

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

На правах рукописи

Румянцева Наталья Алексеевна



ПРОБЛЕМА НАХОЖДЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНОГО ЦИРКОНА В
ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

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

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

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

Санкт-Петербург – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	11
1.1 Проблема нахождения разновозрастного циркона в породах океанической коры.....	11
1.2 Выводы по главе 1	13
ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	14
2.1 История изучения акватории хребта Шака.....	14
2.2 Выводы по главе 2	16
ГЛАВА 3 ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	18
3.1 Методы исследования состава горных пород.....	18
3.2 Методы исследования состава минералов.....	19
3.3 Методы изотопных исследований пород и минералов.....	20
3.4 Выводы по главе 3	22
ГЛАВА 4 ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ПОРОД.....	24
4.1 Общая характеристика донно-каменного материала.....	24
4.2 Петрографическое описание исследуемых пород	24
4.3 Характеристика химического состава пород.....	29
4.4 Характеристика изотопного состава пород	35
4.5 Характеристика химического состава моноклинного пироксена	38
4.6 Оценка P-T параметров кристаллизации пород	54
4.7 Выводы по главе 4	58
ГЛАВА 5 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНА	60
5.1 U-Pb датирование циркона	60
5.2 Геохимическая характеристика циркона.....	68

5.3 Изотопный состав кислорода в цирконе	75
5.4 Общие закономерности состава циркона по редким и редкоземельным элементам	78
5.5 Выводы по главе 5	84
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	85
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	86
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	87
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	104
ПРИЛОЖЕНИЕ А Расположение и координаты станций драгирования исследуемых образцов	110
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Результаты анализов химического и изотопного состава пород.....	111
ПРИЛОЖЕНИЕ В Результаты исследования состава минералов	114
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Результаты изотопно-геохимического исследования циркона.....	123
ПРИЛОЖЕНИЕ Д Акт внедрения.....	138

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

За последние два десятилетия в породах Мирового океана продатировано значительное количество зёрен циркона различного возраста, как ожидаемо «молодого», так и более «древнего». Практически все известные в настоящий момент находки «древнего» циркона имеют отношение к Срединно-Атлантическому хребту в Южной Атлантике.

Подобные находки служат предметом научных дискуссий, которые продолжаются до сих пор. Основной поднимаемый в них вопрос – механизм перемещения «древнего» циркона в молодую океаническую кору. Вначале присутствие заведомо более древнего по возрасту, чем океанические породы, циркона пытались объяснить контаминацией при опробовании пород или в процессе сепарации минералов. Однако количество таких находок продолжало расти, как и количество аккредитованных лабораторий, в которых производилась пробоподготовка. В результате чего был сделан вывод, что это не артефакт, а сам циркон следует рассматривать в качестве ксеногенного, то есть унаследованного от более древних пород [38].

Диссертационное исследование направлено на установление характера распределения редких, редкоземельных элементов и изотопов (U-Pb, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в цирконе из магматических пород хребта Шака в Южной Атлантике с целью выявления его возможных источников.

Настоящая работа вносит вклад в продолжающееся по сей день изучение процесса рециклинга древней континентальной коры.

Степень разработанности темы исследования

Район хребта Шака в Южной Атлантике до сих пор остаётся малоизученным, «белым пятном» на карте Мирового океана. Достоверной информации о становлении и природе хребта Шака в настоящее время нет. Первые геолого-геофизические исследования в этом районе были проведены в начале 2000-х [93, 94]. Предпринимались попытки реконструкции геологических процессов формирования хребта [74, 115].

Проблематике разновозрастного циркона в породах океанической коры посвящены десятки научных публикаций [1, 2, 4-10, 27, 31, 32, 37, 49, 133]. Однако многие вопросы, касающиеся механизмов поступления циркона в породы, которые удовлетворяли бы современным представлениям о строении срединно-океанических хребтов, пока что остаются открытыми.

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам 1, 2, 3, 13, 19 и 20.

Объектом исследования являются зёрна циркона из магматических пород, слагающих хребет Шака в Южной Атлантике.

Предмет исследования – изотопно-геохимические характеристики циркона из магматических пород хребта Шака.

Цель работы – выявление возможных источников поступления ксеногенного циркона в магматические породы хребта Шака.

Задачи исследования:

1. Установление особенностей минерального, химического (по главным, редким и редкоземельным элементам) и изотопного (Sr-Nd-Pb) составов магматических пород, слагающих хребет Шака.

2. Локальное датирование циркона из магматических пород хребта Шака U-Pb методом, сопровождаемое изучением изотопного состава кислорода, характера распределения редких и редкоземельных элементов.

3. Сравнительный анализ данных по химическому составу разновозрастного циркона и вмещающих его магматических пород хребта Шака и сопоставление с данными по близлежащим объектам в Мировом океане.

Научная новизна работы:

1. Показано, что магматические породы, слагающие хребет Шака, подверглись процессу контаминации коровым материалом.

2. Впервые в габброидах хребта Шака установлен ксеногенный циркон магматического происхождения, U-Pb изотопная система которого зафиксировала

возраст кристаллизации от архейских значений (2.8 млрд лет) до мезозойских (около 180 млн лет).

3. Установлено, что изотопный состав кислорода в цирконе демонстрирует разные источники его поступления в магматические породы хребта Шака и указывает на возможность преобразования под воздействием морской воды.

Теоретическая и практическая значимость работы:

Проведённое исследование вносит вклад в общемировую базу данных по находкам разновозрастного циркона в породах океанической коры. Результаты и научные выводы диссертации могут быть использованы для более точной реконструкции процессов формирования молодой океанической коры и непротиворечивого объяснения присутствия в её составе древнего корового вещества, при выполнении научно-исследовательских работ по теме «Совершенствование изотопных методов датирования докембрийских комплексов и разработка новых геохимических подходов использования минералов-геохронометров», проводящихся в ФГБУН ИГГД РАН (получен акт внедрения от 24.04.2023, Приложение Д), а также в учебных курсах «Общая геохимия», «Изотопная геохимия» и «Петрология».

Методология и методы исследования. В основе диссертации лежит донно-каменный материал, предоставленный автору заместителем генерального директора ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», начальником отдела литологии и геохимии Б.Г. Ванштейном. Материал был получен в ходе научно-экспедиционного рейса в акватории хребта Шака на судне «Академик Фёдоров» 8 – 31 марта 2016 года в соответствии с договором 2015/28 от 25 ноября 2015 года между ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» и ОАО «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт» (ОАО «ГНИНГИ»).

В ходе научно-экспедиционного рейса всего было поднято порядка 696 кг донно-каменного материала. Породы имели различный состав – от осадочных алевролитов, до классических магматических толеитовых базальтов, слагающих дно Мирового океана. В основу настоящей диссертации легли представительные

образцы магматических горных пород (11 образцов) базальтоидов и габброидов, которые были драгированы на северо-восточной средней части хребта Шака и в области южного подножия местного нагорья в зоне юго-западной оконечности хребта.

Детально описано 26 петрографических шлифов. Химический состав пород по главным элементам определён классическим методом силикатного анализа «мокрая химия» на базе химико-спектральной лаборатории (ВНИИОкеангеология), содержание редких и редкоземельных элементов в породе проанализировано методом РСФА (СПЕКТРОСКАН-МАКС GF 1(2) E, ВНИИОкеангеология) и методом ICP-MS (ELAN-DRC-6100, ВСЕГЕИ) по стандартным методикам (33 анализа). Изотопный анализ пород проводился методом ID-TIMS – изотопный состав Pb определялся на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261, изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd проводился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме в ИГГД РАН (5 проб). Состав породообразующих минералов (клинопироксена, плагиоклаза, а также калиевого полевого шпата из гранофировых сростаний с кварцем) анализировался методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (112 точек). Анализ минералов (циркон, моноклинный пироксен) на содержание редких и редкоземельных элементов (105 точек) выполнен методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН РАН. Локальное датирование циркона U-Pb методом проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (68 анализов, 4 пробы). Изотопный состав кислорода в цирконе определён в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (68 анализов, 4 пробы).

Положения, выносимые на защиту:

1. Магматические породы хребта Шака по данным минералого-геохимических исследований относятся к толеитовой серии и

формировались из расплавов, испытавших контаминацию материалом континентальной коры.

2. В габброидах хребта Шака впервые установлен разновозрастный ксеногенный циркон, поступивший из древней континентальной коры, U-Pb изотопная система которого зафиксировала возраст кристаллизации от архейских значений (2.8 млрд лет) до мезозойских (180 млн лет).

3. Ксеногенный циркон имеет признаки магматического происхождения и разные материнские источники: в одних образцах он сохраняет мантийные изотопные метки кислорода, в других – демонстрирует особенности состава, указывающие на его поступление из древней континентальной коры; часть зёрен циркона обнаруживает признаки гидротермального преобразования.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью донно-каменного материала; использованием полученных в аккредитованных лабораториях аналитических данных; применением современных технологий их обработки и интерпретации.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях: XXXI-XXXIV Молодёжная научная школа-конференция, посвящённая памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (г. Санкт-Петербург, октябрь 2020; г. Петрозаводск, октябрь 2021; г. Апатиты, октябрь 2022; г. Санкт-Петербург, октябрь 2023); Geological International Student Summit (г. Санкт-Петербург, март 2021); Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований» (г. Москва, апрель 2021); XI Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования» (г. Москва, ноябрь-декабрь 2021); XXIV Международная научная конференция (Школа) по морской геологии (г. Москва, ноябрь 2022); XVIII Международный форум-конкурс студентов и молодых учёных «Актуальные проблемы недропользования» (г. Санкт-Петербург, май 2022); VIII

Российская конференция по изотопной геохронологии «Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов» (г. Санкт-Петербург, июнь 2022); VIII Всероссийский молодёжный научный форум «Наука будущего – наука молодых» (г. Орёл, сентябрь 2023); Годичное собрание Российского минералогического общества и Фёдоровская сессия 2023 (г. Санкт-Петербург, октябрь 2023).

Личный вклад: автором проанализированы научные публикации, описывающие находки ксеногенного циркона в породах океанической коры в близлежащих регионах Мирового океана и предполагаемые механизмы их перемещения. Выполнена петрографическая диагностика вмещающих горных пород. Проинтерпретированы изотопно-геохимические данные для пород, слагающих хребет Шака, обоснован привнос корового материала в очаг их плавления. Проанализирован минеральный состав моноклинного пироксена и рассчитаны P-T параметры его кристаллизации. Проведена интерпретация изотопно-геохимических данных по составу циркона, в результате которой выявлено его магматическое происхождение и возможные источники поступления в породы хребта Шака.

Публикации. Результаты диссертационного исследования в достаточной степени освещены в 15 печатных работах (пункты списка литературы № 13-26, 129), в том числе в 2 статьях – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук (далее – перечень ВАК), в 2 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, пяти глав с выводами по каждой, заключения, списка сокращений и условных обозначений, библиографического списка, состоящего из 147 наименований, списка иллюстративного материала и приложений. Работа изложена на 138 страницах машинописного текста, содержит 45 рисунков, 6 таблиц и 5 приложений.

Благодарности. Автор выражает благодарность своему непосредственному рабочему руководителю к.г.-м.н. Б.Г. Ванштейну (ФГБУ «ВНИИОкеангеология») за содействие и предоставленный каменный материал, без которого эта работа не состоялась бы. Автор искренне признателен своему научному руководителю д.г.-м.н. С.Г. Скублову за всестороннюю поддержку, чуткое руководство и проявленное терпение. Автор благодарит А.В. Березина и В.М. Саватенкова (ИГГД РАН) за ценные советы, обсуждение результатов и помощь в ходе выполнения исследования. Большую признательность автор выражает за проведение аналитических работ В.А. Богину, Н.Л. Лунёвой, В.А. Серебряному (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Е.С. Богомолу, О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН), В.Л. Кудряшову (ВСЕГЕИ), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН), Ч.-Л. Ли, С.-Х. Ли (IGG CAS). Автор выражает благодарность своему соавтору Д.И. Резвухину (ИГМ СО РАН) за помощь. Автор признателен всему коллективу кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного университета за полученные знания, консультации и напутствия в процессе работы.

ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1 Проблема нахождения разновозрастного циркона в породах океанической коры

За последние два десятилетия в породах Мирового океана исследовано значительное количество циркона различного возраста, как ожидается «молодого», так и более «древнего». Практически все известные в настоящий момент находки «древнего» по возрасту циркона имеют отношение к Срединно-Атлантическому хребту в Южной Атлантике [1, 2, 4-10, 27, 31, 32, 119]. Данный район Мирового океана систематически исследовался на протяжении последних лет. Для Индийского океана аналогичные данные весьма лимитированы [37, 49, 133].

Подобные находки служат предметом научных дискуссий, которые продолжаются по сей день. Основной вопрос, который обсуждается, – это механизм перемещения древнего циркона в молодую океаническую кору. В начале, присутствие заведомо более древнего по возрасту, чем океанические породы, циркона пытались объяснить контаминацией при опробовании пород или в процессе сепарации минералов. Однако количество таких находок продолжало расти, как и количество аккредитованных лабораторий, в которых производилась пробоподготовка. В результате чего был сделан вывод, что это не артефакт, а сам циркон следует рассматривать в качестве ксеногенного [38], унаследованного от более древних пород.

Такие находки ставят под сомнение современные представления о строении и эволюции срединно-океанических хребтов и служат убедительным доказательством присутствия древней континентальной коры среди молодой океанической литосферы (например, [5, 37, 88]).

Циркон зачастую является единственным сохраняющимся минералом из пород древней коры, поэтому выступает в роли уникального индикатора корообразующих процессов. Установлено, что циркон способен сохранить в себе изотопно-геохимические метки и нести информацию о переработке древней коры вследствие различных геодинамических процессов [37, 38, 49, 119].

Одними из первых, кто предложили два варианта механизма перемещения ксенокристов циркона в океаническую кору были авторы работы [119]. По их мнению, во время открытия Атлантического океана раздробленный материал земной коры или расслоенная континентальная литосфера погружались в небольшие циркуляционные ячейки, которые развивались в неглубоких слоях мантии по обе стороны от оси хребта. Далее материал транспортировался через них к оси. В качестве альтернативной теории предполагается, что материал континентальной коры был захвачен в зонах разломов с момента открытия бассейна Атлантического океана в результате серии трансформных перемещений и неравномерного спрединга. Впоследствии часть этого материала мигрировала вниз по оси хребта [119].

В работе [38] проведено обобщение результатов исследований по многочисленным находкам ксенокристов циркона в океанических породах Атлантики. Авторы предполагают, что источником древних ксенокристов являются фрагменты континентальной коры, которая сохранилась в окрестностях срединно-океанических хребтов в виде блоков, не испытавших спрединга, а их перемещение связывают с восходящими потоками магмы, которая способна поглощать ксенолиты континентальной коры и высвободить таким образом зёрна циркона.

На основании находок циркона протерозойского возраста в песках пляжа Мауритиус был сделан вывод о присутствии фрагментов древней континентальной коры под молодыми лавами плюмовой природы. Последние ассимилировали циркон из фрагментов континентальной литосферы и перенесли их к поверхности [37, 133].

В работе [49] применительно к Юго-Западному Индийскому хребту рассматриваются две противоположные возможности происхождения и механизма перемещения древнего циркона (и вмещающих их пород): 1) нетронутые фрагменты субГондваны на морском дне с момента раскрытия океанического бассейна; 2) частично измененные реликты, которые когда-то находились в

неглубоких областях верхней мантии и были захвачены и перенесены к области оси Юго-Западного Индийского хребта.

Тем не менее, многие авторы сходятся во мнении, что убедительного и безальтернативного объяснения происхождения аномально древнего циркона в составе молодых океанических пород пока нет.

1.2 Выводы по главе 1

В настоящее время в современной морской геологии уделяется значительное внимание проблеме нахождения разновозрастного циркона в пределах океанической коры. К сожалению, дать однозначный ответ на закономерный вопрос – как древний циркон из пород континентальной коры оказался в породах океанической коры, затруднительно. На протяжении последних двух десятков лет ряд исследователей выдвигал различные гипотезы, объясняющие подобные находки, но к единогласному и непротиворечивому вердикту авторы не пришли. Продолжающиеся изучение океанического дна, в частности срединно-океанических хребтов, и находок древних по возрасту зёрен циркона, несомненно, приведут к непротиворечивому объяснению геодинамических процессов, приводящих к появлению древнего корового вещества среди молодой океанической коры.

ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 История изучения акватории хребта Шака

Территория исследования располагается в пределах акватории хребта Шака, достоверной информации о происхождении и становлении которого в настоящее время нет. Научных публикаций, в которых упоминается данный хребет, – относительно немного [51, 59, 62, 91, 93, 94, 115, 126, 127].

Хребет Шака находится в районе западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта. По современным представлениям Юго-Западный Индийский хребет является ультрамедленным срединно-океаническим хребтом со скоростью спрединга 14 – 18 мм/год. Он протягивается на 7700 км от тройного сочленения Буве в Южной Атлантике до тройного сочленения Родригез в центральной части Индийского океана, образуя границы между Нубийской и Сомалийской плитами на севере и Антарктической на юге. Близ оси хребта располагается несколько горячих точек – Буве, Марион, Крозе. Хребет характеризуется сильно расчленённым рельефом с перепадом высот до 4 км и более, а также присутствием значительного количества трансформных разломов, разделяющим хребет на сектора. Одним из таких является разлом Шака, к северо-восточному флангу которого примыкает одноименный хребет Шака (Рисунок 2.1). Известно, что сегменты Юго-Западного Индийского хребта сформировались в разное время и в условиях разных геодинамических обстановок, что впоследствии привело к различиям как в строении рифтовой зоны, так и в химизме пород.

Сам хребет Шака представляет собой протяженную возвышенность морского дна. Более чем на 1000 м он возвышается над окружающими абиссальными равнинами. Согласно батиметрической съемке, между хребтом Шака и островом Буве имеется морфологическая взаимосвязь. Стоит отметить, что, учитывая отрицательную аномалию (-50 мГал) Буге, в акватории хребта Шака предполагается более мощная кора и иной состав слагающих пород по сравнению с окружающей океанической корой, сложенной типичными для неё базальтами типа N-MORB [94].

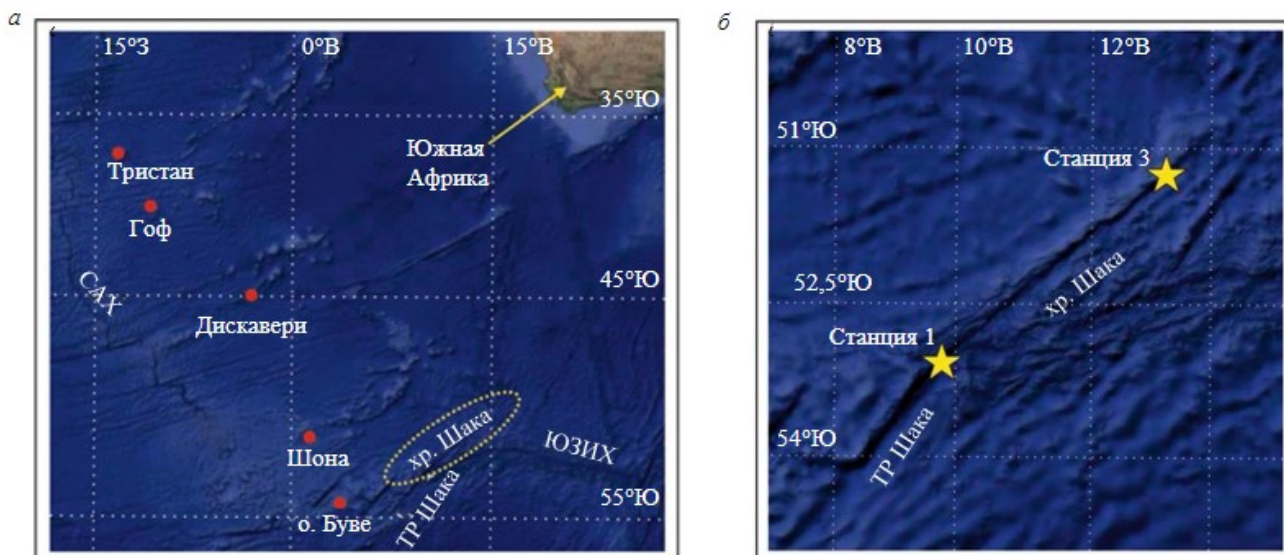


Рисунок 2.1 – а – Карта района хребта Шака, б – Положение станций драгирования. Звёздочками отмечены станции драгирования пород. В качестве топографической основы использована информация из открытых источников [64].

Первые геолого-геофизические исследования в акватории хребта Шака проводились учёными Вудсхоулского Океанографического института (Woods Hole Oceanographic Institution) в рамках программы геофизического картирования и драгировочных работ в декабре 2000 – январе 2001 годов. Исследователями была составлена карта аномалий мантии Буге, которая отражает значения гравитационного поля, возникающего из-за аномальных плотностей под поверхностью морского дна в коре и мантии [93, 94]. Отрицательные аномалии были выявлены в трёх областях. При этом самая яркая отрицательная аномалия (-50 мГал) отмечена над конусообразной вершиной-вулканом в пределах хребта Шака. Состав этого конуса – прослой туфа и пепла. Стоит отметить, что это не единственный вулканический конус в пределах его акватории, таких наблюдается несколько. Был сделан следующий вывод: горячая точка Буве взаимодействовала с хребтом Шака примерно 20 млн лет назад.

О вероятном взаимодействии горячей точки Буве с хребтом Шака также высказывали мнение ещё несколько исследователей. В работе [74] на основании реконструкции движения Африканской, Антарктической и Южно-Американской плит были составлены «треки» перемещения мантийных плюмов Южной

Атлантики, в том числе Буве. Согласно данным авторов, горячая точка Буве в ходе своих перемещений, проходила ровно над хребтом Шака. К аналогичному выводу пришел [115]. Считается, что зона аномально толстой коры простирается от острова Буве до восточного окончания хребта Шака [115].

Одно из последних исследований, посвящённых изучению Западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта [63], показало, что здесь присутствуют фрагменты хребта, изменённые процессами субдукции с так называемыми метками «призрачной дуги». Авторы продемонстрировали при помощи численного моделирования, что ранее в этой области располагалась магматическая провинция Кару, для которой характерны геохимические метки зоны субдукции [101], впоследствии от которой здесь остались обломки.

Район исследований имеет сложную историю становления и развития. Главной особенностью Южной Атлантики (южнее разлома Агульяс и вплоть до тройного сочленения Буве) является наличие фрагментов древней континентальной коры среди новообразованной океанической [29]. Эти фрагменты не подверглись спредингу и остались в виде мелких частей Гондваны после её распада. Впоследствии, они вовлекались в процессы плавления, в результате чего формировались магмы, имеющие метки древней континентальной коры. Близ основания хребта Шака тоже были обнаружены глубинные перидотиты архейского возраста [96]. Авторы считают, что их источником является кратон Каапваль в Южной Африке, мантия которого частично разрушилась в результате рифтогенеза и/или плюмового магматизма и конвекцией были доставлены в область оси срединно-океанического хребта.

2.2 Выводы по главе 2

Исследуемый объект расположен в области западной оконечности ультрамедленного спредингового Юго-Западного Индийского хребта вблизи вулканического острова Буве. Регион характеризуется сложной предысторией становления, соответственно, конкретных данных о природе хребта Шака в настоящее время нет. Ранними исследованиями предполагается непосредственная

связь между горячей точкой Буве и хребтом Шака и участие материала континентальной коры (Южной Африки) в очаге плавления.

ГЛАВА 3 ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

8 – 31 марта 2016 года в соответствии с договором 2015/28 от 25 ноября 2015 года между ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» и ОАО «ГНИНГИ» производился научно-экспедиционный рейс на судне «Академик Фёдоров», по результатам которого был отобран донно-каменный материал в акватории хребта Шака. Материал был предоставлен автору заместителем генерального директора ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» и начальником отдела литологии и геохимии Б.Г. Ванштейном. Информация о расположении и координатах станций драгирования исследуемых образцов представлена в (Приложение А).

3.1 Методы исследования состава горных пород

Содержание петрогенных (главных) элементов в исследуемых образцах горных пород было определено при помощи классического силикатного анализа «мокрая химия» на базе химико-спектральной лаборатории ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Содержание таких редких элементов как Sr, Pb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Rb (в ppm) определялось при помощи рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РСФА) на приборе СПЕКТРОСКАН-МАКС GF 1(2) E на базе химико-спектральной лаборатории ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Валовые анализы пород на содержание редких и редкоземельных элементов (REE) проводились при помощи метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на элементы Sc, Ga, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U (в ppm) на базе Центральной лаборатории Всероссийского геологического научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Относительная погрешность определения элементов при таком методе анализа не превышала 5 – 10%.

3.2 Методы исследования состава минералов

Состав породообразующих минералов (Срх, Pl), а также гранофировых сростаний калиевого полевого шпата и кварца был определён методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Точечные исследования проводились с контролем в режиме композиционного контраста (BSE), чтобы избежать попадания в трещины, микровключения или иные нарушения структуры. Использовался электронный луч с ускоряющим напряжением в 20 кВ, фокусное расстояние составляло 10 мм, ток 1 нА. Размер области анализа составлял примерно 3 мкм.

Зёрна циркона были извлечены из вмещающих их пород при помощи стандартных методик с использованием электромагнитной сепарации и тяжёлых жидкостей в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Далее были изготовлены шайбы из эпоксидной смолы, куда помещены зёрна циркона вместе со стандартами циркона TEMORA-2 [41] и 91500 [142]. Аналитические точки для исследования «in situ» были выбраны с использованием изображений циркона как в проходящем, так и отражённом свете, чтобы избежать попаданий в трещины и микровключения. Католюминесцентные (CL) и изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) были получены в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ) с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500S.

Измерение редкоэлементного состава циркона и клинопироксена проводилось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН по методикам, приведённым в работах [30, 53, 76] – для циркона и приведённым в [28] – для клинопироксена. Измерения в цирконе проводились в тех же точках, где производилось датирование U-Pb методом, в клинопироксене – в тех же точках, где ранее производилось измерение состава методом SEM-EDS. Размер полевой диафрагмы первичного пучка $^{16}\text{O}_2^-$ ионов составлял около 20 мкм. Ток

около 5 – 7 нА. Ускоряющее напряжение – 15 кэВ. Каждое измерение включало в себя 3 цикла, что позволяло оценить погрешность измерения индивидуально. Далее каждый анализ был усреднён по этим циклам измерений. Концентрации редких элементов рассчитывались из нормализованных к матричному иону $^{30}\text{Si}^+$ интенсивностей ионов соответствующих элементов с использованием калибровочных кривых, построенных по набору стандартных стёкол [85, 86]. Эталонное стекло NIST-610 [87] использовалось в качестве ежедневного монитора для анализа редких элементов. Точность измерения редких элементов составляла до 10% и 20% для концентраций более 1 ppm и от 0.1 до 1 ppm, соответственно. Порог обнаружения для различных элементов составляет 5 – 10 ppb. Для построения спектров распределения REE состав циркона и клинопироксена был нормирован к составу хондрита CI по [131].

Температура кристаллизации циркона определялась с помощью термометра «Ti-in-Zrn» по методике [140].

P–T параметры кристаллизации клинопироксена определялись и дополнялись несколькими методами. Предварительная оценка была дана согласно диаграмме Fs–En–Wo по [95]. Далее были произведены расчёты по термобарометрам клинопироксен-расплав, предложенным разными авторами [121, 138]. Уточнение полученных расчётных данных производилось по экспериментальным данным [42, 110, 136, 137]. Определение температуры кристаллизации гранофировых сростаний калиевого полевого шпата и кварца, а также построение тройных диаграмм проводилось при помощи программного обеспечения SOLVCALC [128] по термодинамической модели [113].

3.3 Методы изотопных исследований пород и минералов

Локальное датирование циркона U–Pb методом проведено на ионном зонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ). Измерения проводились по методике, приведённой в работах [45, 122, 144]. Диаметр аналитического кратера составлял около 20 мкм в поперечнике. Полученные данные обрабатывались с помощью программы SQUID [98]. Отношения U/Pb были нормированы к значению

для стандартного циркона TEMORA, равному 0.0668, что соответствует возрасту 416.75 млн лет [41]. Погрешности единичных анализов (соотношения U/Pb и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$, а погрешности вычисленного конкордантного возраста и возраста пересечений дискордии – на уровне 2σ . Погрешность стандартной калибровки варьировала в интервале 0.32 – 0.41%. Графики с конкордией были построены с использованием программы ISOPLOT/EX [99].

Изотопный состав кислорода в цирконе был определён в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук на ионном зонде Cameca IMS-1280. Аналитические процедуры аналогичны описанным в работах [92, 132]. Первичный кратер пучка Cs^+ имел размер до ~ 15 мкм. Измеренные соотношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ были нормированы к стандартному VSMOW ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.0020052$). Измерения изотопов кислорода проводились в точках, расположенных непосредственно рядом с кратерами после изотопного анализа U-Pb методом. Перед измерением образец был повторно отполирован, чтобы удалить образовавшиеся кратеры от предыдущих анализов. Инструментальное масс-фракционирование (IMF) было скорректировано с использованием стандарта циркона TEMORA-2. Второй стандарт циркона 91500 был проанализирован как неизвестный (unknown), чтобы удостовериться в правильности определения IMF. Одиннадцать измерений циркона 91500 в ходе настоящего исследования дали среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ $10.13 \pm 0.16\text{‰}$ (2SD). В пределах погрешности это согласуется со значением 9.9‰ для стандарта циркона 91500 [143].

Изотопный анализ пород Pb и U выполнялся в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261 по методике, описанной в [12] в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2σ). Выделение Pb, U, Th проводилось при помощи стандартных методик на анионно-обменной смоле Bio-Rad AG1-X8 в растворах кислот HBr и HCl [104]. Измерение изотопного состава Pb и U производилось в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Погрешность в пределах одного опыта составляла 0.01%. Использовался силикатный эмиттер смеси с H_3PO_4 для измерений. Общий уровень

лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.10 и 0.01 нг соответственно. Поправки Pb отношений на фракционирование вносились по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ^{235}U - ^{204}Pb - ^{207}Pb по [11]. Ошибки измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышают 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

Изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd исследовался на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla [100]. Погрешность определения концентраций – 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и параметра ϵ_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT [97] с использованием следующих значений констант: $\lambda_{87\text{Rb}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{147\text{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ [50, 83]. При расчётах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0.5% – для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 0.5% – для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0.01% – для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.003% – для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Определение параметра ϵ_{Nd} производилось с точностью ± 0.5 .

3.4 Выводы по главе 3

Использование комплекса современных аналитических методик для определения химического состава вмещающих горных пород, породообразующих и акцессорных минералов, расчёта P–T параметров, а также изотопные исследования пород, определение возраста и изотопный состав кислорода для

циркона позволило получить представительные данные, послужившие основой для определения условий кристаллизации циркона и вмещающих его пород.

ГЛАВА 4 ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

4.1 Общая характеристика донно-каменного материала

В ходе научно-экспедиционного рейса всего было поднято порядка 696 кг донно-каменного материала. Породы имели различный состав – от осадочных алевролитов, до классических магматических толеитовых базальтов, слагающих дно Мирового океана. В основу настоящей диссертации легли представительные образцы магматических горных пород, которые были драгированы на северо-восточной средней части хребта Шака и в области южного подножия местного нагорья в зоне юго-западной оконечности хребта. Одна из драг, к сожалению, была оборвана в процессе подъёма. Образцы, как правило, имели угловатую форму (Рисунок 4.1), а на их поверхности зачастую можно было наблюдать Fe-Mn корки или же свежие сколы. Характерных для продуктов ледового разноса штриховок не наблюдалось. Таким образом, материал считается коренным.



Рисунок 4.1 – Результаты драгирования на станции F-B-2016-3-2.

4.2 Петрографическое описание исследуемых пород

В настоящем разделе приведено обобщённое петрографическое описание основных видов горных пород.

Габбро (обр. 1-1-2, 3-2-11, 3-2-60)

Минеральный состав габбро представлен ассоциацией плагиоклаза An_{35-45} – 35%, клинопироксена – 35%, ортопироксена – 12-25%, оливина – 1-17%, калиевого полевого шпата (микроклина) ~2% и биотита ~1%. Плагиоклаз не зонален, но до 5% от общей массы зёрен слегка деформированы, что проявляется в виде облачного погасания. Форма зёрен плагиоклаза удлинённая и таблитчатая, границы чёткие, а размер варьирует от 0.15 до 7.00 мм по удлинению. Местами плагиоклаз сосюритизирован (до 5%) или же по нему развивается флогопит. Зёрна клинопироксена имеют изометричные или же удлинённые формы размером от 0.50 до 2.25 мм, располагаются в интерстициях между зёрнами плагиоклаза. Нередко наблюдаются двойники. В качестве вторичных изменений по клинопироксену отмечается развитие роговой обманки, местами замещающая его как единое целое. Ортопироксен сростается с зёрнами клинопироксена, его размеры достигают от 0.50 до 2.00 мм по удлинению. Визуально ортопироксен мутный и сосюритизирован. На границах сростания клино- и ортопироксена развивается хлорит. Оливин встречается в виде идиоморфных округлых и удлинённых зёрен размером от 0.10 до 3.50 мм. Как и характерно для оливина, он подвержен вторичным изменениям, выражающимся в проявлении илдингсита, булингита, серпентина, актинолита и хлорита. Биотит представлен единичными зёрнами размером от 0.05 до 0.25 мм по удлинённой формы. Кроме того, встречается рудный минерал, нередко имеющий квадратную форму зёрен. Местами присутствует изотропное зелёное стекло – палагонит и снопы тремолит-актинолита. В качестве акцессорных минералов выступают циркон, апатит и титанит. Учитывая равную степень идиоморфизма основных породообразующих минералов, структура породы габбровая. Текстура массивная (Рисунок 4.2).

Габбро-долериты (обр. 3-1-1, 3-2-59)

Минеральный состав габбро-долеритов представлен ассоциацией плагиоклаза An_{45-60} – 37-64%, клинопироксена – 25-34% и 2-25% – это гранофировые сростания кварца + калиевого полевого шпата, которые

локализуются в интерстициях зёрен плагиоклаза и клинопироксена. Зёрна плагиоклаза идиоморфны, имеют чёткие границы, в то время как клинопироксен заключён между ними в виде пойкилитовых вростков и имеет изменённые краевые части. Плагиоклаз не зонален, но до 5% процентов зёрен деформированы, что выражается в облачном погасании и изогнутости двойников. Размер зёрен разнообразен, в основном размер плагиоклаза 0.25 – 2.00 мм по удлинению и уступает клинопироксену, достигающему до 4.00 мм по удлинению. До 3% приходится на рудную минерализацию, которая представлена гематитом, ильменитом, магнетитом, зачастую образуя титано-магнетитовые сростки в интерстициях между зёрнами плагиоклаза, изредка образуя отдельные ксеноморфные зёрна или замещая клинопироксен. Вторичные изменения породы проявляют себя в виде хлорита и роговой обманки, замещающих клинопироксен, а также сосюритового агрегата по плагиоклазу. Структура породы встречается либо однозначно пойкилоофитовая, либо промежуточная между пойкилоофитовой и офитовой, с элементами гранофировой. Текстура – массивная (Рисунок 4.2).

