На рисунке 25, можно видеть, что содержание редких элементов в перовскитах более высокое, по сравнению с составом пород и рассчитанной равновесной магмой, связанное с высокими коэффициентами распределения РЗЭ между минералом и расплавом. При этом, перовскиты и айликиты имеют схожие мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные к примитивной мантии. Редкоэлементные валовые составы изученных айликитов не схожи, но благодаря определению состава в перовскитах, мы можем сделать вывод, что во время кристаллизации перовскитов магмы, кристаллизующие айликиты массива Большая Тагна и дайки Бушканай имели очень схожий редкоэлементный состав. После кристаллизации ядер кристаллов перовскита каждая магма переживает свою историю становления.

Низкие содержания Sr в кимберлитовом и айликитовом перовските, согласно экспериментальными данными Митчелла (1997b), указывают на то, что Sr преимущественно входит в карбонаты. Также на рисунке 25 можно наблюдать, что Sr несовместим с перовскитом в айликитовых магматических системах и что Sr преимущественно остается в расплаве. Этот вывод дополнительно подтверждается наличием богатого Sr (до 6,5 мас. % SrO) перовскита в лампроитах, лишенных первичных карбонатных фаз (Chakhmouradian and Mitchell, 1999). Кроме кальцита, минералы группы апатита также могут являться концентратором стронция в айликитах и кимберлитах (Chakhmouradian and Mitchell, 2000). В отсутствие мелилита Sr предпочтительнее входит в состав апатита, чем перовскита (Rass and Laputina, 1996). В изученных айликитах отсутствует мелилит и ранние карбонаты, а в минералах группы апатита изученных айликитов содержание SrO достигает 1,5 мас. %, в то время как в перовскитах не превышает 0,5 мас.%. То есть, в нашем случае, SrO преимущественно входит в состав минералов группы апатита и кальцита, чем в перовскит, что связано с отсутствием мелилита, кристаллизацией апатита и кальцита.

Изученные перовскиты характеризуются схожим поведением Fe. Известно, что в природный перовскит Fe включено только в трехвалентном виде (Mitchell et al. 1998; Muir et al. 1984), поэтому низкое содержание Fe в перовските может указывать на низкое значение $f(\text{O}_2)$ во время кристаллизации минерала (Mitchell, 1986). Повышенное содержание Fe в перовскитах может свидетельствовать в пользу контаминации магмы коровым материалом (Bellis and Canil, 2007). В изученных перовскитах содержание Fe_2O_3 достигает 2,6 мас. %, это значение в перовскитах из кимберлитов и ультраосновных лампрофиров считается невысоким (<5 мас. %).

Рассчитанные значения ΔNNO для ядер перовскитов варьируют в пределах от -2 до -0,5. Они попадают в область фугитивности кислорода для перовскита из кимберлитов и ультраосновных лампрофиров мира (рис.43). Поэтому, можно предположить, что при кристаллизации перовскита изученных айликов было достаточно низкое значение $f(O_2)$. Однако в кратонной мантии, в целом, более низкие значения фугитивности кислорода по сравнению с рассчитанными значениями для кимберлитов мира, поскольку мантийный источник для расплавов кимберлитов и айликов изначально имеет более окисленное состояние.

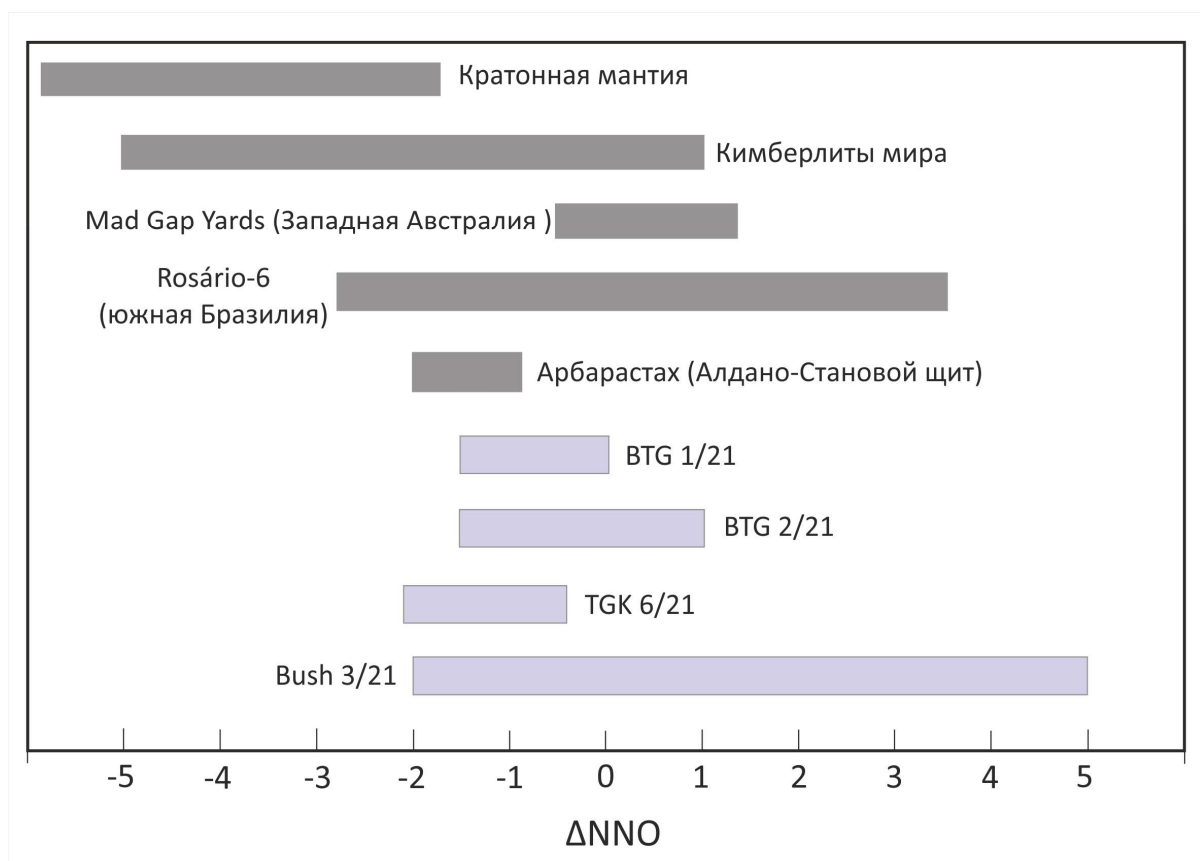
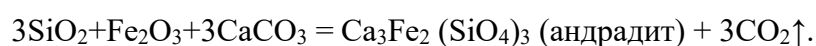


Рисунок 43. Диаграмма $f(O_2)$ (ΔNNO) для перовскита из айликов зиминского комплекса. Интервалы $f(O_2)$ для кратонной литосферной мантии нанесены по (Woodland and Koch, 2003; McCammon and Korylova, 2004). Также на диаграмме приведены интервалы $f(O_2)$ для перовскита из кимберлитов (Bellis and Canil, 2007) и ультраосновных лампрофиров Австралии (Downes, 2023), Бразилии (Carniel, 2020), Алдано-Станового щита (Doroshkevich et al., 2022).

Известно, что андрадит в кимберлитоподобных породах мог образоваться по следующим двум моделям: (1) кристаллизация из относительно богатых карбонатом глобул; (2) метасоматическое происхождение, аналогичное таковому в скарновых породах. Андрадит, образованный по первой модели, имели бы высокие концентрации Al или Zr при высоком содержании Ti (Buhn et al., 2001; Tappe et al., 2009). Метасоматические реакции между карбонатсодержащей глобулой и исходным расплавом, аналогичные скарновой системе (Ciobanu and Cook, 2004), может образовывать андрадит по следующей реакции:



Компоненты SiO_2 и Fe_2O_3 получены из исходной магмы, тогда как компонент CaCO_3 формировался из карбонатсодержащих глобул. В айликитах Большетагнинского массива и трубки Южная были найдены кальцитовые сегрегации по составу и текстуре, схожие с карбонатсодержащими глобулами из кимберлитов и родственных пород (рис. 37). Карбонатные глобулы наблюдаются в некоторых кимберлитовых, карбонатитовых и нефелинитовых лавах и считаются несомненным доказательством первичного карбоната, образованного из исходной магмы (например, Brooker and Kjarsgaard, 2011; Clement, 1975; Clement, 1982; Klaudius and Keller, 2006). Обычно их интерпретируют как продукт жидкостной силикатно-карбонатной несмешиваемости или результат кристаллизации (например, Brooker and Kjarsgaard, 2011; Clement, 1975; Clement, 1982; Clarke and Mitchell, 1975; Clement and Skinner, 1979; Haggerty and Fung, 2006; Mitchell, 1975; Mitchell, 1986; Mitchell, 1994). Вероятно, андрадит второй генерации из айликитов Большетагнинского массива и андрадит основной массы из трубки Южная образовались в результате метасоматических реакций между кальцитовыми сегрегациями и остаточной исходной айликитовой магмой.

Таким образом, можно сформулировать второе защищаемое положение: минеральный и химический состав айликитов, а также зональное строение минералов свидетельствуют о процессах кристаллизационной дифференциации. Эти процессы были усложнены вовлечением продуктов кристаллизации из более ранних магматических порций.

Таблица 10. Последовательность кристаллизации минералов ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Массив	№ обр.	Минералы	Стадии	
			Раннемагматические	Позднемагматические
Большетагнинский	БТГ 1/21, БТГ 2/21	Оливин	■	
		Хромит	■	
		Al-хромит	■	
		Al-магнетит		■
		Магнетит		■
		Флогопит		■
		Перовскит		■
		Фторапатит		■
		Андрадит I		■
		Андрадит II		■

ТГК 1	Кальцит																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	</
-------	---------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	----

		Флогопит III		
		Флогопит IV		
		Фторапатит		
		Кальцит		
		Сульфиды		
Бушканайская дайка	Буш 3/21	Mg-оливин		
		Хромит		
		Fe-Хромит		
		Cr-Магнетит		
		Ti-Магнетит		
		Перовскит		
		Флогопит		
		Клинопироксен		
		Фторапатит		
		Доломит		
		Кальцит		
		Сульфиды		
Белозиминский	БЗТ 4/21	Оливин		
		Хромит		
		Ti-магнетит		
		Магнетит		
		Перовскит		
		Флогопит		
		Фторапатит		
		Кальцит		
		Андрадит		
		Барит		

Значение составов минералов для характеристик мантийного источника

Многочисленные исследования показывают, что отношения Ni/Mg, Mn/Fe и Ca/Fe в сочетании с микроэлементами, такими как Li, Zn, Al, Ti, Cr, Co, V и Sc в оливине можно использовать для определения состава (перидотитовый или пироксенитовый) мантийного источника и наличия карбонатного или силикатного метасоматоза (Sobolev et al., 2007; Herzberg,

2011; Sobolev et al., 2011; Foley et al., 2013; Herzberg et al., 2014; Herzberg et al., 2016; Ammannati et al., 2016; Weiss et al., 2016; Veter et al., 2017; Kamenetsky et al., 2017; Howarth and Harris, 2017; Heinonen and Fusswinkel, 2017; Liu et al., 2017).

Обогащение Ni и обеднение Ca и Mn в оливине обычно интерпретируются как отражение кристаллизации из родительских магм, которые были получены из пироксенитового источника (Sobolev et al., 2007; Foley et al., 2013; S ager et al., 2015; Herzberg et al., 2016; Ammannati et al., 2016; Kamenetsky et al., 2017). Высокое содержание Ni в магматическом оливине обычно интерпретируется как следствие частичного плавления мантийного источника, для которого было характерно отсутствие или низкое содержания оливина (т. е. Ni совместим с оливином). Кроме того, плавление пироксенитового источника приведет к кристаллизации магматического оливина с низкими содержаниями Ca и Mn, так как Mn и Ca более совместимы с пироксеном по сравнению с оливином. Изученные составы оливина имеют низкое содержание Ni <2000 ppm и высокие Mn >800, Ca >2000, что типично для оливинов из перидотитового источника.

Считается, что оливин, кристаллизованный из расплавов перидотитового источника, имеет высокие (>15) отношения Mn/Zn, тогда как минерал сформированный из расплавов пироксенитового источника имеет низкие (<13) отношения Mn/Zn (Howarth et al., 2017). Отношение Mn/Zn в изученных оливинах варьирует в пределах 8-25. Эти значения не позволяют определить источник оливина из айликитов Бушканайской дайки. Было высказано предположение, что значения Ni/Co в оливине >20 указывают на компонент источника пироксенита (Foley et al., 2013). В составах оливина из айликитов Бушканайской дайки отношение Ni/Co <20, что характерно для оливина из перидотитового источника.

Кроме того, по геохимии оливина можно узнать наличие в источнике карбоната, флогопита и клинопироксена. Более низкие отношения Mn/Fe часто указывают на источник, богатый карбонатом, поскольку Mn участвует в составе доломита (Dawson and Hinton 2003). Магматический оливин, образованный при плавлении источника, содержащего клинопироксен, будет иметь высокие соотношения Ca/Al, Ca/Fe и Mn/Fe, но низкое соотношение Ni/Mg (Ammannati et al. 2016). Присутствие флогопита в мантийном источнике приведет к снижению соотношений Ca/Fe, Mn/Fe и Ni/Mg в фенокристаллах оливина (Veter et al. 2017). Изученные оливины имеют низкие отношения Ni/Mg (0,2-0,4) и Mn/Fe (1,1-1,2) по сравнению с оливинами из перидотитов и пироксенитов (рис.44). Вероятно, низкие значения Mn/Fe в изученных оливинах унаследованы от флогопита и карбонатов, а низкое отношение Ni/Mg связано с участием клинопироксена в источнике. По геохимии оливина можно сделать вывод, что источником для родоначального расплава айликитов Бушканайской дайки был перидотит, содержащий флогопит-клинопироксеновую и карбонатную компоненту. Кроме того, согласно

изученному составу включений в хромитах, содержащих апатит и сульфиды, в источнике присутствовали P_2O_5 и S-содержащие фазы.

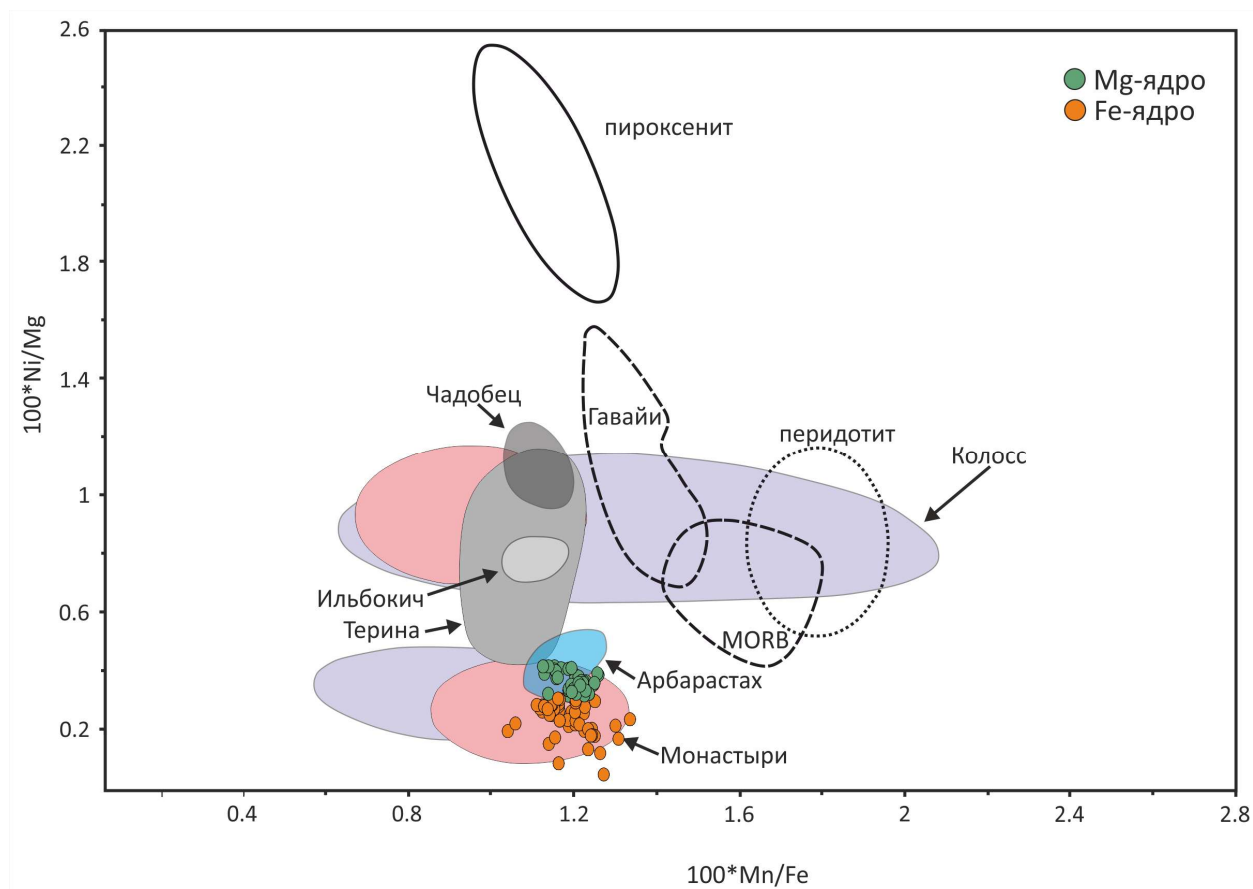


Рисунок 44. $100 \cdot Ni/Mg$ vs $100 \cdot Mn/Fe$ отношения для макрокристов оливина из айликитов Бушканайской дайки. На диаграмме приведены области составов мегакристов оливина из кимберлитов и родственных пород: Монастыри и Колосс (Moore and Costin, 2016; Howarth, 2018; Bell et al., 2004); Чадобецкого комплекса (Nosova et al., 2018; Starikova et al., 2021); комплекса Арбарастах (Doroshkevich et al., 2022). Поля составов оливина из перидотитов, пироксенитов и базальтов нанесены по (Veter et al., 2017).

Составы минералов для классификации кимберлитоподобных пород

Фенокристы являются важными индикаторными минералами, используемыми для типизации кимберлитоподобных пород. Составы индикаторных минералов в совокупности могут помочь идентифицировать породу. Например, фенокристы оливина из айликитов по сравнению с оливинами из кимберлитов (Mg# 84-94, CaO до 0,25 мас. % и MnO до 0,2 мас. %), оранжеитов и оливиновых лампроитов (Mg# 87-95, CaO до 0,13 мас. % и MnO 0,01-0,2 мас. %) имеют относительно низкую магнезиальность (Mg# 82-92) и высокое содержание CaO до 0,4 мас. % и MnO 0,05-0,2 мас. % (рис. 45). Составы оливина из айликитов зиминского комплекса попадают в область состава оливина из айликитов мира.

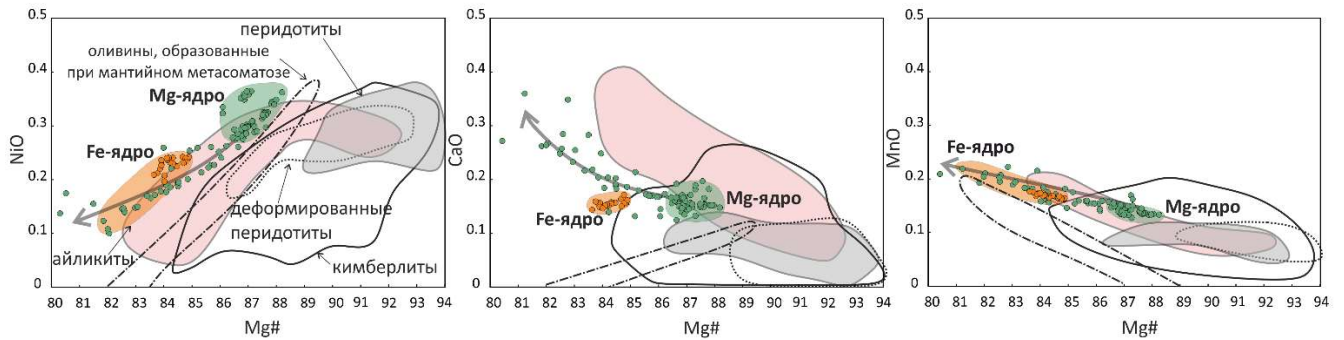


Рисунок 45. Бинарные диаграммы зависимости NiO, CaO и MnO от Mg# состава богатых железом и магнием ядер и кайм оливина из айликитов дайки Бушканай. Данные по оливину из айликитов и кимберлитов были взяты из работ (Veter et al., 2017) и (Giuliani, 2018), по оливину в перидотитах — из работ (Giuliani, 2018). Составы оливинов, образованные при мантийном метасоматозе, нанесены по (Soltys et al., 2020).

Р. Митчелл (Mitchell, 1995) показал, что значение $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) > 0,85$ является типичным для шпинелидов из оранжейтов, лампроитов, кимберлитов. Шпинелиды с $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) < 0,85$ характерны для базальтоидов, мелилитовидов и айликитов. Для шпинелидов из айликитов зиминского комплекса это отношение варьирует в пределах 0,57-0,75, что свойственно для шпинелидов из айликитов мира. На классификационной диаграмме Р.Х. Митчелла (Mitchell, 1995) фигуративные точки составов изученных шпинелидов ложатся на тренд 2, характерный для шпинелидов из оранжейтов, лампроитов и ультраосновных лампрофиров (рис.47, а). На классификационной диаграмме П.Л. Редера и Д. Дж. Шульце (Roeder and Schulze, 2008) наблюдается изменение состава изученных шпинелидов от высокохромистых хромитов до магнезио-ульвошпинель-магнетитов по тренду 1, который является типичным для шпинелидов из кимберлитов и карбонатитов (рис. 46). С другой стороны, классификационные диаграммы (Соболев, 1974; Chalapathi Rao et al., 2012) показывают, что состав шпинелидов из ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса меняется по тренду, схожему с пикритовым (рис. 47, б). Таким образом, описанные выше классификационные диаграммы для шпинелидов не всегда однозначны, что не позволяет только по составу шпинелидов классифицировать изученные породы.

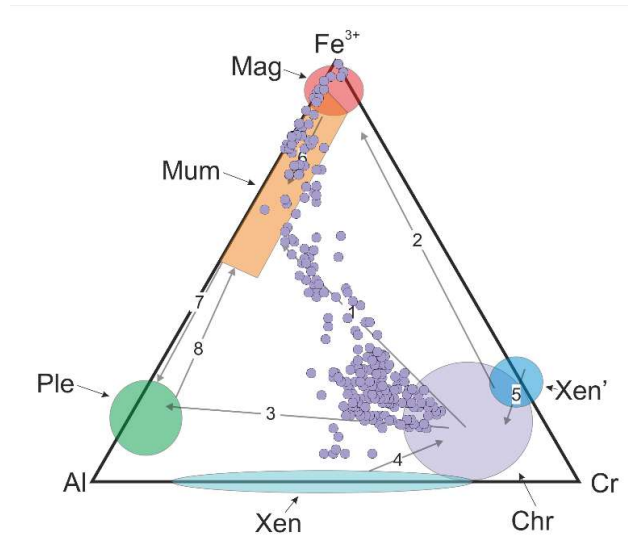


Рисунок 46. Классификационные диаграммы для минералов группы шпинели из айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Roeder and Schulze, 2008). Ксенокристаллы шпинели из перидотитов (Xen), ксенокристалл шпинели из метасоматизированных перидотитов (Xen'), хромит (Chr), плеонаст-шпинель (Ple), магнезио-ульвошпинель-магнетит (Mum) и магнетит (Mag).

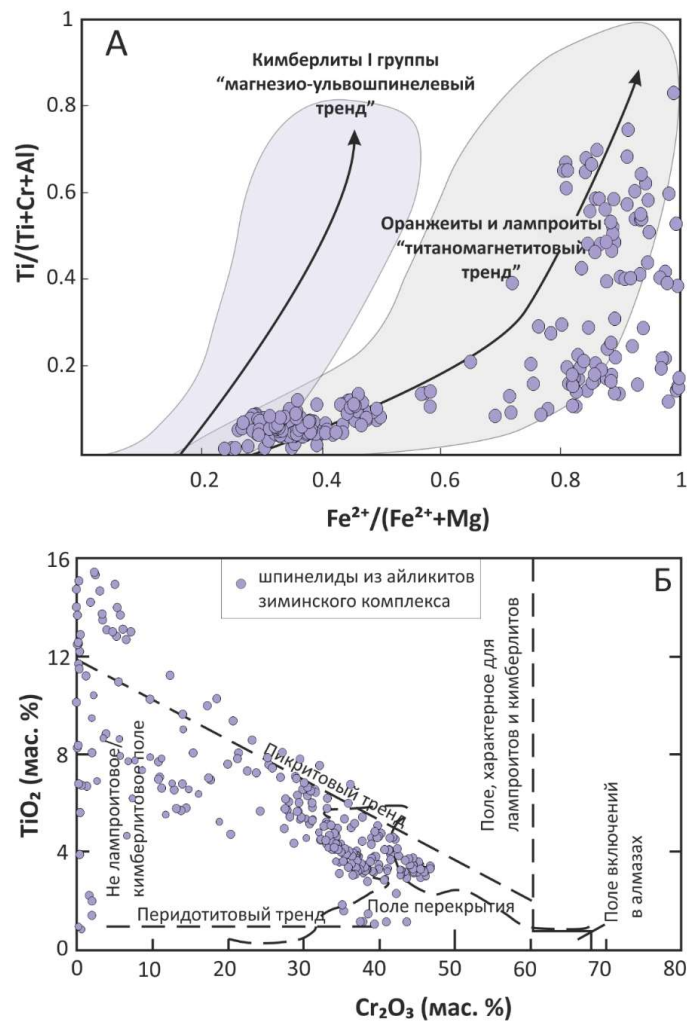


Рисунок 47. Классификационные диаграммы для минералов группы шпинели: А - Mitchell, 1995; Б - Соболев, 1974; Chalapathi Rao et al., 2012.

Перовскит также является индикаторным минералом для типизации кимберлитоподобных пород. Айлики и кимберлиты имеют схожий состав перовскита с невысоким содержанием РЗЭ (до 6 мас. %) и SrO (до 1 мас. %). Перовскит из оранжеитов имеет высокое содержание РЗЭ (до 10 мас. %) и Sr (до 3 мас. %) по сравнению с минералом из айликов и кимберлитов. В лампроитах перовскит не является минералом основной массы, встречается только в виде включений в оливине и по составу схож с минералом оранжеитов (Mitchell and Steele, 1992; Mitchell, 1995; Каргин и др., 2017; Nugumanova et al., 2024). В изученных айликах перовскит характеризуется относительно низким содержанием SrO (до 0,5 мас. %) и РЗЭ (до 5 мас. %) и попадает в область составов перовскита из айликов и кимберлитов мира (рис.48).

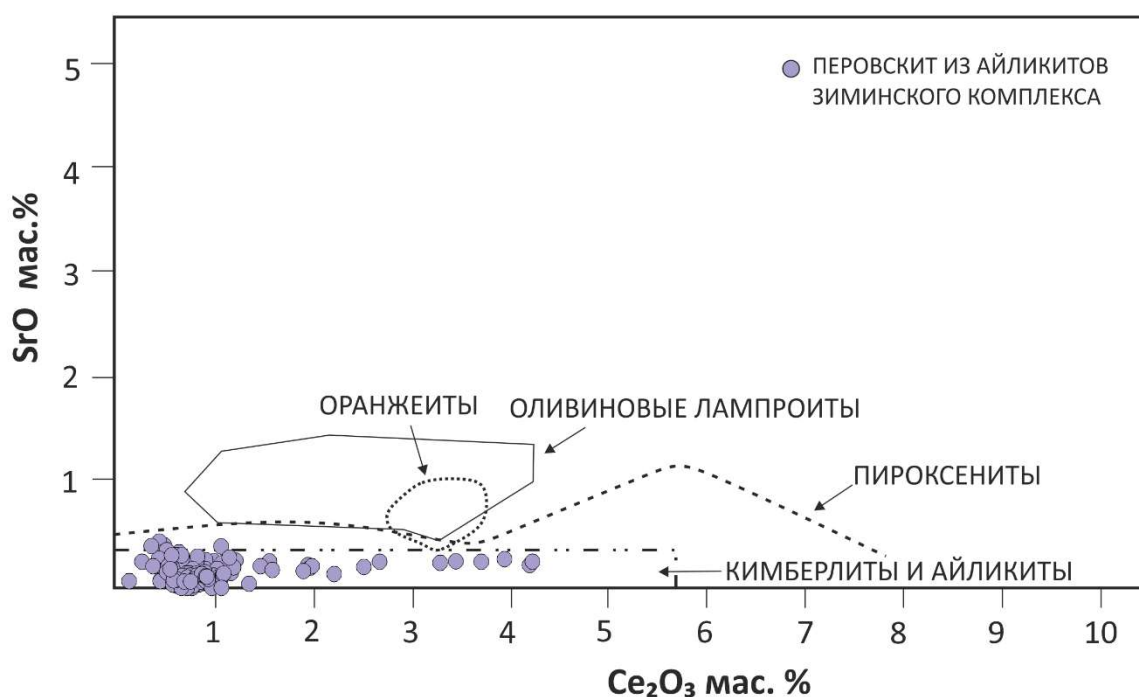


Рисунок 48. Изменение содержания Ce_2O_3 по отношению к SrO (мас. %) в перовскитах из оранжеитов, лампроитов, кимберлитов, айликов, пироксенитов (Mitchell and Steele, 1992; Mitchell, 1995; Каргин и др., 2017; Nugumanova et al., 2024) и из айликов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Составы фенокристов флогопита играют важную роль при классификации кимберлитоподобных пород. На рисунке 49 показаны составы и их тренды эволюции флогопита из кимберлитов, оранжеитов, айликов и оливиновых лампроитов. Из рисунка видно, что составы ядер флогопита для разных типов пород схожее, однако изменение состава к краям зерен различается. Айликовым флогопитам характерно при увеличении глиноземистости увеличение содержания FeO_T . А для кимберлитовых флогопитов свойственно при увеличении глиноземистости уменьшение концентрации FeO_T . Оранжеитовые и лампроитовые флогопиты показывают схожий тренд изменения состава, при увеличении FeO_T падает содержание Al_2O_3 от

центра к краю зерна. Однако составы изученных в данной работе флогопита не попадают в область состава флогопита из кимберлитоподобных пород и не образуют тренд изменения состава, схожему для айликитов мира. Вероятно, многоэтапность образования флогопита из айликитов зиминского комплекса, не позволяет использовать флогопит в качестве индикаторного минерала для идентификации породы.

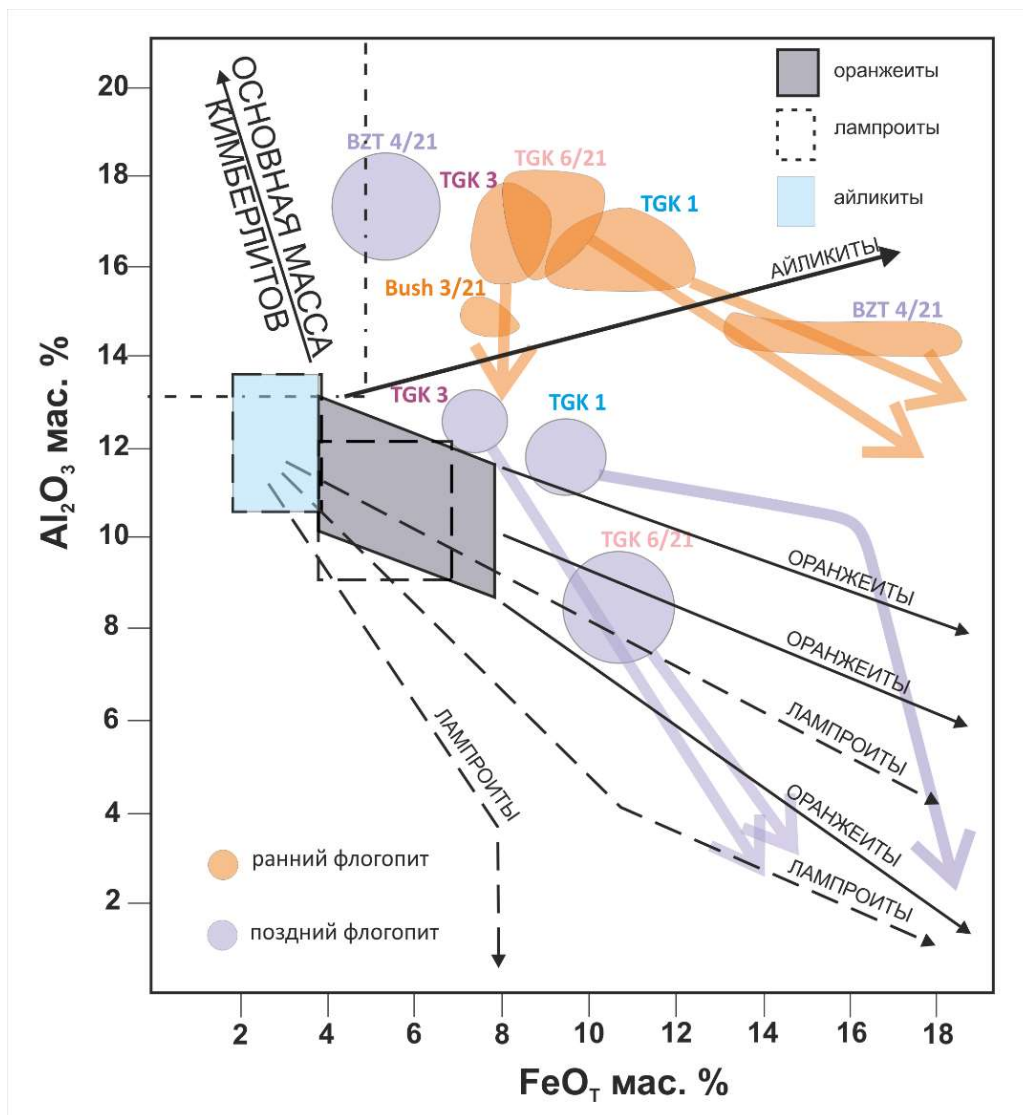


Рисунок 49. Бинарные диаграммы $\text{FeO}_{\text{tot}}\text{-Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Тренды для флогопитов из разных типов пород указаны согласно (Mitchell, 1995).