Долериты (3-2-45)

Минеральный состав долеритов представлен ассоциацией плагиоклаза An_{35-50} – 50%, клинопироксена – 45% и оливина – 5%. Зёрна плагиоклаза имеют удлинённую форму. Как правило, более мелкие зёрна от 0.50 до 1.50 мм по удлинению представлены средним плагиоклазом An_{35} , более крупные достигают 5 мм в удлинении и представлены основным плагиоклазом An_{45-50} . Наблюдаются вторичные изменения плагиоклаза, выраженные процессами сосюритизации и альбитизации. Доля таких изменённых зёрен не превышает 10% от общей массы плагиоклаза в породе. Зёрна клинопироксена встречаются как крупные удлинённые, достигающие 5 мм по удлинению, так и более мелкие разности порядка 0.50 – 1.00 мм по удлинению, заключёнными в интерстициях между зёрнами плагиоклаза. Некоторые из них мутные, покрыты сосюритом. Оливин образует изометричные зёрна размером 0.10 – 0.45 мм. В качестве вторичных минералов в шлифе также наблюдаются актинолит, тремолит, булингит и минералы группы карбонатов. Рудный минерал имеет форму полос, что, вероятно, является результатом

постмагматического распада твёрдых растворов. Структура породы офитовая с элементами долеритовой. Текстура массивная (Рисунок 4.2).

Габбро-диориты (обр. 3-2-55)

Минеральный состав габбро-диорита представлен ассоциацией плагиоклаза An_{45-50} – 60%, роговой обманки – 25%, кварца – 5%, калиевого полевого шпата – 5%, биотита – 5%. Зёрна плагиоклаза имеют таблитчатую и удлинённую формы, достигая от 0.60 до 4.00 мм. Волнистое погасание наблюдается у порядка 15% зёрен плагиоклаза. Наблюдается развитие сосюритового агрегата по плагиоклазу. Встречается довольно много включений апатита в зёрнах плагиоклаза, в меньшей степени – биотита и роговой обманки. Роговая обманка формирует удлинённые зёрна размером 0.15 – 1.50 мм по удлинению. Зачастую они раздроблены. Плагиоклаз более идиоморфен по сравнению с роговой обманкой. Кварц ксеноморфный, заполняет интерстиции между зёрнами плагиоклаза и цветных минералов. Его размеры не превышают 0.40 – 0.60 мм. Биотит имеет таблитчатую, удлинённую форму зёрен. Размер его варьирует от 0.40 до 1.00 мм. Биотит частично замещён роговой обманкой. Кроме того, в качестве вторичных минералов наблюдаются эпидот и хлорит. Помимо апатита в роли акцессорных минералов наблюдаются также циркон и титанит. Структура породы гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Текстура – массивная (Рисунок 4.2).

Толеитовые базальты (1-1-3, 1-1-9, 3-2-23, 3-2-49)

Основная масса базальтов сложена микролитами плагиоклаза (An_{30-40}) размером от 0.02 до 0.50 мм и вулканическим стеклом коричневого или чёрного цвета. Как правило, основная масса занимает примерно 50% от общей массы в поле зрения шлифа, вкрапленники редкие, на них приходится около 5 – 20% и остальное пространство заполнено пустотами-порами. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{45-65}) – 50 – 80%, клинопироксеном 7 – 50% и оливином 0 – 13%. Форма вкрапленников плагиоклаза в основном таблитчатая и удлинённая, размер варьирует от 0.25 до 1.75 мм. Плагиоклаз насыщен микровключениями

вулканического стекла, которые подчёркивают зональное строение, а также обладает волнистым погасанием. Форма зёрен клинопроксена, как правило, удлинённая или же изометричная, иногда можно наблюдать поперечные сечения, размер 0.10 – 0.80 мм по удлинению. Некоторые из них обладают зональным строением, выраженным сменой окраски. Оливин имеет удлинённую или же уплотнённую форму «гробиков». Размер их составляет 0.10 – 0.30 мм. По трещинам в оливине развивается коричневый илдингсит. Границы зёрен всех порфировых вкрапленников чёткие. Структура породы порфировая, текстура – поровая. Количество пор от общей массы составляет ~ 40 – 65% (Рисунок 4.2).

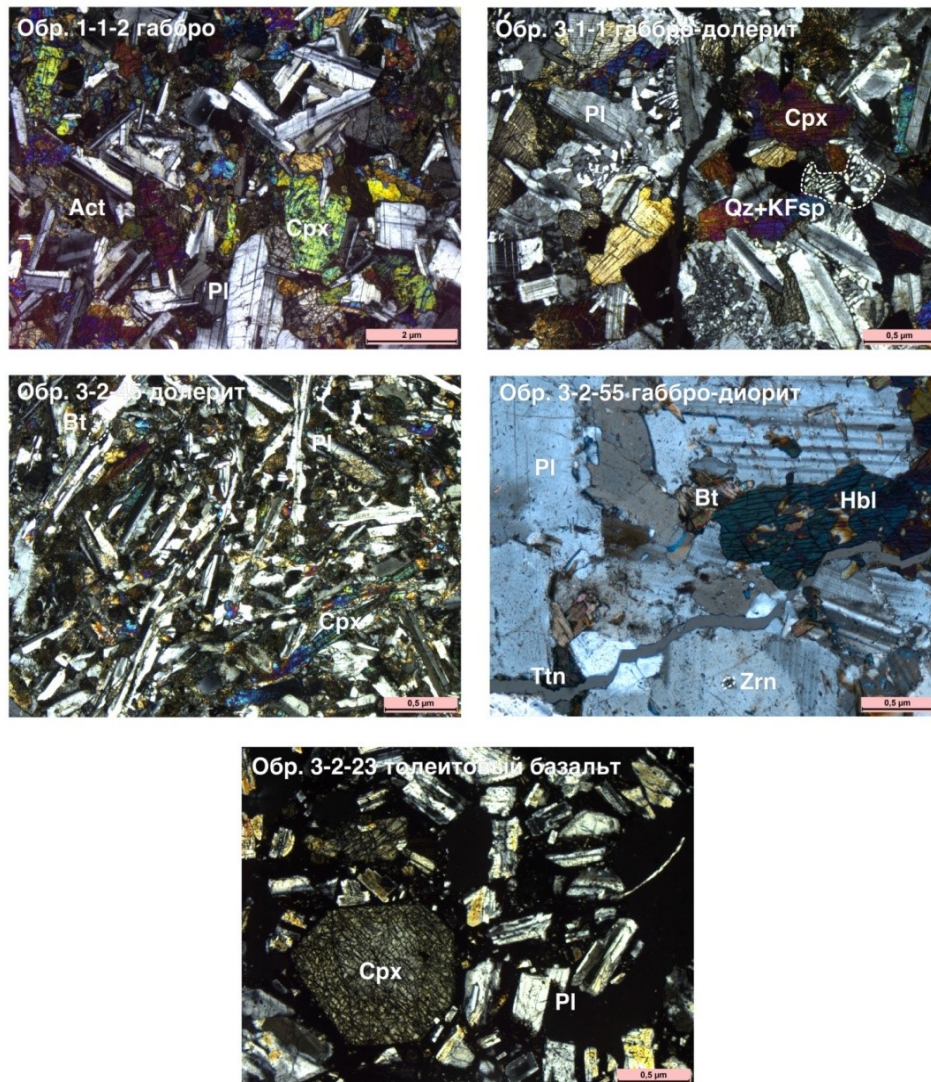


Рисунок 4.2 – Фотографии шлифов представительных образцов каждого вида горных пород с анализатором. Аббревиатура минералов приведена по [139].

4.3 Характеристика химического состава пород

В данном разделе представлена петрогеохимическая характеристика исследуемых пород. Результаты анализов химического состава пород приведены в (Приложение Б, Таблица Б 1, 2).

Исследуемые породы согласно TAS-диаграмме (Рисунок 4.3) в большинстве своём относятся к группе основных-средних пород низкой щёлочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.12 - 5.42$ мас.%). Кроме того, для оценки щёлочности пород применялось отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Основные породы имеют диапазон значений от 1.77 до 2.34, что свидетельствует об их принадлежности к калиево-натриевому типу, у средних пород значения варьируют от 1.71 до 4.53, что характеризует калиево-натриевый и натриевый типы. Магнезиальность пород варьирует в диапазоне от 0.17 до 0.45. По глинозёмистости наблюдается отчётливое разделение между семействами пород: габброиды, как правило, умеренно-глинозёмистые ($\text{Al}' = 0.64 - 0.99$), а базальтоиды – высокоглинозёмистые (1.25 – 2.18).

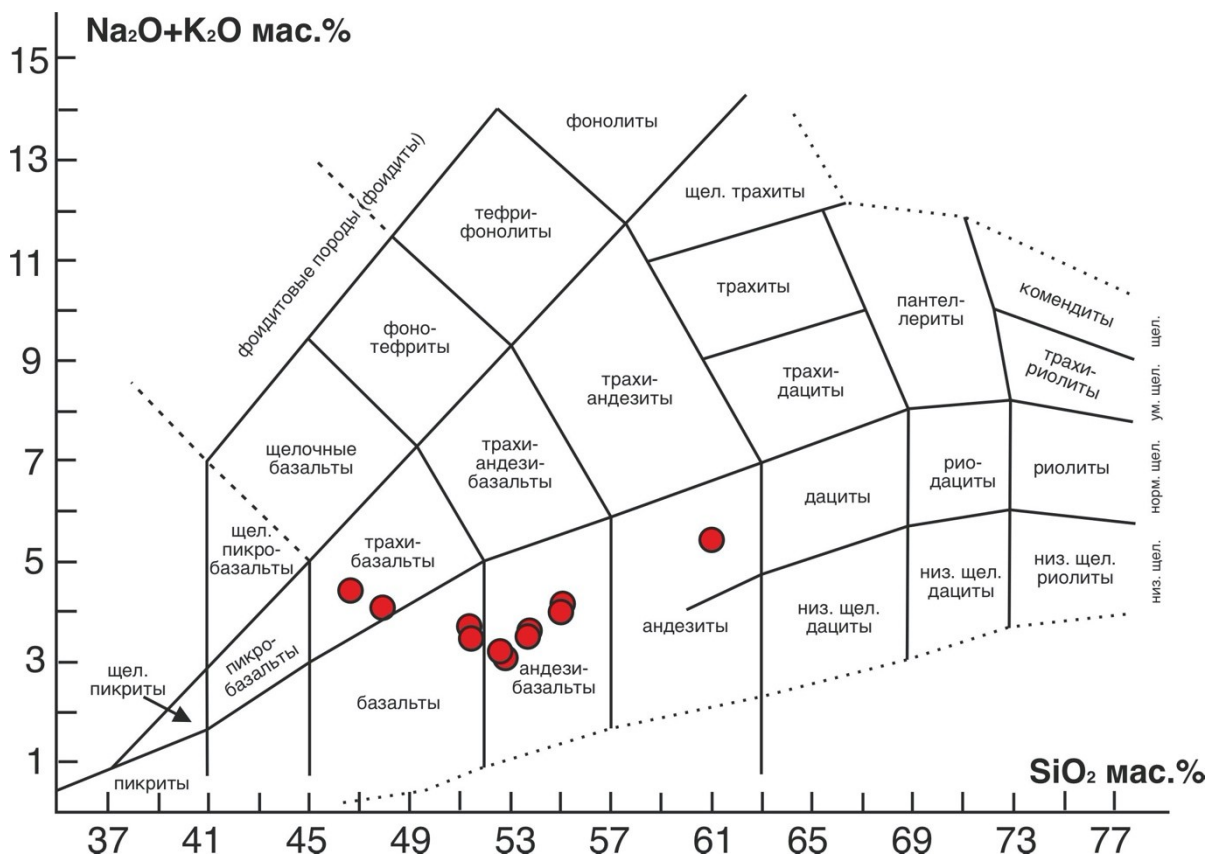


Рисунок 4.3 – TAS диаграмма ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для магматических пород хребта Шака с фигуративными полями по [3].

С целью выявления сериальной принадлежности пород применялись бинарные диаграммы, предложенные [109], а также тройная диаграмма AFM (Рисунок 4.4). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ отчётливого разделения на серии нельзя воспроизвести. Основная масса фигуративных точек расположилась в области толеитовой серии, остальная часть точек – в области известково-щелочной, тяготея к разделительной линии между фигуративными полями серий (Рисунок 4.4 а). На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ напротив, практически все точки, отвечающие составам пород хребта Шака, попали в поле известково-щелочной серии (Рисунок 4.4 б). На тройной диаграмме AFM фигуративные точки также тяготеют к разделительной линии между сериями, однако, большинство точек относится к толеитовой серии (Рисунок 4.4 в) и примерно повторяют феннеровский тренд, указывающий на обогащение железом более поздних пород.

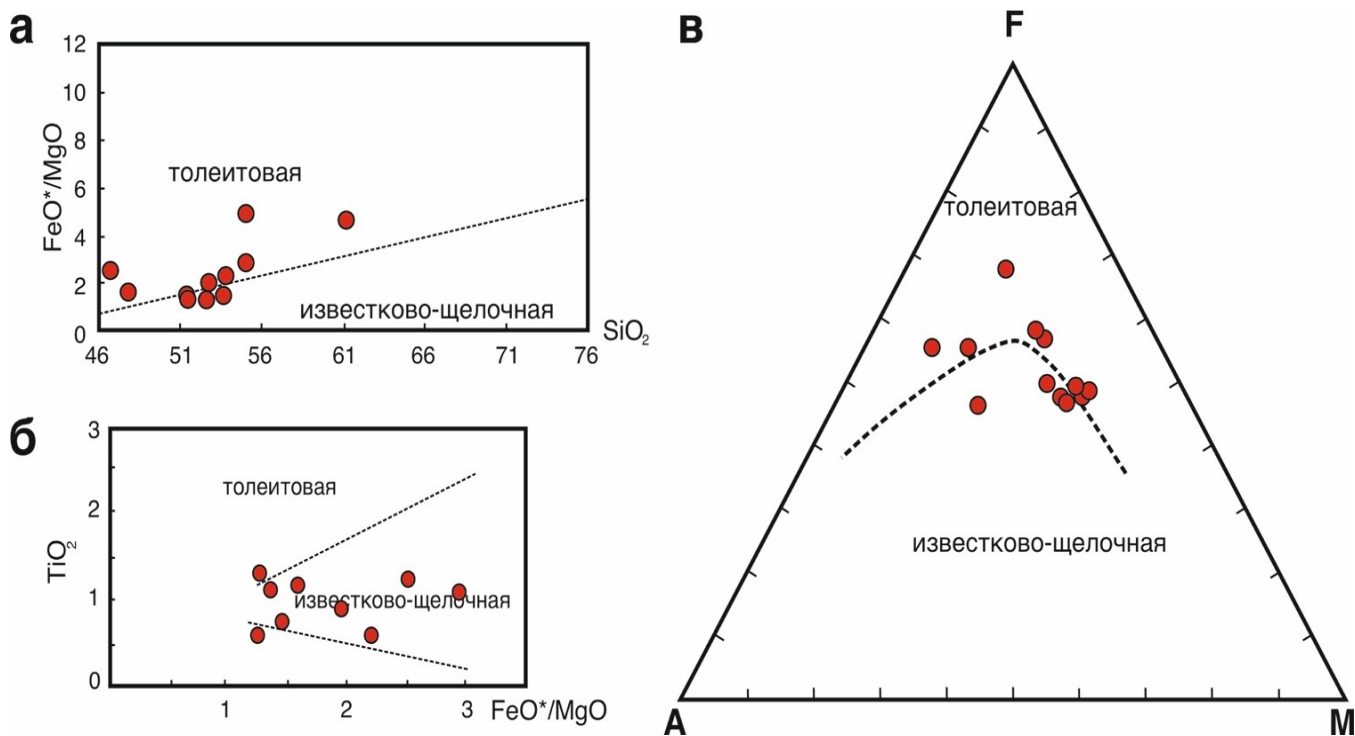


Рисунок 4.4 – а, б – диаграммы для разделения магматических пород известково-щелочной и толеитовой серий по [109], в – тройная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (AFM) по [81].

Согласно диаграмме $K_2O - SiO_2$ (Рисунок 4.5) исследуемые породы относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной магматической серии.

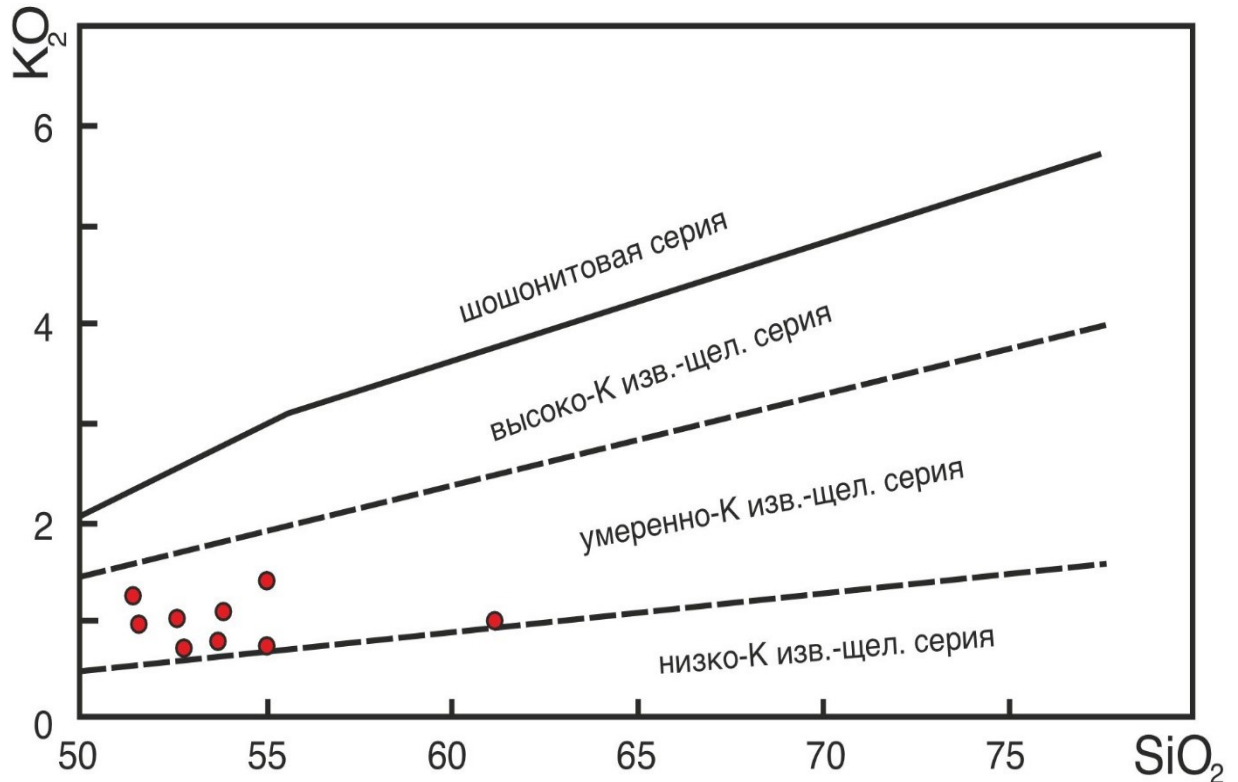


Рисунок 4.5 – Диаграмма $K_2O - SiO_2$ выделения серий магматических пород по содержанию калия. Фигуративные поля выделены по [118].

Составы пород хребта Шака были нанесены на ряд бинарных графиков MgO – оксид петрогенного элемента (Рисунок 4.6). Составы образуют тренд и демонстрируют отрицательную корреляцию MgO с SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и положительную с CaO и Fe_2O_3 . Помимо исследуемых образцов, на диаграммы были нанесены данные по составу базальтоидов и габброидов Южной Атлантики и магматической провинции Кару (Южная Африка) (Рисунок 4.6). Исследуемые образцы укладываются в поле магматитов Атлантики, но практически не пересекаются с полями провинции Кару.

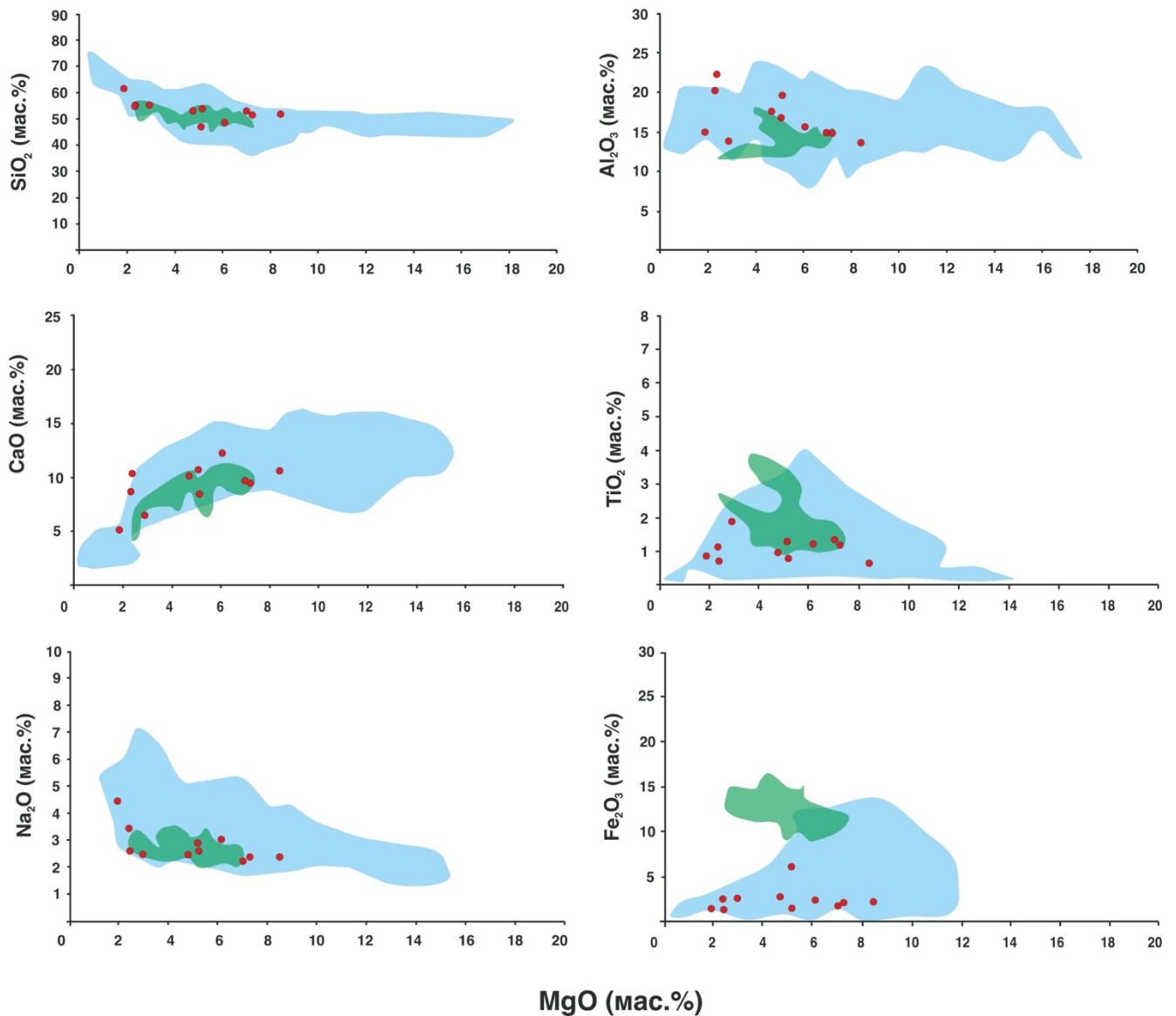


Рисунок 4.6 – Вариационные диаграммы содержания оксидов основных элементов в породах хребта Шака. Голубым облаком обозначены составы базальтоидов и габброидов Южной Атлантики, данные по которым были взяты из открытого источника – базы данных PetDB [55], зелёным облаком – составы пород магматической провинции Кару по [101].

Спектры распределения REE, нормированные на хондрит CI (Рисунок 4.7), для всех образцов характеризуются плавным понижением содержания REE от лёгких к тяжёлым со слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.24 - 0.34$), что свидетельствует о незначительном фракционировании плагиоклаза. Сумма REE варьирует от 41.0 до 173 ppm (Приложение Б, Таблица Б.2). Наиболее обогащены редкими землями базальтоиды. В целом, можно

отметить схожесть спектров исследуемых образцов со спектрами для средних значений состава континентальной коры и глобального состава субдуцированных терригенных отложений (GLOSS-II), приведённых как эталоны на (Рисунок 4.7).

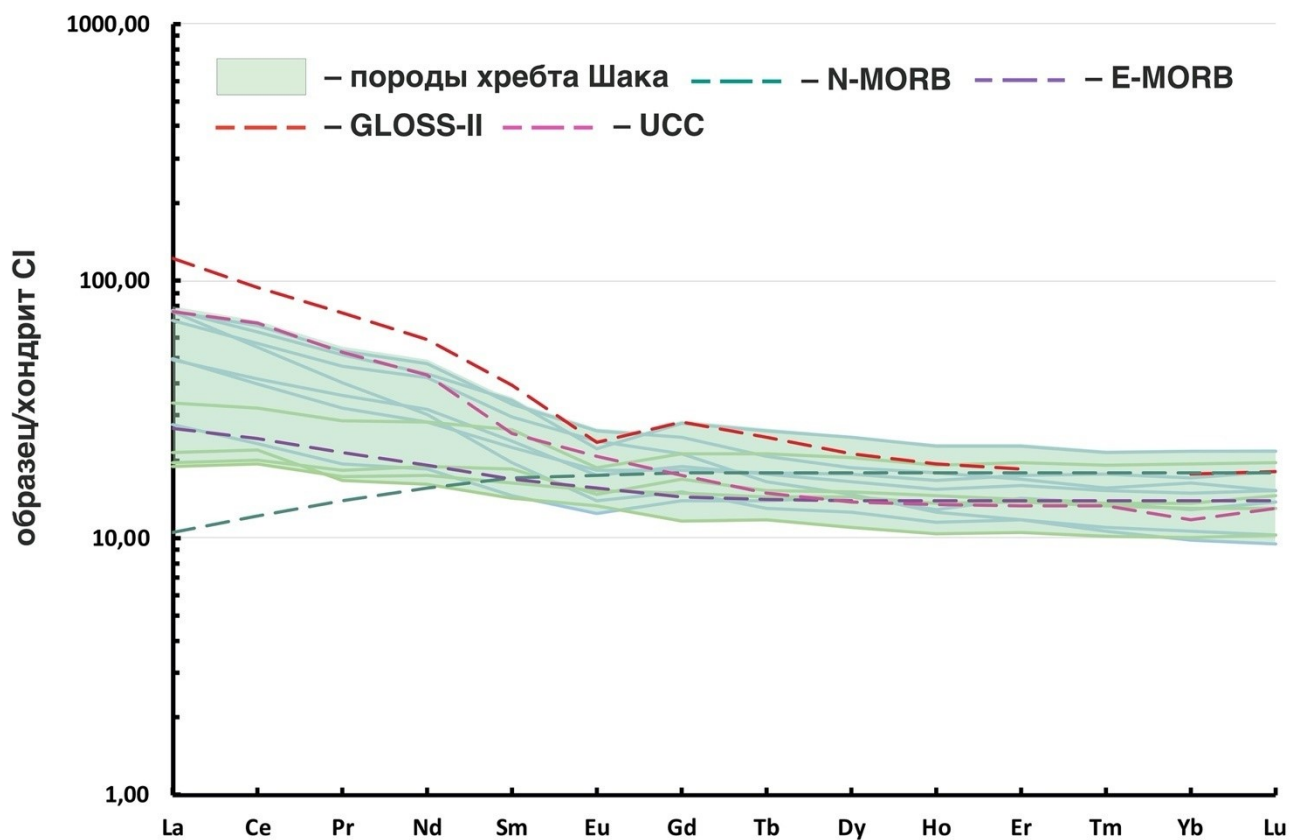


Рисунок 4.7 – Спектры распределения REE для пород хребта Шака, нормированные на хондрит CI по [131]. Эталонные составы N-MORB и E-MORB приведены по [131], GLOSS-II по [120], среднего состава континентальной коры по [123].

На мультиэлементных спайдер-диаграммах (Рисунок 4.8), нормированных к примитивной мантии, для изучаемых образцов примечательной особенностью являются повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb, Pb) относительно высокозарядных (Nb, Ta). Габброиды демонстрируют более обогащённый состав по сравнению с базальтоидами, однако, характер распределения у них одинаковый. Как и в случае с распределением REE, отмечается схожесть спектров исследуемых образцов со спектрами для средних значений составов континентальной коры и терригенного осадка GLOSS-II.

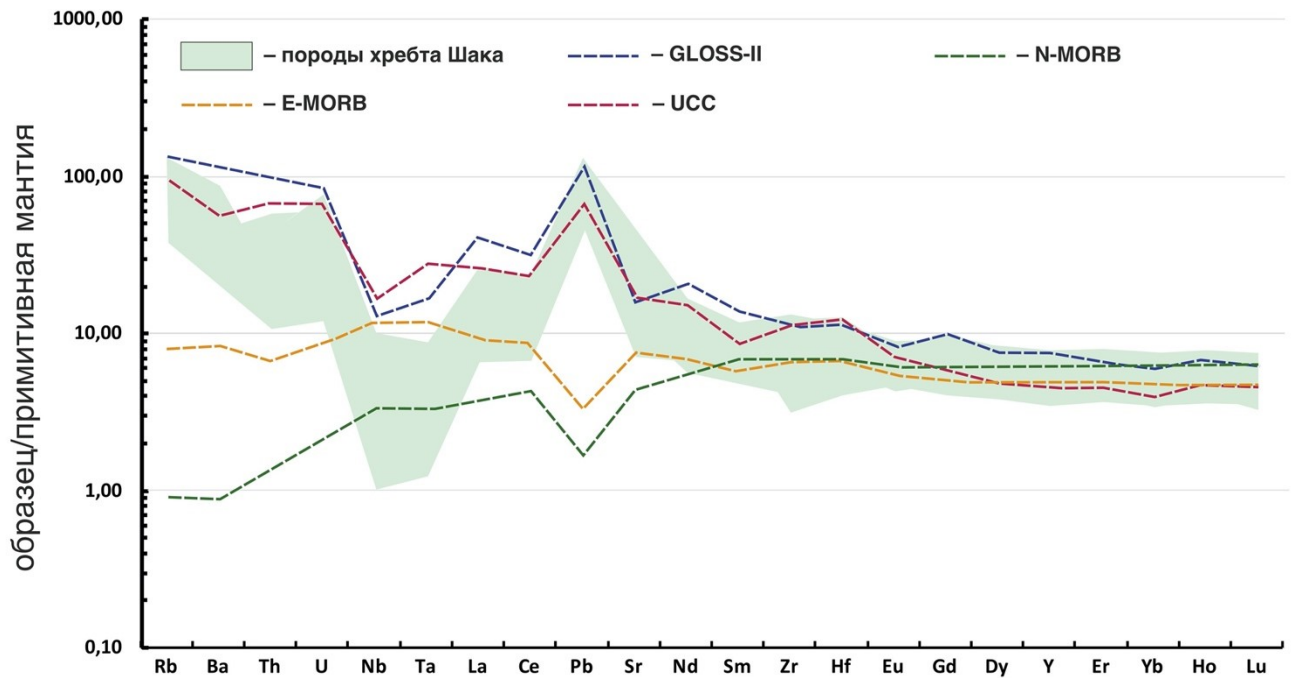


Рисунок 4.8 – Спектры распределения редких элементов для пород хребта Шака, нормированные на примитивную мантию по [131]. Эталонные составы N-MORB и E-MORB приведены по [131], GLOSS-II по [120], среднего состава континентальной коры по [123].

Изучение океанических пород зачастую осложняется неоднозначностью диагностических геохимических характеристик. Особенно полезны для исследования соотношения несовместимых элементов, поскольку они более устойчивы в ходе процессов изменения и контаминации пород и являются чувствительными индикаторами характеристик мантийного источника.

На диаграмме Zr – Y (Рисунок 4.9 а) фигуративные точки исследуемых магматических пород образуют тренд в области толеитовой и переходной между толеитовой и известково-щелочной сериями и совпадают с полем базальтоидов и габброидов Южной Атлантики. Тройная диаграмма Y – Zr – Nb (Рисунок 4.9 б) свидетельствует о приуроченности исследуемых образцов к обстановке срединно-океанического хребта (N-MORB).

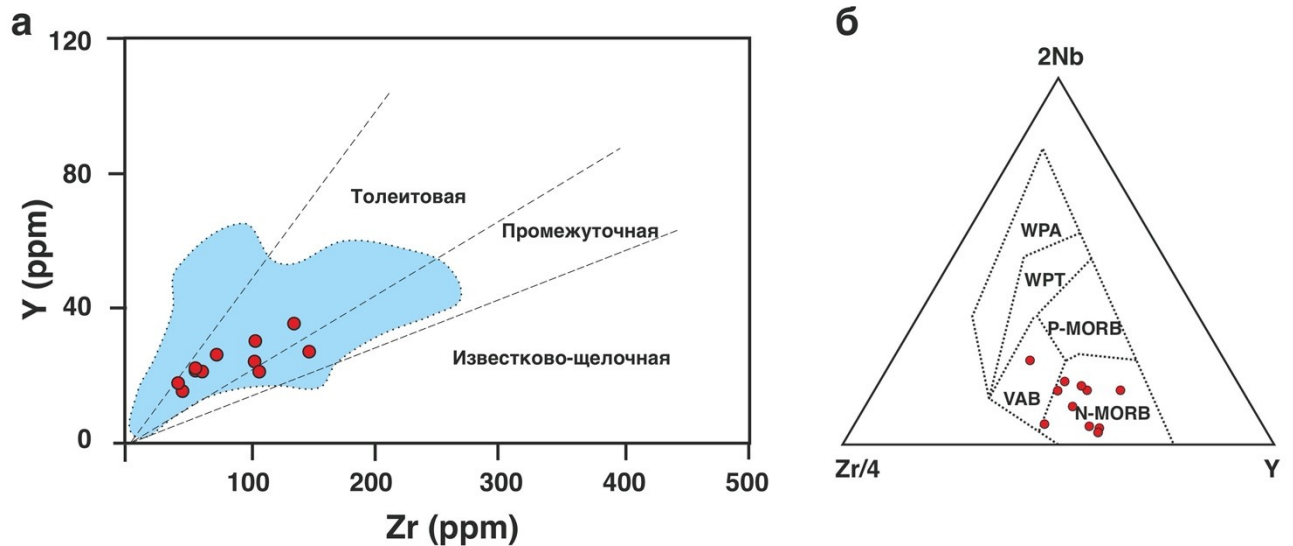


Рисунок 4.9 – а – Дискриминационная диаграмма Zr – Y (в ppm). Фигуративные поля выделены по [102]. Голубым облаком обозначены составы базальтоидов и габброидов Южной Атлантики, данные по которым были взяты из открытого источника – базы данных PetDB [55] для сравнения; б – Тройная диаграмма Y – Zr – Nb. Фигуративные поля выделены по [106].

Чувствительным индикатором процессов контаминации пород веществом континентальной коры являются отношения таких несовместимых элементов как Ce/Pb и Nb/U, поскольку фракционирование этих пар при частичном плавлении незначительно. Исследуемые породы характеризуются низкими отношениями Ce/Pb (1.32 – 6.95 ppm) и Nb/U (2.55 – 8.96) (Приложение Б, Таблица Б. 2), в то время как для современных океанических базальтов (MORB и OIB) эти значения составляют $Ce/Pb = 25 \pm 5$ и $Nb/U = 47 \pm 10$ [77] и близки к значениям этих отношений в терригенных осадках $Ce/Pb = 2.72$ и $Nb/U = 5.44$ [120] или континентальной коре $Ce/Pb = 3.90$ и $Nb/U = 6.20$ [124], что указывает на контаминацию магматических пород хребта Шака материалом континентальной коры.

4.4 Характеристика изотопного состава пород

Нередко с помощью изотопных данных по Sr, Nd и Pb удаётся пролить свет на природу и происхождение различного вида неоднородностей мантии (например, [77, 103, 107]).

В настоящий момент времени наиболее распространённая систематика мантийных резервуаров на основании изотопных данных по Sr, Nd и Pb опирается на 4 конечных компонента: деплетированная мантия (DMM) – это верхняя обеднённая мантия, которая является источником расплавов в зонах срединно-океанических хребтов; компонент HIMU, обладающий высокими значениями μ (= высокое U/Pb отношение) – это резервуар, полученный в результате переработки и длительного «хранения» океанической коры; а также обогащённая мантия двух типов (EM-I и EM-II), которая тоже получена в результате переработки и длительного «хранения» океанической коры, однако, вместе с пелагическими (= глубоководными) или терригенными (= континентальными) осадками [145]. Природа этих компонентов исследовалась на протяжении многих лет [36, 47, 72, 141, 147] в результате чего была создана настоящая стандартная модель происхождения мантийных компонентов.

В исследуемых образцах наблюдаются высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7043 – 0.7130), низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5124 – 0.5129) и умеренные значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.306 – 19.318), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.584 – 15.667), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.995 – 38.842) (Приложение Б, Таблица Б.3). Сильные вариации в изотопном составе $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7043 – 0.7130), вероятно, вызваны воздействием морской воды на породы [33].

Фигуративные точки, отвечающие изотопному составу $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рисунок 4.10 а) для магматических пород хребта Шака, формируют тренд с прямой корреляцией выше линии NHRL, тяготея к области мантийного источника EM-II и терригенного осадка типа GLOSS-II, но при этом остаются в области N-MORB Атлантики.

На диаграмме взаимоотношений изотопных значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Рисунок 4.10 б) основная масса фигуративных точек тяготеет к области терригенных осадков GLOSS-II и обогащённой мантии EM-II, но при этом остаются в области N-MORB Атлантики.

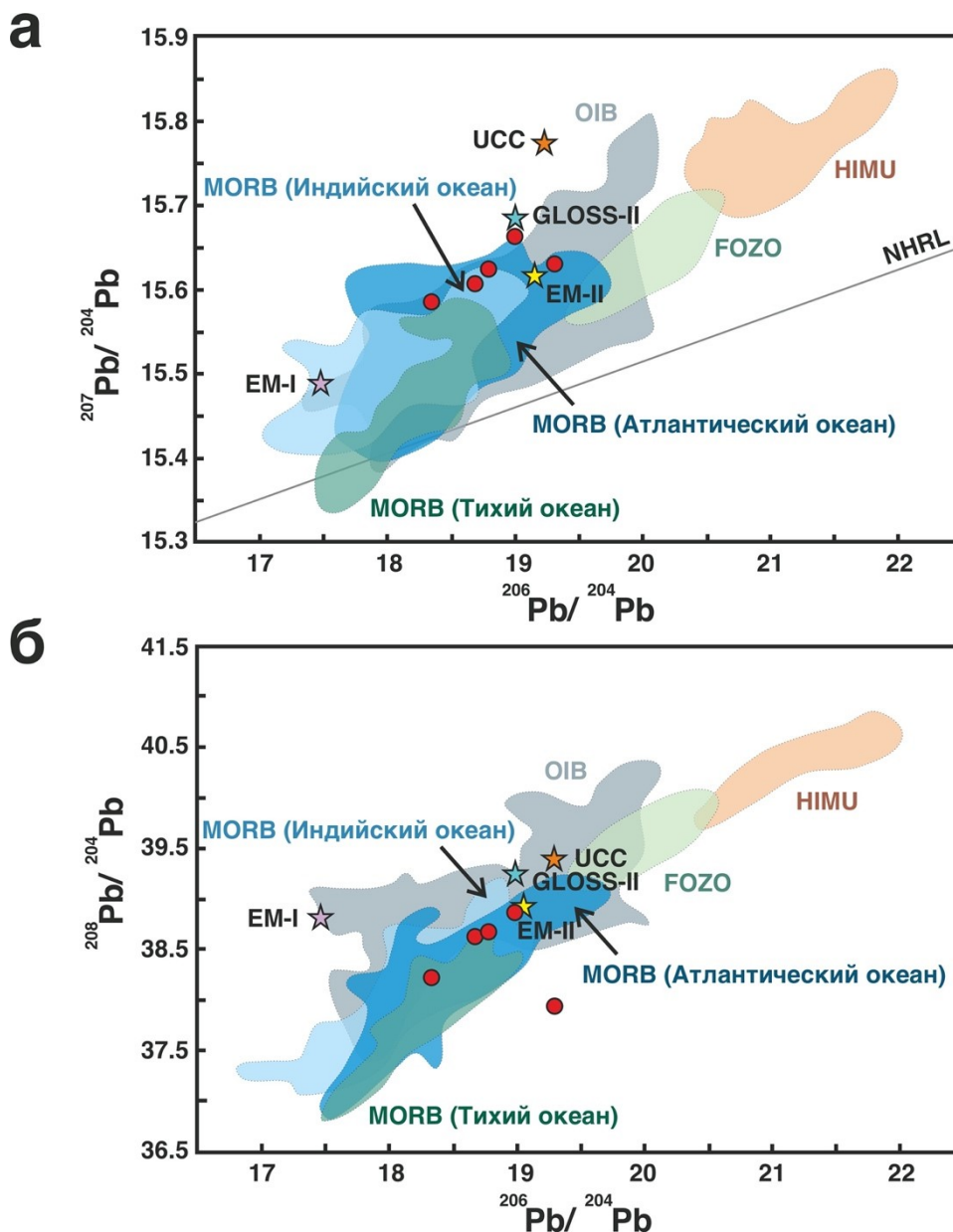


Рисунок 4.10 – а – Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; б – диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Линия Northern Hemisphere Reference (NHRL) выделена по [71]. Фигуративные поля MORB, FOZO, OIB, HIMU выделены по базе данных [130], значения EM-I и EM-II по [35], GLOSS-II по [120], UCC по [75].

Для уточнения был проведён расчёт по методу главных компонент по методике, приведённой в [54], где в качестве основы использовались данные по изотопному составу Pb для деплетированной мантии DMM (источника N-MORB), верхней континентальной коры (UCC) и обогащённой мантии типа EM-I и EM-II. При помощи данного метода можно спроецировать трёхмерный мантийный тетраэдр (врезка на Рисунке 4.11) на двухмерной плоскости. Анализ показал, что

обогащённая мантия EM-II не оказывает влияния, а фигуративные точки, отвечающие изотопному составу магматических пород хребта Шака, отчётливо выстраиваются в тренд от деплетированной мантии до верхней континентальной коры (Рисунок 4.11), свидетельствуя о смешении этих двух источников.

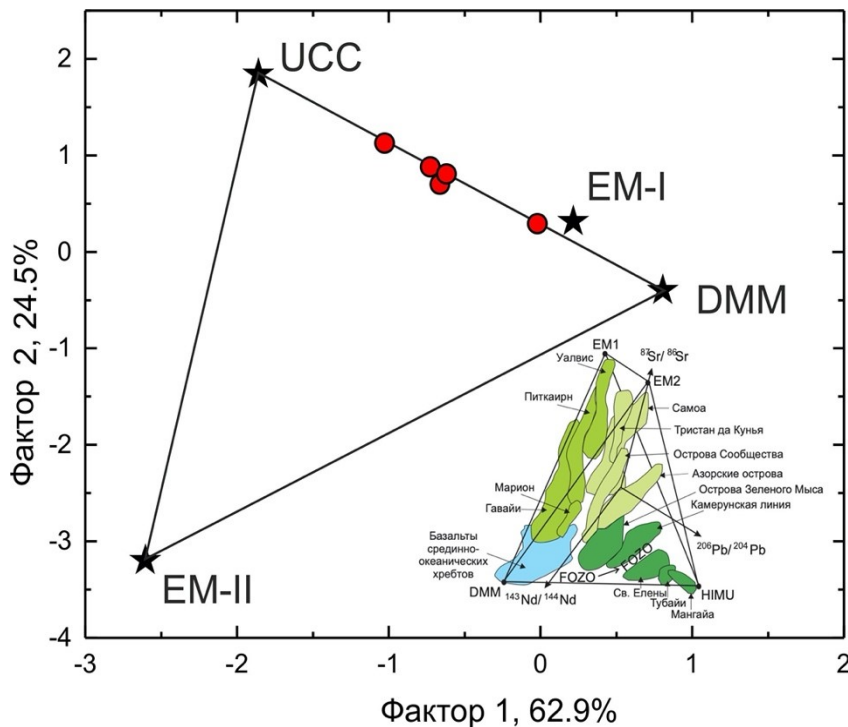


Рисунок 4.11 – Визуализация данных по изотопному составу Pb магматических пород хребта Шака методом главных компонент, описанному в [54], в координатах значения фактора 1 и фактора 2. В процентах указан вес соответствующего фактора. Используются данные изотопного состава EM-I и EM-II по [35], UCC по [75], DMM по [57]. Врезка – мантийный тетраэдр по материалам [82] после [72].

4.5 Характеристика химического состава моноклинного пироксена

Моноклинный пироксен является одним из наиболее часто встречаемых минералов практически во всех типах горных пород, особенно основного состава. Учитывая его достаточно высокую устойчивость, он может выступать в роли индикатора первичного состава расплава, из которого кристаллизовался. Нередко на основании данных по геохимии клинопироксена удаётся интерпретировать палеогеодинамическую обстановку вмещающих пород [34, 39, 90, 112, 114, 116, 117].

Образец 3-2-59 (габбро-долерит)

1 зерно. Согласно общепринятой классификации пироксенов по [111] он принадлежит к Ca-Mg-Fe типу. Зерно частично раздроблено, поэтому определить истинное положение краевой или же центральной частей не представляется возможным. Внутри зерна наблюдаются мелкие трещины, а также микровключения плагиоклаза (An_{73}) и гематита. Вариации состава клинопироксена выражаются в различиях интенсивности окраски на изображениях в режиме композиционного контраста (BSE) [25] (Рисунок 4.12).

Коэффициент магнезиальности $Mg\#$ имеет узкий диапазон значений – от 0.68 до 0.77 (Приложение В, Таблица В.1). При этом наиболее высокие значения отмечаются для центральной аналитической точки, ниже – для краевых. От центра к краю также наблюдается повышение содержаний TiO_2 (0.16 – 0.41 мас.%) и CaO (4.22 – 12.1 мас.%) при снижении содержаний Cr_2O_3 (0.18 – 0.60 мас.%), MnO (0.29 – 0.44 мас.%), MgO (19.1 – 24.3 мас.%) [25]. Таким образом, аналитическая точка № 1 соответствует составу авгита, а точки № 2-3 – пижонита (Таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Кристаллохимические формулы 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
1	$\{Ca_{0,478}Mn_{0,011}Fe^{2+}_{0,391}Mg_{0,120}\}_{1,00}[Mg_{0,929}Cr_{0,010}Ti_{0,011}Al^{VI}_{0,036}]_{0,986}$ $(Al^{IV}_{0,040}Si_{1,960})_{2,00}O_6$
2	$\{Ca_{0,165}Mn_{0,014}Fe^{2+}_{0,402}Mg_{0,419}\}_{1,00}[Mg_{0,903}Cr_{0,017}Ti_{0,004}Al^{VI}_{0,047}]_{0,971}$ $(Al^{IV}_{0,017}Si_{1,983})_{2,00}O_6$
3	$\{Ca_{0,310}Mn_{0,009}Fe^{2+}_{0,500}Mg_{0,181}\}_{1,0}[Mg_{0,891}Cr_{0,005}Ti_{0,009}Al^{VI}_{0,052}]_{0,957}(Si_{2,009})_{2,009}O_6$

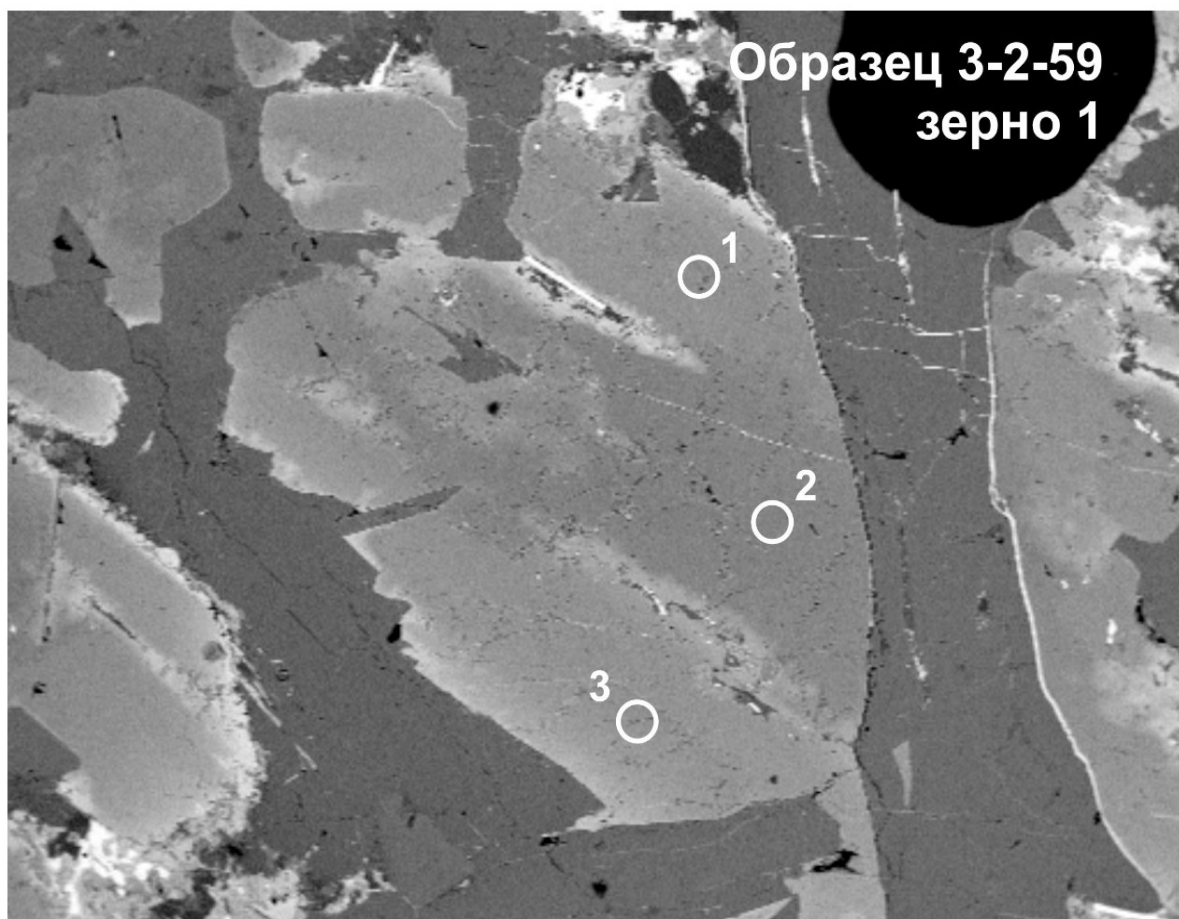


Рисунок 4.12 – Изображение 1-го зерна клинопироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Среднее содержание REE в зерне колеблется от первых до десятых ppm (5.32 – 21.6 ppm) (Приложение В, Таблица В.3). Сумма REE выше для краевых точек по сравнению с центром зерна. Спектры распределения REE, нормированные на хондрит, характеризуются плавным возрастанием REE от лёгких к тяжёлым (Рисунок 4.13). Наблюдается отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.11 - 0.19$), наиболее чётко проявленная в краевых частях зерна [25].

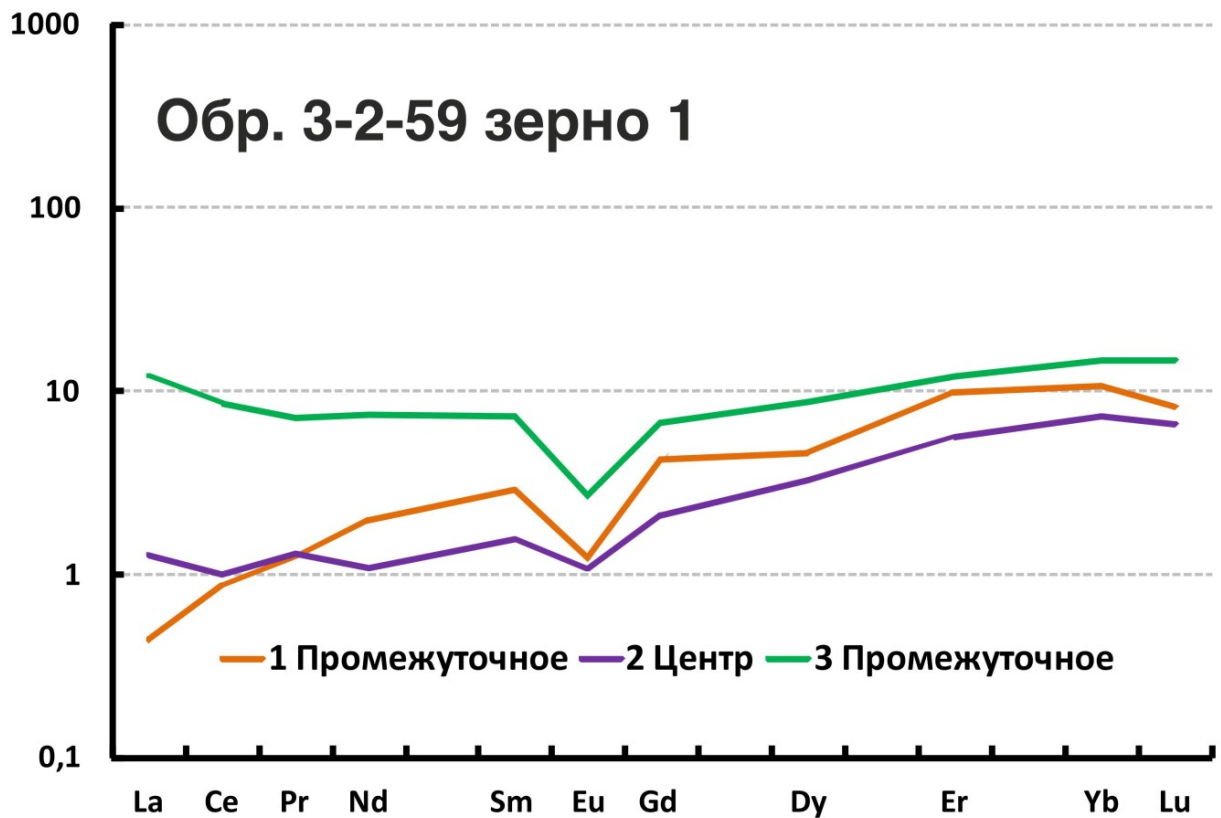


Рисунок 4.13 – Спектры распределения REE 1-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

2 зерно. Клинопироксен относится к Ca-Mg-Fe типу. Зерно расположено в интерстициях плагиоклаза, ввиду чего определение истинной центральной и краевой его частей невозможно. В клинопироксене наблюдается включение основного плагиоклаза (An_{85}) [25] (Рисунок 4.14).

Значение коэффициента магнезиальности $Mg\#$ варьирует в широком диапазоне от 0.32 до 0.76, что нашло своё отражение в интенсивности окраски участков зерна на BSE изображениях (Рисунок 4.14). Центральная часть зерна имеет самую тёмную окраску и самые высокие значения коэффициента магнезиальности $Mg\#$ (0.76), промежуточные зоны имеют более светлую окраску и средние значения $Mg\#$ (0.52 – 0.53), краевые части характеризуются самой светлой окраской и самыми низким значением $Mg\#$ (0.32) (Приложение В, Таблица В.1). От центра к краю отмечается снижение содержания Al_2O_3 (0.76 – 2.01 мас.%), MgO (8.58 – 23.3 мас.%), CaO (6.24 – 17.4 мас.%) и повышение содержания FeO (9.34 –

32.8 мас.%) и MnO (0.26 – 0.85 мас.%) [25]. Состав 2-го зерна соответствует пижониту (Таблица 4.2).

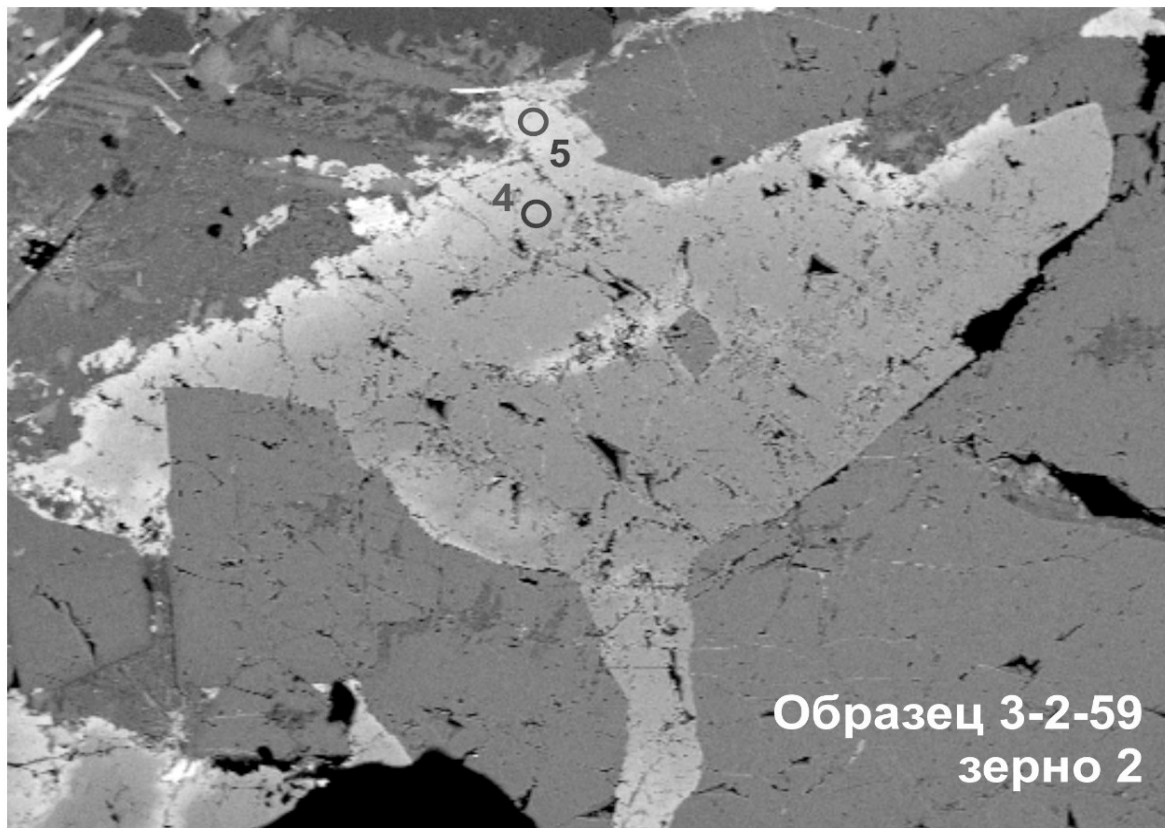


Рисунок 4.14 – Изображение 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Таблица 4.2 – Кристаллохимические формулы 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
4	$\{Ca_{0,385}Mn_{0,018}Fe^{2+}_{0,597}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,138}Mg_{0,804}Ti_{0,018}Al^{VI}_{0,030}]_{0,990}(Al^{IV}_{0,047}Si_{1,953})_{2,00}O_6$
5	$\{Na_{0,017}Ca_{0,327}Mn_{0,022}Fe^{2+}_{0,634}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,472}Mg_{0,515}Ti_{0,017}Al^{VI}_{0,005}]_{1,009}(Al^{IV}_{0,043}Si_{1,957})_{2,00}O_6$

Сумма REE варьирует от 9.93 ppm до 24.1 ppm (Приложение В, Таблица В.3). Наибольшие значения отмечаются для самой крайней части зерна. В целом можно отметить, что спектры распределения REE полностью повторяют друг друга, различаясь лишь общим содержанием REE (Рисунок 4.15). Спектры

характеризуются плавным возрастанием REE от лёгких к тяжёлым и отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.09 - 0.18$). Наиболее проявлена аномалия для краевой части. Заметно возрастание содержания Nb (0.72 – 5.55 ppm) и Ba (0.06 – 0.32 ppm) от центра к краю (Приложение В, Таблица В.3) [25].

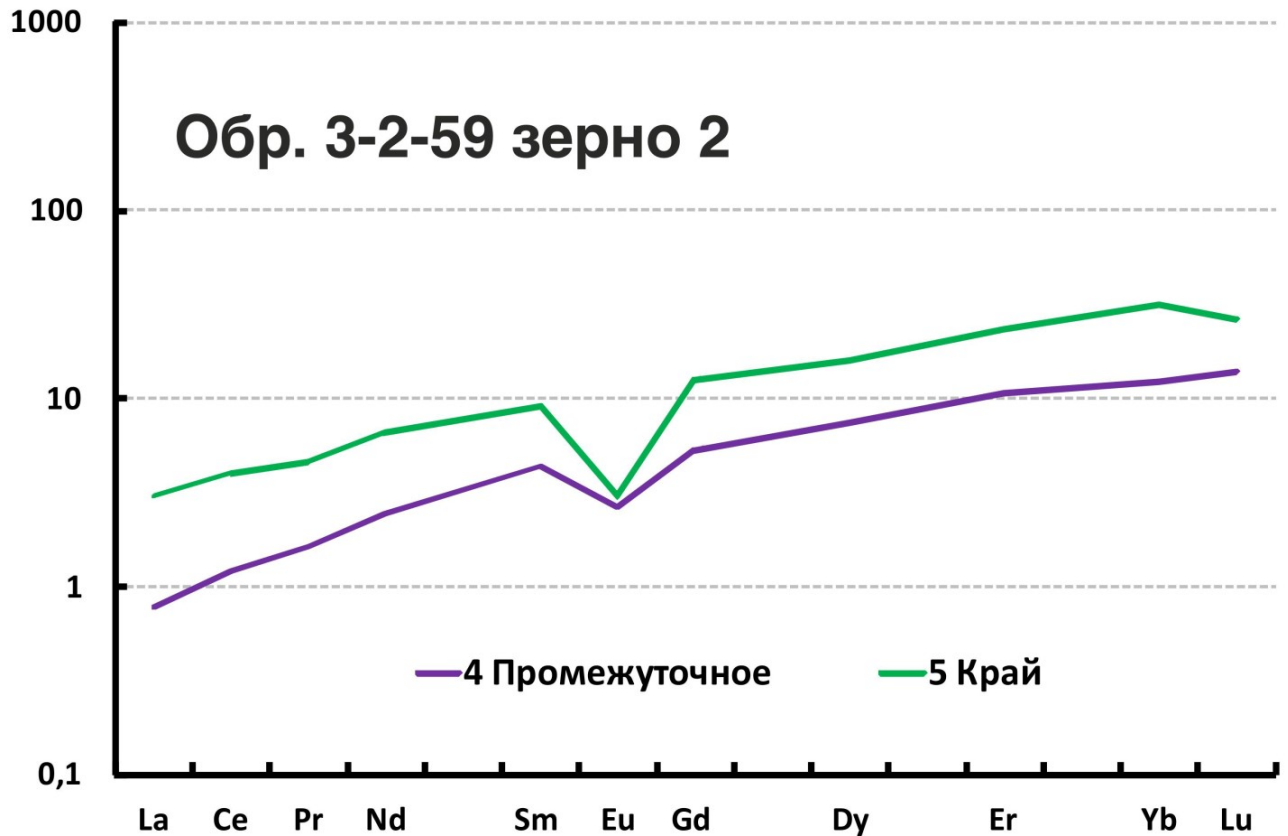


Рисунок 4.15 – Спектры распределения REE 2-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

3 зерно. Клинопироксен принадлежит к Ca-Mg-Fe типу. Как и предыдущие, оно раздроблено зёрнами плагиоклаза. Присутствует значительно количество трещин в пределах зерна и включение плагиоклаза (An_{84}). На BSE изображениях наблюдаются отчётливые различия в интенсивности окраски в зависимости от химического состава (Рисунок 4.16) [25].

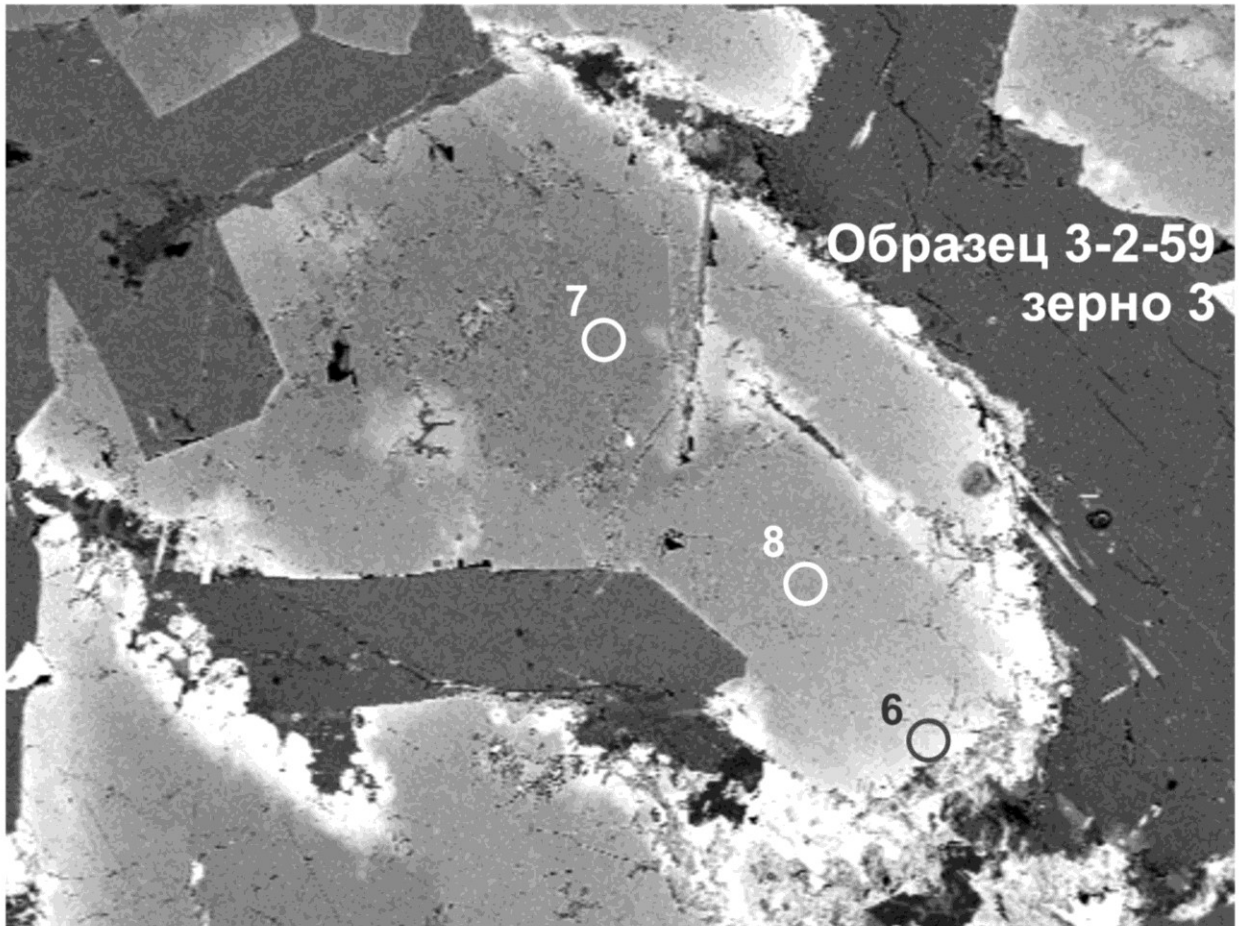


Рисунок 4.16 – Изображение 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Коэффициент магнезиальности $Mg\#$ варьирует в диапазоне от 0.48 до 0.79. Отмечается снижение этого коэффициента в совокупности с повышением яркости окраски зерна от центра к краю (Рисунок 4.16). Кроме того, наблюдается снижение MgO (10.2 – 24.9 мас.%), Cr_2O_3 (0 – 0.76 мас.%) и повышение содержания TiO_2 (0.21 – 0.95 мас.%), CaO (5.22 – 17.6 мас.%), NaO (0 – 0.25 мас.%) (Приложение В, Таблица В.1). Промежуточная и краевые зоны наиболее богаты CaO , вероятно, в виду близкого расположения к зёрнам плагиоклаза [25]. Точки № 6, 8 соответствуют составу авгита, 7 – пижонита (Таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Кристаллохимические формулы 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
6	$\{\text{Na}_{0,014}\text{Ca}_{0,733}\text{Mn}_{0,013}\text{Fe}^{2+}_{0,240}\}_{1,00}[\text{Fe}^{2+}_{0,389}\text{Mg}_{0,594}\text{Ti}_{0,028}]_{1,011}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0,057}\text{Si}_{1,943})_{2,00}\text{O}_6$
7	$\{\text{Ca}_{0,211}\text{Mn}_{0,004}\text{Fe}^{2+}_{0,361}\text{Mg}_{0,424}\}_{1,00}[\text{Mg}_{0,907}\text{Cr}_{0,022}\text{Ti}_{0,006}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,042}]_{1,977}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0,028}\text{Si}_{1,972})_{2,00}\text{O}_6$
8	$\{\text{Na}_{0,018}\text{Ca}_{0,691}\text{Mn}_{0,006}\text{Fe}^{2+}_{0,285}\}_{1,00}[\text{Fe}^{2+}_{0,053}\text{Mg}_{0,877}\text{Ti}_{0,022}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,037}]_{0,989}(\text{Al}^{\text{IV}}_{0,042}\text{Si}_{1,958})_{2,00}\text{O}_6$

Суммарное содержание REE варьирует в диапазоне 3.99 – 60.6 ppm, но при этом спектры распределения REE в целом схожи (Рисунок 4.17), демонстрируют слабое возрастание REE от лёгких к тяжёлым и отрицательную Eu-аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.09 - 0.21$) (Приложение В, Таблица В.3). Наименьшее содержание REE отмечается для центральной части зерна (0.09 ppm), по мере приближения к краю, оно возрастает в десятки раз (0.18 – 0.21 ppm). Наиболее ярко выраженная Eu-аномалия отмечается для края зерна [25].