Согласно имеющимся данным, минералы группы апатита из кимберлитов и родственных им пород являются чистыми фтор-гидроксилапатитами со значительным количеством кремния (Mitchell, 1986). Составы апатита из оранжеитов имеют высокое содержание SrO (до 6 мас. %) и низкое содержание P_2O_5 (до 1 мас. %). Кимберлитовые апатиты обеднены SrO (<1 мас. %) по сравнению с минералом из оранжеитов. Лампроитовые апатиты представляют собой фторапатиты и имеют высокие содержания SrO (до 6 мас. %) и BaO (до 10 мас. %), низкие P_2O_5

(до 2 мас. %) и SiO_2 (до 1 мас. %). Карбонатитовые апатиты содержат более высокие LREE, S, Cl и F, но более низкое содержание Fe относительно апатитов из кимберлитов (Soltys et al., 2020). Айликитовые апатиты по своему химическому составу близки к кимберлитовым (Mitchell, 1986; 1995; Soltys et al., 2020; Нугуманова и Калугина, 2022). Сходство составов апатита из кимберлитов и айликитов может свидетельствовать о сходных составах их магм на поздних стадиях кристаллизации (Soltys et al., 2020). Исследованные в этой работе минералы группы апатита схожи по составу с таковыми из кимберлитов и родственных пород. Составы изученных апатитов наиболее близки к минералам из кимберлитов и айликитов мира, в отличие от оранжеитовых и лампроитовых, они имеют низкие содержания Sr и Ba. Кроме того, полученные нами данные значительно расширяют поля составов апатита из айликитов. На рисунке 50, А диапазон содержания SrO в айликитах увеличивается до 1.5 мас. %, содержание P3Э до 1.5 мас. %, (рис.50, Б), а SiO_2 до 4 мас. % (рис.50, В).

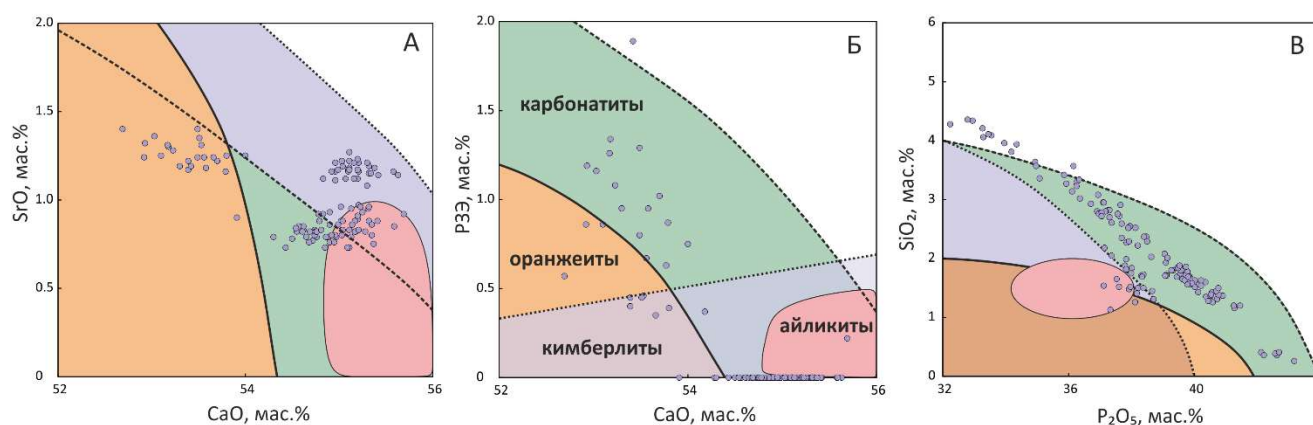


Рисунок 50. Диаграммы составов минералов группы апатита из айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Поля составов апатита из кимберлитов, оранжеитов, карбонатитов и айликитов нанесены по данным (Soltys et al., 2020).

Глава 7. Петролого-геохимическая и изотопно-геохимическая (Sr-Nd) характеристика ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

7.1 Петролого-геохимическая характеристика айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

7.1.1 Основные элементы

Изученные ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса являются низкокремнеземистыми породами с содержанием SiO_2 от 28 до 31 мас. %, сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.16\text{--}4.19$ мас.% (рис. 51, табл. 11). Это калиевые породы, с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношением = 0.04-0.26. Изученные породы относятся к миаскитовым, с отношением $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.04\text{--}0.7$. Магнезиальность пород ($\text{Mg}^\#$) варьирует от 66 до 75. Айликиты из Бушканайской дайки отличаются самыми высокими содержаниями TiO_2 и MgO , и низкими CaO относительно айлицитов Большетагнинского массива и трубки Южная, что обусловлено более высоким модальным содержанием Ti-магнетита и неизмененного оливина, низким - карбонатов по сравнению с образцами других даек. Основная масса айлицитов из трубки Южная характеризуется самыми высокими концентрациями Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 и низкими TiO_2 , MnO .

В айликитах зиминского комплекса отмечена прямая зависимость между Al_2O_3 и K_2O , что связано с модальным содержанием флогопита. P_2O_5 концентрируется в апатитах. Na_2O не имеет собственных фаз и входит в виде примеси в состав флогопита и перовскита. CaO участвует в составе апатита, перовскита и кальцита, при этом содержание CaO прямо пропорционально P_2O_5 и модальному содержанию апатита. MnO входит в состав магнетита и флогопита. Содержание Fe_2O_3 зависит, в первую очередь, от количества шпинелидов в породе (рис. 52).

Изученные айликиты имеют схожее содержание основных петрогенных компонентов с другими неопротерозойскими айликитами (Doroshkevich et al., 2023; Динер, 2001; Tappe et al., 2006). Однако айликиты зиминского комплекса относительно айлицитов Айлик Бэй и Арбарастаха обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , и обеднены P_2O_5 (Doroshkevich et al., 2023; Tappe et al., 2006). Относительно кимберлитов изученные айликиты обогащены TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и обеднены MgO (Mitchell, 1986; Le Roex et al., 2003). Вероятно, такое различие связано с высоким модальным содержанием Al-, Ti-, Ca-содержащих фаз (флогопита, перовскита, карбонатов) в айликитах. Относительно низкое содержание MgO в айликитах можно объяснить низкой магнезиальностью оливина по сравнению с оливином из кимберлитов (рис. 52).

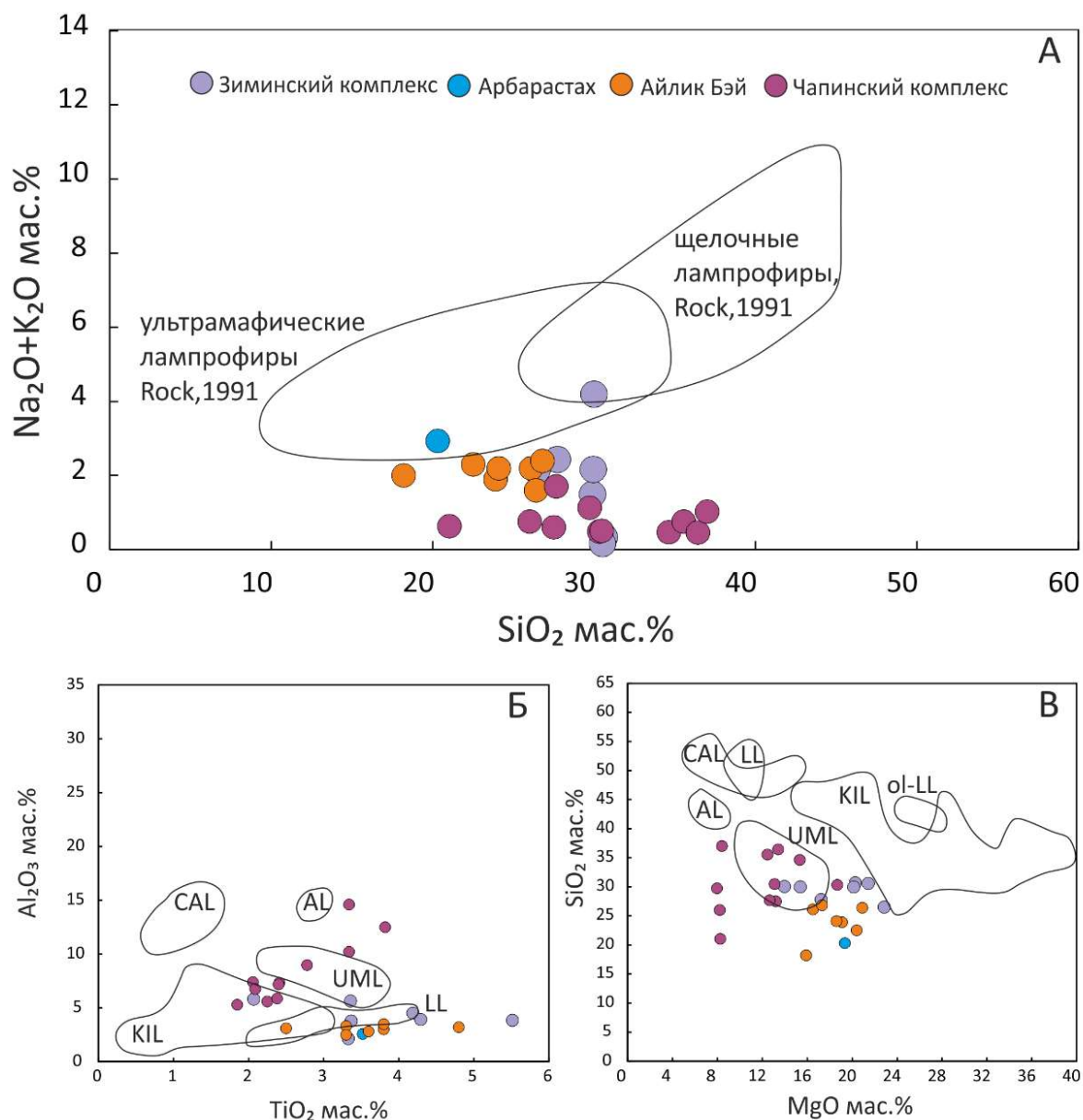


Рисунок 51. Дискриминационные диаграммы для пород клана лампрофиров (Rock, 1991, Lefebvre, 2005). Для сравнения взяты данные для айликитов Арбарастаха (Doroshkevich et al., 2023), Чапинского комплекса (Динер, 2001) и Айлик Бэй (Tappe et al., 2006). UML – ультрамафические лампрофиры, AL – щелочные лампрофиры, CAL – известково-щелочные лампрофиры, LL – лампроиты, ol-LL – оливиновые лампроиты, KIL – кимберлиты.

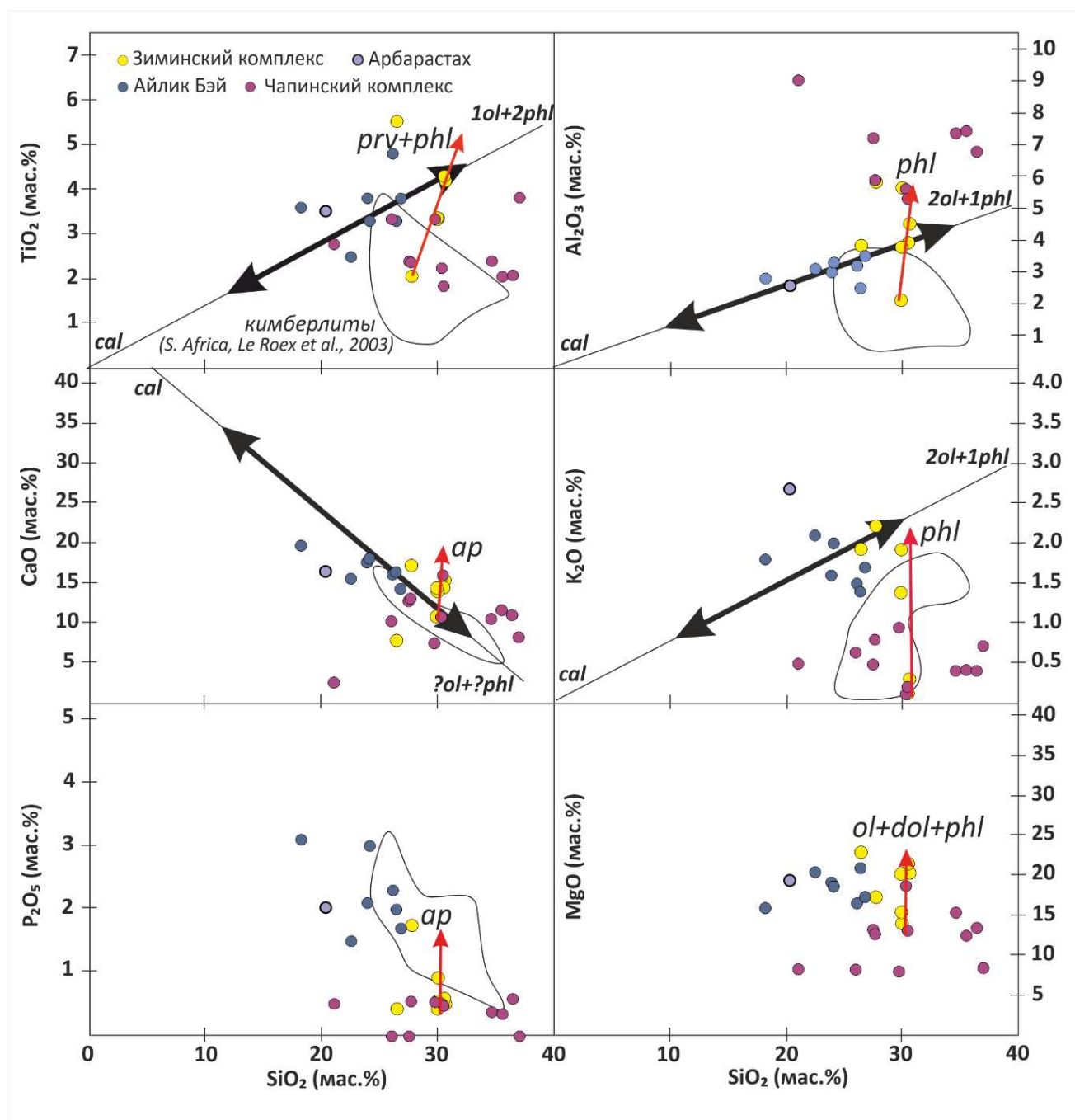


Рисунок 52. Диаграммы, показывающие зависимость основных оксидов от изменения содержания SiO_2 (мас. %) для айликитов зиминского комплекса, Арбарастаха (Doroshkevich et al., 2023), Чапинского комплекса (Динер, 2001) и Айлик Бэй (Tarpe et al., 2006). Линии со стрелками показывают зависимость изменения химического состава от модального содержания минералов.

Таблица 11. Содержание основных элементов для ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (мас. %).

№ образца	Дайки Большетагинского массива					трубка Южная	Бушканайская дайка
	БТГ-1/21	БТГ-2/21	ТГК-1	ТГК-3	ТГК-6/21	БЗТ 4/21	БУШ 3/21
SiO_2	30.7	30.5	30.0	29.9	29.9	27.8	26.5

TiO₂	4.19	4.30	3.36	3.33	3.37	2.07	5.52
Al₂O₃	4.50	3.91	5.63	2.12	3.77	5.80	3.82
Fe₂O₃	13.3	14.1	13.9	12.9	14.4	12.8	18.8
MnO	0.21	0.19	0.22	0.16	0.21	0.18	0.33
MgO	20.3	21.4	13.9	20.2	15.4	17.3	22.9
CaO	15.4	14.5	13.9	10.9	14.4	17.2	7.88
Na₂O	0.02	0.03	0.15	0.10	0.24	0.21	0.20
K₂O	0.31	0.13	4.04	1.38	1.92	2.22	1.93
P₂O₅	0.50	0.60	0.92	0.55	0.43	1.75	0.43
п.п.п.	9.64	9.52	12.1	16.6	14.5	10.8	8.78
сумма	99.0	99.3	98.2	98.1	98.5	98.1	97.0
#Mg	74.8	74.6	66.3	75.3	67.7	72.4	70.4
к агпаитност и	0.07	0.04	0.74	0.70	0.57	0.42	0.56
Na₂O+ K₂O	0.33	0.16	4.19	1.49	2.16	2.43	2.13
Na₂O/K₂O	0.08	0.26	0.04	0.08	0.12	0.09	0.11

7.1.2 Микроэлементы

Ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса имеют следующие вариации совместимых элементов: V (180-224 ppm), Cr (1201-1918 ppm), Co (71-93 ppm), Ni (433-1700 ppm), Cu (37-4687 ppm) и Zn (41-139 ppm) (табл. 12).

Содержание Ba в изученных породах составляет 128-4862 ppm. Высокие концентрации бария в айликитах обычно связывают с высоким содержанием флогопита. В нашем случае, Ba не только входит в состав флогопита, но и образует собственные фазы в виде барита. Содержание Sr варьирует в пределах 445-1237 ppm. Зависимость между Sr и TiO₂, Sr и CaO не наблюдается, однако Sr имеет прямую зависимость с P₂O₅ (рис. 53).

В изученных образцах Zr (143-608 ppm) /Hf (3.8-9.4 ppm) отношение составляет 38-40 и эти отношения попадают в область значений (28-39), характерных для айликитов мира. Однако в образце из трубки Южная Zr/Hf отношение отличается и составляет 65. Вероятно, такое высокое отношение связано с высоким содержанием макрокристаллов флогопита и амфибола. Наблюдается зависимость между TiO₂ и Zr, Hf. Айликиты имеют относительно высокие концентрации Nb и Ta 68-162 ppm и 4.7-9.7 ppm, соответственно. Породы характеризуются невысокими содержаниями U (2,0-3,0 ppm) и Th (6,6-59 ppm).

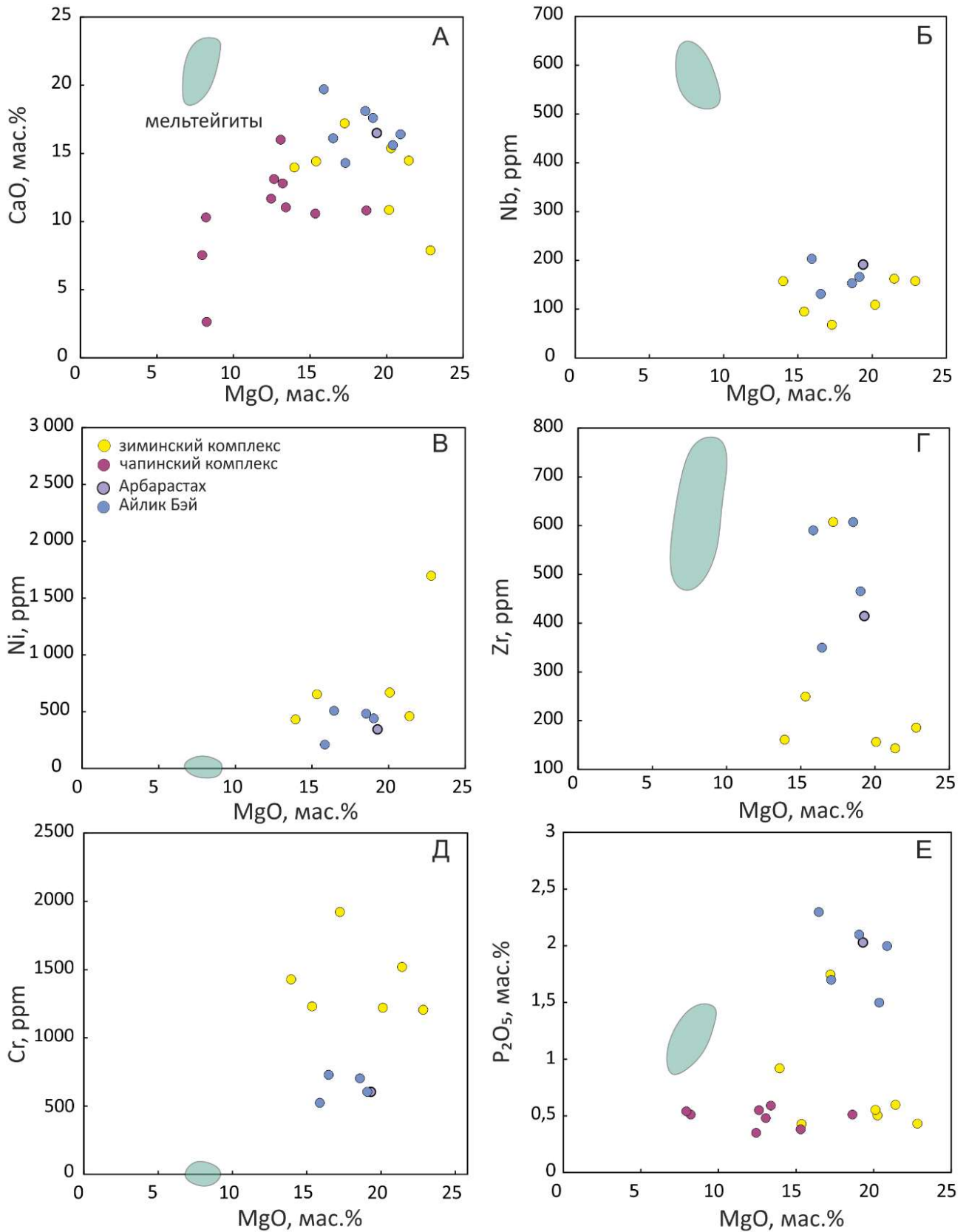


Рисунок 53. Вариации концентраций главных петрогенных компонентов и примесных компонентов относительно содержания MgO. Сравнение составов айликов с мельтейгитами зиминского комплекса (Doroshkevich et al., 2017; Хромова, 2020) и айликами Арбарастаха (Doroshkevich et al., 2023), Чапинского комплекса (Динер, 2001) и Айлик Бэй (Tappe et al., 2006).

Таблица 12. Микроэлементный состав для айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (ppm).

№ образца	Большетагнинский массив			Трубка Южная	Бушканай-ская дайка
	БТГ 2/21	ТГК 3	ТГ 6/21	БЗТ 4/21	БУШ 3/21
Ti	22674	18423	19990	11394	23016
V	186	180	224	188	206
Cr	1516	1217	1226	1919	1201
Mn	1376	1136	1613	1360	1958
Co	74	91	93	71	93
Ni	461	669	655	14336	1700
Cu	51	80	60	19018	4687
Zn	139	93	88	41	97
Rb	10	51	98	92	57
Sr	445	711	1237	745	1177
Y	25	17	18	28	29
Zr	143	156	249	608	185
Nb	162	109	95	68	158
Mo	2	2	2	1	1
Cs	—	—	1	1	3
Ba	128	599	842	656	4863
La	188	84	81	75	771
Ce	358	184	165	167	1440
Pr	41	21	21	21	151
Nd	151	86	75	79	461
Sm	22	13	15	15	47
Eu	6	4	3	4	9
Gd	15	11	8	10	27
Tb	2	1	1	1	3
Dy	8	4	5	7	9
Ho	1	1	1	1	1
Er	2	1	2	3	3
Tm	—	—	—	—	—
Yb	2	1	2	2	2
Lu	—	—	—	—	—
Hf	4	4	6	9	5
Ta	9	8	6	5	8
Pb	65	8	7	2	12
Th	19	9	9	7	59
U	3	2	2	2	2
REE	796	412	379	386	2924
Zr/Hf	38	39	41	65	39
La/Yb	90	76	47	40	439

На спайдер-диаграмме с нормированием к примитивной мантии (рис. 54), показаны графики редких элементов, нормированных к примитивной мантии, в изученных породах. На графиках наблюдается уменьшение концентрации элементов в порядке увеличения когерентности элементов. Изученные айликиты сильно обогащены LILE и относительно обеднены тяжелым РЗЭ (HREE). Для составов характерны Pb, Sr, Zr, Hf, минимумы относительно соседних элементов. Ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса обогащены легкими РЗЭ и имеют La/Yb_{CN} Gd/Yb_{CN} отношения равные – 32-61 и 4-10, соответственно. Eu аномалия не наблюдается (рис. 54). Изученные породы имеют схожие мультиэлементные спектры, однако образец из Бушканайской дайки отличается более высокими концентрациями Ba, Th, легких РЗЭ.

Проведено сопоставление содержаний РЗЭ и редких элементов изученных айликитов с составами мельтейгитов массива Белая Зима. Мультиэлементные спектры мельтейгитов характеризуются, в целом, схожей конфигурацией с мультиэлементными спектрами изученных айликитов (рис. 54). Однако мельтейгиты имеют более низкие концентрации Ba, Rb и более высокие Nb, Ta по сравнению с айликитами (Doroshkevich et al., 2017; Хромова, 2020). Уровень концентрации РЗЭ и конфигурация графиков у мельтейгитов и айликитов схожи (рис 54). По сравнению с другими неопротерозойскими айликитами изученные образцы имеют очень схожие мультиэлементные спектры содержаний РЗЭ и редких элементов (рис.54) (Tappe et al., 2006; Doroshkevich et al., 2023).

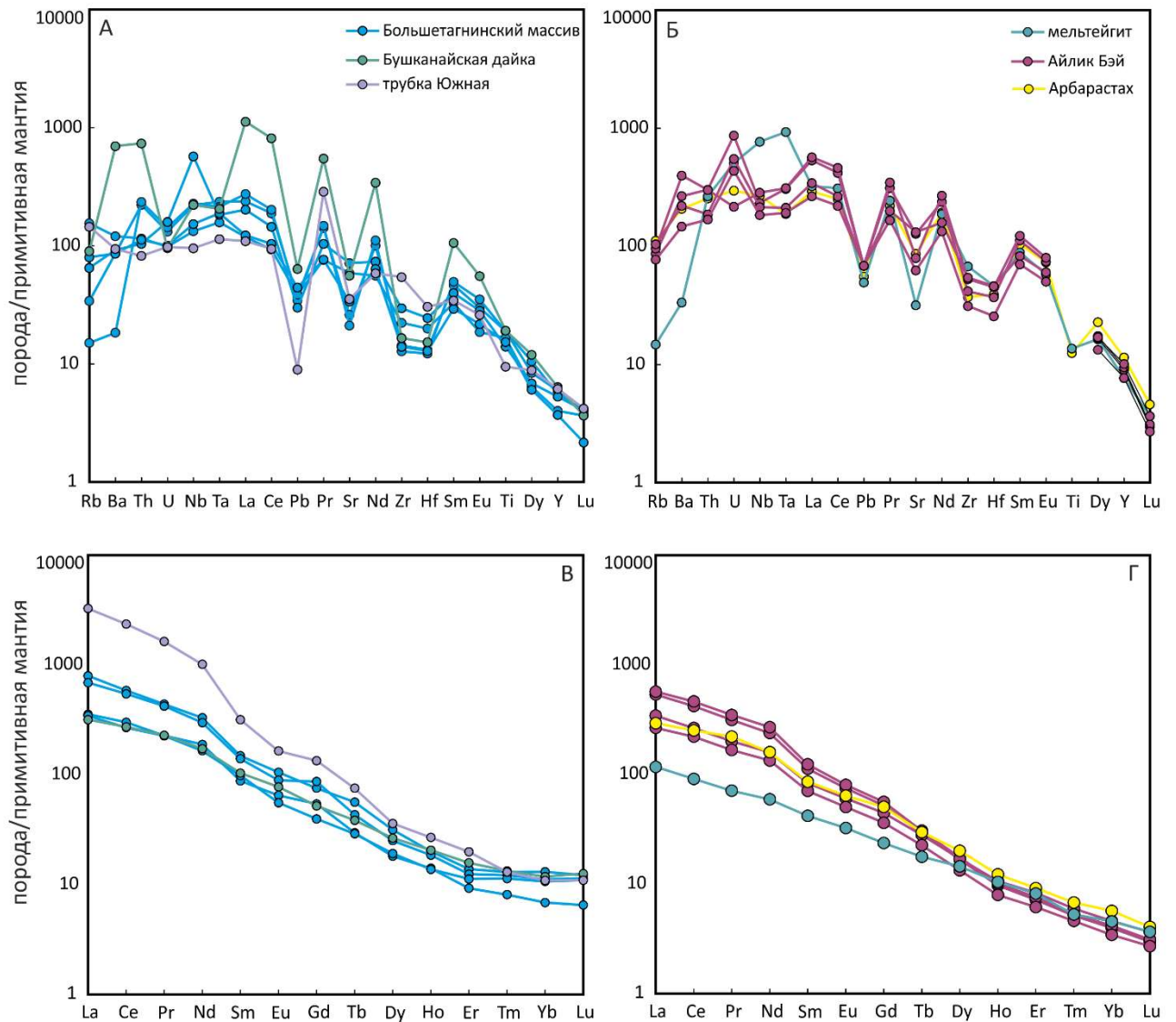


Рисунок 54. Графики конфигурации редких (а) и редкоземельных (б) элементов, нормированные к примитивной мантии, соответственно, по (Sun and McDonough, 1989). Данные по средним составам айликов Арбарастаха и Айлик Бэй, мельтейгитов зиминского комплекса взяты из (Doroshkevich et al., 2023; Tarpe et al., 2006; Doroshkevich et al., 2017; Хромова, 2020).

7.1.3 Данные по радиогенным (Sr, Nd) изотопам

Данные по Sr и Nd изотопному составу для ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса приведены в Таблице 13 и на Рисунке 55. Первичные Sr и Nd изотопные отношения для пород были пересчитаны, исходя из возраста 645 млн лет. Рассчитанные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) варьируют от 0.702784 до 0.704122, а $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +3.9 до +5.2. На рисунке 55 показан график зависимости $\epsilon\text{Nd}(t)$ от $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) для айликов зиминского комплекса и нанесены значения для пород неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов юго-западной и южной окраин Сибирского кратона: Белая Зима, Средняя Зима, Арбарастах, Татарский (Morikiyo et al., 2000; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020;

Doroshkevich et al., 2024), а также для айликитов Гренландии (Nelson, 1989; Tappe et al., 2006). Значения для всех комплексов попадают в квадрант диаграммы, обедненный Sr и обогащенный Nd, типичный для деплетированного мантийного источника. При этом ультраосновные лампрофиры при схожих значениях $\epsilon\text{Nd}(t)$ характеризуются большим разбросом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) по сравнению с породами щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Эти вариации можно было бы объяснить наличием флогопита в источнике по сравнению с таковым для пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Но с другой стороны, поля значений по изотопному составу стронция перекрываются и в источнике, согласно полученным данным, присутствует карбонат. Наличие последнего приводит к тому, что в выплавке преобладает низкорadioгенный Sr (Kargin et al., 2014). Поэтому, наиболее приемлемым объяснением являются вторичные процессы изменения ультраосновных лампрофиров, приведшие к вариациям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) по сравнению с $\epsilon\text{Nd}(t)$. Этот факт подтверждается петрографическими наблюдениями.