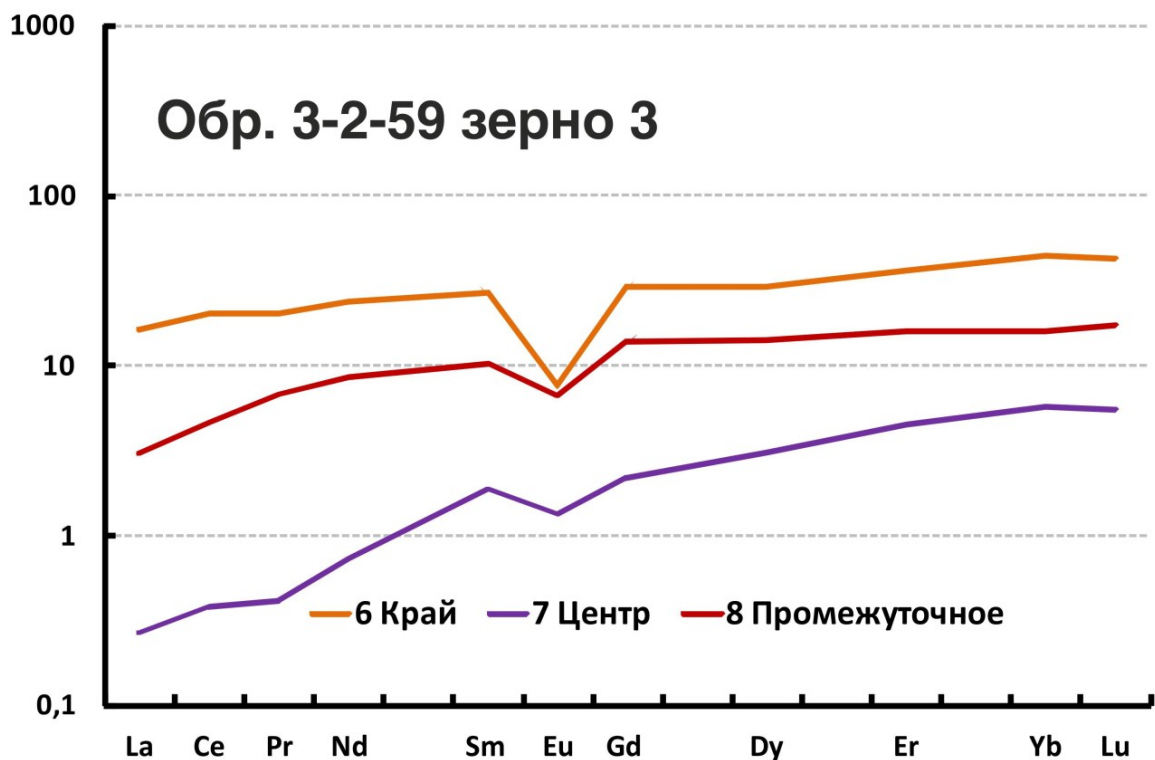


Рисунок 4.17 – Спектры распределения REE 3-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

Редкоэлементный состав изменчив: так, содержание Sr (2.48 – 19.3 ppm), Y (5.63 – 44.5 ppm), Zr (2.13 – 23.3 ppm) и Ba (0.10 – 0.47 ppm) возрастает от центра к краю (Приложение В, Таблица В.3) [25].

Образец 3-1-1 (габбро-долерит)

Зерно 1. Исследуемое зерно клинопироксена принадлежит к Ca-Mg-Fe типу. Некоторые из точек сильно отличаются на фоне остальных на тройной диаграмме (Рисунок 4.24). Согласно морфологии зерна, они располагаются в самой краевой части и, вероятно, сильно изменены, поэтому для дальнейших расчётов не использовались. На BSE изображениях (Рисунок 4.18) переменчивость химического состава выражается в разной степени интенсивности окраски. Границы зерна неровные, оно заполняет интерстиции между зёрнами плагиоклаза и гранофировыми сростками калиевого полевого шпата и кварца [25].

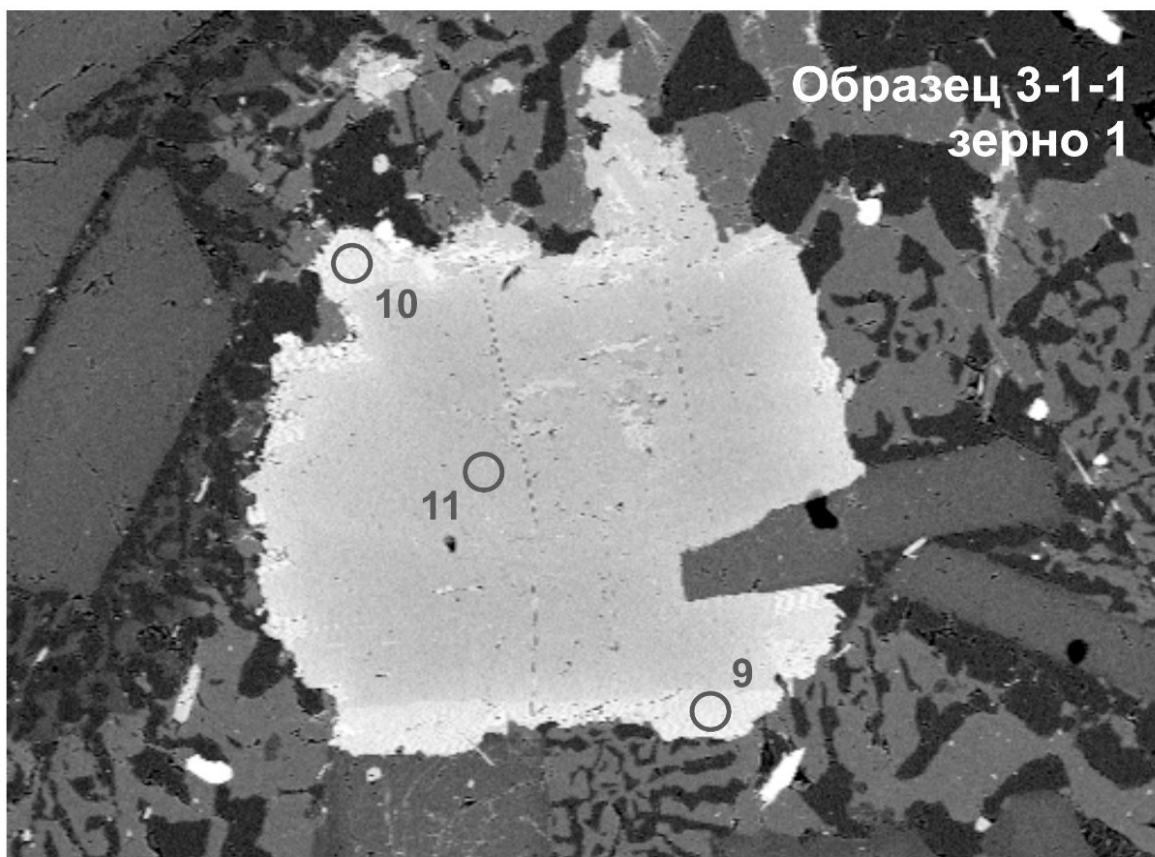


Рисунок 4.18 – Изображение 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кругами показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Коэффициент магнезиальности вдвое больше в центральной части зерна в сравнении с краевой ($Mg\# = 0.24 - 0.50$). Содержание Al_2O_3 (0.79 – 1.49 мас.%), MgO (6.46 – 11.0 мас.%) и CaO (7.72 – 16.7 мас.%) снижается от центра к краю, в то время как содержание FeO (19.3 – 36.3 мас.%) и MnO (0.43 – 0.97 мас.%), наоборот, возрастает (Приложение В, Таблица В.2) [25]. Так, аналитические точки № 9, 10 соответствуют составу пижонита, а 11 – авгита (Таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Кристаллохимические формулы 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
9	$\{Ca_{0,361}Mn_{0,018}Fe^{2+}_{0,621}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,590}Mg_{0,391}Ti_{0,018}Al^{VI}_{0,001}]_{1,00}(Al^{IV}_{0,037}Si_{1,963})_{2,00}O_6$
10	$\{Na_{0,018}Ca_{0,337}Mn_{0,033}Fe^{2+}_{0,612}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,623}Mg_{0,407}Ti_{0,014}]_{1,044}(Al^{IV}_{0,060}Si_{1,940})_{2,00}O_6$
11	$\{Na_{0,008}Ca_{0,698}Mn_{0,014}Fe^{2+}_{0,280}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,350}Mg_{0,641}Ti_{0,019}Al^{VI}_{0,005}]_{1,015}(Al^{IV}_{0,064}Si_{1,936})_{2,00}O_6$

Суммарное содержание REE колеблется в интервале от 68.3 до 183 ppm (Приложение В, Таблица В.4). Краевая часть зерна более обогащена REE по сравнению с центральной. Несмотря на это, все спектры распределения REE (Рисунок 4.19) повторяют форму друг друга, имеют субгоризонтальный характер с незначительным преобладанием HREE над LREE и отчетливо выраженную отрицательную Eu-аномалию. Для центральной части зерна Eu-аномалия более «пологая» ($Eu/Eu^* = 0.14$) по сравнению с краем ($Eu/Eu^* = 0.03 - 0.05$).

Исследование редкоэлементного состава клинопироксена демонстрирует снижение содержания V (108 – 442 ppm) и Sr (4.24 – 10.1 ppm) от центра к краю и повышение Y (41.1 – 129 ppm) и Zr (21.0 – 55.7 ppm) в несколько раз (Приложение В, Таблица В.4). Также отмечается нормальная зональность, выражающаяся в понижении содержания Cr (58.9 – 129 ppm) и значения коэффициента магнезиальности $Mg\#$ (0.24 – 0.50) от центра к краю [80].

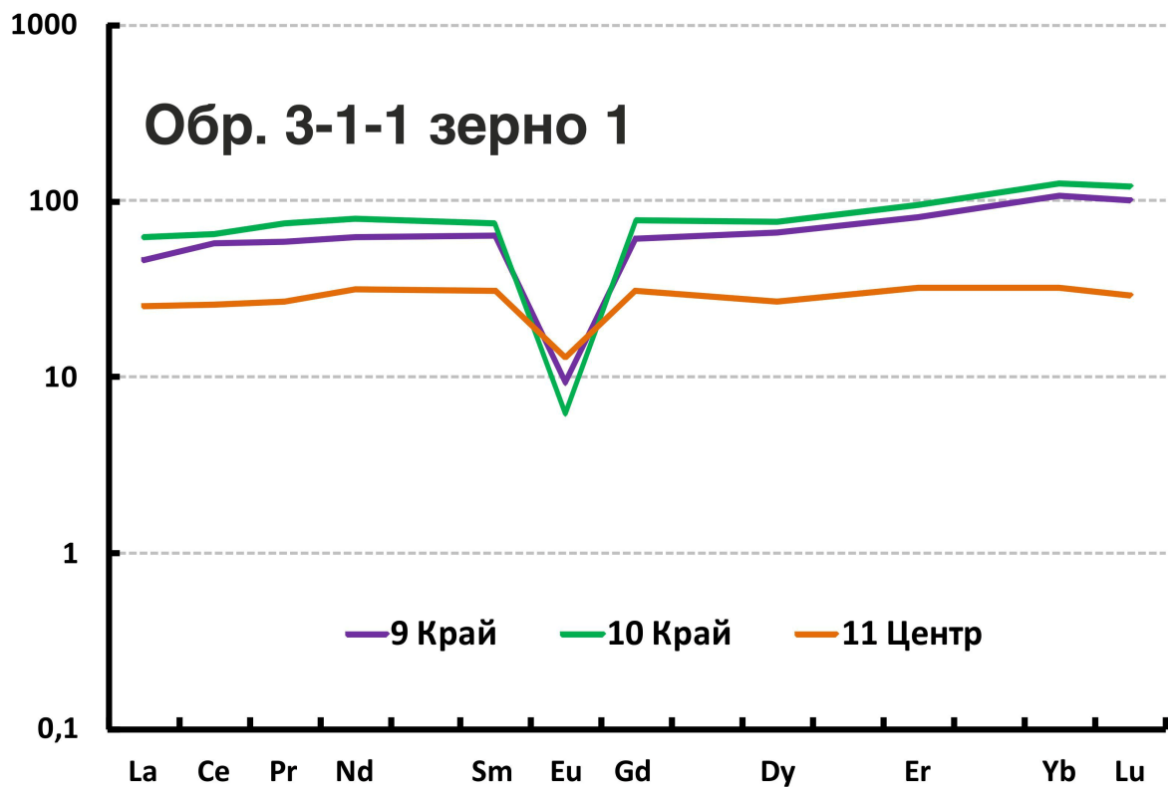


Рисунок 4.19 – Спектры распределения REE 1-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит CI по [131].

Зерно 2. Согласно общепринятой классификации пироксенов по [111] он принадлежит к Ca-Mg-Fe типу. В пределах зерна наблюдаются небольшие микротрещины, также было установлено замещение пироксена по спайности амфиболом (аналитическая точка № 12). Можно наблюдать изменчивость химического состава по интенсивности окраски на BSE изображениях (Рисунок 4.20) [25].

Значение коэффициента магнезиальности $Mg\#$ для центральной части зерна вдвое превышает значение для краевых и промежуточных зон ($Mg\# = 0.24 - 0.51$) (Приложение В, Таблица В.2). Краевая точка (№ 13) резко отличается по химическому составу от остальных. Учитывая её отличие по окраске от основной части зерна и морфологии, этот домен является более поздним низкотемпературным по сравнению с основной массой. Эта точка будет рассматриваться отдельно [25]. Согласно химическому составу аналитическая точка № 12 соответствует составу железистой роговой обманки, № 13 – клиноферросилиту, № 14 – авгиту, № 15 – пижониту.

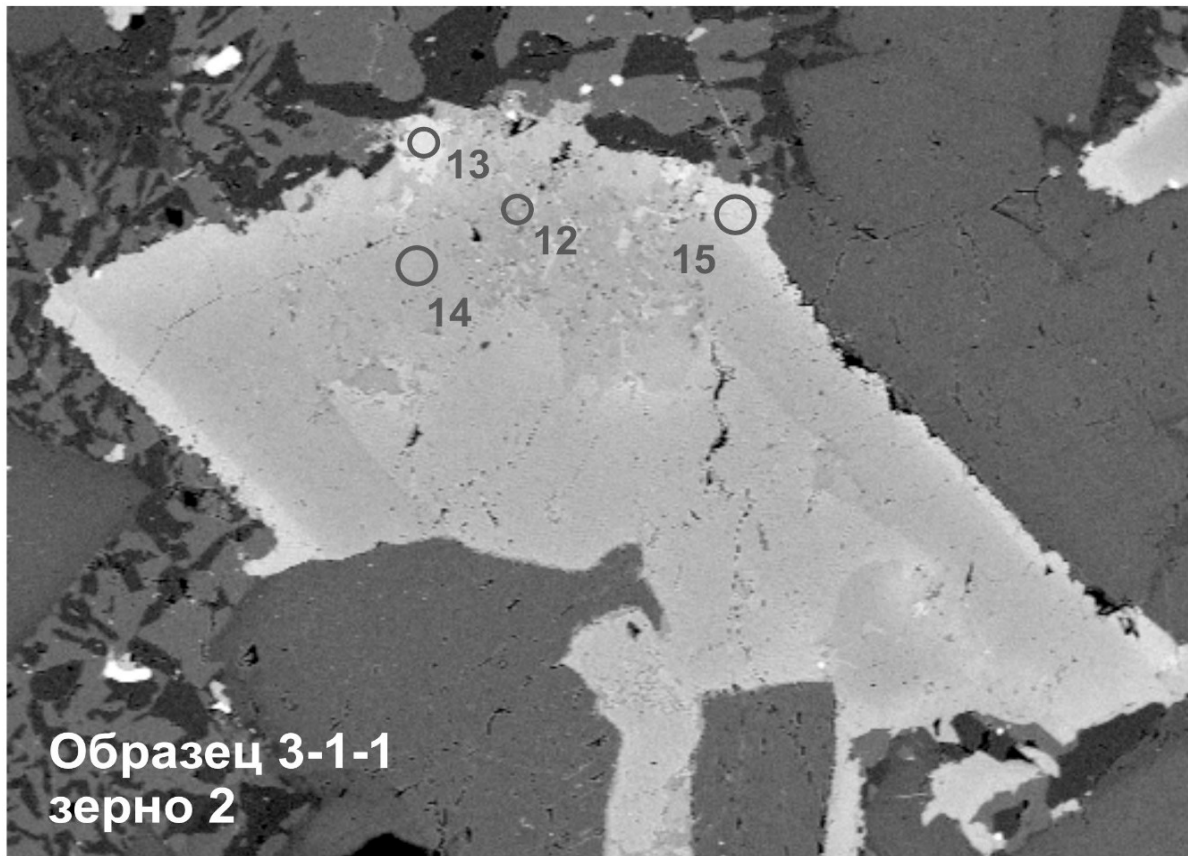


Рисунок 4.20 – Изображение 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Таблица 4.5 – Кристаллохимические формулы 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
12	$\{Na_{0,155}K_{0,100}\}_{0,30}[Mn^{2+}_{0,033}Ca_{1,854}Na_{0,114}]_{2,00}$ $(Ti_{0,165}Al^{VI}_{0,071}Fe^{3+}_{0,239}Mn^{2+}_{0,006}Fe^{2+}_{2,300}Mg_{2,219})_{5,00}(Si_{7,219}Al^{IV}_{0,781})_{8,00}O_6$ $(OH_{1,950}Cl_{0,050})_{2,00}$
13	$\{Ca_{0,089}Mn_{0,028}Fe^{2+}_{0,883}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,556}Mg_{0,447}Ti_{0,003}Al^{VI}_{0,001}]_{1,007}(Al^{IV}_{0,025}Si_{1,975})_{2,00}O_6$
14	$\{Ca_{0,688}Mn_{0,014}Fe^{2+}_{0,298}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,346}Mg_{0,643}Ti_{0,023}]_{1,012}(Al^{IV}_{0,068}Si_{1,932})_{2,00}O_6$
15	$\{Ca_{0,319}Mn_{0,027}Fe^{2+}_{0,654}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,517}Mg_{0,412}Ti_{0,010}Al^{VI}_{0,038}]_{0,977}(Al^{IV}_{0,012}Si_{1,988})_{2,00}O_6$

Суммарное содержание REE варьирует от 68.1 до 105 ppm (Приложение В, Таблица В.4). При этом увеличение содержания REE происходит от центра к краю зерна почти вдвое. Спектры распределения характеризуются незначительным

возрастанием REE от лёгких к тяжёлым и ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.02 - 0.14$) (Рисунок 4.21). Наиболее проявлена аномалия у краевых областей зерна. Спектр распределения для более позднего домена клинопироксена (аналитическая точка № 13) в целом идентичен вышеописанным. Однако для него наблюдается самые низкие значения суммы REE – 59.3 ppm, несмотря на то, что он расположен с краю зерна [25].

Редкоэлементный состав клинопироксена демонстрирует понижение от центра к краю зерна содержания V (123 – 454 ppm), Cr (70.8 – 128 ppm) и Sr (3.42 – 9.20 ppm) в то время как содержание Y (39.6 – 80.0 ppm), Zr (18.1 – 30.0 ppm) и Ba (0.14 – 0.35 ppm) возрастает (Приложение В, Таблица В.4). Отмечается нормальная зональность: понижение содержания Cr (65.2 – 128 ppm) и коэффициента магнезиальности от центра к краю [80].

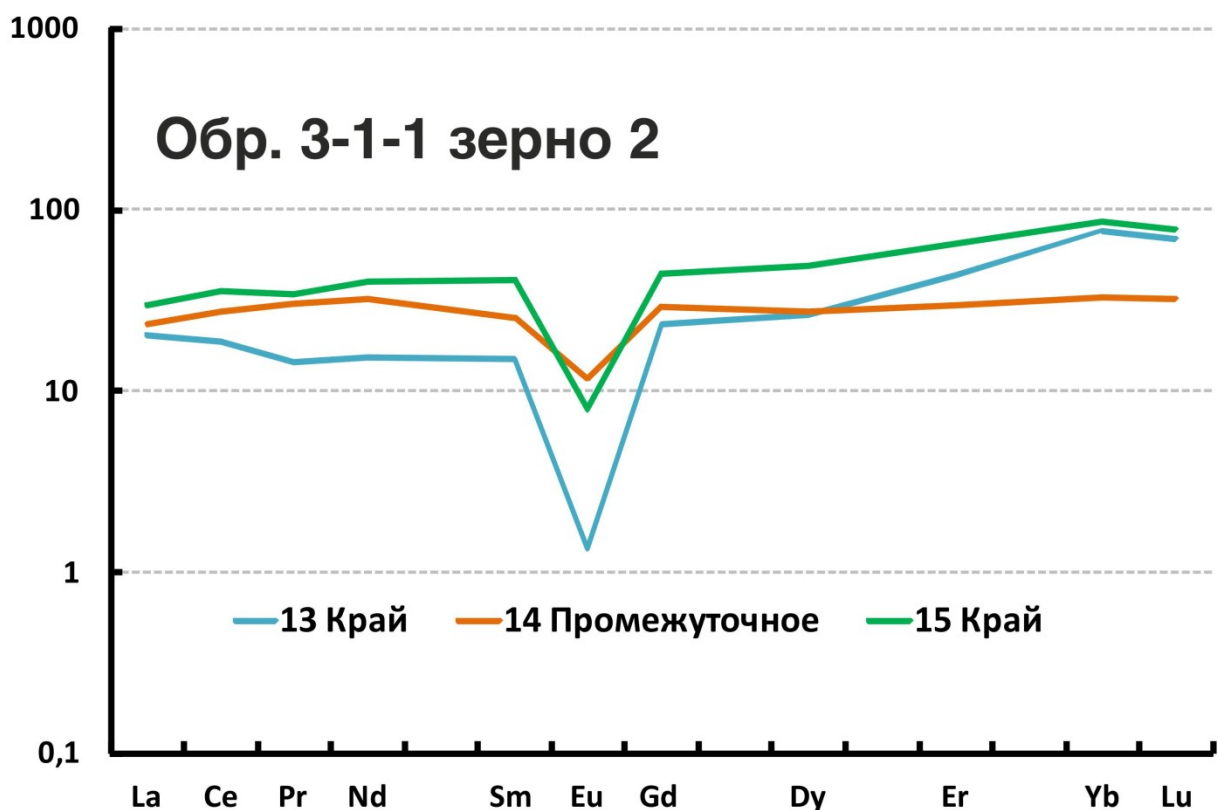


Рисунок 4.21 – Спектры распределения REE 2-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит C1 по [131].

Зерно 3. Зерно клинопироксена принадлежит к Ca-Mg-Fe типу. Смена химического состава отчётливо различается на BSE изображениях по интенсивности окраски (Рисунок 4.22). Границы зерна неровные, поскольку оно

располагается в интерстициях зёрен плагиоклаза и гранофириковых сростков калиевого полевого шпата и кварца. Внутри зерна наблюдаются микровключения плагиоклаза (An_{68}) и магнетита [25].

Значение коэффициента магнезиальности для центральной части зерна ($Mg\# = 0.41$) вдвое выше, чем для края ($Mg\# = 0.16 - 0.17$). Кроме того, отмечаются снижения содержания TiO_2 (0.23 – 0.75 мас.%), Al_2O_3 (0.46 – 1.92 мас.%), MgO (6.00 – 11.4 мас.%) от центра к краю и возрастание содержания FeO (18.5 – 36.1 мас.%) и MnO (0.42 – 0.72 мас.%) (Приложение В, Таблица В.2) [25]. Так, аналитические точки № 16 и 17 соответствуют составу пижонита, № 18 – авгита (Таблица 4.6).

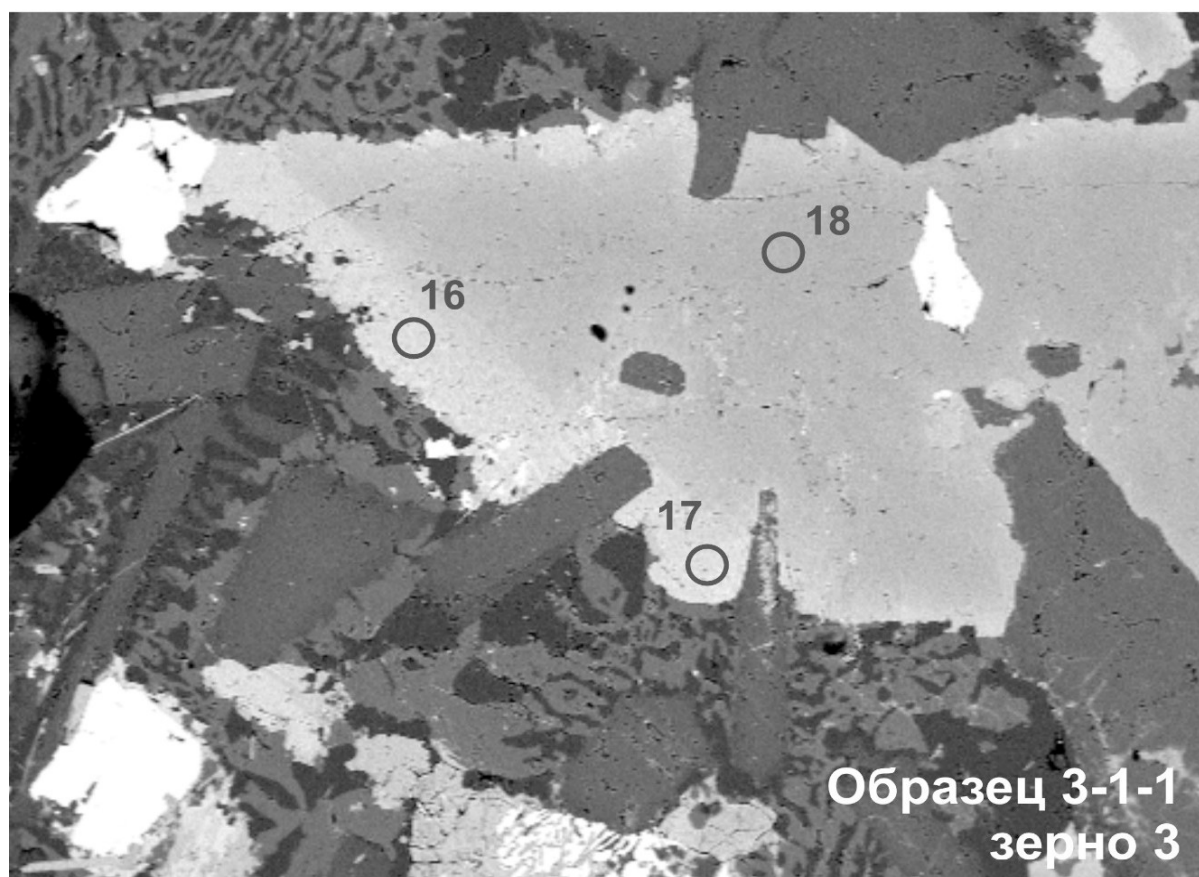


Рисунок 4.22 – Изображение 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Содержание REE варьирует от десятых до сотых: 51.5 – 170 ppm (Приложение В, Таблица В.4). Наибольшие значения характеризуют краевую часть зерна, меньшие – центральную. Спектры распределения REE характеризуются

небольшим возрастанием от лёгких к тяжёлым (Рисунок 4.23) и отрицательной Eu-аномалией. Для центральной части зерна Eu-аномалия слабо проявлена ($Eu/Eu^* = 0.21$), для краевой она ярко выражена ($Eu/Eu^* = 0.03$) [25].

Таблица 4.6 – Кристаллохимические формулы 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

№ ан. точки	Кристаллохимическая формула
16	$\{Ca_{0,383}Mn_{0,022}Fe^{2+}_{0,595}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,599}Mg_{0,372}Ti_{0,007}Al^{VI}_{0,018}]_{0,996}(Al^{IV}_{0,025}Si_{1,975})_{2,00}O_6$
17	$\{Ca_{0,344}Mn_{0,025}Fe^{2+}_{0,631}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,594}Mg_{0,397}Ti_{0,016}]_{1,007}(Al^{IV}_{0,027}Si_{1,973})_{2,00}O_6$
18	$\{Na_{0,030}Ca_{0,692}Mn_{0,014}Fe^{2+}_{0,264}\}_{1,00}[Fe^{2+}_{0,333}Mg_{0,654}Ti_{0,022}Al^{VI}_{0,014}]_{1,023}(Al^{IV}_{0,073}Si_{1,927})_{2,00}O_6$

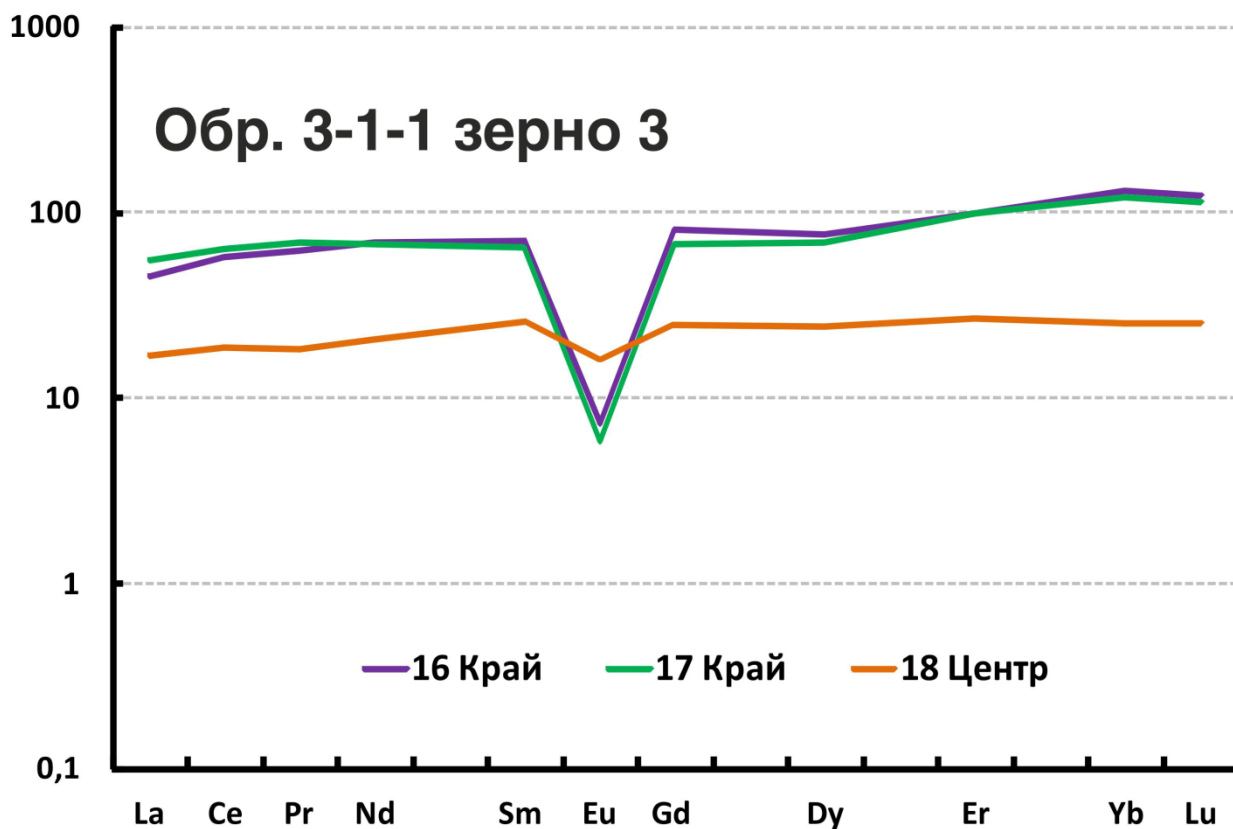


Рисунок 4.23 – Спектры распределения REE 3-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит CI по [131].

От центра к краю возрастает содержание Rb (1.68 – 4.80 ppm), Y (33.3 – 118 ppm), Zr (20.6 – 59.0 ppm), Nb (0.44 – 3.20 ppm) в несколько раз, в то время как содержание Sr (2.78 – 11.3 ppm) понижается (Приложение В, Таблица В.4) [25].

Таким образом, согласно общепринятой классификации пироксенов по [111] все исследованные зёрна принадлежат Ca-Mg-Fe типу. Наблюдается изменение химического состава в пределах каждого зерна от центра к краю, как по главным, так и по редким элементам. Исследования показывают, что это в значительной степени является результатом фракционной кристаллизации, смешения магм или неоднородности первичных расплавов [48].

Морфологические особенности зёрен клинопироксена (Рисунок 4.12, 4.14, 4.16, 4.18, 4.20, 4.22) свидетельствуют о том, что центральные части зёрен кристаллизовались совместно с плагиоклазом, что подтверждается геохимическим поведением CaO, Al₂O₃ и Sr (Приложение В, Таблица В.1, В.2, В.3, В.4). REE, Rb и Ba имеют тенденцию накапливаться в остаточном расплаве, таким образом, наибольшие содержания этих элементов приурочены к краевым частям зёрен клинопироксена. Учитывая бóльшую совместимость таких элементов как Zr и Y с клинопироксеном, чем с плагиоклазом, они накапливались в процессе роста клинопироксена, достигая максимальных значений в краевой части. Можно предположить, что краевые части зёрен клинопироксена формировались после кристаллизации плагиоклаза. Понижение содержания V от центра к краю зёрен клинопироксена обусловлено его перераспределением в рудные минералы на заключительных этапах кристаллизации клинопироксена, что подтверждается их взаимоотношениями (Рисунок 4.12, 4.14, 4.16, 4.18, 4.20, 4.22) [25].

Центральные части отличаются наиболее тёмной окраской на BSE изображениях (Рисунок 4.12, 4.14, 4.16, 4.18, 4.20, 4.22), высокими значениями Mg# (Приложение В, Таблица В.1, В.2), низким значением Σ REE и менее проявленной Eu-аномалией (Приложение В, Таблица В.3, В.4), что свидетельствует о том, что они кристаллизовались из более примитивного расплава. Наиболее «яркие» = светлые на BSE изображениях участки зёрен (Рисунок 4.12, 4.14, 4.16, 4.18, 4.20, 4.22), как правило, приурочены к краевым частям зерна, имеют относительно низкий коэффициент магнезиальности, высокие значения Σ REE и более выраженную Eu-аномалию, что указывает на их кристаллизацию из эволюционировавших магм, из которых ранее был

фракционирован плагиоклаз. Нормальная зональность, выражающаяся в понижении содержания Sr и коэффициента магнезиальности $Mg\#$ от центра к краю, отмечалась для большинства исследуемых зёрен и подтверждает вывод о существенном влиянии фракционной кристаллизации на состав клинопироксена [25].

Присутствие пижонита в составе пород свидетельствует о быстром остывании расплава, т.к. это обязательное условие его формирования, высокой температуре (свыше 900°C) и принадлежности пород к толеитовой серии, маркером которой он является [43, 84].

4.6 Оценка P-T параметров кристаллизации пород

В исследуемых породах моноклинный пироксен является одной из основных минеральных фаз. Его химический состав зависит от физико-химических параметров, например, от температуры и давления, которые являются основой для реконструкции условий кристаллизации магм.

Для получения данных об условиях на заключительных этапах кристаллизации породы дополнительно был исследован обр. 3-1-1 при помощи двуполевошпатового термометра, используя данные по составу плагиоклаза, контактирующего с гранофиловыми сростаниями калиевого полевого шпата и кварца.

Геотермобарометр для моноклинного пироксена

Предварительные оценки по диаграмме Fs–En–Wo [95, 111] показали, что для обр. 3-1-1 температура кристаллизации клинопироксена находится в диапазоне $900 - 1100^{\circ}\text{C}$, для обр. 3-2-59 – $1000 - 1200^{\circ}\text{C}$, а давление не превышало 5 кбар (Рисунок 4.24) (Приложение В, Таблица В.5) [25]. Проведённые расчёты по термобарометрам клинопироксен-расплав разных авторов [121, 138] свидетельствуют об их хорошей сходимости ($R^2 = 0.79$) по температуре. Диапазоны значений температур составили $1223 - 972^{\circ}\text{C}$ [121] и $1140 - 990^{\circ}\text{C}$ [138] для обр. 3-1-1. Для обр. 3-2-59 диапазоны имеют значения $1225 - 1030^{\circ}\text{C}$ [121] и $1265 - 1026^{\circ}\text{C}$ [138] (Приложение В, Таблица В.5).