Таблица 13. Изотопный состав Sr и Nd для айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Обра- зец	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/- 2SD	I (Sr)	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/- 2SD	ϵNd (T)
БТГ 1/21	27	546	0.144815	0.704496	6	0.703164	23	153	0.0918	0.512424	4	4.5
БТГ 1/21	29	481	0.172700	0.704813	6	0.703224	20	129	0.0926	0.512421	3	4.4
БТГ 2/21	11	440	0.070551	0.703807	8	0.703158	25	164	0.0905	0.512412	2	4.4
БТГ 2/21	9	328	0.083000	0.704436	4	0.703672	25	167	0.0914	0.512395	3	3.9
ТГК 3	66	781	0.245800	0.706384	6	0.704122	16	103	0.0943	0.512437	2	4.5
ТГК 6/21	118	1252	0.273600	0.706254	4	0.703737	17	107	0.0979	0.512484	2	5.2
Буш 3/21	66	1204	0.159300	0.704337	11	0.702871	49	505	0.0585	0.512310	7	5.0
Буш 3/21	57	788	0.208800	0.704797	8	0.702876	66	675	0.0592	0.512315	2	5.0
БЗТ 4/21	106	736	0.416947	0.706884	7	0.703048	15	88	0.1017	0.512467	4	4.5
БЗТ 4/21	62	866	0.205500	0.705013	5	0.703122	16	97	0.1018	0.512454	4	4.2

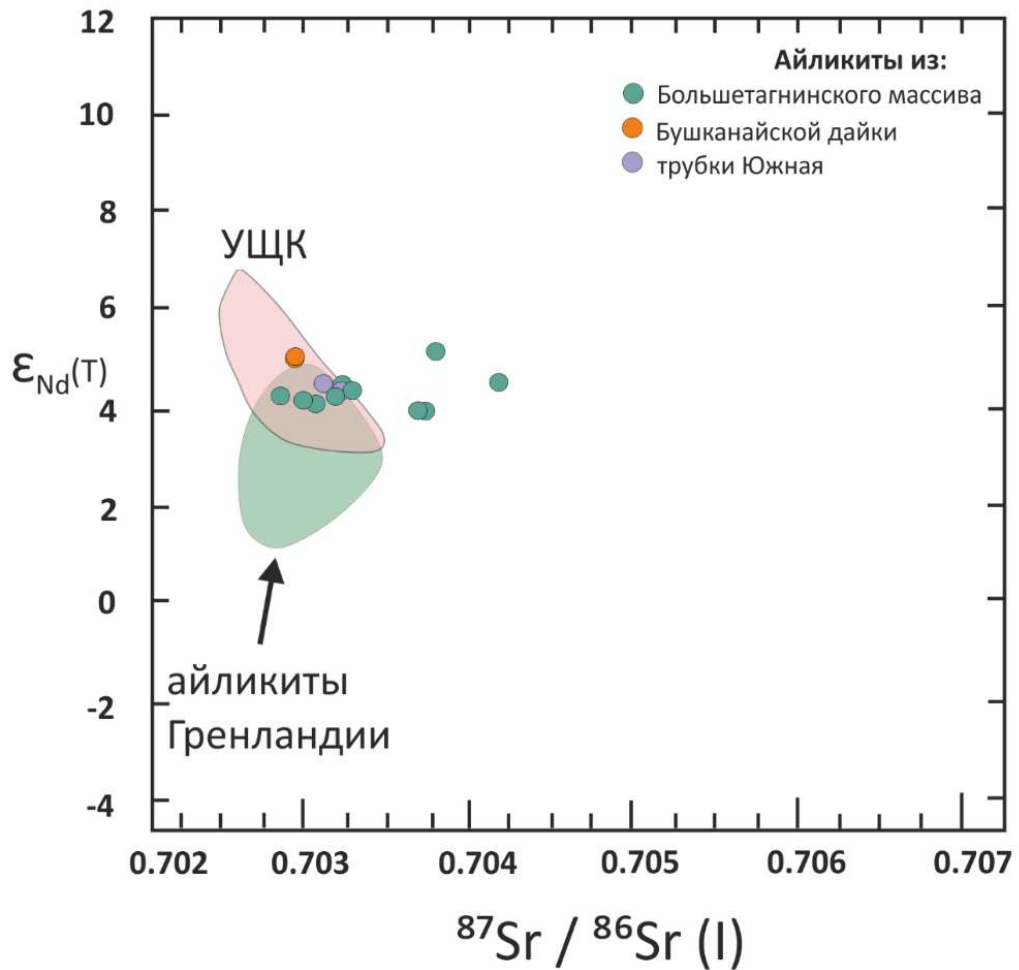


Рисунок 55. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (I)$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. УЩК – породы неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, юго-западной и южной окраин Сибирского кратона (Morikiyo et al., 2000; Владыкин и др., 2005; Врублевский и др., 2012; Хромова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2024). Составы для айликитов и щелочно-ультраосновных пород Арбарастаха и айликитов Гренландии нанесены по (Doroshkevich et al., 2024; Tarpe et al., 2006).

7.2 Петрогенезис родительской магмы айликитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Высокие содержания MgO , Cr_2O_3 и CO_2 и калиевую природу айликитов обычно объясняют частичным плавлением богатого карбонатами перидотитового источника с существенным вкладом К-содержащих фаз (Tarpe et al., 2006). Предполагается, что частичное плавление происходит при давлениях выше 5 ГПа, на что указывают редкие находки алмазов в айликитах из Североатлантического региона и давление равновесия захваченных ксенолитов перидотитов из литосферной мантии (Larsen and Rønsbo, 1993; Mitchell et al., 1999; Dignonnet et al., 2000; Bizzarro and Stevenson, 2003; Griffin et al., 2004). Также было рассчитано давление равновесия для ксенокласов из айликитов трубки Южная. Полученные результаты показали, что

айликитовый расплав формировался при давлении $>4,0$ ГПа (Ashchepkov et al., 2020). На основании термометрии оливина и оливин-шпинелевой оксибарометрии для айлицитов Арбарастаха были получены температуры плавления в диапазоне от 1169°C до 1296°C (Doroshkevich et al., 2022). Эксперименты по плавлению под высоким давлением, проведенные Дж.А. Далтоном и Д.К. Пресналлом, 1998 и Г. Х. Гудфиннссоном и Д.К. Пресналлом, 2005, проведенные на материале синтетического карбонатизированного перидотита подтверждают такую возможность. При этом, высокое содержание MgO , Cr в айликитах свидетельствует о значительном вкладе богатой оливином перидотитовой мантии. Более того, сильное LREE/HREE фракционирование в айликитах при очень низких уровнях концентрации HREE можно объяснить только низкой степенью частичного плавления в присутствии граната в источнике. Предполагается, что айликитовый расплав генерируется из мантийного источника, содержащего калий- и OH-содержащие фазы, такие как флогопит и К-рихтерит (Dawson and Smith, 1977; Waters, 1987; Ionov and Hofmann, 1995; Gre'goire et al., 2002, 2003). При этом, флогопит считается наиболее вероятной калий-содержащей фазой в айликистовом источнике из-за его способности образовывать недонасыщенные кремнеземом расплавы с высокими отношениями K/Na (Tappe et al., 2006). При плавлении К-рихтерита получают расплавы богатые SiO_2 , которые больше похожи на лампроитовые (Foley et al., 1999). Изученные айликиты зиминского комплекса характеризуются низким содержанием кремния до 31 мас.% и высоким отношением $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ до 27, что скорее указывает на источник содержащий флогопит, а не К-рихтерит.

В условиях низкого содержания CO_2 флогопит стабилен при давлении литосферной мантии (Kushiro et al., 1967). Смешанные флогопит-карбонатные ассоциации нестабильны на глубине >200 км вдоль кратонной геотермы ~ 40 мВт/м² (Enggist et al., 2012). Если богатый карбонатом силикатный расплав из астеносферы проникает в литосферную мантию, которая обширно пронизана метасомами, богатыми флогопитом, то произойдет плавление флогопита (Tappe et al., 2008). Плавление чистых флогопитовых ассоциаций будет неконгруэнтным (Yoder Jr. and Kushiro, 1969; Modreski and Boettcher, 1973) и приведет к образованию остаточного оливина (Rooney et al., 2020) и, как результат, к слишком низкому содержанию SiO_2 в айликитах. Однако этот эффект может быть компенсирован дополнительным кремнеземом при плавлении клинопироксена и/или оливина. Предполагается, что наиболее вероятный, метасоматический компонент, идентифицированный в айликитах, происходит из частичного плавления флогопит-клинопироксеновой ассоциации (Foley et al., 1999; Pilbeam et al., 2024). Геохимия оливина из айлицитов зиминского комплекса свидетельствует о наличии в источнике не только флогопита, но и клинопироксена (Nugumanova et al., 2023). Считается, что формирование флогопит-клинопироксеновых ассоциаций схоже с образованием жил типа MARID и PIC (Tappe et al., 2011;

Fitzpayne et al., 2018). Они могут образоваться в результате интенсивного метасоматоза перидотитов кимберлитовыми, лампрофировыми и лампроитовыми расплавами, либо являются продуктом кристаллизации щелочных расплавов под высоким давлением в литосферной мантии (Fitzpayne et al., 2018).

Считается, что смешивание трех компонентов приведет к образованию айликитового расплава: 1) первичный карбонатный расплав, полученный путем частичного плавления астеносферной мантии; 2) тугоплавкий гранатовый гарцбургит литосферной мантии; 3) расплав из жильной ассоциации клинопироксена и флогопита (Foley et al., 1999; Pilbeam et al., 2024). Наши данные по петрографии, минералогии и геохимии подтверждают наличие в источнике карбонатного компонента, гранатового гарцбургита и клинопироксен-флогопитовой ассоциации. Минералогические исследования айликитов зиминского комплекса так же указали на карбонатизированный перидотит с клинопироксен-флогопитовой компонентой (Nugumanova et al., 2022, 2023, 2024).

Предполагается, что растяжение литосферы при расколе суперконтинента Родинии и образование рифтовой зоны в неопротерозое является причиной проявления щелочного магматизма в Северной Америке, Гренландии и в южной части Сибирского кратона (Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapathi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017; Doroshkevich et al., 2022, 2024). Прогрессирующее растяжение литосферы может приводить к поднятию более горячей астеносферы на более верхние уровни под континентальными окраинами и сопровождаться частичным плавлением при давлении выше 5 ГПа. Это подтверждается расчетными данными И.В. Ащепкова и А.Г. Дорошкевич (Ashchepkov et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022). При плавлении генерируется небольшая порция расплава, похожего по составу на карбонатитовый (Wyllie, 1980; Dalton and Presnall, 1998). Эти расплавы при подъеме сталкиваются с холодным основанием кратонной литосферы, в следствии чего они кристаллизуются из-за их низкой теплоемкости, образуя карбонатные жилы с небольшим количеством апатита, ильменита и бадделеита (Spera, 1984, 1987; McKenzie, 1989; Meen et al., 1989). Продолжающееся растяжение литосферы еще больше поднимает границу астеносферы и литосферы и это приводит к плавлению карбонатных жил с вмещающими гранатовыми перидотитами с флогопит-клинопироксеновыми ассоциациями (рис. 56). Высокие содержания MgO, Cr в айликитах зиминского комплекса подтверждают участие в источнике богатой оливином перидотита. Обогащение LILE, легкими РЗЭ на мультиэлементных спектрах изученных айликитов указывает на карбонатную компоненту. Кроме того, изотопно-геохимические параметры айликитов свидетельствуют об источнике, который был изотопно деплетированным. Изотопный состав Nd в изученных айликитах не свидетельствует о значительно оторванном во времени обогащении

мантийного источника ультраосновных лампрофиров несовместимыми микроэлементами. Обогащение LREE должно было произойти незадолго до плавления, чтобы получить положительные значения ϵNd , схожие с составом изотопно деплетированной мантии. Геохимия оливина из айликитов Бушканайской дайки также указывает на источник, состоящий из гранатового перидотита, клинопироксен-флогопитовой и карбонатной составляющей. Также составы первичных расплавных включений в хромитах свидетельствуют о присутствии в источнике P_2O_5 - и S-содержащих фаз.

Таким образом, можно сформулировать третье защищаемое положение: первичные расплавы ультраосновных лампрофиров обладали щелочно-карбонатно-силикатным составом и формировались из метасоматизированных гранатовых перидотитов с флогопит-клинопироксеновыми и карбонатными ассоциациями. Эти расплавы демонстрируют изотопно-геохимические характеристики, сходные с породами неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов южной части Сибирского кратона. В их источнике преобладал изотопно деплетированный компонент.

В результате образуются гибридные высококальциевые карбонатно-силикатные (прото-айликитовые) расплавы (Tarpe et al., 2006). Полученные первые порции прото-айликитовых расплавов поднимались к земной поверхности, но из-за их небольших объемов и высокой реакционной способности с вмещающими породами они кристаллизовались в мантии, образуя метасоматизированные каналы. Следующие порции расплавов поднимались по этим каналам и достигали земной поверхности из-за того, что имели более большие объемы и меньше реагировали с вмещающими породами (Giuliani et al., 2016). В Бушканайской дайке мы обнаружили антекристы оливина и микроксенолиты, которые, наиболее вероятно, являются фрагментами закристаллизованной более ранней порции айликитовой магмы (рис.56).

При подъеме айликитового расплава первыми начали кристаллизоваться оливин и хромит, это подтверждается нашими петрографическими наблюдениями. Также в глубинных условиях формировались клинопироксен и ранний флогопит, о чем свидетельствуют полифазные включения в хромитах (Nugumanova et al., 2024). На позднемагматическом этапе при быстро меняющихся физико-химических условиях кристаллизовалась основная масса (Ti-магнетит, перовскит, апатит, флогопит, карбонаты, сульфиды) айликитов зиминского комплекса.

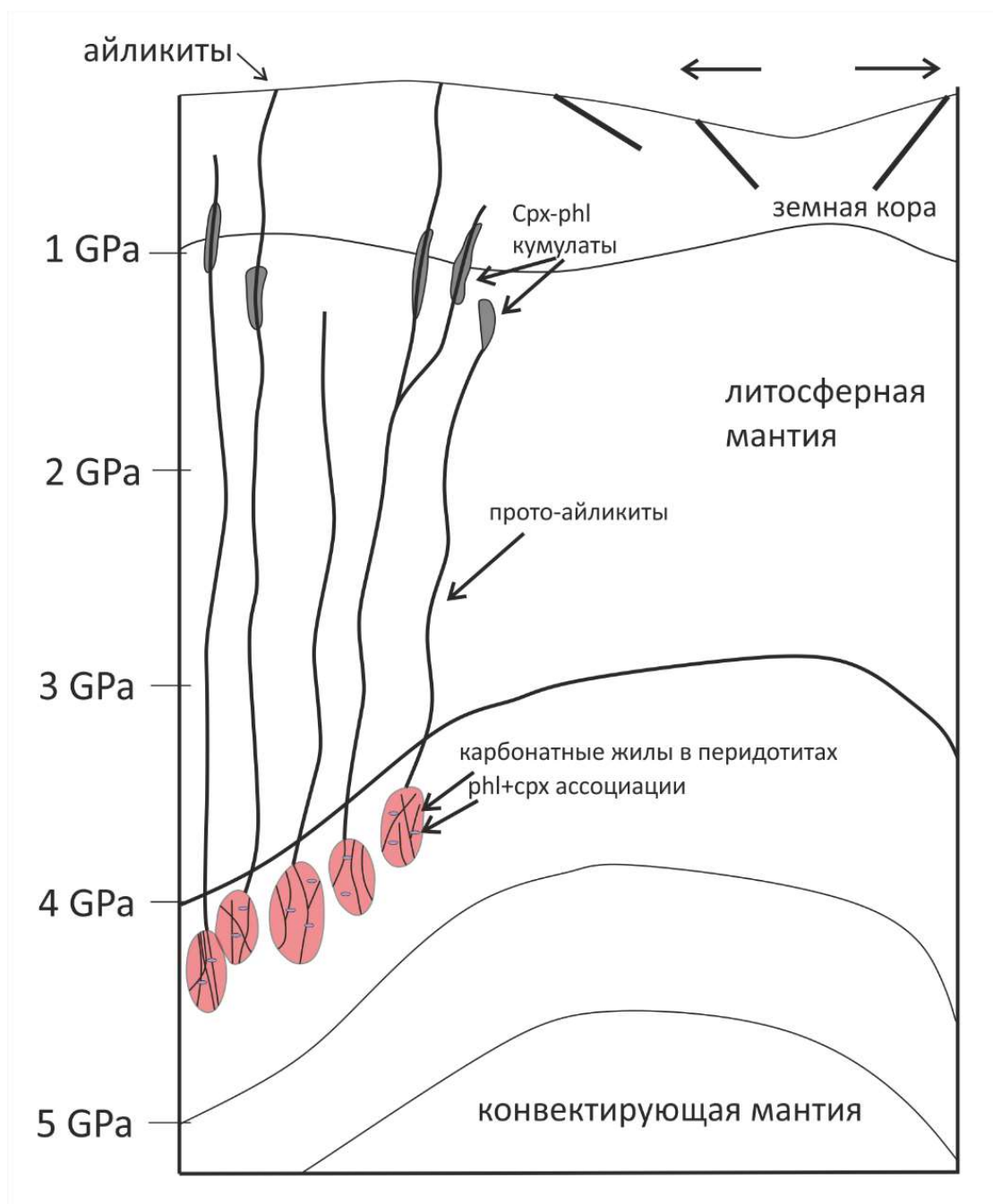


Рисунок 56. Модель образования айликитов зиминского комплекса (по Tarpe et al., 2006; Giuliani et al., 2016; Ashcherkov et al., 2020 с авторскими дополнениями). На схеме серым цветом показаны мантийные каналы, по которым поднимались более поздние порции айликитовых расплавов. Красным цветом показаны прото-айликитовые расплавы.