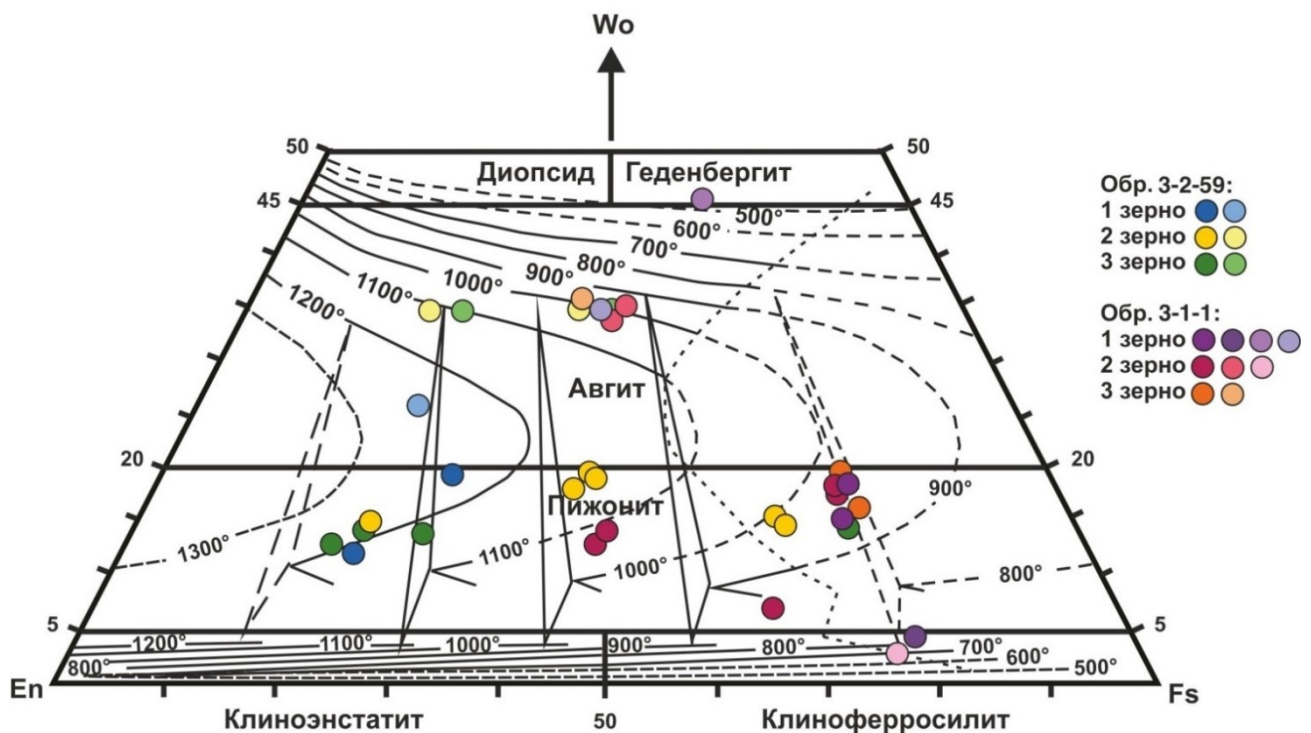


Рисунок 4.24 – Тройная классификационная диаграмма для клинопироксена Ca-Mg-Fe типа с общепринятыми названиями по [111] с наложенными кривыми двупироксенового геотермометра при давлении 5 кбар по [95].

Расчётное давление существенно варьирует. Так, для обр. 3-2-59 оно составляет диапазон от 3.5 до 9.1 кбар по [121] и от 0.4 до 8.7 кбар по [138], а для обр. 3-1-1 от 0.8 до 10.2 по [121] и от 0.4 до 11.5 по [138] (Приложение В, Таблица В.5). Такие высокие значения давлений противоречит результатам экспериментальных исследований моделирования кристаллизации толеитовых систем [42, 70, 108, 110, 136, 137]. Согласно более ранним исследованиям, расчётные данные давлений сильно завышены, при таких высоких значениях начинают кристаллизоваться иные минералы (например, Орх), которые не наблюдаются в петрографических шлифах исследуемых пород. Для уточнения дополнительно были проведены расчёты по данным о составе клинопироксена из эксперимента [136] по двум используемым геобарометрам [121, 138]. Полученные данные показали, что результаты расчетов по [121] систематически завышены (Рисунок 4.25), вследствие чего за основу были взяты данные, полученные при помощи геобарометра [138]. Таким образом, полагаясь на экспериментальные данные и данные геобарометра [138], диапазон давлений кристаллизации

исследуемого клинопироксена был сужен до значений, не превышающих 3 кбар [25].

Полученные и уточнённые данные соответствуют современным представлениям о строении океанической коры в пределах Юго-Западного Индийского хребта [52] и свидетельствуют о том, что исследуемые образцы принадлежат к габбровому слою и кристаллизовались на глубине не более 7 км.

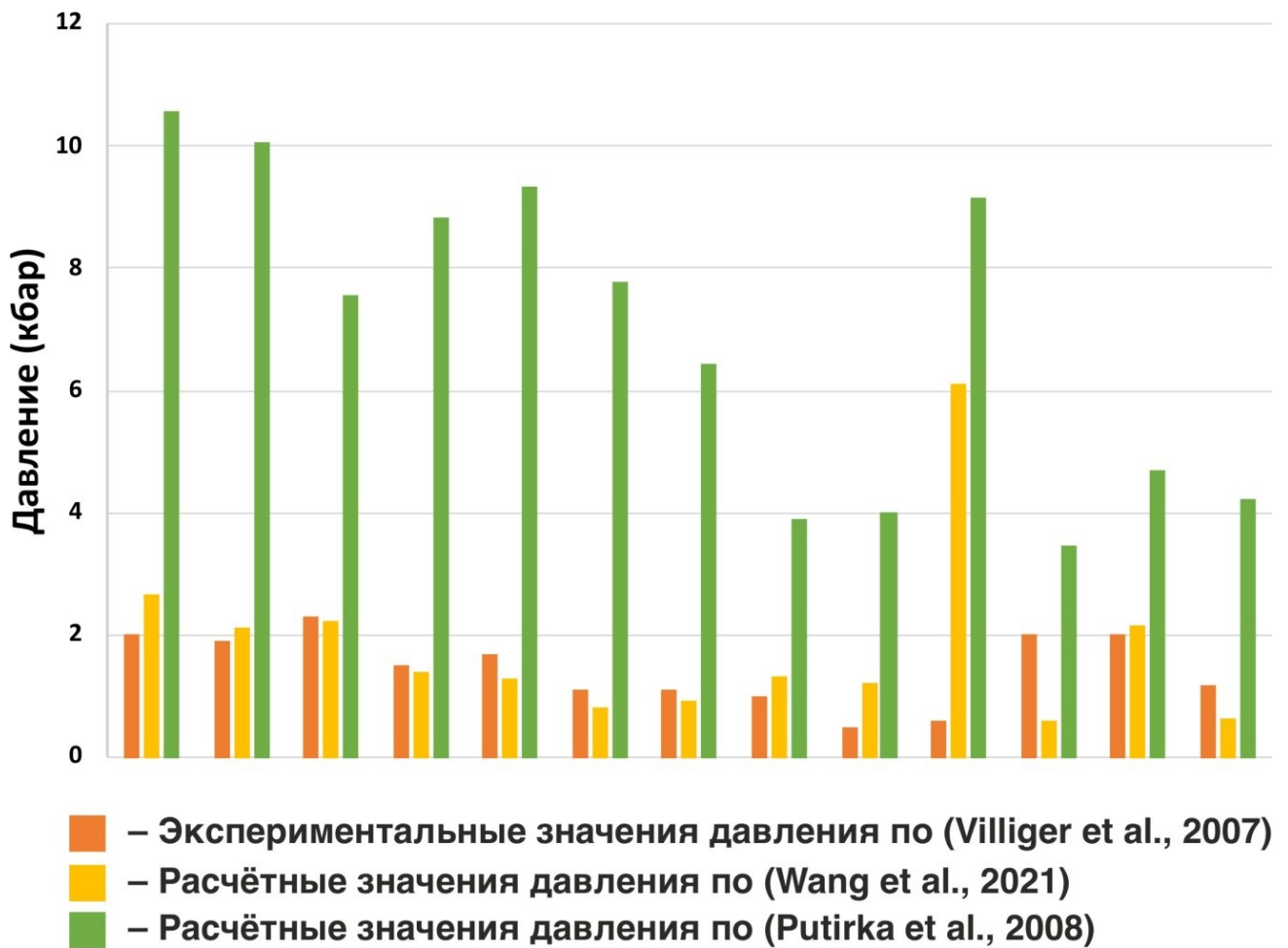


Рисунок 4.25– Сравнительный анализ экспериментальных данных давления кристаллизации клинопироксена по [136] и расчётных по [121, 138].

Геотермобарометр для плагиоклаза и гранофировых сростаний кварца и калиевого полевого шпата

Учитывая взаимоотношение зёрен минералов, слагающих исследуемый образец 3-1-1, гранофировые сростания кварца и полевого шпата являются заключительной фазой (Рисунок 4.26). Для уточнения этой информации были проведены расчёты температур при помощи двуполевошпатового

геотермобарометра, в основу которого легли составы плагиоклаза, контактирующего с полевым шпатом из гранофировых сростаний с кварцем. Состав плагиоклаза и калиевого полевого шпата по главным элементам приведены в (Приложение В, Таблица В.6).

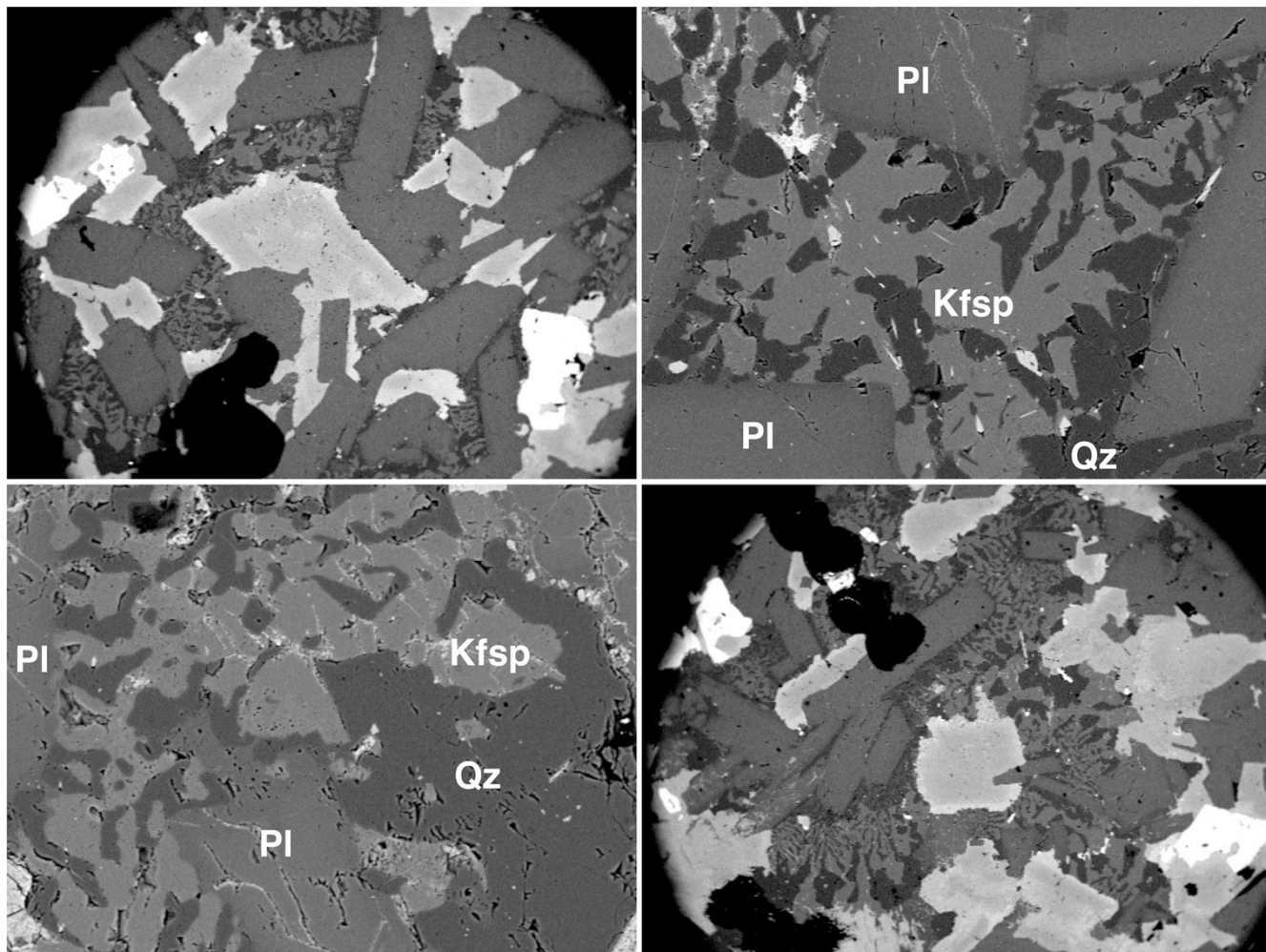


Рисунок 4.26 – Изображения гранофировых сростаний и общего облика породы обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE).

Согласно тройной диаграмме для гранофировых сростаний плагиоклаза и калиевого полевого шпата, построенной при помощи программного обеспечения SOLVCALC [128] по термодинамической модели [113] и давлению соответствующему 3 кбар (Рисунок 4.27) температура их кристаллизации варьировала от 600 до 711°C с максимальной вероятной ошибкой 120°C в 95% случаев. Несмотря на высокое значение максимальной вероятной ошибки, данные значения температур согласуются с тем, что гранофировые сростания

кристаллизовались на заключительном этапе, поэтому позволяет сделать приблизительные оценки конечной температуры кристаллизации породы.

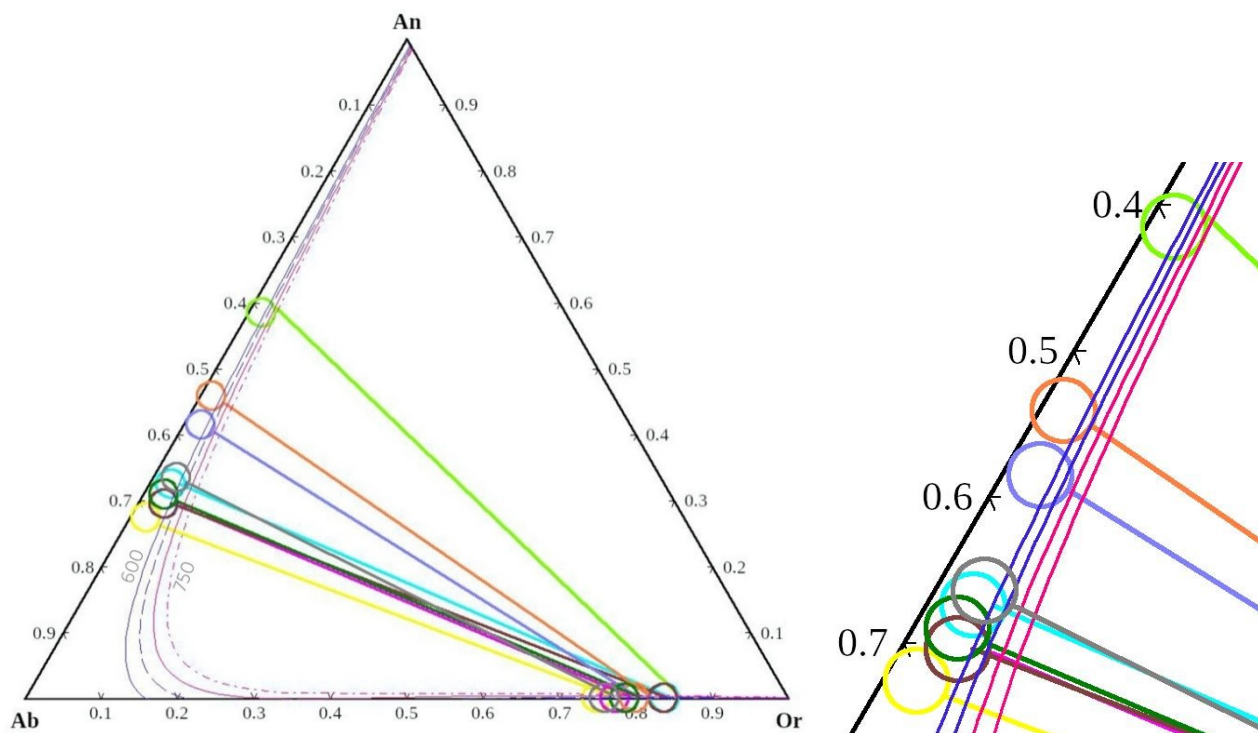


Рисунок 4.27 – Тройная диаграмма для калиевого полевого шпата из гранофировых срастаний и плагиоклаза из обр. 3-1-1 при давлении 3 кбар. Изотермы построены по термодинамической модели [113].

4.7 Выводы по главе 4

Исследуемые магматические породы хребта Шака на основании петрографических особенностей в основной массе подразделяются на габбро и базальты, а также их гипабиссальные аналоги – долериты и промежуточные разновидности габбро-долериты. По геохимическим характеристикам породы отличаются обогащением литофильными элементами (Ba, Rb, Pb) по сравнению с высокозарядными (Nb, Ta) и сформировались в обстановке срединно-океанического хребта. Согласно изотопным данным и расчёту методом главных компонент магматические породы, слагающие хребет Шака, контаминированы материалом континентальной коры. Вероятно, из-за этого фактора не удалось однозначно на основании петрохимии определить серийную принадлежность пород. Однако исследование зёрен моноклинного пироксена, как

основной минеральной фазы породы, показало, что они соответствуют составу пижонита и авгита, химически зональны: наблюдается понижение $Mg\#$ и возрастание содержания REE от центра к краю. Присутствие пижонита в породе позволяет сделать вывод о принадлежности пород к толеитовой серии, индикатором которой он является.

Проведённая оценка P-T параметров кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, контактирующего с гранофировыми срастаниями калиевого полевого шпата и кварца позволила обозначить узкие диапазоны значений температур (1225 – 970°C) и давлений (≤ 3 кбар) при которых кристаллизовался клинопироксен. Для гранофировых срастаний производился расчёт для давлений 3 кбар, в результате чего получен температурный диапазон их кристаллизации от 600 до 711°C, что можно считать заключительным этапом кристаллизации всей породы. Полученные данные не противоречат современным представлениям о строении океанической коры в пределах Юго-Западного Индийского хребта и свидетельствуют об их достоверности и надёжности выбранных методов определения температурных параметров. Исследуемые образцы принадлежат к габбровому слою и кристаллизовались на глубине, не превышающей 7 км.

ГЛАВА 5 ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНА

Геохронологические исследования являются неотъемлемой частью при попытках реконструкции палеогеодинамических процессов формирования магматических комплексов.

Самым надёжным и наиболее используемым методом датирования является U-Pb метод. Это обусловлено тем, что при применении этого метода, значение возраста исследуемого образца возможно вычислить сразу по четырём изотопным отношениям, три из которых независимы. Таким образом, можно оценить надёжность получаемых возрастных значений.

Для исследований при помощи U-Pb метода датирования наиболее часто используется такой минерал как циркон, ведь он встречается практически во всех типах горных пород и устойчив к внешним воздействиям. Зачастую циркон является единственным сохраняющимся минералом из пород древней коры, поэтому он выступает уникальным индикатором корообразующих процессов. Установлено, что циркон сохраняет в себе изотопно-геохимические метки и несёт информацию о переработке древней коры вследствие различных геодинамических процессов [37, 38, 49, 119].

Благодаря современным локальным аналитическим методам исследований минералов можно не просто продатировать возраст породы или конкретное геологическое событие, но и определить условия кристаллизации непосредственно самого минерала, в данном случае циркона.

В настоящей главе представлены результаты U-Pb датирования циркона из магматических пород хребта Шака, данные по его редкоэлементному составу и изотопам кислорода.

5.1 U-Pb датирование циркона

Образец 3-1-1. Зёрна циркона имеют умеренно удлинённую (с коэффициентом удлинения 1:2) или изометричную формы (Рисунок 5.1). Размеры варьируют от 150 до 220 мкм в длину. В режиме CL преобладает тёмно-серая, почти чёрная окраска. Некоторые зёрна отличаются осцилляционной тонкой

зональностью в тёмно-серых тонах (например, зёрна 4 и 7 на Рисунке 5.1). В остальных зёрнах видимой зональности нет [20].

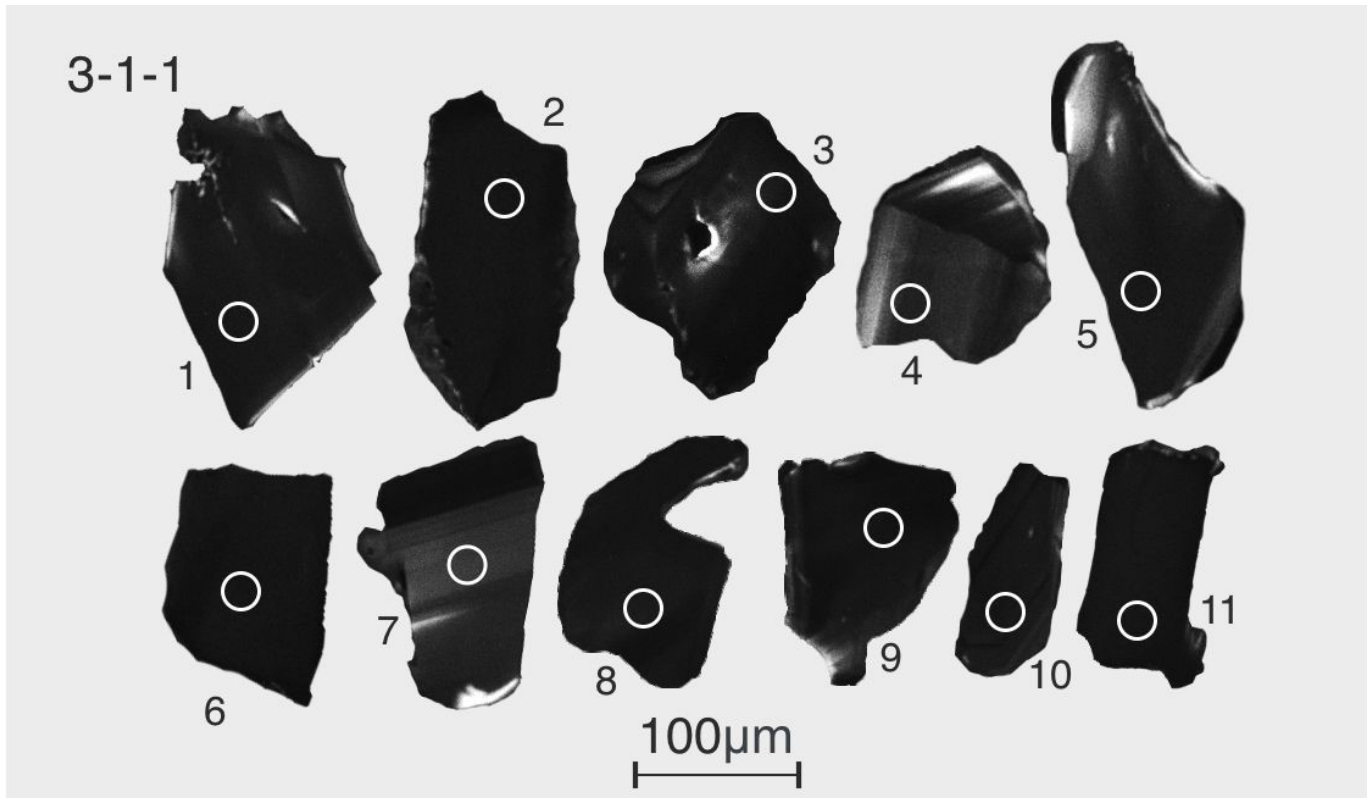


Рисунок 5.1 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-1-1 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

По 10 из 11 зёрнам было получено конкордантное значение U-Pb возраста 180 ± 2 млн лет ($MSWD = 0.90$, Рисунок 5.2) (Приложение Г, Таблица Г.1). Содержание U в проанализированных точках колеблется в широком интервале от 309 до 2792 при среднем содержании 1578 ppm. Содержание Th варьирует в ещё более широком диапазоне от 281 до 12206 при среднем содержании 4956 ppm (Приложение Г, Таблица Г.1). Наименьшее содержание Th и U отмечается в более светлых в режиме CL участках. Th/U отношение изменяется от 0.78 до 19.4, составляя в среднем 4.03 [20].

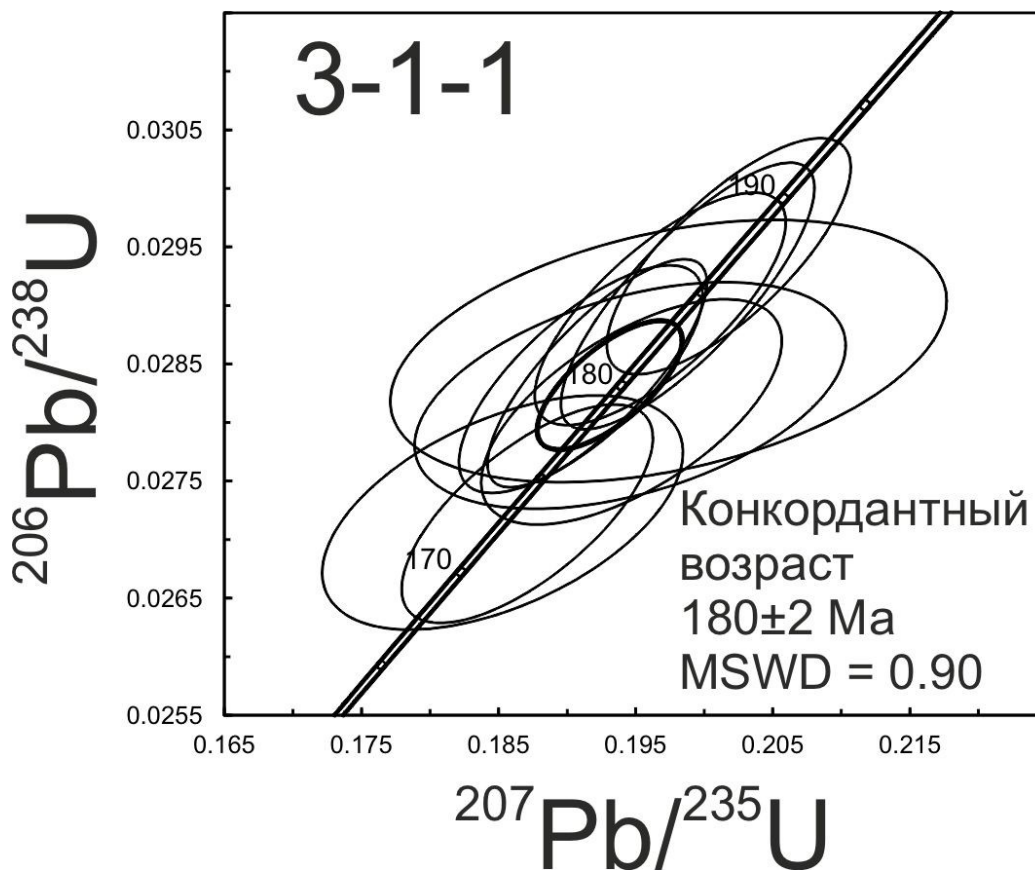


Рисунок 5.2 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-1-1.

Образец 3-2-11. Зёрна циркона чаще изометричные, реже удлиненные с коэффициентом удлинения около 1:2. Зёрна, как правило, неправильной формы, часто округлые (Рисунок 5.3). Размер зёрен по удлинению колеблется от 320 до 740 мкм. Под биноклем зёрна коричневой окраски, некоторые бесцветны. Бесцветные разности прозрачны, в коричневых зачастую наблюдается сильная трещиноватость. Большинство зёрен циркона зональны. В режиме CL окраска центральной части зёрен темно-серая, почти чёрная, краевых частей – светло-серая. Незначительная часть зёрен имеет светло-серую окраску, достигающую участками до белой. Внутреннее строение зёрен сложное. В некоторых зёрнах, например, 3, 7, 8 (Рисунок 5.3), наблюдается тонкая осцилляционная зональность, в зёрнах светло-серого оттенка в CL (зёрна 12 и 13 на Рисунке 5.3) отмечается секториальность [20].

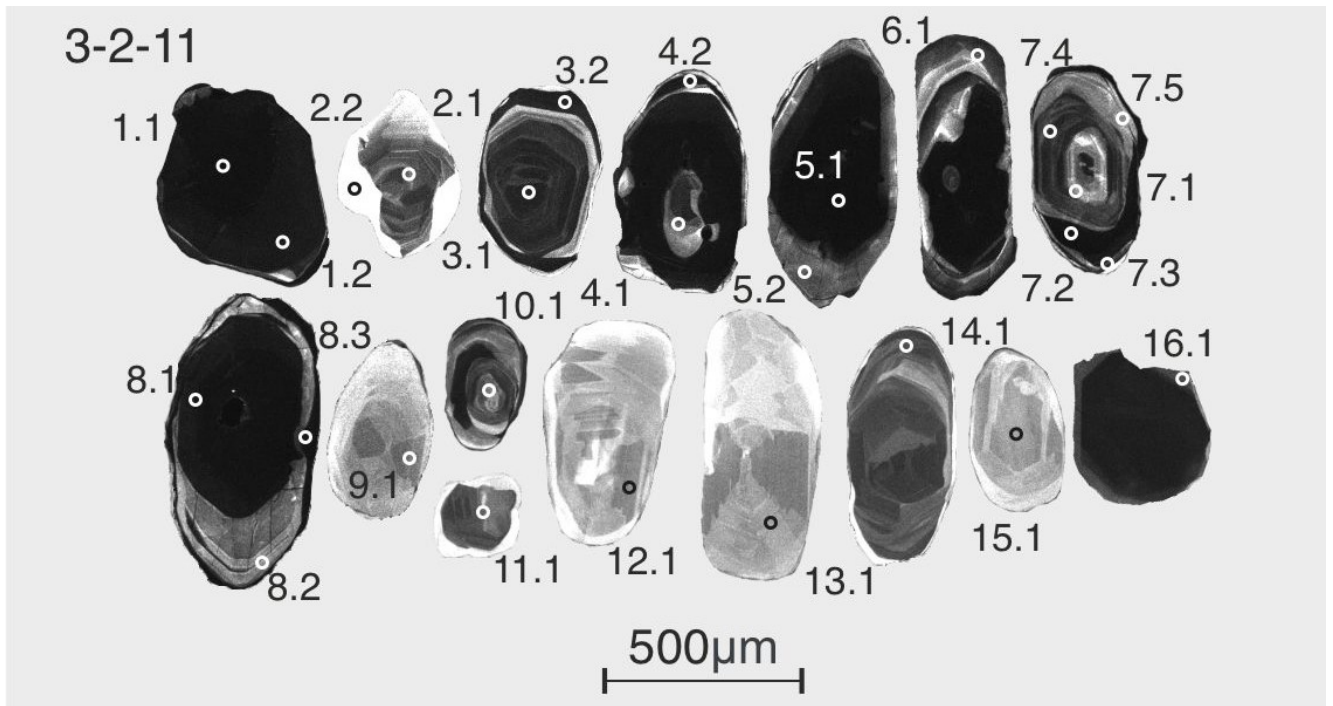


Рисунок 5.3 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-11 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Циркон был продатирован в 27 точках (Приложение Г, Таблица Г.2). Значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста оказались в интервале 490 – 611 млн лет с максимумом около 530 млн лет на PDP-графике (Рисунок 5.4, врезка). Для зёрен с чётко выраженными краевыми зонами наблюдается возрастная зональность. Так, в зерне 7 для точек 7.1, 7.4 и 7.5, относящихся к центральной части с тонкой осцилляционной зональностью в серых и тёмно-серых тонах, среднее значение возраста около 592 млн лет. Для точек 7.2 и 7.3, расположенных в краевой зоне практически чёрного оттенка в CL, среднее значение возраста равняется 545 млн лет. Зерно 8 отличается максимальной по мощности краевой зоной в светло-серых тонах (Рисунок 5.3). Значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста как в центральной части зерна с чёрным оттенком в CL (точка 8.1), так и в светло-серой краевой зоне (точка 8.2) незначительно отличается друг от друга (538 и 552 млн лет соответственно). Во внешней тонкой (мощность не более 20 мкм, точка 8.3) кайме чёрного цвета значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста существенно моложе – 490 млн лет [20].

Содержание U в продатированном цирконе колеблется в очень широком диапазоне: от 79.5 до 8937, составляя в среднем 1356 ppm. Концентрация Th низкая: от 6.16 до 572, составляя в среднем 120 ppm (Приложение Г, Таблица Г.2). Наименьшие значения содержания U и Th отмечаются для светло-серых и белых областей зёрен в режиме CL, наибольшие – в почти чёрных участках. Значение Th/U отношения варьирует от 0.03 до 0.30, составляя в среднем 0.13 [20].

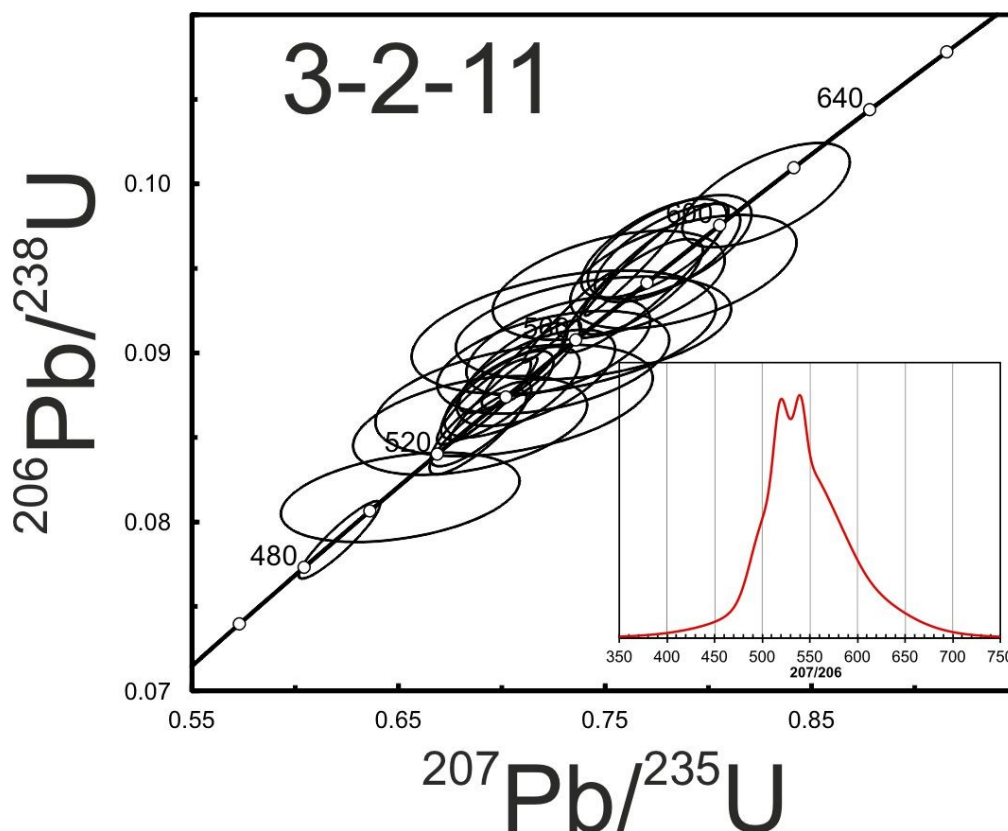


Рисунок 5.4 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-11.