Заключение

В ходе исследований айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса был детально изучен минеральный и химический состав пород, дана изотопная (Sr, Nd) характеристика, а также определен их возраст образования.

Полученные новые данные о составе минералов айлицитов зиминского комплекса были использованы для их классификации, определения условий кристаллизации и характеристики мантийного источника. По микрокомпонентному составу оливина было определено, что источником для родоначального расплава айлицитов Бушканайской дайки был перидотит, содержащий флогопит-клинопироксеновые ассоциации и карбонатную компоненту. Это подтверждается высокими содержаниями MgO, Cr в изученных породах, обогащением LILE и легкими РЗЭ на мультиэлементных спектрах. Согласно изученному составу расплавных включений в хромитах, содержащих апатит и сульфиды, в источнике присутствовали P_2O_5 и S – содержащие фазы.

Минералы айлицитов зиминского комплекса имеют сложное зональное строение и дают важную информацию об их последовательности и особенностях кристаллизации. Было установлено, что высокожелезистые ядра оливина и поликристаллические включения в оливине являются продуктом кристаллизации более ранней отдельной порции айлицитового расплава и были захвачены при подъеме более поздней порцией расплава. Из-за низкой скорости подъема раннего айлицитового расплава, происходила совместная кристаллизация высокожелезистого оливина, клинопироксена и флогопита. Вероятно, что скорость подъема следующих порций расплава была выше и это способствовало началу кристаллизации на более высоких уровнях высокомагнезиальных ядер оливина и хромита. Также после формирования хромита и до перовскита и Ti-магнетита основной массы, кристаллизуется высокоглиноземистый флогопит. На позднемагматическом этапе происходит кристаллизация основной массы айлицитов зиминского комплекса: Ti-магнетита, перовскита, флогопита, минералов группы апатита, кальцита, андрадита и сульфидов.

Возраст формирования айлицитов Большетагнинского массива, Бушканайской дайки, трубки Южная находится в пределах 647-591 млн. лет и соответствует неопротерозою. Полученные возраста хорошо согласуются с временем образования других даек ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса, так же как пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в южной и юго-западной частях Сибирского кратона. Таким образом, изученные айлициты имеют не только пространственную, но и временную связь с породами щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов.

По содержанию и поведению редких элементов изученные породы относятся к единой геохимической группе. Исходные расплавы для ультраосновных лампрофиров имели изотопно-геохимические параметры близкие к таковым для пород неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона и были сформированы из источников, в которых преобладал изотопно деплетированный компонент.

Список литературы**Опубликованная**

Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 594-619.

Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Аракелянц М.М. Новые данные К – Ar возраста ультраосновных- щелочных карбонатитовых массивов Восточных Саян и некоторые вопросы их образования // Доклады АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 171–175.

Багдасаров Ю.А. Металлогения карбонатитовых комплексов России // Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. МПР РФ–ИМГРЭ–Геокарт. М.: ГЕОС. 2001. С.128–506.

Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Источники кимберлитоподобных пород и ультрамафических лампрофиров в Восточном Присянье по изотопно-геохимическим данным // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. С. 134–139.

Динер А.Э. Геология позднекембрийских щелочнобазит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского кряжа // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Томск, 2001. 210 с.

Корнаков В. В., Матвейчук А. А., Кнутова С. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXIII (Белая Зима). М.: Роснедра. 2019.

Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д. Особенности состава минералов группы апатита из ультраосновных лампрофиров Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива (Восточно-Саянская область) // Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. Т. 19. С. 266-270.

Нугуманова Я.Н., Дорошкевич А.Г. Состав шпинелидов из позднепротерозойских ультраосновных лампрофиров Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье) // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. Iss. 4.

Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р. Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье) // Литосфера. 2023. V. 23. Iss. 4. Р. 589–602.

Нугуманова Я.Н., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Пономарчук А.В. Возраст и состав флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, юг Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2024. DOI: 10.15372/GiG2024131

Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11. Iss. 4. P. 678-696.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 264 с.

Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М.: НИИ-Природа. 2005. 540 с.

Хромова Е.А. Возраст и петрогенезис пород щелочно-ультраосновного карбонатитового Белозиминского массива (Восточный Саян) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Улан-Удэ, 2020. 105 с.

Шарыгин В.В. Строение и состав сложных Са-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофиге Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов. 2023. P. 434–438.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологическ исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // Доклады АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

Англоязычные статьи

Abersteiner, A., Kamenetsky, V.S., Goemann, K., Kjarsgaard, B.A., Rodemann, T., Kamenetsky, M.&Ehrig, K. A genetic story of olivine crystallization in the Mark kimberlite (Canada) revealed by zoning and melt inclusions // *Lithos*. 2020b. P. 358–359, 105405.

Ammannati, E., Jacob, D.E., Avanzinelli, R., Foley, S.F., Conticelli, S. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2016. V. 444, P. 64–74.

Allsopp, H.B., Smith, J.W., Brown, C.B., Gleadow, R., Kramers, A.J.W., Garvie, J.D., O.G. A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks. In: Ross, J., Jacques, A.L., Ferguson, J., Green, D.H., O'Reilly, S.Y., Danchin, R.V., Janse, A.J.A. (Eds.) // *Kimberlites, Related Rocks. : Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Geological Society of Australia Special Publication 14, Perth, Australia, 1. Blackwell, Melbourne. 1989. P. 343–357.*

Arndt, N.T., Boullier, A.M., Clement, J.P., Dubois, M., Schissel, D. What olivine, the neglected mineral, tells us about kimberlite petrogenesis // *eEarth Discuss.* 2006. V. 1. P. 37–50.

Arndt, N.T., Guitreau, M., Boullier, A.M., LeRoex, A., Tommasi, A., Cordier, P. & Sobolev, A. Olivine, and the origin of kimberlite // *Journal of Petrology.* 2010. V. 51. P. 573–602.

Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N., Downes H. Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible Origin and Relations with Ore Deposits // *Minerals.* 2020. V. 10. Iss. 5. P. 404.

Awonusi A., Morris M.D., Tecklenburg M.M.J. Carbonate Assignment and Calibration in the Raman Spectrum of Apatite // *Calcified Tissue Int.* 2007. V. 81(1). P. 46–52.

Baksi, A. K., Archibald, D. A. and Farrar, E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chemical Geology.* 1996. V. 129. P. 307–324.

Bell, D.R. and Moore, R.O. Deep chemical structure of the south-ern African mantle from kimberlite megacrysts // *South African Journal of Geology.* 2004. V. 107. P. 59–80.

Bizzarro, M. and Stevenson, R. Major element composition of the lithospheric mantle under the North Atlantic craton: evidence from peridotite xenoliths of the Sarfartoq area, southwestern Greenland // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2003. V. 146. P. 223–240.

Bosi, F., Biagioni, C., Pasero, M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // *European Journal of Mineralogy.* 2019. V. 31 (1). P. 183–192.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotope composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planetary Science Letters.* 2008. V. 273. Iss. 1–2. P. 48–57.

Boyd, F.R. & Clement, C.R. Compositional zoning of olivines in kimberlite from the De Beers mine, Kimberley, South Africa // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts.* 1977. V. (1)2. P. 39–41.

Brakhfogel F.F., Zaitsev A.I., Shamshina E.A. The age of kimberlite magmatites is the basis for predicting the diamond potential of territories // *Domestic Geology.* 1997. V. 9.

Brett, R.C., Russell, J.K. & Moss, S. Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or impostor? // *Lithos.* 2009. V. 112S. P. 201–212.

Brown, R. J., Manya, S., Buisman, I., Fontana, G., Field, M., Mac Niocaill, C., Sparks, R., and Stuart, F. Eruption of kimberlite magmas: physical volcanology, geomorphology and age of the youngest kimberlitic volcanoes known on earth (the Upper Pleistocene/Holocene Igwisi Hills volcanoes, Tanzania) // *Bull. Volcan.* 2012. V. 74. P. 1621–1643.

Bussweiler, Y., Foley, S.F., Prelević, D., Jacob, D.E. The olivine macrocryst problem: new insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Lithos*. 2015. V. 220–223. P. 238–252.

Bussweiler, Y., Stone, R.S., Pearson, D.G. et al., 2016. The evolution of calcite-bearing kimberlites by melt-rock reaction: evidence from polymineralic inclusions within clinopyroxene and garnet megacrysts from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Contrib Mineral Petrol*. 2016. V. 171. P. 1–25. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1275-3>

Bussweiler, Y., Pearson, D.G., Stachel, T. & Kjarsgaard, B.A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada—implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // *Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 112. P. 583–596.

Campbell, L.S., Henderson, P., Wall, F., Nielsen, T.F.D. Rare earth chemistry of perovskite group minerals from the Gardiner Complex, East Greenland // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. P. 197–212.

Canil D, Bellis AJ. Ferric iron in CaTiO₃ perovskite as an oxygen barometer for kimberlite magmas II: applications // *J Pet.* 2007. V. 48. P. 231–252. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl067>

Carniel LC, Conceição RV, Klemme S, Berndt J, Jallowitzki T. Origin and redox conditions of the Rosário-6 alnöite of southern Brazil: implications for the state of the mantle during Gondwana breakup // *Lithos*. 2020. V. 376. 105751. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105751>

Carswell, D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. In: Ahrean, L.H., Duncan, A.R., Erlank, A.J. (Eds.) // *International Conference on Kimberlites (Extended Abstracts)*. Pergamon Press, Oxford, Cape Town, South Africa. 1973. P. 417–429.

Castillo-Oliver M., Gali S., Melgarejo J.S., Griffin W.L., Belousova E., Pearson N.J., Watangua M., Y.O'Reilly S. Trace-element geochemistry and U–Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications // *Chemical Geology*. 2016 doi:10.1016/j.chemgeo.2015.12.014

Chalapathi Rao, N.V.; Gibson, S.A.; Pyle, D.; Dickin, A.P. Petrogenesis of Proterozoic lamproites and kimberlites from the Cuddapah basin and Dharwar cratons, Southern India // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 907–948.

Chalapathi Rao, N. V., Fu-Yuan, W., Mitchell, R. H., Qiu-Li, L. & Lehmann, B. Mesoproterozoic U–Pb ages, trace element and Sr–Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, southern India: distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 48–64.

Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H. Compositional variation of perovskite-group minerals from the Khibina complex, Kola Peninsula, Russia // *Can. Mineral.* 1998. V. 36. P. 953–969.

Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H. Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites // *Can. Mineral.* 2000. V. 38. P. 975–994.

Chakhmouradian, A.R., Reguir, E.P., Kamenetsky, V.S., Sharygin, V. V., Golovin, A. V. Trace-element partitioning in perovskite: Implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 112–131. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.01.007

Comodi P., Liu Yu, Frezzotti M.L. Structural and vibrational behavior of fluorapatite with pressure. Part II: in situ micro-Raman spectroscopic investigation // *Phys. Chem. Minerals.* 2001. V. 28. P. 225–231.

Cordier, C., Sauzeat, L., Arndt, N.T. et al. Metasomatism of the lithospheric mantle immediately Precedes Kimberlite Eruption: new evidence from Olivine composition and microstructures // *J Petrol.* 2015. V. 56. P. 1775–1796. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv054>

Dalton, J. A. & Presnall, D. C. The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa // *Journal of Petrology.* 1998. V. 39. P. 1953–1964.

Dalton H.B., Giuliani A., O'Brien H., Phillips D., Hergt J. Petrogenesis of a hybrid cluster of evolved kimberlites and ultramafic lamprophyres in the Kuusamo area, Finland // *J. Petrol.* 2019. V. 60(10). P. 2025–2050. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz062>

Danilova, Yu.V., Savelieva, V.B., Demonterova, E.I., Bazarova, E.P., Danilov, B.S. Sources of kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres in the Eastern Sayan region according to isotope-geochemical data // *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS.* 2021. P. 134–139.

Dawson, J.B., Smith, J.V. The MARID (mica–amphibole–rutile–ilmenite–diopside) suite of xenoliths in kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1977. V. 41. P. 309–323.

De Hoog, J.C.M.M., Gall L., Cornell, D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // *Chem Geol.* 2010. V. 270. P. 196–215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>

Digonnet, S., Goulet, N., Bourne, J., Stevenson, R., Archibald, D. Petrology of the Abloviak Aillikite dykes, New Québec: evidence for a Cambrian diamondiferous alkaline province in northeastern North America // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 2000. V. 37. Iss. 4. P. 517–533.

Dongre, A. & Tappe, S. Kimberlite and carbonatite dykes within the Premier diatreme root (Cullinan Diamond Mine, South Africa): new insights to mineralogical-genetic classifications and magma CO₂ degassing // *Lithos.* 2019. V.338–339. P. 155–173.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 26. P. 81–96.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemm R., Khromova E.A., Izbrodin I.A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // *Lithos*. 2017. N 284-285. P. 91-108.

Doroshkevich, A., Prokopyev, I., Kruk, M., Sharygin, V., Izbrodin, I., Starikova, A., Ponomarchuk, A., Nugumanova, Y. Age and petrogenesis of ultramafic lamprophyres of the Arbarastakh alkaline-carbonatite complex, Aldan-Stanovoy shield, South of Siberian Craton (Russia): evidence for ultramafic lamprophyre carbonatite link // *J. Petrol.* 2022. V. 63 (9). <https://doi.org/10.1093/petrology/egac073>

Doroshkevich, A.G., Savatenkov, V.M., Izbrodin, I.A., Prokopyev, I.R., Kruk, M.N., Izokh, A.E., Nosova, A.A. Petrology and source characteristics of the Arbarastakh alkaline ultramafic carbonatite-phoscorite complex, the Aldan-Stanovoy Shield // *Lithos*. 2024. V. 464–465. P. 107458.

Downes P.J., Jaques A.L., Talavera C., Griffin W.L., Gain S.E.M., Evans N.J., Taylor W.R., Verrall M. Perovskite geochronology and petrogenesis of the Neoproterozoic Mad Gap Yards ultramafic lamprophyre dykes, East Kimberley region, Western Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2023. V. 178(21).

Egorov, K.N., Kiselev, A.I., Men'Shagin, Y.V., Minaeva, Y.A. Lamproite and Kimberlite of the Sayany Area: Composition, Sources, and Diamond Potential. *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 435 (2). P.1670–1675. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10120251>

Enggist, A., Chu, L., Luth, R.W. Phase relations of phlogopite with magnesite from 4 to 8 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 163. P. 467–481. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0681-9>

Fedortchouk, Y., Canil D. 2004. Intensive variables in kimberlite magmas, Lac de Gras, Canada and implications for diamond survival // *J Petrol.* 2004. V. 45. P. 1725–1745. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh031>

Foley, S.F., Musselwhite, D.S., van der Laan, S.R. Melt compositions from ultramafic vein assemblages in the lithospheric mantle: a comparison of cratonic and non-cratonic settings // *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference* / Eds. Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. Cape Town: Red Roof Design, 1999. P. 238–246.

Foley S., Andronikov A., Melzer S. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland // *Mineral. Petrol.* 2002. V. 74. P. 361-384. <https://doi.org/10.1007/s007100200011>

Foley, S.F., Prelevic, D., Rehfeldt, T., Jacob, D.E. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 363. P. 181–191.

Frolov, A.A., Belov, S.V. Complex carbonatite deposits of the Ziminsky ore region (Eastern Sayan, Russia) // *Geology of Ore Deposits.* 1999. V. 41(2). P. 109-130 (In Russ).

Frolov, A.A., Lapin, A.V., Tolstov, A.V., Zinchuk, N.N., Belov, S.V., Burmistrov, A.A., 2005. Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast). M.: NIA-Priroda, Russia, 540 p. (In Russ).

Gaffney, A.M.; Blichert-Toft, J.; Nelson, B.K.; Bizzarro, M.; Rosing, M.; Albarede, F. Constraints on source-forming processes of West Greenland kimberlites inferred from Hf-Nd isotope systematics // *Geochim. Cosmochim.* 2007. Acta 71. P. 2820–2836.

Giuliani, A., Phillips, D., Kamenetsky, V.S., Goemann, K. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // *Lithos.* 2016. V. 240–243. P. 189–201.

Giuliani, A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide // *Lithos.* 2018. V. 312-313. P. 322–342.

Gladkochub, D.P., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., Ernst, R.E., Wingate, M.T., Söderlund, U., Mazukabzov, A.M., Sklyarov, E.V., Hamilton, M.A., Hanes, J.A. Proterozoic Mafic Magmatism in Siberian Craton: An Overview and Implications for Paleocoastal Reconstruction // *Precambrian Research.* 2010. V. 183. Iss. 3. P. 660–668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.

Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B. Nd and Sr isotope systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth and Planetary Science Letters.* 1988. V. 87. P. 249–265.

Golovin, A.V.; Tarasov, A.A.; Agasheva, E.V. Mineral Assemblage of Olivine-Hosted Melt Inclusions in a Mantle Xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe: Direct Evidence for the Presence of an Alkali-Rich Carbonate Melt in the Mantle Beneath the Baltic Super-Craton // *Minerals.* 2023. V. 13. P. 645. <https://doi.org/10.3390/min13050645>

Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2002. V. 142. P. 603–625.

Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *Journal of Petrology.* 2003. V. 44. P. 629–657.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Doyle, B.J., Pearson, N.J., Coopersmith, H., Kivi, K., Malkovets, V.G., Pokhilenko, N.P. Lithosphere mapping beneath the North American plate // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 873–922.

Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 1645–1659.

Haggerty, SE. Upper mantle mineralogy // *J Geodyn*. 1995. V. 20. P. 331–364.
[https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00016-3](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00016-3)

Heaman, L.M. The nature of the subcontinental mantle from Sr–Nd–Pb isotopic studies on kimberlitic perovskite // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1989. V. 92. P. 323–334.

Heaman, L., Creaser, R., Cookenboo, H., Chacko, T. Multi-stage modification of the northern slave mantle lithosphere: evidence from zircon- and diamondbearing eclogite xenoliths entrained in jericho kimberlite, Canada // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 821–858.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi097>.

Heinonen, J.S., Fusswinkel, T. High Ni and low Mn/Fe in olivine phenocrysts of the Karoo meimechites do not reflect pyroxenitic mantle sources // *Chem. Geol*. 2017. V. 467. P. 134–142.

Herzberg, C. Basalts as temperature probes of Earth's mantle // *Geology*. 2011. V. 39 (12). P. 1179–1180.

Herzberg, C., Cabral, R.A., Jackson, M.G. et al. Phantom Archean crust in Mangaia hotspot lavas and the meaning of heterogeneous mantle // *Earth Planet Sci Lett*. 2014. V. 396. P. 97–106.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.065>

Herzberg, C., Vidito, C., Starkey, N.A. Nickel–cobalt contents of olivine record origins of mantle peridotite and related rocks // *Am. Mineral*. 2016. V. 101 (9). P. 1952–1966.

Howarth, G.H. & Taylor, L.A. Multi-stage kimberlite evolution tracked in zoned olivine from the Benfontein sill, South Africa // *Lithos*. 2016. V. 262. P. 384–397.

Howarth, G.H., Harris, C. Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2017. V. 475. P. 143–151.

Howarth, G.H. Olivine megacryst chemistry, Monastery kimberlite: Constraints on the mineralogy of the HIMU mantle reservoir in southern Africa // *Lithos*. 2018. V. 314–315. P. 658–668.

Howarth, G.H. & Giuliani, A. Contrasting types of micaceous kimberlite-lamproite magmatism from the Man Craton (West Africa): new insights from petrography and mineral chemistry // *Lithos*. 2020. V. 362–363. 105483.

Ionov, D.A., Hofmann, A.W. Nb–Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 131. P. 341–356.

Ishimaru Y., Oshima Y., Imai Y., Iimura T., Takanezawa S., Hino K., Miura H. Raman Spectroscopic Analysis to Detect Reduced Bone Quality after Sciatic Neurectomy in Mice // *Molecules*. 2018. V. 23(12). 3081.

Janney, P.E., Le Roex, A.P., Carlson, R.W., Viljoen, K.S. A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitite province, South Africa: implications for the sources of kimberlites and the origin of the HIMU signature in Africa // *J. Petrol.* 2002. V. 43 (12). P. 2339–2370.

Jelsma H., Barnett W., Richards S. & Lister G. Tectonic setting of kimberlites // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 155-165.

Jones A.P., Wyllie P.J. Minor elements in perovskite from kimberlite and the distribution of rare earth elements: An electron probe study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 69. P. 128-140.

Jones R.H., McCubbin F.M., Guan Y. Phosphate minerals in the H group of ordinary chondrites, and fluid activity recorded by apatite heterogeneity in the Zag H3-6 regolith breccia // *Amer. Mineralogist*. 2016. V. 101(11). P. 2452-2467.

Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., Sobolev, A.V., Golovin, A.V., Demouchy, S., Faure, K.E., Sharygin, V.V., Kuzmin, D.V. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, Compositions and Origins // *J. Petrol.* 2007. V. 49. P. 823–839.

Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., Sobolev, A.V. et al. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J Petrol.* 2008. V. 49. P. 823–839. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm033>

Kamenetsky, V.S., Maas, R., Kamenetsky, M.B., Yaxley, G.M., Ehrig, K., Zellmer, G.F., ...Woodhead, J. Multiple mantle sources of continental magmatism: insights from “high-Ti” picrites of Karoo and other large igneous provinces // *Chem. Geol.* 2017. V. 455. P. 22–31.

Kargin, A.V. Geochemistry of mantle metasomatism related to formation of kimberlites in the northern East European Platform // *Geology of Ore Deposits*. 2014. V. 56. P. 409–430.

Kargin A.V., Nosova A.A., Chugaev A.V., Sazonova L.V., Dokuchaev A.Y., Smirnova M.D., Postnikov A.V., Postnikova O.V., Popova L.P., Poshibaev V.V. Devonian Ultramafic Lamprophyre in the Irkineeva–Chadobets Trough in the Southwest of the Siberian Platform: Age, Composition, and Implications for Diamond Potential Prediction // *Geology of Ore Deposits*. 2016. V. 58 (5). P. 383–403. <https://doi.org/10.1134/S1075701516050068>.

Kargin, A.V. Multistage Mantle Metasomatism during the Generation of Kimberlite Melts: Evidence from Mantle Xenoliths and Megacrysts of the Grib Kimberlite, Arkhangelsk, Russia // *Petrology*. 2021. V. 29 (3). P. 221–245.

Khan A.F., Awais M., Khan A.S., Tabassum S., Chaudhry A.A., Rehman I.U. Raman Spectroscopy of Natural Bone and Synthetic Apatites // *Appl. Spectroscopy Rev.* 2013. V. 48. P. 329–355.

Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S., Nowell G.M., Dowall D.P. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 236–248.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.001>

Larionova, Y.O., Sazonova, L.V., Lebedeva, N.M., Nosova, A.A., Tretyachenko, V.V., Kargin, A.V. Kimberlite age in the Arkhangelsk Province, Russia: isotopic geochronologic Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and mineralogical data on phlogopite // *Petrology*. 2016. V. 24. P. 562–593.
<https://doi.org/10.1134/S0869591116040020>.

Larsen, L.M., Rønsbo, J. Conditions of origin of kimberlites in West Greenland: new evidence from the Sarfartoq and Sukkertoppen regions // *Report–Geological Survey of Greenland*. 1993. V. 159. P. 115–120.

Lepekhina, E., Rotman, A., Antonov, A., & Sergeev, S. SIMS SHRIMP U-Pb dating of perovskite from kimberlites of the Siberian platform (Verhnemunskoe and Alakite-Marhinskoe fields) // *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*, 9. 2008. <https://doi.org/10.29173/ikc3571>

Le Roex, A.P., Bell, D.R., Davis, P. Petrogenesis of Group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. P. 2261–2286.

Li, Q.-L., Li, X.-H., Liu, Y., Wu, F.-Y., Yang, J.-H., Mitchell, R.H. Precise U/Pb and Th/Pb age determination of kimberlitic perovskites by secondary ion mass spectrometry // *Chemical Geology*. 2010. V. 269. P. 396–405.

Lim, E., Giuliani, A., Phillips, D. & Goemann, K. Origin of complex zoning in olivine from diverse, diamondiferous kimberlites and tectonic settings: Ekati (Canada), Alto Paranaíba (Brazil) and Kaalvallei (South Africa) // *Mineralogy&Petrology*. 2018. V. 112. P. 539–554.

Lim, E., Giuliani, A., Phillips, D. & Goemann, K. Origin of complex zoning in olivine from diverse, diamondiferous kimberlites and tectonic settings: Ekati (Canada), Alto Paranaíba (Brazil) and Kaalvallei (South Africa) // *Mineralogy&Petrology*. 2018. V. 112. P. 539–554.

Liu, J., Xia, Q.K., Kuritani, T., Hanski, E., Yu, H.R. Mantle hydration and the role of water in the generation of large igneous provinces // *Nat. Commun.* 2017. V. 8 (1). 1824.

Ludwig, K. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. V. 4. Berkeley: Berkeley Geochronology Center. 2003. P. 1–70.

Ludwig, K.R., 2012. Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel.

Malarkey, J., Pearson, D.G., Kjarsgaard, B.A., Davidson, J.P., Nowell, G.M., Ottley, C.J., Stammer, J. From source to crust: tracing magmatic evolution in a kimberlite and a melilitite using microsample geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 299. P. 80–90.

Malpas, J., Foley, S.F., King, A.F. Alkaline mafic and ultramafic lamprophyres from the Aillik Bay area, Labrador // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 1986. V. 23. P. 1902–1918.

McCammon, C. & Kopylova, M. G. A redox profile of the Slave mantle and oxygen fugacity control in the cratonic mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2004. V. 148. P. 55–68.

McKenzie, D. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters.* 1989. V. 95. P. 53–72.

Meen, J. K., Ayers, J. C. & Fregeau, E. J., 1989. A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. In: Bell, K. (ed.) *Carbonatites: Genesis and Evolution.* London: Unwin Hyman, 464–499.

Milligan R., Fedortchouk Y., Normandeau P.X., Fulop A., Robertson M., 2017. Features of apatite in kimberlites from Ekati Diamond Mine and Snap Lake, Northwest Territories, Canada: modelling of kimberlite composition. 11th International Kimberlite Conference Extended. Abstract. No. 11IKC-4519.

Minaeva, Yu.A., Egorov, K.N. Mineralogical and Petrographic Features of a Kimberlite-Picrite Dike in the Northwestern Part of the Urik-Iya Graben (Eastern Sayan Region) // *Geology of Ore Deposits.* 2008. V. 3. P. 23–39 (in Russian).

Mitchell, R. H., 1986. *Kimberlites. Mineralogy, Geochemistry, and Petrology.* Plenum Press: New York, USA, 442 p.

Mitchell, R.H., Reed, S.J.B., 1988. Ion microprobe determination of rare-earth elements in perovskite from kimberlites and alnoites. *Mineral. Mag.* 52, 331–339.

Mitchell, R.H., 1991. Bergman, S.C. *Petrology of Lamproites*, Plenum Press: New York, NY, USA, 447p.

Mitchell R.H., 1995. *Kimberlites, Orangeites and Related Rocks.* Plenum Press: New York, USA, 410 p.

Mitchell, R. H. & Chakhmouradian, A. R. Instability of perovskite in a CO₂-rich environment: examples from carbonatite and kimberlite // *Canadian Mineralogist.* 1998. V. 36. P. 939–952.

Mitchell, R.H., Scott-Smith, B.H., Larsen, L.M. Mineralogy of ultramafic dikes from the Sarfartoq, Sisimiut and Maniitsoq areas, West Greenland // *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference* / Eds. Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, S.H., Richardson, S.H. Cape Town: Red Roof Design, 1999. P. 574–583.

Mitchell, R.H. Potassic magmas derived from metasomatized lithospheric mantle: Nomenclature and relevance to exploration for diamond bearing rocks // *J. Geol. Soc. India*. 2006. V. 67. P. 317–327.

Mitchell, R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2008. V. 174. P. 1–8.

Mitchell, R., Tappe, S. Discussion of “kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle”, by D. Francis and M. Patterson (*Lithos* v. 109, p. 72–80) // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 288–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.10.017>

Modreski, P.J., Boettcher, A.L. Phase relationships of phlogopite in the system K_2O – MgO – CaO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O to 35 kilobars: a better model for micas in the interior of the earth // *American Journal of Science*. 1973. V. 273. P. 385–414. <https://doi.org/10.2475/ajs.273.5.385>.

Moore, A. Olivine: a monitor of magma evolutionary paths in kimberlites and olivine melilitites // *Contributions to Mineralogy & Petrology*. 1988. V. 99. P. 238–248.

Moore, A. & Belousova, E. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. (4)149. P. 462–481.

Moore, A., Blenkinsop, T. & Coterill, F. Controls on post-Gondwana alkaline magmatism in southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 268. P. 151–164. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.017>.

Moore, A., Costin, G. Kimberlitic olivines derived from the Cr-poor and Cr-rich megacryst suites // *Lithos*. 2016. V. 258–259. P. 215–227. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.022>

Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V. Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2000. V. 95. P. 162–172. DOI: 10.2465/jmps.95.162

Muir, I.J., Metson, J.B. & Bancroft, G.M. ^{57}Fe Mössbauer spectra of perovskite and titanite // *Can. Mineral.* 1984. V. 22. P. 689–694.

Nelson, D.R. Isotopic characteristics and petrogenesis of the lamproites and kimberlites of central West Greenland // *Lithos*. 1989. V. 22. P. 265–274.

Nielsen, T.F.D. & Sand, K.K. The Majuagaa kimberlite dike, Maniitsoq region, western Greenland: constraints on an Mg-rich silicocarbonatitic melt composition from groundmass mineralogy and bulk compositions // *The Canadian Mineralogist*. 2008. V. 46. P. 1043–1061.

Nosova, A.A., Dubinina, E.O., Sazonova, L.V. et al. Geochemistry and oxygen isotopic composition of olivine in kimberlites from the Arkhangelsk province: contribution of mantle metasomatism // *Petrology*. 2017. V. 25. P. 150–180. <https://doi.org/10.1134/S0869591117010064>

Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Kargin, A.V., Smirnova, M.D., Lapin, A.V., Shcherbakov, V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contrib // Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. P. 55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>

Nowell, G.M., Pearson, D.G., Bell, D.R., Carlson, R.W., Smith, C.B., Kempton, P.D., Noble, S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // *J. Petrol.* 2004. V. 45 (8). P. 1583–1612.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E. Neoproterozoic rifting and intra-pit magmatism of the Yenisei Ridge as an indicator of the processes of the collapse of Rodinia // *Geology and Geophysics*. 2008. V. 49(7). P. 666–688.

Nugumanova Ya., Doroshkevich A., Prokopyev I., Starikova A. Compositional variations of spinels from ultramafic lamprophyres of the Chadobets complex (Siberian Craton, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11(5). P. 456.

Nugumanova Ya., Doroshkevich A., Starikova A., Garcia J. Composition of olivines and spinel group minerals in aillikites from the Bushkanay dike, South Siberian Craton: Insights into alkaline melt sources and evolution // *Geosystems and Geoenvironment*. 2023 <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100247>

Nugumanova, Ya., Doroshkevich, A., Kalugina, A., Chebotarev, D., Izbrodin, I., Hou, T. Age and composition of perovskite in ultramafic lamprophyres from the Zima complex, south of Siberian craton: petrogenetic implications // *Geochemistry*. 2024. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2024.126159>

Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48(1). P. 13-49.

Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *Europ. J. Miner.* 2010. V. 22. P. 163-179.

Paton, C., Hergt, J.M., Phillips, D., Woodhead, J.D., Shee, S.R. New insights into the genesis of Indian kimberlites from the Dharwar Craton via in situ Sr isotope analysis of groundmass perovskite // *Geology*. 2007. V. 35. P. 1011–1014.

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. V. 26 (12). P. 2508-2518.

Piccoli P.M., Candela P.A. Apatite in igneous systems. in “Phosphates – geochemical, geobiological, and materials importance”. (Eds M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes) // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48. P. 255-292.

Pilbeam, L.H., Nielsen, T.F.D., Waight, T.E. Digestion fractional crystallization (DFC): an important process in the genesis of Kimberlites. Evidence from Olivine in the Majuagaa Kimberlite, Southern West Greenland // *J Petrol.* 2013. V. 54. P. 1399–1425. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egt016>

Pilbeam, L.H., Nielsen, T.F.D., Waight, T., Tappe, S. Links between calcite kimberlite, aillikite and carbonatite in West Greenland: Numeric modeling of compositional relationships // *Journal of Petrology*. 2024. egae059.

Roeder, P.L., Schulze, D.J. Crystallization of groundmass spinel in kimberlite // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1473–1495.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladykin N.V. Geochronology of the alkaline-ultramafic carbonatite complex Arbarastakh (Aldan shield, Yakutia): new Ar-Ar and U-Pb data // *Geosphere Research*. 2022. V. 4. P. 48–66. doi:10.17223/25421379/25/3

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Varchenko M.D., Semenova D.V., Izbrodin I.A., Kruk M.N. Mineralogy and zircon age of carbonatites of the Srednyaya Zima complex (Eastern Sayan). *Geodynamics&Tectonophysics*, in press

Rass, I.T. & Laputina, I.P. Composition and zonation of accessory minerals in alkali ultrabasites as indicators of the composition and differentiation of the primary magmas // *Geochem. Int.* 1996. V. 33(2). P. 62-77.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Konev A.A., Yasnygina T.A., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Demonterova E.I., Saranina E.V. Geochemical evolution of Zadoisky alkaline-ultramafic massif of the Sayan region, southern Siberia // *Geochemistry*. 2007. V. 1. P. 3–18.

Reguir, E.P., Chakhmouradian, A.R., Halden, N.M., Malkovets, V.G., Yang, P. Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator // *Lithos*. 2009. V. 112. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.023>

Rock, N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 155–196.

Salnikova, E. B., Chakhmouradian, A. R., Stifeeva, M. V., Reguir, E. P., Kotov, A. B., Gritsenko, Y. D. & Nikiforov, A. V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. 2019. V. 338. P. 141-154.

Sarkar, C., Storey, C.D., Hawkesworth, C.J., Sparks, R.S.J. Degassing in kimberlite: Oxygen isotope ratios in perovskites from explosive and hypabyssal kimberlites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 291–299. doi:10.1016/j.epsl.2011.10.036

Savelieva, V.B., Danilova, Yu.V., Bazarova, E.P., Danilov, B.S. Kimberlite-like rocks of the Urik-Iya graben, Eastern Sayan region: mineral composition, geochemistry and formation conditions // *Geodynamics&Tectonophysics*. 2020. V. 11(4). P. 678–696 (In Russ). <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>

Savelyeva, V.B., Danilova, Yu. V., Letnikov, F.A., Demonterova, E.I., Yudin, D.S., Bazarova, E.P., Danilov, B.S., Sharygin, I.S. Age and Melt Sources of Ultramafic Dykes and Rocks of the Bolshetagninskii Alkaline Carbonatite Massif (Urik-Iya Graben, SW Margin of the Siberian Craton) // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 505. P. 452–458.

Sazonova, L.V., Nosova, A.A., Kargin, A.V. et al. Olivine from the Pionerskaya and V. Grib kimberlite pipes, Arkhangelsk diamond province, Russia: types, composition, and origin // *Petrology*. 2015. V. 23. P. 227–258. <https://doi.org/10.1134/S0869591115030054>

Sekerin, A.P., Men'shagin, Yu.V., Lashchenov, V.A. The Sayan Province of High-Potassium Alkaline Rocks and Lamproites // *Doklady Earth Sciences*. 1995. V. 342. Iss. 1. P. 82–86.

Schmidberger, S.S., Simonetti, A., Francis, D. Small-scale Sr isotope investigation of clinopyroxenes from peridotite xenoliths by laser ablation MC-ICP-MS - implications for mantle metasomatism // *Chemical Geology*. 2003. V. 199. P. 317-329. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00125-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00125-6).

Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. P. 412–417.

Sobolev, A., Kuzmin, D., Malitch, K., Petrunin, A. Siberian meimechites: Origin and relation to flood basalts and kimberlites // *Russ. Geol. Geophys.* 2009. V. 50. P. 999–1033.

Sobolev, S.V., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., Krivolutskaya, N.A., Petrunin, A.G., Arndt, N.T., Vasiliev, Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. V. 477 (7364). P. 312.

Sobolev, N., Tomilenko, A., Kovyazin, S., Batanova, V., Kuz'Min, D. Paragenesis and complex zoning of olivine macrocrysts from unaltered kimberlite of the Udachnaya-East pipe, Yakutia:

Relationship with the kimberlite formation conditions and evolution // *Russ. Geol. Geophys.* 2015. V. 56. P. 260–279.

Soltys, A., Giuliani, A., Phillips, D. Crystallisation sequence and magma evolution of the De Beers dyke (Kimberley, South Africa) // *Mineralogy and Petrology*. 2018. P. 1-16. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0588-5>.

Soltys, A., Giuliani, A., Phillips, D. & Kamenetsky, V.S. Kimberlite metasomatism of the lithosphere and the evolution of olivine in carbonate-rich melts—evidence from the Kimberley Kimberlites (South Africa) // *Journal of Petrology*. 2020. V. 61. P. 1-31.

Spera, F. J. Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 88. P. 217–232.

Spera, F. J., 1987. Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma. In: Menzies, M. A. & Hawkesworth, C. J. (eds) *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 1–20.

Starikova, A., Prokopyev, I., Doroshkevich, A., Ragozin, A., Chervyakovsky, V. Polygenic nature of olivines from the ultramafic lamprophyres of the Terina complex (Chadobets upland, Siberian platform) based on trace element composition, crystalline, and melt inclusion data // *Minerals*. 2021. V. 11 (4). P. 408. <https://doi.org/10.3390/min11040408>

Stevens, R.E. Composition of some chromites of the 255. Western Hemisphere.—*Amer // Mineralogist*. 1944. V. 29. P. 1–34.

Sun S-S, McDonough WF. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publication*. 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Sun, J., Wu, F.-Y., Sklyarov, E., Sarkar, C., Liu, C.-Z., Pearson, G.D., Cheng, Z., Mitchell, R.N. Matrix effects during in situ U-Pb dating of perovskite with variable crystal structure: Evidence from the Tazheran Massif, Russia // *Chemical Geology*. 2022. V. 589.

Sun, J., Liu, C.-Z., Tappe, S., Kostrovitsky, S.I., Wu, F.-Y., Yakovlev, D., Yang, Y.-H., Yang, J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 283–295. doi:10.1016/j.epsl.2014.07.039

Tappe S., Jenner G.A., Foley S.F., Heaman L., Besserer D., Kjarsgaard B.A., Ryan B. Torngat Ultramafic Lamprophyres and Their Relation to the North Atlantic Alkaline Province // *Lithos*. 2004. V. 76 (1–4). P. 491–518. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46 (9). P. 1893–1900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>

Tappe S., Foley S., Jenner G., Heaman L., Kjarsgaard B., Romer R., Stracke A., Joyce N. and Hoefs J. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47(7). P. 1261–1315.

Tappe, S., Foley, S.F., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Heaman, L.M., Stracke, A., Jenner, G.A. Between carbonatite and lamproite: diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 3258–3286.

Tappe, S., Romer, R. L., Stracke, A., Steenfelt, A., Smart, K. A., Muehlenbachs, K. & Torsvik, T. H. Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 466. P. 152–167.

Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review // *Mineralogical Magazine*. 2001. V. 65. P. 249–276.

Tychkov, N.S., Agashev, A.M., Pokhilenko, N.P., Tsykh, V.A., Sobolev, N.V. Types of Xenogenic Olivine from Siberian Kimberlites // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 302.

Veter, M, Foley, SF, Mertz-Kraus, R, Groschopf, N. Trace elements in olivine of ultramafic lamprophyres controlled by phlogopite-rich mineral assemblages in the mantle source // *Lithos*. 2017. V. 292–293. P. 81–95. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.020>

Vladykin, N.V., Morikyo, T., Miuzaki, T. Geochemistry of Sr and Nd isotopes in the carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic implications // *Deep-Seated Magmatism, Its Sources and Their Relation to Plume Processes* / Ed. Vladykin, N.V. New York: Springer, 2005. P. 89–107.

Vrublevskii, V.V., Reverdatto, V.V., Izokh, A.E., Gertner, I.F., Yudin, D.S., Tishin, P.A. Neoproterozoic carbonatite magmatism of the Yenisei Ridge, Central Siberia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Penchenga Rock Complex // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 437. P. 443–448. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11040088>.

Waters, F.G. A suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic rock such as lamproite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 523–533.

- Webster J.D., Piccoli P.M. Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral // *Elements*. 2015. V. 11. P. 177-182.
- Weiss, Y., Class, C., Goldstein, S.L., Hanyu, T. Key new pieces of the HIMU puzzle from olivines and diamond inclusions // *Nature*. 2016. V. 537 (7622). P. 666.
- Woodhead, J., Hergt, J., Phillips, D., Paton, C. African kimberlites revisited: in situ Sr-isotope analysis of groundmass perovskite // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 311–317.
- Woodland, A. B. & Koch, M. Variation in oxygen fugacity with depth in the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, Southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 295-310.
- Wopenka B., Pasteris J.D. A mineralogical perspective on the apatite in bone // *Materials Science and Engineering*. 2005. V. 25(2). P. 131-143.
- Wu, F.-Y., Arzamastsev, A.A., Mitchell, R.H., Li, Q.-L., Sun, J., Yang, Y.-H., Wang, R.-C. Emplacement age and Sr–Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Chemical Geology*. 2013. V. 353. P. 210-229.
- Wyllie, P. J. The origin of kimberlite // *Journal of Geophysical Research*. 1980. V. 85. P. 6902–6910.
- Yang, Y.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Liu, X.M., Zhang, Y.B., Xie, L.W., Yang, J.H. In situ perovskite Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China Craton // *Chem. Geol.* 2009. V. 264. P. 24–42.
- Yang, Z.F., Li, J., Liang, W.F., Luo, Z.H. On the chemical markers of pyroxenite contributions in continental basalts in Eastern China: Implications for source lithology and the origin of basalts // *Earth Sci. Rev.* 2016. V. 157. P. 18–31.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Late Riphean split of Siberia and Laurentia in manifestations of intraplate magmatism // *Proceedings of the Academy of Sciences*. 2001. V. 379 (1). P. 94–98.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladykin N.V. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data from geochronological studies of alkaline-ultrabasic rocks complexes of the southern framing of the Siberian platform // *DAN*. 2005. V. 404 (3). P. 400-406.
- Yoder, H.S., Jr., Kushiro, I. Melting of a hydrous phase: phlogopite // *American Journal of Science*. 1969. V. 267-A. P. 558–582.

Фондовая

Вахромеев Г. С., Фомин М. М., Кардаш В. Т. Отчет о результатах работ Зиминской Геофизической партии № 27/59 в 1959 г. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1959.

Василенко А. А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Большетагнинском апатит-редко-металльном месторождении и Ярминском торий-редкометалльном рудопроявлении за 1988–1992 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1996.

Галимова Т. Ф. и др. Унифицированная Легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 Присянской и Бирюсинской серии листов (Восточный Саян) (Отчет тематической партии за 1978–1981 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1981.

Галимов Г. К., Брынцев В. В., Перфильев В. В. и др. Отчет о работах по геологическому доизучению площадей масштаба 1 : 50 000 в Окинском–Ийском междуречье за 1972–1975 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1976.

Галимов Г. К., Мурышкин И. В. Поисковые работы на рудное золото в Окино–Чернозиминском междуречье (Окончательный отчет поисково-оценочной партии за 1976–1977 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1977.

Дудинский В. В., Портнов Ю. А., Учитель М. С. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Урика и Большой Белой. Листы N-47-119-Б (в), N-47-119-В, N-47-131-Б (Объединенный отчет Бортинской и Сарьдагской партии за 1958–1960 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

Киселев В. Я. Отчет о результатах поисково-разведочных работах Зиминской партии № 125 «Соснов-геология» за 1960 г. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

Колтун А. Я., Серебренников В. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Тагны Черной и Гуника. Листы N-47-107-В, N-47-106-Г (Окончательный отчет Черно-Тагнинской партии по поисково-оценочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1959–1961 гг.). Т. 1, 2. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

Колесников А. В., Анисимова З. М. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-47-XXIII бассейнов рек Кирея и Зимы (Отчет о геологосъемочных работах Кирейской партии за 1957–1958 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1958.

Колесников А. В., Анисимова З. М. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXIII (Серия Восточно-Саянская). Объяснительная записка. – Иркутск–М., 1961.

Крынцов М. И. Усть-Зиминское месторождение песчаников (Отчет о результатах геологоразведочных работах, проведенных в 1961–1962 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

Ляшенко Р. Я., Ляшенко Р. В., Положенко А. Р. и др. Отчет о результатах поисково-съемочных работ Озерной партии за 1958–1961 гг. Лист N-47-93-Г. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

Миронов В. С., Кашликов Б. Г. Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Андотской партией в 1960–1961 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

Митрофанов Е. А. Выделение перспективных площадей для поисков месторождений урана «типа несогласия» на Присяянской площади (6 000 км²) на основе прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2004.

Овчинников И. П., Овчинникова А. Е. Среднезиминское редкометалльное месторождение (Сводный отчет с подсчетом запасов пятиокси тантала и сопутствующих компонентов по состоянию на 01.07.1971 г.) – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1971.

Окороков В. Г., Перфильев В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ии, Уды и Кирея (Окончательный отчет Хадаминской партии по результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1980.

Паляничко Б. П., Пермяков С. А., Устинов В. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Кирей (Отчет о результатах поисково-съемочных работ Ангаульской партии за 1959–1961 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

Перфильев В. В. Легенда Восточно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Второе издание). Объяснительная записка. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1998.

Пчелкин Ю. А., Егоров И. И., Марков М. Е. Белозиминское апатит-редкометалльное месторождение (Отчет о ГРР с подсчетом запасов руд коры выветривания на 01.01.1977 г.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1977.

Родченко С. А. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Зима–Хор–Танга (Отчет Зиминской партии о результатах геологического доизучения и полистной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1985–1987 гг. на площади листов N-47-94-А (г), Б (в), Г, -95-В (а, в), -106-Б (б, г), -107-А, Б (а, в), -108-А). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1988.

Салаев А. В., Поваринцева С. А., Мелкозеров В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Урика и Оки (Отчет Урдаокинской партии по геологическому

доизучению масштаба 1 : 50 000 за 1987–1991 гг., проведенного на листах N-47-105-Б (б, г), Г (а, б), -106-А, Б (а, в), В, Г, -118-Б, -119-А, В, -131-Б (а, б)). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1992.

Салаев А. В. Поисково-оценочные работы на золото на Урикско-Ийской площади за 2001–2004 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2004.

Старовойтов М. Н., Старовойтова М. С., Лифшиц В. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района бассейнов рек Ярмы и Зимы (Отчет по поисково-съёмочным работам Зиминской партии за 1957–1959 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1960.

Таскин А. П., Абрамович Г. В., Гундобин Г. М. Объяснительная записка к сводным геологическим картам масштаба 1 : 50 000 Урикско-Ийской серии // Геологическое строение и металлогения Урикско-Ийского грабена и части его обрамления (Окончательный отчет Составительской партии по работам 1962–1967 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1968.

Чипизубова И. Н., Пучков Н. В., Лемешко И. П. Усть-Зиминское месторождение строительного камня (Отчет о детальной разведке Усть-Зиминского месторождения песчаников и габбро-диабазов для производства щебня с подсчетом запасов на 01.01.1990 г.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1990.

Штейман А. М., Копылов А. В., Кашликов Б. Г. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах Одайской партии за 1959–1961 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.