Образец 3-2-23. Выделенные зёрна циркона разнообразны по форме (изометричные и удлинённые с коэффициентом удлинения 1:2) и размеру (от 90 до 180 мкм по удлинению), а также внутреннему строению (Рисунок 5.5). Большинство зёрен под бинокуляром бесцветны и прозрачны, в некоторых присутствуют мелкие участки, окрашенные в коричневый цвет. На изображениях в CL окраска варьирует от светло-серой до почти чёрной. Нередко отмечаются тонкие (не более 10 мкм) светлые каймы вокруг тёмно-серых центральных частей зёрен. Для некоторых зёрен установлено наличие чёрных тонких кайм (зёрна б и

15). На изображении в CL зачастую фиксируется сложный характер осцилляционной зональности (например, зёрна 3, 11, 15) [20].

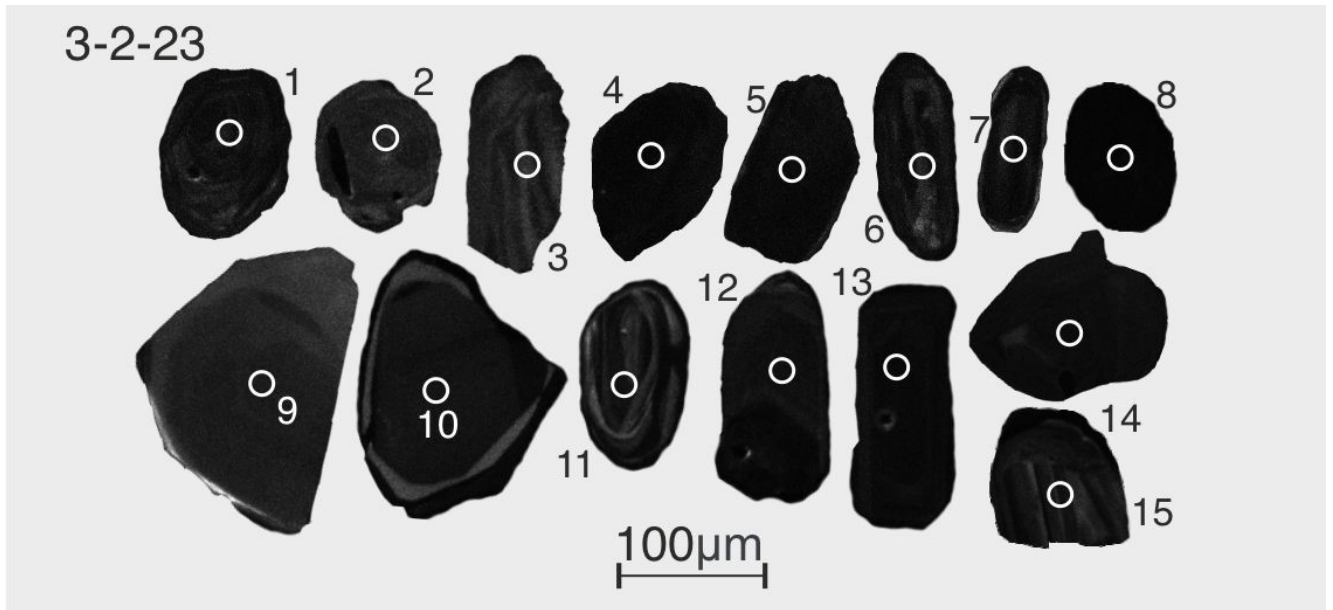


Рисунок 5.5 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-23 в режиме катодолуминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

По результатам U-Pb датирования зёрна циркона разделились на 5 возрастных групп. Первая группа образуется кластером из 5 зёрен (4, 5, 9, 12, 13) в нижней части конкордии с диапазоном значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста от 484 до 650 млн лет (Рисунок 5.6). Все точки из этого кластера отвечают тёмно-серым, почти чёрным участкам циркона, за исключением точки 9 (окраска этого зерна значительно светлее на CL изображении). Следующий кластер образуют зёрна 1, 3, 6, 10, 11, 14, 15. Возрастной диапазон по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьирует от 808 до 1101 млн лет. Все они относятся к более светлым участкам циркона с осцилляционной зональностью. Остальные возрастные группы состоят из единичных зёрен. Фигуративная точка 8, отвечающая чёрному в CL зерну, характеризуется максимальной степенью дискордантности (20%), возраст для неё равен 1497 ± 9 млн лет. Зерно 2, округлое со сложным внутренним строением, серого цвета в CL (четвёртая возрастная группа) имеет возраст 1824 ± 19 млн лет. Пятая возрастная группа представлена удлинённым зерном 7 с переходами от тёмно-серой до тёмной окраски в CL. Его возраст 2974 ± 7 млн лет (Приложение Г, Таблица Г.3) [20].

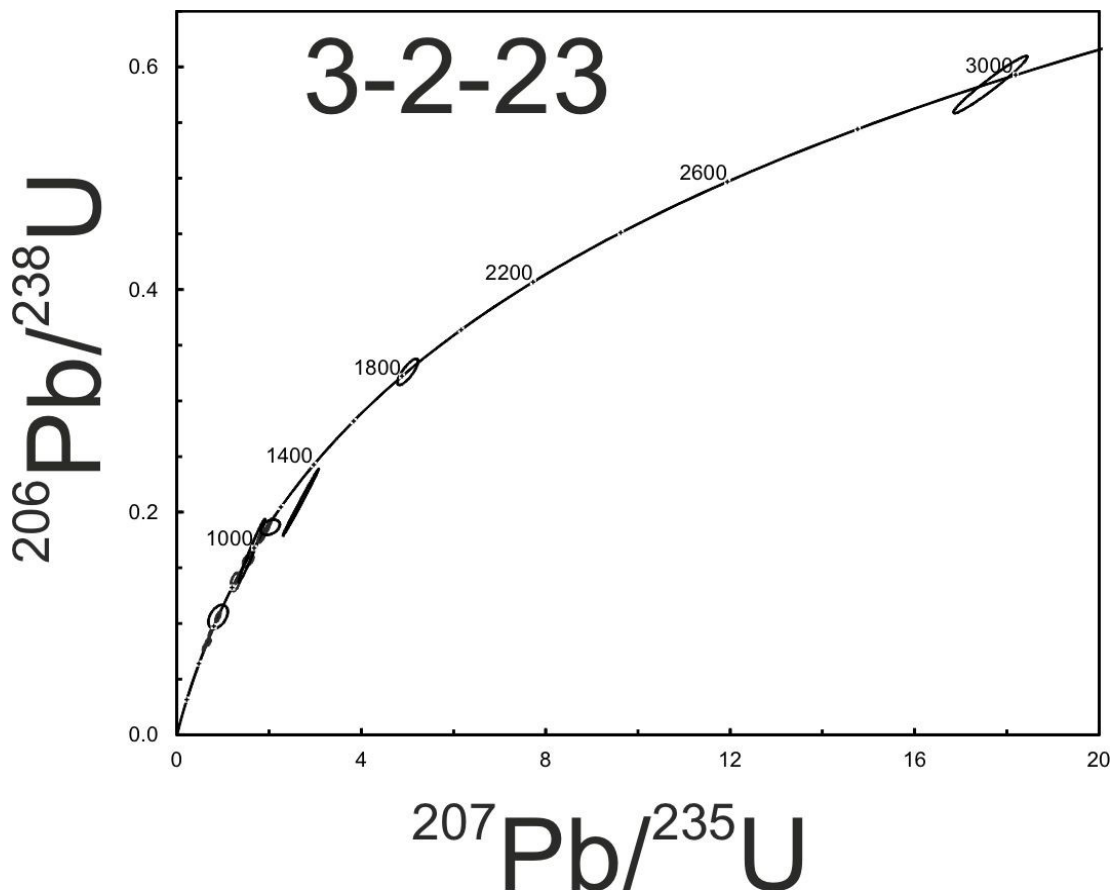


Рисунок 5.6 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-23.

Содержание U в датированном цирконе в целом невысокое (в 11 точках оно не превышает 278 ppm). В четырёх точках содержание U изменяется от 829 до 1258 ppm. Содержание Th колеблется от 9 до 515 ppm, в среднем – 143 ppm (Приложение Г, Таблица Г.3). Наибольшие концентрации U отмечаются в зёрнах почти чёрного, тёмно-серого цвета в CL. Значение Th/U отношения варьирует от 0.01 до 1.98, составляя в среднем 0.54 [20].

Образец 3-2-55. Зёрна циркона имеют удлинённую (с коэффициентом удлинения 1:2 – 1:3) или изометричную формы (Рисунок 5.7). Размер зёрен в основном не превышает 150 – 200 мкм. Границы зёрен часто изъедены и корродированы. В CL-изображении циркон имеет тёмную окраску – от почти чёрной с переходами до тёмно-серой. Иногда обнаруживаются участки зёрен со светлой, практически белой окраской в CL-изображении как в краевой части, так и в центральной (например, зерно 6, Рисунок 5.7). Некоторые зёрна циркона демонстрируют брекчированную структуру (зерно 3, 6 Рисунок 5.7), когда участки с различным внутренним строением хаотично перемежаются друг с другом. В ряде

случаев в центральной части зёрен наблюдается тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность (например, зерно 7, Рисунок 5.7) [129].

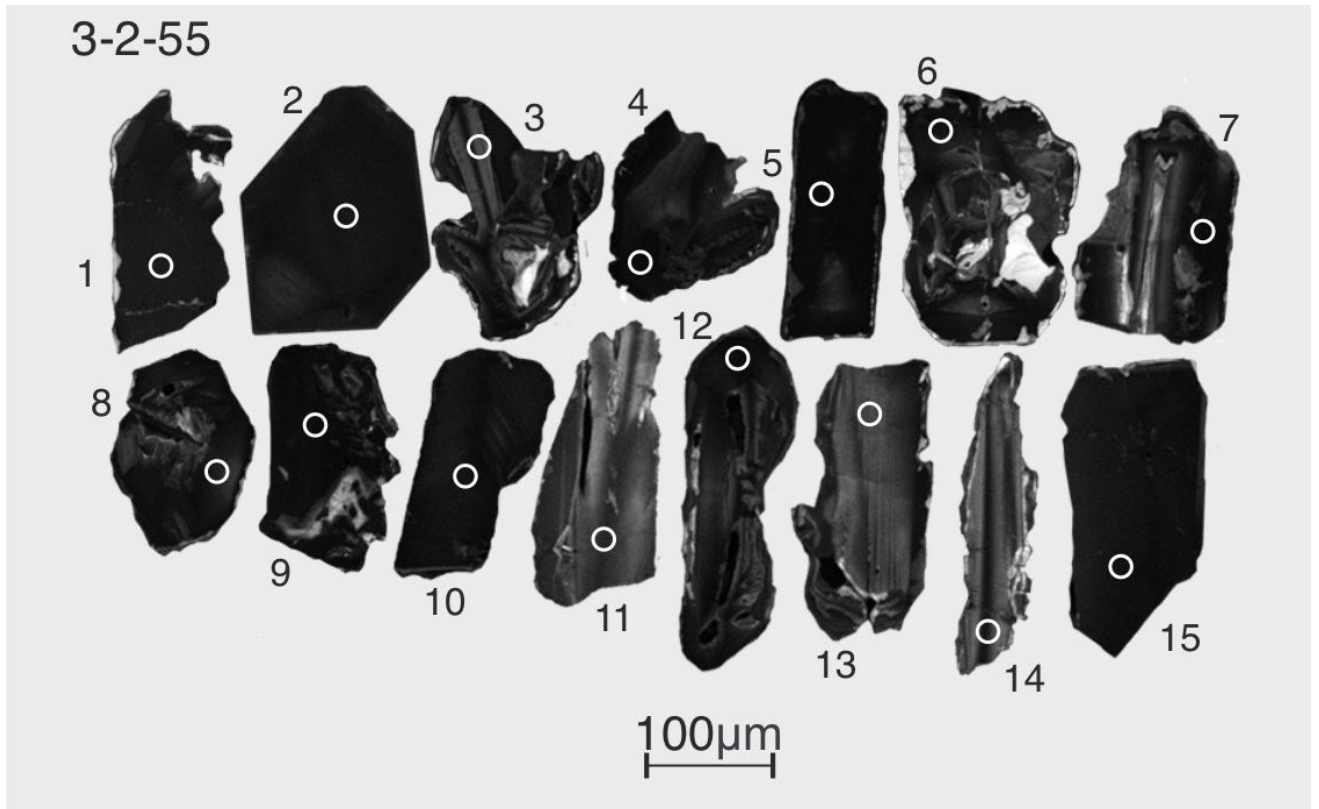


Рисунок 5.7 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-55 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Все 15 протатированных циркона лежат на дискордии со значением верхнего пересечения с конкордией 2810 ± 4 млн лет и нижнего пересечения 590 ± 83 млн лет при величине MSWD = 1.5 (Рисунок 5.8). За исключением трёх точек (6, 14 и 11), все остальные точки сгруппированы в районе верхнего пересечения дискордии и являются субконкордантными, для них величина дискордантности не превышает 5 – 6% (Приложение Г, Таблица Г.4) [129].

Содержание U в проанализированных точках колеблется в интервале от 280 до 2093 ppm при среднем содержании 860 ppm. Следует отметить, что в трёх наиболее дискордантных зёрнах содержание U не превышает установленное в конкордантном цирконе и варьирует от 318 до 499 ppm. Содержание Th варьирует в более широком, чем U, диапазоне – от 170 до 5857 ppm при среднем значении

1324 ppm (Приложение Г, Таблица Г.4). При этом содержание Th в трёх дискордантных точках (6, 14 и 11) со значениями дискордантности 9, 15 и 20%, соответственно, также далеко от установленных максимальных значений и не превышает среднее значение, варьируя от 277 до 381 ppm. Th/U отношение в продатированном цирконе варьирует от 0.59 до 7.77, составляя в среднем 1.51 [129].

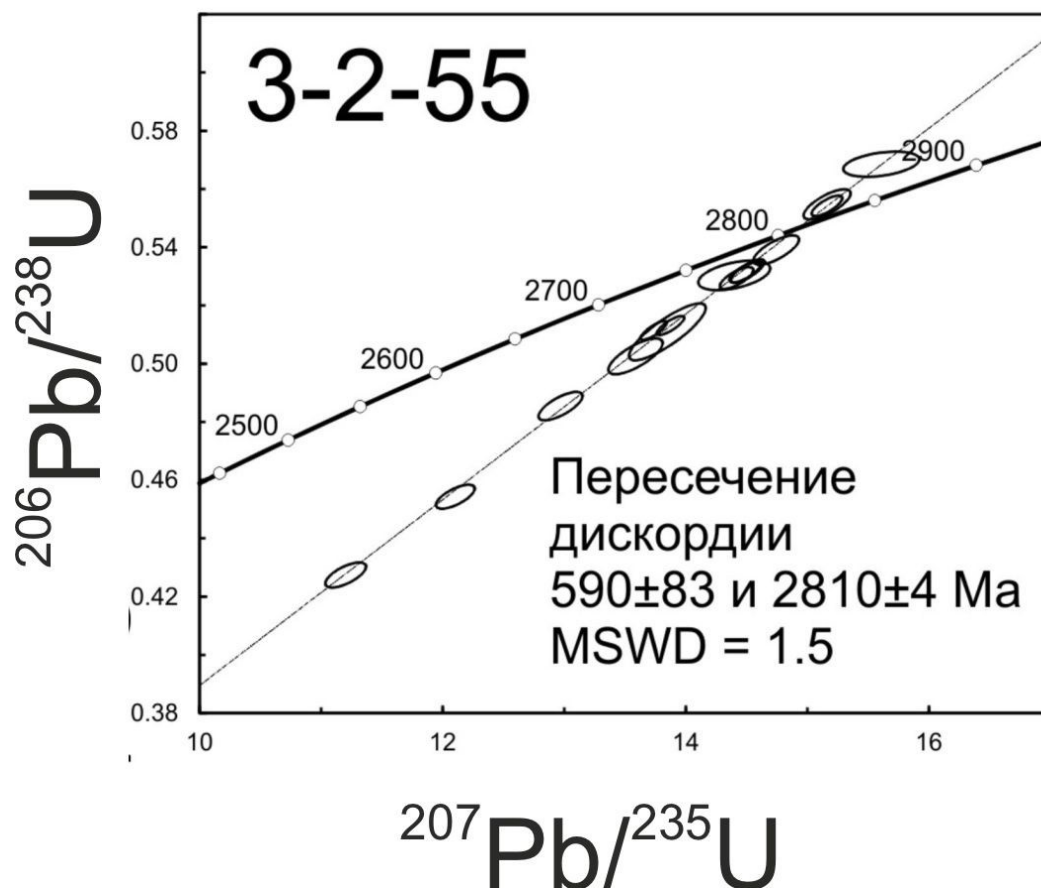


Рисунок 5.8 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-55.

5.2 Геохимическая характеристика циркона

Образец 3-1-1. Суммарное содержание REE в цирконе из этого образца варьирует от 1393 до 7523 ppm (в среднем 4860) (Приложение Г, Таблица Г.5). При этом сумма LREE составляет 55.3 – 971 ppm (в среднем 242), а HREE – 3128 – 7207 ppm (в среднем 4535). Спектры распределения REE для изученных зёрен циркона имеют дифференцированный характер с преобладанием тяжёлых REE над лёгкими (Рисунок 5.9). Отношение Lu_N/La_N варьирует от 122 до 10279. Lu_N/Gd_N отношение, характеризующее степень «наклона» спектра в области HREE достаточно

выдержанное и изменяется от 1.44 до 11.1. Между суммарным содержанием REE и HREE наблюдается ярко выраженная положительная корреляция ($r = 0.99$). Отчётливо выделяются положительные Ce- и отрицательные Eu-аномалии. Значение Ce/Ce* варьирует в пределах от 8.40 до 46.9, в среднем – 29.4. Значение Eu/Eu* колеблется от 0.02 до 0.27, в среднем – 0.10. Выделяются из этой пробы зерно 7 с более высоким содержанием LREE и низким HREE и зерно 4, для которого характерно обеднение всего спектра REE относительно остальных зёрен. Обе эти точки попадают на участки осцилляционной зональности, отличающиеся в режиме CL более светлой окраской (Рисунок 5.1) [20].

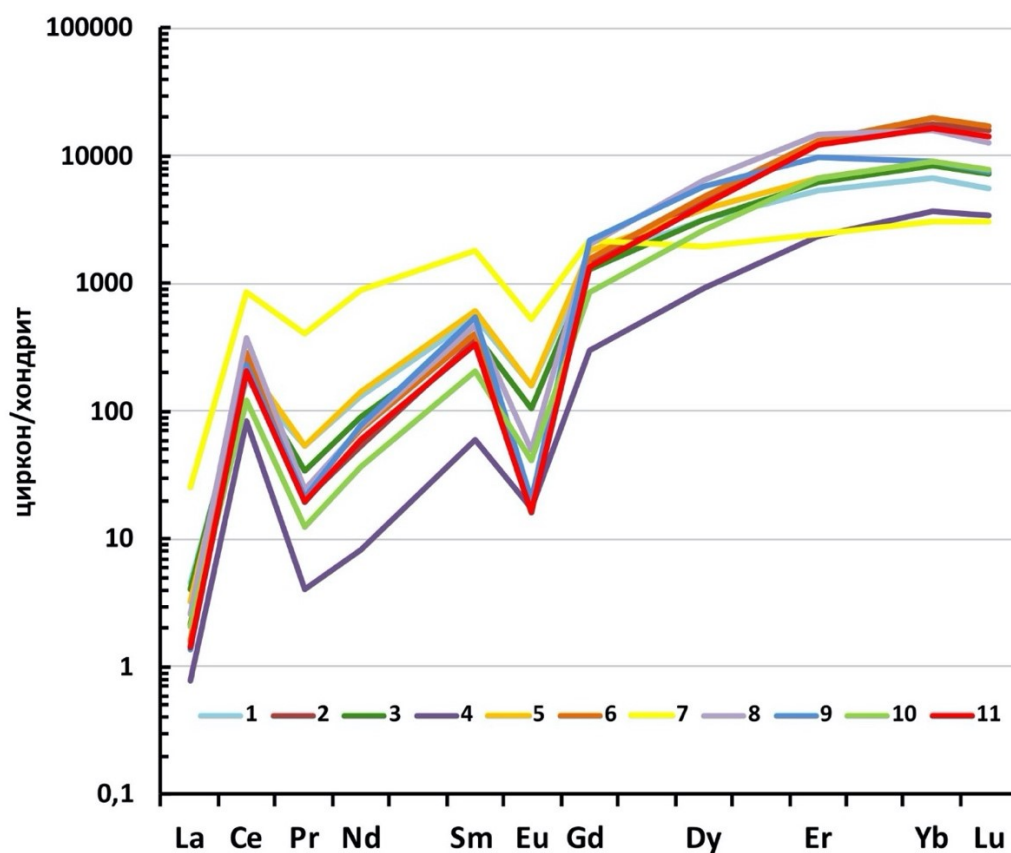


Рисунок 5.9 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-1-1.

Содержание Hf достаточно высокое и колеблется в интервале от 9798 до 13856, составляя в среднем 11934 ppm. Содержание Y варьирует от 2323 до 15364 ppm (в среднем 8999 ppm) и демонстрирует сильную положительную корреляцию с общим содержанием HREE ($r = 0.99$). Содержание P, меняющееся от 81.5 до 690 ppm (в среднем – 374 ppm), положительно коррелирует с содержанием Y ($r = 0.96$)

и суммарным содержанием HREE ($r = 0.96$) [20], что согласуется с «ксенотимовой» схемой изоморфизма $(Y, REE)^{3+} + P^{5+} = Zr^{4+} + Si^{4+}$ [58].

В некоторых зёрнах циркона наблюдается повышенное содержание неформульных элементов, например, Ca (от 26.1 до 98.9, составляя в среднем 46.7 ppm). Содержание другого неформульного элемента Sr варьирует в более узком диапазоне от 1.16 до 3.61 ppm (в среднем 2.31 ppm). Содержание Ti изменяется от 4.44 до 11.3, составляя в среднем 7.46 ppm (Приложение Г, Таблица Г.5) [20], что соответствует диапазону температуры кристаллизации от 617 до 754 °C [140].

Образец 3-2-11. Суммарное содержание REE изменяется от 42.6 до 1317 ppm (в среднем 389 ppm) (Приложение Г, Таблица Г.6). Из них суммарное содержание LREE от 2.03 до 70.9, в среднем – 20.9 ppm, а HREE – от 39.6 до 127, в среднем – 363 ppm. Спектры распределения REE для изученных зёрен циркона носят дифференцированный характер с преобладанием тяжёлых REE над лёгкими (Рисунок 5.10). Отношение Lu_N/La_N варьирует от 96.7 до 13562 (в среднем – 3403). Отношение Lu_N/Gd_N изменяется от 5.42 до 108 (в среднем – 49.8), указывая на переменную степень «наклона» HREE. Минимальные значения Lu_N/Gd_N фиксируются для внешних кайм циркона, чёрных в CL изображении. Степень проявления положительных Ce- и отрицательных Eu-аномалий также варьирует. Значение Ce/Ce^* изменяется от 2.60 до 74.2, составляя в среднем 25.6. Значение Eu/Eu^* колеблется от 0.19 (ярко выраженная отрицательная аномалия) до 0.83 (сильно редуцированная аномалия). На спектре распределения REE выделяются точки 7.2 и 8.3 (Рисунок 5.10) с полой формой всего спектра REE из-за более высокого содержания LREE и редуцированных Ce- и Eu-аномалий. В целом, спектры распределения REE для остальных точек циркона конформны и практически повторяют друг друга, отличаясь только уровнем содержания LREE и HREE [20].

Содержание Hf в цирконе высокое – от 6928 до 15152 ppm, в среднем – 11778 ppm. Отмечается довольно умеренное содержание Y: от 57 до 1594 ppm, составляя в среднем 481 ppm. Минимальное содержание Y характерно для участков циркона со светло-серой и белой окрасками в CL изображении. Содержание Y имеет

положительную прямую корреляцию с суммарным содержанием HREE ($r = 0.97$). Содержание P меняется в широком диапазоне от 5.77 до 413 ppm, составляя в среднем 96.3 ppm (Приложение Г, Таблица Г.6). Установлены положительные корреляции между содержаниями P и Y ($r = 0.78$), и P и суммарным содержанием HREE ($r = 0.83$) [20].

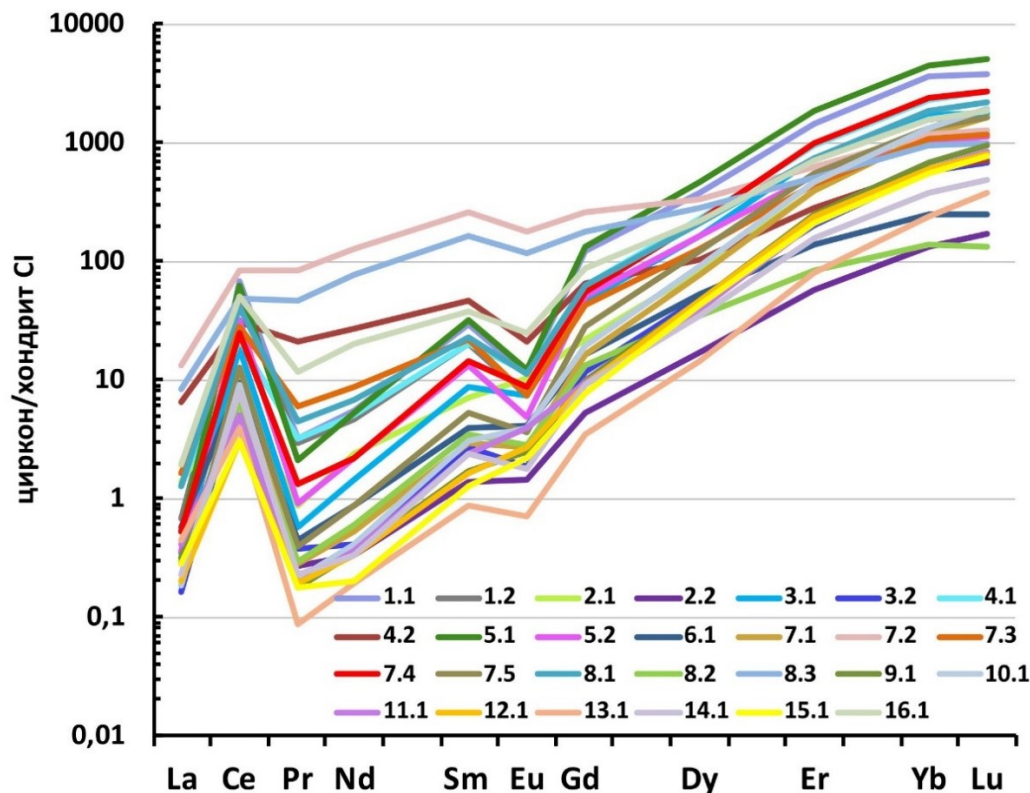


Рисунок 5.10 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-11.

Содержание неформульных элементов демонстрирует значительные вариации. Так, содержание Ca колеблется от 0.74 до 100 ppm, составляя в среднем 18.6 ppm. Наибольшее содержание Ca отмечается, как правило, в краевых частях зёрен, реже – в центральных. Все эти «обогащённые» Ca участки имеют почти чёрную, тёмно-серую окраску на изображениях в режиме CL. Между содержанием Ca и суммарным содержанием LREE наблюдается положительная корреляция ($r = 0.77$). Содержание Sr изменяется в более узком диапазоне, составляя в среднем 1.15 ppm. Содержание Ti варьирует от 6.17 до 23.9 ppm (в среднем 1.15 ppm) [20], что соответствует диапазону температур образования циркона от 695 до 826 °C [140].

Образец 3-2-23. Суммарное содержание REE в рассматриваемом цирконе варьирует от 109 до 3207 ppm, составляя в среднем 909 ppm (Приложение Г, Таблица Г.7). Из него вклад LREE составляет от 5.76 до 68.8 ppm (в среднем 23 ppm), HREE – от 91.9 до 3135 ppm (в среднем 878 ppm). В целом спектры распределения REE имеют дифференцированный характер (Рисунок 5.11) с увеличением содержания REE от лёгких к тяжёлым (отношение Lu_N/La_N варьирует от 53.6 до 9287, составляя в среднем 3357). Lu_N/Gd_N отношение варьирует от 1.57 до 39.6 при средней величине 14.7. Для большинства точек установлена чётко выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* достигает 97.2). Во всех зёрнах циркона проявлена отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.02 - 0.42$, в среднем – 0.18). Между величинами положительной Ce-аномалии и Th/U отношением наблюдается сильная положительная корреляция ($r = 0.84$). На диаграмме (Рисунок 5.11) резко выделяются на фоне остальных спектры REE для двух зёрен – 6-го и 8-го. Они характеризуются более высоким содержанием LREE, ввиду чего Ce-аномалия в значительной степени редуцирована. Для ряда зёрен (5, 8, 9, 14) отмечается пологий характер распределения HREE, не коррелирующий с особенностями внутреннего строения циркона, проявленного на изображениях в режиме CL. Спектры REE для остальных зёрен в целом конформны друг другу, отличаясь лишь суммарным содержанием REE [20].

Содержание Hf в рассматриваемом цирконе высокое. Оно изменяется от 10276 до 18407 ppm, составляя в среднем 13643 ppm. Содержание Y варьирует от 211 до 4694 ppm, при среднем значении 1366 ppm (Приложение Г, Таблица Г.7). Между Y и суммарным содержанием HREE также отмечается высокая положительная корреляция ($r = 0.99$). Содержание P колеблется от 75.8 до 1489 ppm, составляя в среднем 415 ppm. P положительно коррелирует с целым рядом элементов: суммарным содержанием HREE ($r = 0.92$), Y ($r = 0.93$), Ba ($r = 0.79$), что согласуется с «ксенотимовой» схемой изоморфизма [20].

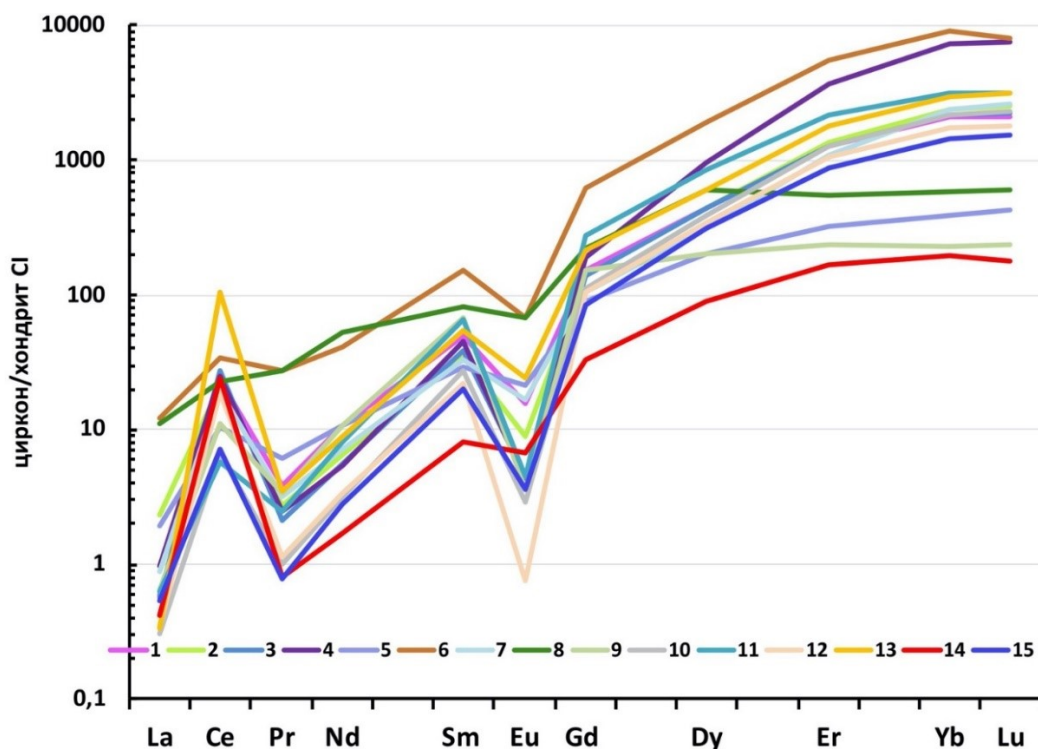


Рисунок 5.11 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-23.

Содержание неформульных элементов следующее: Са варьирует от 5.88 до 264 ppm (в среднем – 47.9 ppm). Наибольшие концентрации Са наблюдаются в зёрнах 1, 6 и 8, более обогащённых LREE и с наименее проявленными Eu- и Ce-аномалиями. Содержание другого неформульного элемента – Sr изменяется в диапазоне от 0.25 до 5.46 ppm, составляя в среднем 1.34 ppm. Содержание Ti варьирует от 4.81 до 66.3 ppm, при среднем значении 20.2 ppm [20]. Такое содержание соответствует температуре кристаллизации циркона в интервале от 682 до 943 °C [140].

Образец 3-2-55. Суммарное содержание REE в продатированном цирконе варьирует от 960 до 4815 ppm, составляя в среднем 2591 ppm (Приложение Г, Таблица Г.8). В целом спектры распределения REE имеют дифференцированный характер с увеличением содержания от лёгких к тяжёлым REE (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 4659). При этом спектры распределения REE практически повторяют друг друга в области HREE, отличаясь только общим уровнем содержания HREE (Рисунок 5.12). Lu_N/Gd_N отношение достаточно выдержанное и

варьирует от 14.5 до 28.6 при средней величине 18.8. LREE демонстрируют гораздо большую вариабельность. Суммарное содержание LREE варьирует в пределах порядка – от 23 до 252 ppm при среднем содержании 75 ppm. В цирконе с максимальным содержанием LREE (точки 4 и 7) спектры распределения в области LREE имеют выположенный характер, что отражается в низких значениях Sm_N/La_N отношения (1.15 и 8.26 соответственно) [129].

В цирконе между величиной положительной Ce-аномалии (Ce/Ce^* отношение) и общим содержанием LREE наблюдается отрицательная корреляция ($r = -0.5$). В точке 4 с максимальным содержанием LREE, равным 252 ppm, положительная Ce-аномалия практически отсутствует ($Ce/Ce^* = 1.15$). В цирконе с минимальным содержанием LREE положительная Ce-аномалия проявлена наиболее отчётливо. Так, в точке 13 суммарное содержание LREE составляет 23 ppm при максимальной величине положительной Ce-аномалии ($Ce/Ce^* = 50.2$). Величина отрицательной Eu-аномалии варьирует в цирконе от 0.01 до 0.29, при среднем значении $Eu/Eu^* = 0.09$. В цирконе с повышенным содержанием и пологим распределением LREE наблюдается редуцированная отрицательная Eu-аномалия. В цирконе с дифференцированным распределением как всех REE, так и LREE, отрицательная Eu-аномалия проявлена наиболее полно. Между величинами положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями наблюдается сильная положительная корреляция ($r = 0.57$), т.е. в цирконе с хорошо проявленной положительной Ce-аномалией будет также присутствовать и чётко выраженная отрицательная Eu-аномалия, и наоборот [129].

Содержание Hf в проанализированном цирконе достаточно высокое и выдержанное (от 9355 до 11751 ppm при среднем содержании 10491 ppm). Содержание Y варьирует от 1418 до 8483 ppm (в среднем 4110 ppm) и демонстрирует сильную положительную корреляцию с общим содержанием HREE ($r = 0.99$). Содержание P, меняющееся от 259 до 1022 ppm, положительно коррелирует с содержанием Y ($r = 0.92$) и HREE ($r = 0.88$), что согласуется с «ксенотимовой» схемой изоморфизма $(Y, REE)3^+ + P5^+ = Zr4^+ + Si4^+$ [58].

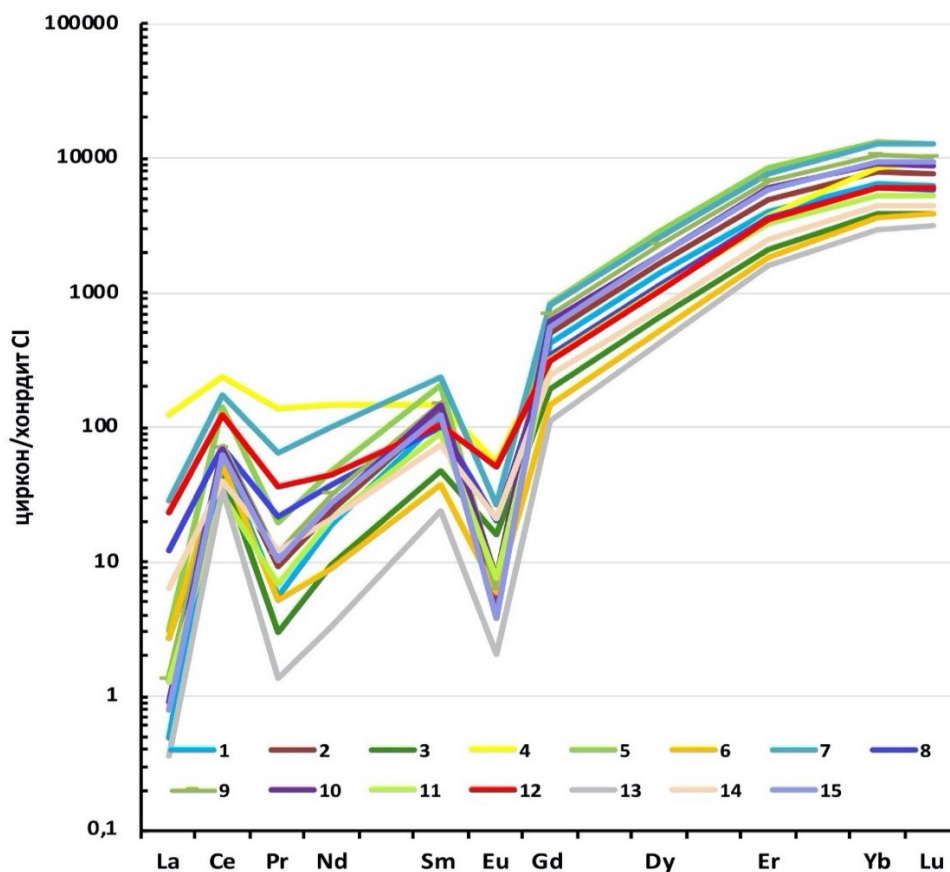


Рисунок 5.12 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-55.

В некоторых зёрнах циркона наблюдается повышенное содержание неформульных элементов, например, Са. Содержание Са варьирует от 12 до 185 ppm, составляя в среднем 57 ppm. При этом повышенное содержание Са характерно для циркона с редуцированными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями, а также с повышенным содержанием LREE ($r = 0.64$). Содержание другого неформульного элемента Sr варьирует в меньших пределах – от 0.9 до 5.5 ppm при среднем содержании 1.9 ppm. Содержание Ti изменяется от 14 до 54 ppm, составляя в среднем 24 ppm, что соответствует диапазону температуры кристаллизации от 774 до 917 °C [129] (в среднем 821 °C, [140]).

5.3 Изотопный состав кислорода в цирконе

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ для обр. 3-1-1 изменяется от 5.09 до 5.74‰ при среднем значении 5.47‰ (Приложение Г, Таблица Г.1). Данное значение

близко к мантийным ($\sim 5.3 \text{ ‰}$) для циркона из габбро и серпентинитов океанической коры [46].

Для циркона из обр. 3-2-11 изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ выше и варьирует в бóльшем диапазоне от 6.50 до 7.84‰ при среднем значении 7.02‰ (Приложение Г, Таблица Г.2), заметно превышая мантийные значения и соответствуя значениям для коровых пород [135].

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из обр. 3-2-23 наиболее неоднозначен и переменчив. Значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от совсем низких показателей 1.13 до высоких 10.5‰, при среднем значении 7.20‰ (Приложение Г, Таблица Г.3). Видимой закономерности такого распределения не наблюдается [20].

В целом пониженное значение $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из обр. 3-2-55, которое изменяется от 1.75 до 3.15‰ при среднем значении 2.71‰ (Приложение Г, Таблица Г.4), свидетельствует о влиянии гидротермальных процессов [40]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 0 – 6‰ характерны для минералов из пород, относящихся к нижнему слою океанической коры, представленному габбро (например, [56]). Высокотемпературные (более 300°C) гидротермальные изменения, сопровождающиеся воздействием морской воды, приводят к понижению $\delta^{18}\text{O}$ в минералах, включая циркон, из пород этого слоя относительно мантийных значений [56, 65, 73, 89]. Напротив, неизменный под воздействием морской воды циркон из океанических плагиогранитов и габбро в районе Срединно-Атлантического и Юго-Западного Индийского хребтов характеризуется достаточно узким интервалом $\delta^{18}\text{O}$ со средним значением $5.2 \pm 0.5 \text{ ‰}$ [68].

Фигуративные точки, отвечающие составам изученных ксенокристов циркона, были вынесены на дискриминационную диаграмму в координатах значений U-Pb возраста и $\delta^{18}\text{O}$ (Рисунок 5.13). Циркон из обр. 3-1-1 имеет узкие диапазоны значений возраста и $\delta^{18}\text{O}$, вследствие чего он образует компактное поле в мантийной области (MORB на Рисунке 5.13). Фигуративные точки для циркона из обр. 3-2-11 расположились в поле древней континентальной коры. Наибольшую изменчивость по изотопному составу кислорода демонстрирует циркон из обр. 3-2-23. Значительная часть точек находится в области древней континентальной

коры, вблизи циркона из обр. 3-2-11. Единичные точки попадают в поле циркона, испытавшего гидротермальное воздействие. Циркон из обр. 3-2-55 отчётливо расположился в области циркона, испытавшего гидротермальное преобразование [20].

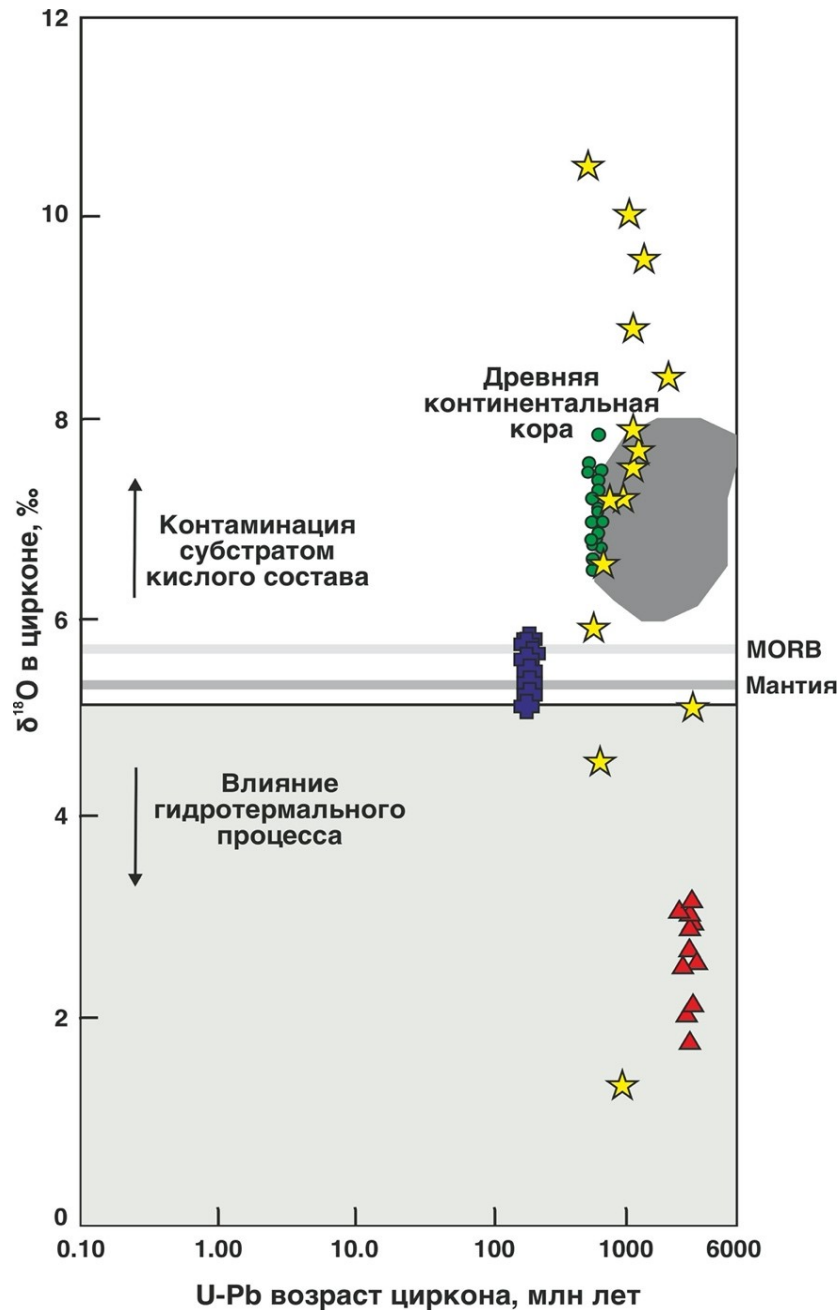


Рисунок 5.13 – Соотношение U-Pb возраста и изотопного состава кислорода для циркона из габброидов хребта Шака. Фигуративные поля MORB, деплетированной мантии и циркона гидротермального происхождения выделены по [40], древней континентальной коры по [125]. Использованы данные из [6].

5.4 Общие закономерности состава циркона по редким и редкоземельным элементам

К. Граймс с соавторами [66, 67, 69] продемонстрировал, что происхождение циркона, который кристаллизовался в различных геодинамических обстановках – в пределах континентальной или океанической коры, может быть распознано на основе содержания в минерале ряда редких элементов (например, Yb, U и Y). Фигуративные точки, отвечающие составу циркона из магматических пород хребта Шака, были нанесены на соответствующие диаграммы. Помимо собственных данных, на диаграммы для наглядности полученных результатов были нанесены данные по циркону из подводной горы Атлантис, который однозначно кристаллизовался в океанической коре и имеет молодой возраст согласно [146].

На диаграмме Y – U/Yb (рис. 5.14 а) практически весь рассматриваемый циркон находится в поле циркона из пород континентальной коры. При этом точки циркона из обр. 3-1-1, 3-2-23 и 3-2-55 расположены достаточно компактно и тяготеют к границе, разделяющей циркон из пород континентальной и океанической кор. Одна из точек из обр. 3-1-1 (6-я, Приложение Г, Таблица Г.5) ложится в поле циркона из океанических пород. Значительная часть точек, отвечающих составу циркона из обр. 3-2-11, находится в поле циркона из пород континентальной коры, причём на удалении от границы с океанической областью. Несколько точек (1.1, 5.1, 7.2, 8.3, Приложение Г, Таблица Г.6) выбиваются за пределы фигуративных полей (согласно [66]). Скорее всего, это можно объяснить тем, что используемые дискриминационные диаграммы требуют дополнения новым аналитическим материалом и соответствующей корректировки границ полей. Часть точек циркона из обр. 3-2-23 имеют близкие характеристики с цирконом из обр. 3-2-11. Следует отметить, что «молодой» циркон из пород подводной горы Атлантис ЮЗИХ [146], происхождение которого однозначно определяется как океаническое, компактно расположен в пределах поля циркона из пород океанической коры на существенном удалении от границы с континентальным полем (Рисунок 5.14 а) [20].

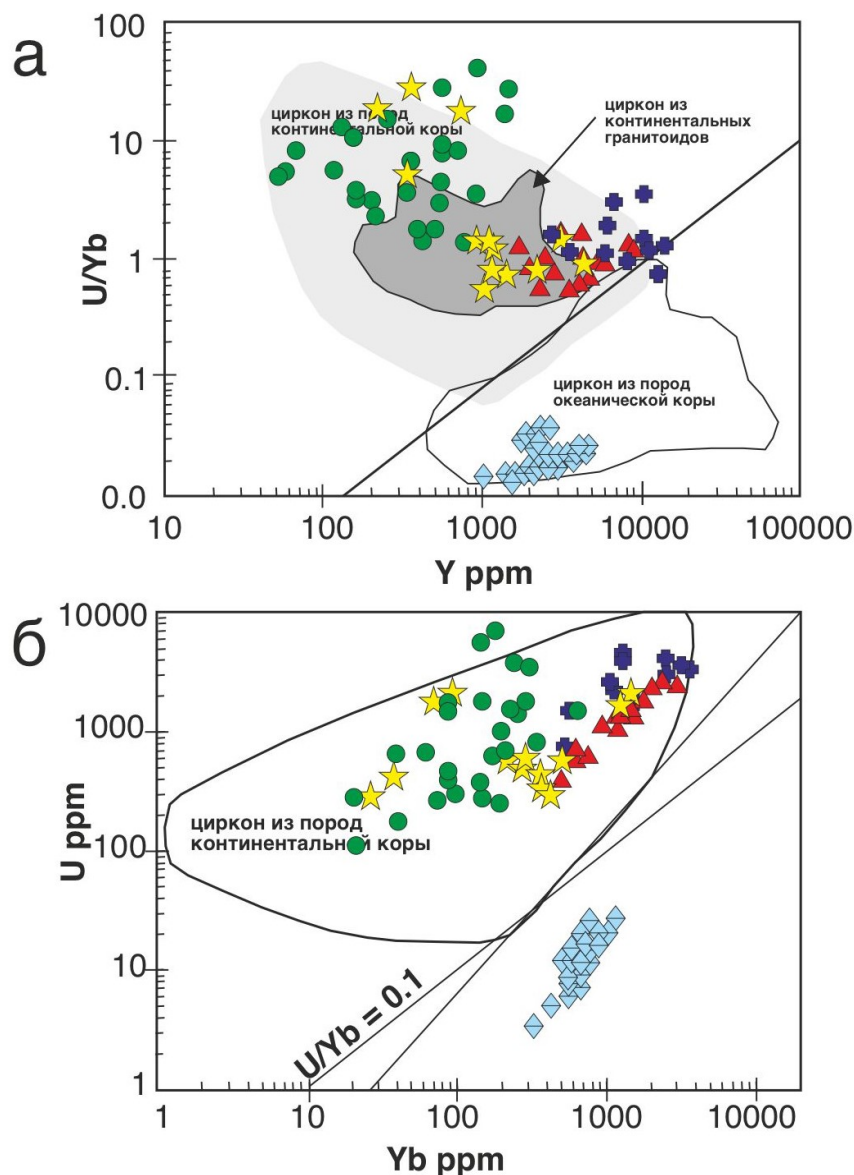


Рисунок 5.14 – Дискриминационные диаграммы: а – Соотношение Y (ppm) и U/Yb отношения; б – соотношение Yb (ppm) и U (ppm) в цирконе из пород хребта Шака и ЮЗИХ [146]. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55, голубыми ромбами – циркон из ЮЗИХ [146]. Фигуративные поля выделены по [66].

На дискриминационной диаграмме Yb – U (Рисунок 5.14 б) циркон из всех изученных образцов расположился в области циркона из пород континентальной коры. За пределы границ поля попадают всего две точки из обр. 3-2-11 (1.1 и 5.1, Приложение Г, Таблица Г.6) по причине более высокого содержания U в своём составе при умеренном количестве HREE. На данной диаграмме также сохраняется

некоторая обособленность циркона из обр. 3-2-11 от остальных образцов. Океанический циркон из ЮЗИХ [146] ожидаемо находится в океаническом фигуративном поле, ниже разграничительной линии. Примечательно, что циркон почти из всех образцов, включая «молодой» циркон, кристаллизовавшийся в океанической коре, демонстрирует положительную корреляцию Yb и U. Степень корреляции варьирует от просто значимой положительной ($r = 0.46$) для обр. 3-2-23 до сильной ($r = 0.88$) для циркона из обр. 3-2-55. Данную зависимость можно объяснить тем, что повышенное содержание U приводит к (частичному) нарушению кристаллической структуры циркона по причине α -распада, что способствует вхождению в циркон элементов-примесей (например, HREE) [20].

Широко применяемыми являются диаграммы сравнения содержания La и Sm_N/La_N отношения (Рисунок 5.15 а) с полями составов неизменённого магматического, гидротермального и «пористого» циркона, предложенные в работах [44, 67, 79]. Циркон из обр. 3-1-1 расположен в поле неизменённого магматического циркона, за исключением точки 7, не попадающей ни в одну из областей диаграммы. Фигуративные точки циркона из обр. 3-2-11 заметно разбросаны в пределах диаграммы. Значительная часть точек находится выше области «пористого» циркона, вне фигуративных полей диаграммы. Несколько точек непосредственно попадают в область «пористого» циркона, интерпретируемого как испытывавшего флюидное воздействие, а также в область гидротермального циркона. Только одна точка находится в области неизменённого циркона магматического генезиса. Точки циркона из обр. 3-2-23 демонстрируют схожее с обр. 3-2-11 расположение, но не попадают в область гидротермального циркона. Точки, отвечающие составу циркона из обр. 3-2-55 образуют тренд, вытянутый из центра поля неизменённого магматического циркона к области гидротермального циркона (Рисунок 5.15 а). «Молодой» циркон океанического генезиса образует чётко выраженный тренд с отрицательной корреляцией между параметрами диаграммы в пределах поля магматического циркона [20].

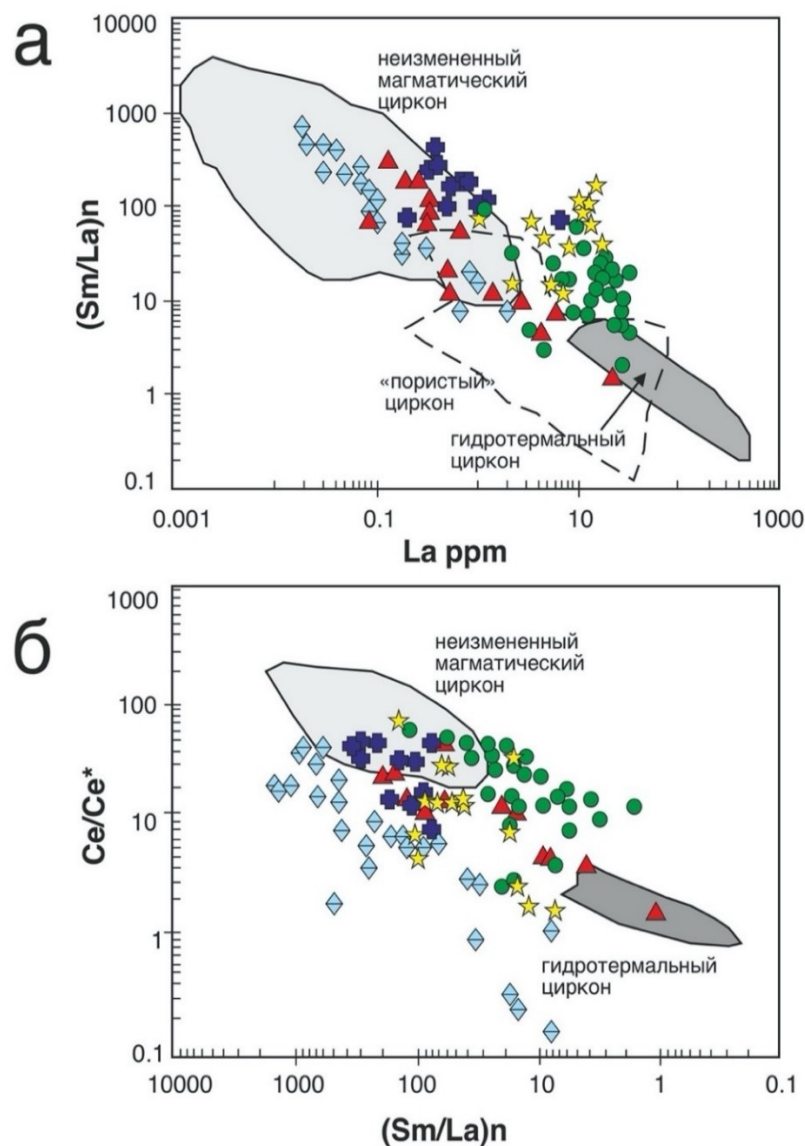


Рисунок 5.15 – Дискриминационные диаграммы: а – Соотношение La (ppm) и Sm_n/La_n отношения; б – соотношение Sm_n/La_n и Ce/Ce^* в цирконе из пород хребта Шака и ЮЗИХ [146]. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55, голубыми ромбами – циркон из ЮЗИХ [146]. Фигуративные поля выделены по [44, 67, 79].

На диаграмме $Sm_N/La_N - Ce/Ce^*$ (Рисунок 5.15 б) с аналогичными полями неизменённого магматического и гидротермального циркона [79] большая часть зёрен циркона из обр. 3-1-1 попадает в поле циркона магматического генезиса. Для циркона из обр. 3-2-11 и 3-2-23 только единичные точки находятся в поле циркона

магматического генезиса, в то время как большая часть занимает промежуточное положение между неизменным и гидротермальным цирконом. Циркон из обр. 3-2-55 отличается тем, что несколько точек, отвечающих его составу, непосредственно попадают в область гидротермального циркона. «Молодой» циркон океанического генезиса [146] образует тренд с отрицательной корреляцией для параметров диаграммы (Рисунок 5.15 б), но расположенный ниже фигуративных полей [20].

Диаграмма Ca – Ti (Рисунок 5.16) демонстрирует, что в основном для изученных зёрен циркона содержание неформульных элементов Ca и Ti не превышает эмпирические верхние пределы содержания этих элементов, установленные для неизменённого циркона. Пороговое содержание Ca – 100 ppm [61], Ti – 20 ppm [60]. Повышенные содержания неформульных элементов Ti и Ca устанавливаются для циркона из обр. 3-2-55, а также для единичных точек циркона для обр. 3-2-23 [20].

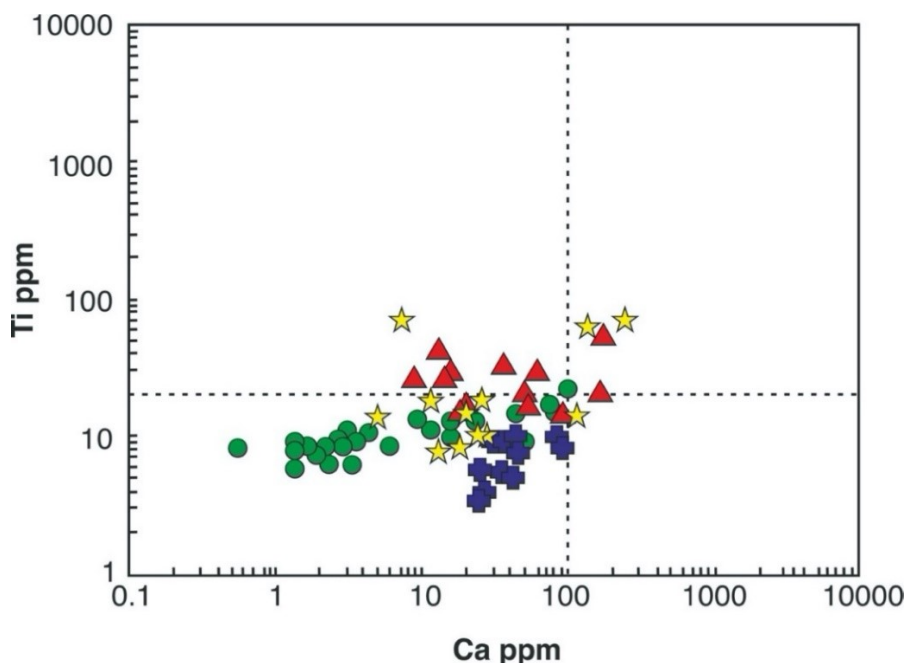


Рисунок 5.16 – Соотношение Ca и Ti в цирконе из пород хребта Шака. Пунктиром показаны эмпирические лимиты содержаний этих элементов в неизменённом цирконе. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55.

Ещё одним эффективным критерием для выявления происхождения циркона является содержание Li [44, 134]. Циркон, который кристаллизовался в океанической коре, характеризуется экстремально низким содержанием Li – не более 0.05 ppm, тогда как в цирконе, который кристаллизовался в континентальной коре, как правило, содержание Li укладывается в интервал 1 – 100 ppm (Рисунок 5.17) [44, 68, 134]. В рассматриваемом цирконе из обр. 3-1-1 содержание Li варьирует от 0.22 до 3.77 ppm, в цирконе из обр. 3-2-11 – от 0.42 до 113 ppm, в цирконе из обр. 3-2-23 – от 0.24 до 31.9 ppm. В цирконе из обр. 3-2-55 содержание Li варьирует в пределах 1.8 – 50 ppm при среднем содержании 16 ppm (Приложение Г, Таблица Г.5, Г.6, Г.7, Г.8). Для всех четырёх образцов уровень содержания Li в разной степени указывает на то, что он приурочен к породам континентальной коры.

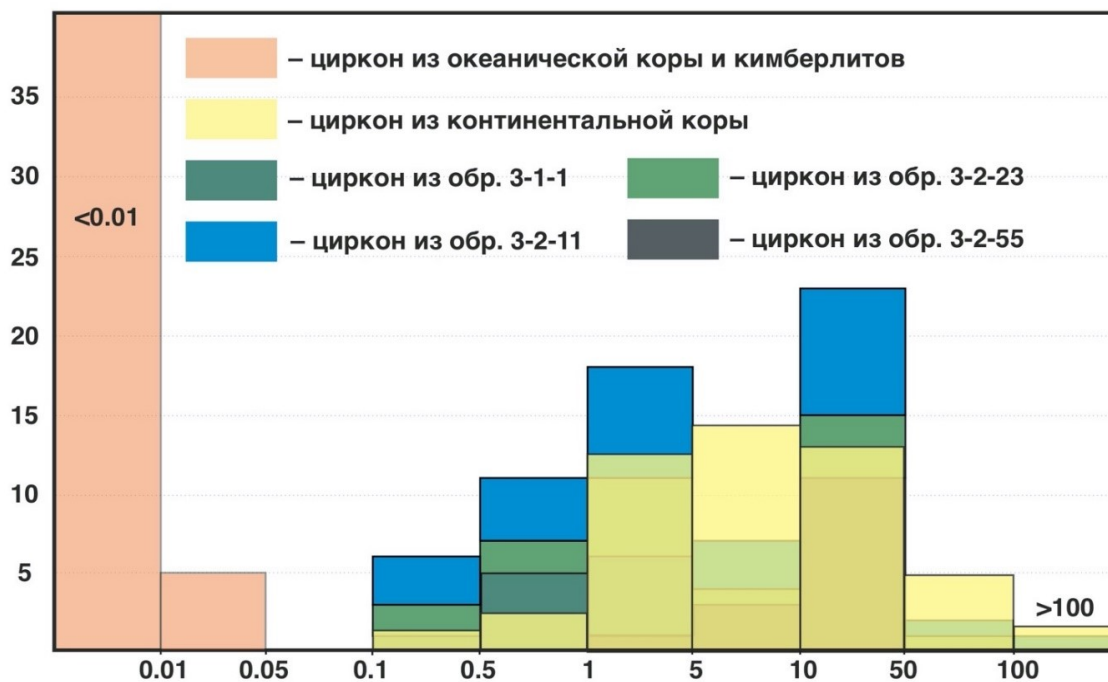


Рисунок 5.17 – Гистограмма содержания Li (ppm) в цирконе из магматических пород хребта Шака. Данные по циркону из океанической и континентальной коры приведены по [44, 68, 134].

5.5 Выводы по главе 5

Впервые для магматических пород хребта Шака установлен ксеногенный циркон, U-Pb изотопная система которого зафиксировала возраст кристаллизации от архейских значений 2.8 млрд лет до мезозойских – около 180 млн лет.

Ряд геохимических характеристик, таких как: величина Th/U отношения, дифференцированный характер спектров распределения REE с выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями позволяет считать, что рассматриваемый циркон имеет магматическое происхождение. Опираясь на дискриминационные диаграммы, можно сделать вывод о том, что циркон кристаллизовался в породах континентальной коры. Соответственно, по отношению к вмещающим породам этот циркон является ксеногенным (унаследованным от более древних пород).

Данные по изотопному составу кислорода свидетельствуют о том, что циркон из обр. 3-1-1 сохраняет мантийные изотопные метки, из обр. 3-2-11 и 3-2-23 поступил из пород древней континентальной коры, из обр. 3-2-55 испытал гидротермальное преобразование, находясь в составе магматических пород хребта Шака. Однозначно интерпретировать такие данные сложно, вероятно, они отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённого комплексного минералого-геохимического и изотопного исследования, определены особенности природы магматических пород хребта Шака, а также установлен ксеногенный циркон в их составе и выявлены возможные источники его поступления.

Магматические породы, слагающие хребет Шака контаминированы материалом континентальной коры. Присутствие пижонита в исследуемых породах позволяет определить их принадлежность к толеитовой серии и оценить условия кристаллизации: высокая температура ($> 900^{\circ}\text{C}$), быстрое остывание расплава, давление, не превышающее 3 кбар.

Выявлено присутствие в составе габброидов ксеногенного циркона, имеющего большой спектр значений возраста кристаллизации – от архейских (2.8 млрд лет) до мезозойских (около 180 млн лет). Ряд геохимических характеристик позволяет считать, что рассматриваемый циркон имеет магматическое происхождение и был связан с породами континентальной коры, при этом изотопный состав кислорода продемонстрировал для части зёрен наличие мантийных изотопных меток или признаков гидротермального преобразования. Проведённый сравнительный анализ исследованных древних ксенокристов циркона и молодого по возрасту циркона из пород океанической коры показал существенные отличия в их редкоэлементном составе.

В качестве перспективы продолжения исследования проблемы нахождения разновозрастного циркона и гетерогенности мантии в пределах хребта Шака автор рассматривает дальнейшее комплексное петрологическое и изотопно-геохимическое исследование океанических пород преимущественно на минеральном уровне.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет;

BSE – обратно-отражённые электроны;

CI – хондрит группы Ивуна;

CL – католюминесценция;

DMM – деплетированная мантия;

EM – обогащённая мантия;

E-MORB – обогащённые базальты срединно-океанических хребтов;

GLOSS-II – глобальный субдуцированный осадок;

HIMU – мантийный компонент с высоким U/Pb отношением;

ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой;

MORB – базальты срединно-океанических хребтов;

N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов;

OIB – базальты океанических островов;

UCC – верхняя континентальная кора;

SEM-EDS – сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионной приставкой;

SIMS – масс-спектрометрия вторичных ионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович, Л. Я. Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами / Л. Я. Аранович, Т. Ф. Зингер, Н. С. Бортников [и др.] // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 1. – С. 4-19.
2. Беляцкий, Б. В. Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26°С.Ш.): результаты U-Pb датирования и SM-ND изотопных исследований / Б. В. Беляцкий, Л. К. Левский, А. И. Трухалев [и др.] // Геохимия. – 1997. – Т. 35. – № 8. – С. 876-880.
3. Богатиков, О. А. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / О. А. Богатиков, О. В. Петров главные редакторы; СПб: Изд-во «ВСЕГЕИ», 2009. – 204, [2] с.: ISBN 978-5-93761-106-2.
4. Бортников, Н. С. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов / Н. С. Бортников, Е. В. Шарков, О. А. Богатиков [и др.] // Доклады Академии Наук. – 2008. – Т. 421. – № 2. – С. 240-248.
5. Бортников, Н. С. U-Pb датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельства взаимодействия молодой и древней кор в зоне спрединга дна океана / Н. С. Бортников, С. А. Силантьев, Ф. Беа [и др.] // Доклады Академии Наук. – 2019. – Т. 489. – № 5. – С. 49-55.
6. Бортников, Н. С. Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга / Н.С. Бортников, С.А. Силантьев, Ф. Беа [и др.] // Петрология. – 2022. – Т. 30. – № 1. – С. 3-30.
7. Костицын, Ю. А. Циркон в габброидах из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: U-Pb-возраст и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -отношения

(результаты исследований методом лазерной абляции) / Ю. А. Костицын, Е. А. Белоусова, Н. С. Бортников [и др.] // Доклады Академии Наук. – 2009. – Т. 428. – № 5. – С. 654-658.

8. Костицын, Ю. А. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах / Ю. А. Костицын, Е. А. Белоусова, С. А. Силантьев [и др.] // Геохимия. – 2015. – № 9. – С. 771-800.

9. Костицын, Ю. А. Возраст плутонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников / Ю. А. Костицын, С. А. Силантьев, М. О. Аносова [и др.] // Геохимия. – 2018. – № 2. – С. 97-119.

10. Кременецкий, А. А. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U-Pb-возраста, изотопии Hf и геохимии РЗЭ цирконов / А. А. Кременецкий, Н. А. Громалова, С. Г. Сколотнев [и др.] // Доклады Академии Наук. – 2018. – Т. 481. – № 2. – С. 169-173.

11. Мельников, Н. Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца / Н. Н. Мельников // Геохимия. – 2005. – № 12. – С. 1333-1339.

12. Овчинникова, Г. В. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода / Г. В. Овчинникова, Д. П. Крылов, И. К. Козаков [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 613-622.

13. Румянцева, Н. А. Первые данные об U-Pb возрасте и геохимии ксенокристов циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / Н. А. Румянцева, С. Г. Скублов, Б. Г. Ванштейн // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца – 2020. – С. 237-240.

14. Румянцева, Н. А. Возраст, изотопный и редкоэлементный состав циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / Н. А. Румянцева, С. Г.

Скублов, Б. Г. Ванштейн [и др.] // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН – 2020. – С. 761-764.

15. **Румянцева, Н. А.** Петрохимическая характеристика толеитов хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева**, Б. Г. Ванштейн, С. Г. Скублов // Записки Горного института. – 2021. – Т. 248. - № 2. – С. 223-231.

16. **Румянцева, Н. А.** Возраст, изотопный и редкоэлементный состав циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева**, С. Г. Скублов, Б. Г. Ванштейн // Геологический Международный Студенческий Саммит. Geological International Student Summit. Сборник тезисов докладов геологического Международного Студенческого Саммита – СПб: изд-во ВВМ, 2021. С. 38-42.

17. **Румянцева, Н. А.** Геохимия толеитов хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева**, Б. Г. Ванштейн, С. Г. Скублов // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции – 2021. – С. 221-222.

18. **Румянцева, Н. А.** Находки древнего циркона в габброида хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанов– 2021. – С. 133-136.

19. **Румянцева, Н. А.** U-Pb датирование и геохимия ксенокристов циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Новое в познании процессов рудообразования: Десятая Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием – 2021. – С. 256-258.

20. **Румянцева, Н. А.** Циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика): U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав / **Н. А. Румянцева**, С. Г. Скублов, Б. Г. Ванштейн [и др.] // Записки Российского минералогического общества – 2022. – Т.СLI. – № 1 – С.44-73.

21. **Румянцева, Н. А.** Древний циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Геология морей и океанов: Материалы XXIV

Международной научной конференции (Школы) по морской геологии – 2022. –Т. IV – С.133-135.

22. **Румянцева, Н. А.** Изотопно-геохимическая характеристика ксенокристов циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Актуальные проблемы недропользования: тезисы докладов XVIII Международный форум-конкурс студентов и молодых ученых Т. 2 – 2022. – С. 265-267.

23. **Румянцева, Н. А.** Изотопно-геохимическая характеристика циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии – 2022. – С. 120-121.

24. **Румянцева, Н. А.** Геохимические особенности пород, слагающих хребет Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXXIII молодёжной научной конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента ан СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова – 2022. – С. 157-160.

25. **Румянцева, Н. А.** Состав клинопироксена как индикатор условий кристаллизации габброидов из хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева, А. В. Березин, Б. Г. Ванштейн** [и др.] // Новые данные о минералах. - Москва. Изд. Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана. – 2023. –Т. 57. – № 1. – С. 14-23.

26. **Румянцева, Н. А.** Геохимия клинопироксена из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика) / **Н. А. Румянцева** // Новые идеи в науках о Земле: в 7 т. Материалы XVI Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (к 105-летию МГРИ) – 2023. – Т. 2. – С. 147-150.

27. Сколотнев, С. Г. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия / С. Г. Сколотнев, В. Е. Бельтнев, Е. Н. Лепехина [и др.] // Геотектоника. – 2010. – № 6. – С. 24-59.

28. Соболев, В. С. Мантийные лерцолитыюфиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена / В. С. Соболев, В. Г. Батанова // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 5. – С. 487-495.
29. Сущевская, Н. М. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического Хребта (Южная Атлантика) / Н. М. Сущевская, Н. А. Мигдисова, Б. В. Беляцкий [и др.] // Геохимия. – 2003. – № 1. – С. 3-24.
30. Федотова, А. А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А. А. Федотова, Е. В. Бибилова, С. Г. Симакин // Геохимия. – 2008. – № 9. – С. 980-997.
31. Шарков, Е. В. Мезозойский циркон из габброноритов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6° С.Ш. (район впадины Маркова) / Е. В. Шарков, Н. С. Бортников, О. А. Богатиков [и др.] // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 396. – № 5. – С. 675-679.
32. Шулятин, О. Г. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения / О. Г. Шулятин, Б. В. Беляцкий, А. А. Кременецкий // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 11-19.
33. Alt, J. C. Hydrothermal alteration and fluid fluxes in ophiolites and oceanic crust / J. C. Alt, D.A.H. Teagle // Special Papers Geological Society of America. – 2000. – P. 273-282.
34. Aparicio, A. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks / A. Aparicio // IUP Journal of Earth Science. – 2010. – V. 4 (3). – P. 34-44.
35. Armienti, P. Do we really need mantle components to define mantle composition? / P. Armienti, D. Gasperini // Journal of Petrology. – 2007. – V. 48 (4). – P. 693-709.

36. Armstrong, R. L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth / R. L. Armstrong // *Reviews of Geophysics*. – 1968. – V. 6 (2). – P. 175-199.
37. Ashwal, L. D. Archean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius / L. D. Ashwal, M. G. Jackson, F. J. Spera [et al.] // *Nature Communications*. – 2017. – V. 8 (1). – P. 14086.
38. Bea, F. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge / F. Bea, N. Bortnikov, P. Montero [et al.] // *Lithos*. – 2020. – V. 354. – P. 105361.
39. Beccaluva, L. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator / L. Beccaluva, G. Macciotta, G. B. Piccardo [et al.] // *Chemical Geology*. – 1989. – V. 77 (3-4). – P. 165-182.
40. Bindeman, I. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis / I. Bindeman // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2008. – V. 69 (1). – P. 445-478.
41. Black, L. P. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards / L. P. Black, S. L. Kamo, C. M. Allen [et al.] // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 205 (1-2). – P. 115-140.
42. Blatter, D. L. Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesite: A candidate for a mantle origin? / D. L. Blatter, L. S. E. Carmichael // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2001. – V. 65 (1). – P. 4043-4065.
43. Borromeo, L. How to identify pigeonite: A Raman and SEM-EDS study of detrital Ca-poor clinopyroxene from continental flood basalts / L. Borromeo, S. Andò, D. Bersani [et al.] // *Chemical Geology*. – 2023. – V. 635. – 121610.
44. Bouvier, A. S. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids / A. S. Bouvier, T. Ushikubo, N. T. Kita [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2012. – V. 163 (5). – P. 745-768.

45. Bröcker, M. Unraveling protolith ages of meta-gabbros from Samos and the Attic-Cycladic Crystalline Belt, Greece: Results of a U-Pb zircon and Sr-Nd whole rock study / M. Bröcker, K. Löwen, N. Rodionov // *Lithos*. – 2014. – V. 198. – P. 234-248.
46. Cavosie, A. J. Primitive oxygen-isotope ratio recorded in magmatic zircon from the Mid-Atlantic Ridge / A. J. Cavosie, N. T. Kita, J. W. Valley // *American Mineralogist*. – 2009. – V. 94 (7). – P. 926-934.
47. Chase, C. G. Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution / C.G. Chase // *Earth and planetary Science Letters*. – 1981. – V. 52 (2). – P. 277-284.
48. Chen, L. Geochemical insights from clinopyroxene phenocrysts into the effect of magmatic processes on petrogenesis of intermediate volcanic / L. Chen, Y. F. Zheng, Z. F. Zhao // *Lithos*. – 2018. – V. 316-317. – P. 137-153.
49. Cheng, H. Jurassic zircons from the Southwest Indian Ridge / H. Cheng, H. Zhou, Q. Yang [et al.] // *Scientific Reports*. – 2016. – V. 6 (1). – P. 1-9.
50. De Paolo, D. J. Nd isotopic variations and petrogenetic models / D. J. DePaolo, G. J. Wasserburg G. J. // *Geophysical Research Letters*. – 1976. – V. 3 (5). – P. 249-252.
51. Dick, H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge / H. Dick, J. Lin, H. Schouten // *Nature*. – 2003. – V. 426 (6965). – P. 405-412.
52. Dick, H. J. B. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle / H. J. B. Dick, J. H. Natland, B. Ildefonse // *Oceanography*. – 2006. – V. 19 (4). – P. 72-80.
53. Dokukina, K. A. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence / K. A. Dokukina, T. V. Kaulina, A. N. Konilov [et al.] // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25 (2). – P. 585-613.
54. Dong, Z. Geochemistry of Basalts from Southwest Indian Ridge 64° E: Implications for the Mantle Heterogeneity East of the Melville Transform / Z. Dong, C. Tao, J. Liang [et al.] // *Minerals*. – 2021. – V. 11 (2). – P. 175.
55. Earthchem.org/petdb : электронная библиотека : сайт. – Нью-Йорк, 2012 – URL: <https://earthchem.org/petdb> - Режим доступа: свободный.

56. Eiler, J. M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks / J. M. Eiler // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2001. – V. 43 (1). – P. 319-364.
57. Escrig, S. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts / S. Escrig, F. Capmas, B. Dupre [et al.] // *Nature*. – 2004. – V. 431 (7004). – P. 59-63.
58. Finch, R. J. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals / R. J. Finch, J. M. Hanchar // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2003. – V. 53 (1). – P. 1-25.
59. Fisher, R. L. Tectonic evolution of the Southwest Indian Ocean since the Mid-Cretaceous: plate motions and stability of the pole of Antarctica/Africa for at least 80 Myr / R. L. Fisher, J. G. Sclater // *Geophysical Journal International*. – 1983. – V. 73 (2). – P. 553-576.
60. Fu, B. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia / B. Fu, T. P. Mernagh, N. T. Kita [et al.] // *Chemical Geology*. – 2009. – V. 259 (3-4). – P. 131-142.
61. Geisler, T. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon / T. Geisler, H. Schleicher // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 163 (1-4). – P. 269-285.
62. Georgen, J. E. Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: Effects of transform offsets / J. E. Georgen, J. Lin, H. J. B. Dick // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 187 (3-4). – P. 283-300.
63. Gianni, G. M. Ghost-arc geochemical anomaly at a spreading ridge caused by supersized flat subduction / G. M. Gianni, J. Likerman, C. R. Navarrete [et al.] // *Nature Communications*. – 2023. – V. 14 (1). – 2083.
64. Gregory, R. T. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samali Ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5

km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges / R. T. Gregory, H. P. Taylor // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1981. – V. 86 (B4). – P. 2737-2755.

65. Google.com/maps : картографический сервис : сайт. – Маунтин Вью, Калифорния, США, 2005 – URL: <https://google.com/maps>. – Режим доступа: свободный.

66. Grimes, C. B. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance / C. B. Grimes, B. E. John, P. B. Kelemen [et al.] // *Geology*. – 2007. – V. 35 (7). – P. 643-646.

67. Grimes, C. B. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere / C. B. Grimes, B. E. John, M. J. Cheadle [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – V. 158 (6). – P. 757-783.

68. Grimes, C. B. Uniformly mantle-like $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros / C.B. Grimes, T. Ushikubo, B. E. John // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. V. 161. – P. 13-33.

69. Grimes, C. B. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon / C. B. Grimes, J. L. Wooden, M. J. Cheadle [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2015. – V. 170 (5–6). – P. 1-26.

70. Grove, T. L. Fractionation of mid-ocean ridge basalt (MORB) / T. L. Grove, R. J. Kinzler, W. B. Bryan // *Washington DC American geophysical union geophysical monograph series*. – 1992. – V. 71. – P. 281-310.

71. Hart, S. R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle / S. R. Hart // *Nature*. – 1984. – V. 309 (5971). – P. 753-757.

72. Hart, S. R. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence / S.R. Hart // *Science*. – 1992. – V. 256 (5056). – P. 517-520.

73. Hart, S. R. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros / S. R. Hart, J. Blusztajn, H. J. Dick [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1999. – V. 63 (23-24). – P. 4059-4080.

74. Hartnady, C. J. H. Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic, and South American plates / C. J. H. Hartnady, A.P. le Roex // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – V. 75 (2-3). – P. 245-257.
75. Hemming, S. R. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidities / S. R. Hemming, S. M. McLennan // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 184 (2). – P. 489-503.
76. Hinton, R. W. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths / R. W. Hinton R.W., B. G. J. Upton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – V. 55 (11). – P. 3287-3302.
77. Hofmann, A. W. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution / A. W. Hofmann, K. P. Jochum, M. Seufert [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1986. – V. 79 (1-2). – P. 33-45.
78. Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism / A.W. Hofmann // *Nature*. – 1997. – V. 385 (6613). – P. 219-229.
79. Hoskin, P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P. W. O. Hoskin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – V. 69 (1). – P. 637-648.
80. Hu, J. H. Magma plumbing system of Emeishan large igneous province at the End-Permian: insights from clinopyroxene compositional zoning and thermobarometry / J. H. Hu, J. W. Liu, T. Song [et al.] // *Minerals*. – 2020. – V. 10 (11). – P. 979.
81. Irvine, T. N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T. N. Irvine, W. R. A. Baragar // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1971. – V. 8 (5). – P. 523-548.
82. Ivanov, A. V. Deep-level geodynamics: boundaries of the process according to geochemic and petrologic data / A. V. Ivanov // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2010. – V. 1 (1). – P. 87-102.
83. Jacobsen, S. B. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites / S. B. Jacobsen, G. J. Wasserburg // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1980. – V. 50 (1). – P. 139-155.

84. Jahns, R. H. Igneous rock / R. H. Kudo, M. Albert // *Encyclopedia Britannica*. – 2023.
85. Jochum, K. P. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis / K. P. Jochum, D. B. Dingwell, A. Rocholl [et al.] // *Geostandards Newsletter*. – 2000. – V. 24 (1). – P. 87-133.
86. Jochum, K. P. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios / K. P. Jochum, B. Stoll, K. Herwig // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2006. – V. 7 (2).
87. Jochum K. P. Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines / K. P. Jochum, U. Weis, B. Stoll [et al.] // *Geostandards and Geoanalytical Research*. – 2011. – V. 35 (4). – P. 397-429.
88. Kamenetsky, V. S. Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge / V. S. Kamenetsky, R. Maas, N. M. Sushchevskaya [et al.] // *Geology*. – 2001. – V. 29 (3). – P. 243-246.
89. Korolev, N. M. The oxygen isotope composition of mantle eclogites as a proxy of their origin and evolution: A review / N. M. Korolev, A. E. Melnik, X.-H. Li [et al.] // *Earth-Science Reviews*. – 2018. – V. 185. – P. 288-300.
90. Krishnamurthy, P. Clinopyroxene compositions in the Deccan and Rajmahal traps and their bearing on magma types and evolution / P. Krishnamurthy, J. J. Mahoney, K. Gopalan [et al.] // *Journal of Asian Earth Science*. – 2014. – V. 84. – P. 102-117.
91. Kurz, M. D. Isotope heterogeneity near the Bouvet triple junction / M. D. Kurz, A. P. le Roex, H. J. B. Dick // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1998. – V. 62 (5). – P. 841-852.
92. Li, X. H. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf–O isotopes and U–Pb age / X. H. Li, W. G. Long, Q. L. Li [et al.] // *Geostandards and Geoanalytical Research*. – 2010. – V. 34 (2). – P. 117-134.
93. Lin, J. Evidence for off-axis volcanic relicts of the Bouvet hotspot and its interaction with the Southwest Indian Ridge / J. Lin, H. J. Dick, H. Schouten [et al.] // *American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts*. – 2001. – P. T31D-10.

94. Lin, J. Ridge-hotspot interactions at ultra-slow spreading conditions: Bouvet/Marion hotspot and the SW Indian Ridge / J. Lin, J. E. Georgen, H. Dick // InterRidge Symposium and workshop, RIDGE-HOTSPOT INTERACTION: Recent Progress and Prospects for Enhanced International Collaboration. – 2003.
95. Lindsley, D. H. Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // American Mineralogist. – 1983. – V. 68 (5-6). – P. 477-493.
96. Liu, C. Z. Archean cratonic mantle recycled at a mid-ocean ridge / C. Z. Liu, H. J. Dick, R. N. Mitchell // Science Advances. – 2022. – V. 8 (22).
97. Ludwig, K. R. User's Manual for Isoplot/Ex. Vers. 2.10, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 1999. – V. 1a. – P. 49.
98. Ludwig, K. R. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2001. – V. 2. – P. 19.
99. Ludwig, K. R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2003. – V. 4 (2). – P. 1-70.
100. Lugmair, G. W. The Sm-Nd history of KREEP / G. W. Lugmair, R. W. Carlson // Lunar and Planetary Science Conference Proceedings. – 1978. – V. 9. – C. 689-704.
101. Luttinen, A. V. Bilateral geochemical asymmetry in the Karoo large igneous province / A. V. Luttinen // Scientific reports. – 2018. – V. 8 (1). – 5223.
102. MacLean, W. H. Litho-geochemical techniques using immobile elements / W. H. MacLean, T. J. Barrett // Journal of Geochemical Exploration. – 1993. – V. 48 (2). – P. 109-133.
103. Mahoney, J. J. Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere / J. J. Mahoney, D. W. Graham, D. M. Christie [et al.] // Journal of Petrology. – 2002. – V. 43 (7). – P. 1155-1176.

104. Manhes, G. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”: Precise age determination and evidence for exotic lead / G. Manhes, C. J. Sllegre, A. Provost // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – V. 48 (11). – P. 2247-2264.
105. McDonough, W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S. S. Sun // *Chemical geology*. – 1995. – V. 120 (3-4). – P. 223-253.
106. Meschede, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram / M. Meschede // *Chemical geology*. – 1986. – V. 56 (3-4). – P. 207-218.
107. Meyzen, C. M. New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge / C. M. Meyzen, J. N. Ludden, E. Humler [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2005. – V. 6 (11).
108. Michael, P. J. Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts / P. J. Michael, W. C. Cornell // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1998. – V. 103 (B8). – P. 18325-18356.
109. Miyashiro, A. Volcanic rock series and tectonic setting / A. Miyashiro // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1975. – V. 3 (1). – P. 251-269.
110. Moore, G. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth / G. Moore, I. Carmichael // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 130 (3). – P. 304- 319.
111. Morimoto, N. Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto, J. Fabries, A. K. Ginzburg [et al.] // *Mineralogical Magazine*. – 1988. – V. 5 (367). – P. 535-550.
112. Nayak, R. Low-titanium clinopyroxene composition of Nidar ophiolite gabbros, southeastern Ladakh Himalaya, India: implications to geotectonic setting / R. Nayak, D. Pal // *CURRENT SCIENCE*. – 2021. – V. 121(5). – P. 685- 691.
113. Nekvasil, H. The calculated individual effects of pressures and water content on phase equilibria in the granite system / H. Nekvasil, C. W. Nekvasil // *Magmatic processes: physiochemical principles*. – V. 1. – P. 433-445.

114. Nisbet, E. G. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings / E. G. Nisbet, J. A. Pearce // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1977. – V. 63 (2). – P. 149-160.
115. O'Connor, J. M. Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes / J. M. O'Connor, W. Jokat, A. P. le Roex [et al.] // *Nature Geoscience*. – 2012. – V. 5 (10). – P. 735-738.
116. Ovung, T. N. Clinopyroxene composition of volcanics from the Manipur ophiolite, Northeastern India: implications to geodynamic setting / T. N. Ovung, J. Ray, B. Ghosh [et al.] // *International Journal of Earth Sciences*. – 2018. – V. 107. – P. 1215-1229.
117. Parsaei, M. Clinopyroxene composition of Daralu gabbro-dioritic rocks in the southern of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: constraints of tectono-magmatic setting and crystallization processes / M. Parsaei, S. Dargahi, M. Arvin [et al.] // *Arabian Journal of Geosciences*. – 2022. – V. 15 (17). – Article number: 1468.
118. Pecerrillo, A. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey / A. Pecerrillo, S. R. Taylor // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1976. – V. 58. – P. 63-81.
119. Pilot, J. Paleozoic and proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge / J. Pilot, C. D. Werner, F. Haubrich [et al.] // *Nature*. – 1998. – V. 393 (6686). – P. 676-679.
120. Plank, T. The chemical composition of subducting sediments / T. Plank // Elsevier. – 2014. P. 607-629.
121. Putirka, K. D. Thermometers and barometers for volcanic systems / K. D. Putirka // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2008. – V. 69 (1). – P. 61-120.
122. Rodionov, N. V. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia / N. V. Rodionov, B. V. Belyatsky, A. V. Antonov [et al.] // *Gondwana Research*. – 2012. – V. 21 (4). – P. 728-744.

123. Rudnick, R. L. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R. L. Rudnick, D. M. Fountain // *Reviews of geophysics*. – 1995. – V. 33 (3). – P. 267-309.
124. Rudnick, R. L. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao, H. D. Holland [et al.] // *The crust*. – 2003. – V. 3. – P. 1-64.
125. Rumble, D. The oxygen isotope composition of Earth's oldest rocks and evidence of a terrestrial magma ocean / D. Rumble, S. Bowring, T. Iizuka [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – V. 14 (6). – P. 1929-1939.
126. Sauter, D. Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46°E and 52°20'E: interaction with the Crozet hotspot? / D. Sauter, M. Cannat, C. Meyzen [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2009. – V. 179 (2). – P. 687-699.
127. Sclater, J. G. Tectonic structure and petrology of the Antarctic plate boundary near the Bouvet triple junction / J. G. Sclater, H. Dick, I. O. Norton [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1978. – V. 37 (3). – P. 393-400.
128. Shaoxiong, W. SOLV CALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry / W. Shaoxiong, H. Nekvasil // *Computers & Geosciences*. – 1994. – V. 20 (6). – P. 1025-1040.
129. Skublov, S. G. Zircon Xenocrysts from the Shaka Ridge Record Ancient Continental Crust: New U-Pb Geochronological and Oxygen Isotopic Data / S. G. Skublov, **N. A. Romyantseva**, B. G. Vanshtein [et al.] // *Journal of Earth Science* – 2022. – V. 33 (1). – P. 5-16.
130. Stracke, A. Recycling oceanic crust: quantitative constraints / A. Stracke, M. Bizimis, V. J. M. Salters // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2003. – V. 4 (3).
131. Sun, S.-s. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-s. Sun, W. F. McDonough // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – V. 42 (1). – P. 313-345.
132. Tang, G.-Q. Deciphering the physical mechanism of the topography effect for oxygen isotope measurements using a Cameca IMS-1280 SIMS / G.-Q. Tang, X.-H.

Li, Q.-L. Li [et al.] // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 2015. – V. 30 (4). – P. 950-956.

133. Torsvik, T. H. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean / T. H. Torsvik, H. Amundsen, E. H. Hartz [et al.] // *Nature Geoscience*. – 2013. – V. 6 (3). – P. 223-227.

134. Ushikubo, T. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust / T. Ushikubo, N. T. Kita, A. J. Cavosie [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 272 (3-4). – P. 666-676.

135. Valley, J. W. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts / J. W. Valley, P. D. Kinny, D. J. Schulz [et al.] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 133 (1). – P. 1-11.

136. Villiger, S. Crystallization pressures of mid-ocean ridge basalts derived from major element variations of glasses from equilibrium and fractional crystallization experiments / S. Villiger, O. Muntener, P. Ulmer // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2007. – V. 112 (B1).

137. Villiger, S. Equilibrium and fractional crystallization experiments at 0.7 GPa; the effect of pressure on phase relations and liquid compositions of tholeiitic magmas / S. Villiger, P. Ulmer, O. Muntener // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48 (1). – P. 159- 184.

138. Wang, X. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems / X. Wang, T. Hou, M. Wang [et al.] // *European Journal of Mineralogy*. – 2021. – V. 33 (5). – P. 621-637.

139. Warr, L. N. IMA-CNMNC approved mineral symbols / L. N. Warr // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85 (3). – P. 291-320.

140. Watson, E. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E. B. Watson, D. A. Wark, J. B. Thomas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – V. 151 (4). – P. 413-433.

141. Weaver, B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints / B. L. Weaver // *Earth and planetary science letters*. – 1991. – V. 104 (2-4). – P. 381-397.

142. Wiedenbeck, M. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Y. Corfu [et al.] // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – V. 19 (1). – P. 1-23.

143. Wiedenbeck, M. Further characterisation of the 91500 zircon crystal / M. Wiedenbeck, J. M. Hanchar, W. H. Peck [et al.] // *Geostandards and Geoanalytical Research*. – 2004. – V. 28 (1). – P. 9-39.

144. Williams, I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / I. S. Williams // *Reviews in economic geology*. – 1998. – V. 7. – P. 1-35.

145. Workman, R. K. recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain / R. K. Workman, S. R. Hart, M. Jackson [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – V. 5 (4).

146. Xu, N. Mosaic zircon petrochronology and implications for the ultra-slow spreading process of Southwest Indian Ridge / N. Xu, L. Zhang, H. Zhou // *Lithos*. – 2021. – V. 388–389. – 106052.

147. Zindler, A. Chemical geodynamics / A. Zindler, S. Hart // *Annual review of earth and planetary sciences*. – 1986. – V. 14 (1). – P. 493-571.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

РИСУНКИ

Рисунок 2.1 – а – Карта района хребта Шака, б – Положение станций драгирования. Звёздочками отмечены станции драгирования пород. В качестве топографической основы использована информация из открытых источников [64].

Рисунок 4.1 – Результаты драгирования на станции F-B-2016-3-2.

Рисунок 4.2 – Фотографии шлифов представительных образцов каждого вида горных пород с анализатором. Аббревиатура минералов приведена по [139].

Рисунок 4.3 – TAS диаграмма ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для магматических пород хребта Шака с фигуративными полями по [3].

Рисунок 4.4. – а, б – диаграммы для разления магматических пород известково-щелочной и толеитовой серий по [109], в – тройная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (AFM) по [81].

Рисунок 4.5 – Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ выделения серий магматических пород по содержанию калия. Фигуративные поля выделены по [118].

Рисунок 4.6 – Вариационные диаграммы содержания оксидов основных элементов в породах хребта Шака. Голубым облаком обозначены составы базальтоидов и габброидов Южной Атлантики, данные по которым были взяты из открытого источника – базы данных PetDB [55], зелёным облаком – составы пород магматической провинции Кару по [101].

Рисунок 4.7 – Спектры распределения REE для пород хребта Шака, нормированные на хондрит CI по [131]. Эталонные составы N-MORB и E-MORB приведены по [131], GLOSS-II по [120], среднего состава континентальной коры по [123].

Рисунок 4.8 – Спектры распределения редких элементов для пород хребта Шака, нормированные на примитивную мантию по [131]. Эталонные составы N-MORB и E-MORB приведены по [131], GLOSS-II по [120], среднего состава континентальной коры по [123].

Рисунок 4.9 – а – Дискриминационная диаграмма Zr – Y (в ppm). Фигуративные поля выделены по [102]. Голубым облаком обозначены составы базальтоидов и

габброидов Южной Атлантики, данные по которым были взяты из открытого источника – базы данных PetDB [55] для сравнения; б – Тройная диаграмма Y – Zr – Nb. Фигуративные поля выделены по [106].

Рисунок 4.10 – а – Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; б – диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Линия Northern Hemisphere Reference (NHRL) выделена по [71]. Фигуративные поля MORB, FOZO, OIB, HIMU выделены по базе данных [130], значения EM-I и EM-II по [35], GLOSS-II по [120], UCC по [75].

Рисунок 4.11 – Визуализация данных по изотопному составу Pb магматических пород хребта Шака методом главных компонент, описанному в [54], в координатах значения фактора 1 и фактора 2. В процентах указан вес соответствующего фактора. Используются данные изотопного состава EM-I и EM-II по [35], UCC по [75], DMM по [57]. Врезка – мантийный тетраэдр по материалам [82] после [72].

Рисунок 4.12 – Изображение 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.13 – Спектры распределения REE 1-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.14 – Изображение 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.15 – Спектры распределения REE 2-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.16 – Изображение 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.17 – Спектры распределения REE 3-го зерна из обр. 3-2-59, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.18 – Изображение 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.19 – Спектры распределения REE 1-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.20 – Изображение 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.21 – Спектры распределения REE 2-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.22 – Изображение 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера составляет 20 мкм.

Рисунок 4.23 – Спектры распределения REE 3-го зерна из обр. 3-1-1, нормированные на хондрит CI по [131].

Рисунок 4.24 – Тройная классификационная диаграмма для клинопироксена Ca-Mg-Fe типа с общепринятыми названиями по [111] с наложенными кривыми двупироксенового геотермометра при давлении 5 кбар по [95].

Рисунок 4.25 – Сравнительный анализ экспериментальных данных давления кристаллизации клинопироксена по [136] и расчётных по [121, 138].

Рисунок 4.26 – Изображения гранофировых сростаний и общего облика породы обр. 3-1-1 в режиме композиционного контраста (BSE).

Рисунок 4.27 – Тройная диаграмма для калиевого полевого шпата из гранофировых сростаний и плагиоклаза из обр. 3-1-1 при давлении 3 кбар. Изотермы построены по термодинамической модели [113].

Рисунок 5.1 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-1-1 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Рисунок 5.2 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-1-1.

Рисунок 5.3 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-11 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Рисунок 5.4 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-11.

Рисунок 5.5 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-23 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Рисунок 5.6 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-23.

Рисунок 5.7 – Изображение зёрен циркона из обр. 3-2-55 в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров (U-Pb датирование, изотопный состав кислорода, редкие элементы).

Рисунок 5.8 – Диаграмма с конкордией для циркона из обр. 3-2-55.

Рисунок 5.9 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-1-1.

Рисунок 5.10 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-11.

Рисунок 5.11 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-23.

Рисунок 5.12 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI [105] для циркона из обр. 3-2-55.

Рисунок 5.13 – Соотношение U-Pb возраста и изотопного состава кислорода для циркона из габброидов хребта Шака. Фигуративные поля MORB, деплетированной мантии и циркона гидротермального происхождения выделены по [40], древней континентальной коры по [125]. Используются данные из [6].

Рисунок 5.14 – Дискриминационные диаграммы: а – Соотношение Y (ppm) и U/Yb отношения; б – соотношение Yb (ppm) и U (ppm) в цирконе из пород хребта Шака и ЮЗИХ [146]. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55, голубыми ромбами – циркон из ЮЗИХ [146]. Фигуративные поля выделены по [66].

Рисунок 5.15 – Дискриминационные диаграммы: а – Соотношение La (ppm) и Sm_n/La_n отношения; б – соотношения Sm_n/La_n и Ce/Ce^* в цирконе из пород хребта Шака и ЮЗИХ [146]. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55, голубыми ромбами – циркон из ЮЗИХ [146]. Фигуративные поля выделены по [44, 67, 79].

Рисунок 5.16 – Соотношение Sa и Ti в цирконе из пород хребта Шака. Пунктиром показаны эмпирические лимиты содержаний этих элементов в неизменённом цирконе. Фиолетовыми плюсами показан циркон из обр. 3-1-1, зелёными кружками – обр. 3-2-11, жёлтыми звёздочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55.

Рисунок 5.17 – Гистограмма содержания Li (ppm) в цирконе из основных магматических пород хребта Шака. Данные по циркону из океанической и континентальной кор приведены по [44, 68, 134].

ТАБЛИЦЫ

Таблица 4.1 – Кристаллохимические формулы 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

Таблица 4.2 – Кристаллохимические формулы 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

Таблица 4.3 – Кристаллохимические формулы 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-2-59, рассчитанные при помощи анионного метода.

Таблица 4.4 – Кристаллохимические формулы 1-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

Таблица 4.5 – Кристаллохимические формулы 2-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

Таблица 4.6 – Кристаллохимические формулы 3-го зерна моноклинного пироксена из обр. 3-1-1, рассчитанные при помощи анионного метода.

ПРИЛОЖЕНИЕ А**Расположение и координаты станций драгирования исследуемых образцов**

Таблица А.1 – Расположение и координаты станций драгирования исследуемых образцов.

Номер станции драгирования	Описание местоположения	Широта	Долгота	Глубина (м)
F-B-2016-3-2	Северо-восточный фланг средней части хребта Шака	-51,0578	13,1649	1450
F-B-2016-3-1	Северо-восточный фланг средней части хребта Шака	-51,0522	13,1628	1400
F-B-2016-1-1	Южное подножие местного нагорья на юго-западной оконечности хребта Шака	-52,5717	9,4455	2300

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Результаты анализов химического и изотопного состава пород

Таблица Б.1 – Состав пород хребта Шака по главным (мас.%) элементам.

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σ, %
1-1-2	51.6	13.7	0.62	2.16	8.27	10.4	0.19	8.47	10.6	2.34	1.00	0.11	1.12	100.11
1-1-3	52.9	17.7	0.93	2.78	6.54	9.32	0.18	4.82	10.1	2.37	0.75	0.08	0.83	100.00
1-1-9	61.2	14.8	0.84	1.40	7.20	8.60	0.33	1.91	5.08	4.42	1.00	0.04	1.32	99.63
3-1-1	55.1	13.9	1.89	2.55	12.0	14.6	0.21	2.96	6.42	2.47	1.44	0.22	0.99	100.16
3-2-11	48.0	15.7	1.21	2.33	7.38	9.71	0.32	6.12	12.1	2.99	1.02	0.28	2.52	99.98
3-2-23	53.8	19.7	0.77	1.42	6.08	7.50	0.22	5.19	8.42	2.57	0.82	0.06	1.06	100.11
3-2-45	51.5	14.9	1.16	2.15	7.80	9.95	0.19	7.26	9.41	2.34	1.32	0.19	1.37	99.58
3-2-49	55.1	20.3	1.12	2.51	4.46	6.97	0.19	2.38	8.65	3.40	0.75	0.12	1.02	100.02
3-2-55	53.9	22.6	0.62	1.15	4.07	5.22	0.10	2.37	10.8	2.51	1.11	0.13	0.53	99.98
3-2-59	52.7	15.2	1.33	1.65	7.38	9.03	0.33	7.05	9.66	2.18	1.06	0.23	1.54	100.23
3-2-60	46.7	16.9	1.27	6.06	6.80	12.9	0.29	5.14	10.6	2.85	1.60	0.64	1.12	100.05

Таблица Б.2 – Состав пород хребта Шака по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Номер образца	Ba	Rb	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pb	Nd	Hf	Zr	Sm	Eu	Gd	Dy	Y	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*
1-1-2	123	36.0	3.10	0.62	3.03	0.12	6.58	14.2	10.0	8.65	1.81	61.9	4.51	0.72	2.87	3.66	21.4	2.19	0.35	47.3	0.28
1-1-3	127	27.0	0.96	0.27	0.69	0.05	4.68	12.3	9.00	8.85	1.88	61.9	2.83	0.86	3.49	3.86	21.9	2.32	0.37	45.4	0.27
1-1-9	343	30.0	2.08	0.56	3.23	0.14	7.98	19.6	14.0	13.2	3.24	104	4.05	1.09	4.39	5.25	30.6	3.30	0.50	67.7	0.26
3-1-1	299	68.0	4.88	45658	7.22	0.36	18.3	38.6	24.0	20.4	3.89	137	5.22	1.29	5.72	6.27	35.8	3.71	0.55	112	0.24
3-2-11	126	77.0	3.71	23012	3.03	0.12	18.1	41.1	24.0	22.4	3.52	149	5.07	1.51	5.06	4.75	27.0	2.78	0.39	111	0.30
3-2-23	126	77.0	1.19	0.29	0.99	0.05	5.11	13.5	9.00	7.60	1.28	44.8	2.18	0.77	2.39	2.81	15.8	1.71	0.26	41.0	0.34
3-2-45	244	41.0	1.49	0.48	4.30	0.19	11.7	25.4	9.00	14.8	2.92	105	3.63	1.02	3.91	4.19	24.2	2.54	0.39	75.6	0.27
3-2-49	127	24.0	0.90	0.25	0.72	0.05	4.50	11.9	9.00	8.20	1.82	56.9	2.52	0.89	3.09	3.67	21.4	2.23	0.33	42.9	0.32
3-2-55	143	49.0	4.07	0.95	6.90	0.33	18.1	33.9	15.0	14.2	2.52	106	3.01	0.81	3.12	3.19	18.4	1.81	0.26	85.6	0.26
3-2-59	220	80.0	2.10	0.48	4.04	0.16	11.9	24.3	10.0	13.2	2.12	73.9	3.45	1.07	3.79	4.49	26.6	2.91	0.46	73.6	0.30
3-2-60	608	77.0	1.81	0.50	2.51	0.13	16.7	34.9	9.00	19.7	1.25	35.1	4.51	1.39	4.37	3.75	28.8	1.67	0.24	95.2	0.31

Таблица Б.3 – Данные по изотопному составу (Sr – Nd – Pb) пород хребта Шака.

Образец	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm, \%$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm, \%$	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$\pm, \%$	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	$\pm, \%$	$\epsilon_{\text{Nd}}(30)$	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	$\pm, \%$	IR(30)
3-1-1	18.930	± 0.06	15.667	± 0.09	38.842	± 0.12	0.1504	0.512407	± 3	-4.3	1.0982	0.713054	± 14	0.712586
3-2-11	19.318	± 0.06	15.624	± 0.09	37.995	± 0.12	0.1383	0.512569	± 4	-1.1	0.0336	0.704603	± 15	0.704589
3-2-23	18.657	± 0.06	15.611	± 0.09	38.612	± 0.12	0.1754	0.512922	± 3	+5.6	0.1976	0.704312	± 15	0.704228
3-2-59	18.306	± 0.06	15.584	± 0.09	38.212	± 0.12	0.1563	0.512393	± 3	-4.6	0.8984	0.710735	± 24	0.710352
3-2-60	18.764	± 0.06	15.629	± 0.09	38.636	± 0.12	0.1429	0.512678	± 4	+1.0	0.1115	0.704432	± 17	0.704384

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Результаты исследования состава минералов

Таблица В.1 – Состав моноклинного пироксена из образца 3-2-59 по главным (масс.%) элементам.

Зерно	Расположение в пределах зерна	Интенсивность окраски на BSE изображениях	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Mg#
1	Промежуточное (1)	Тёмная	53.2	0.41	1.76	0.33	12.7	0.34	19.1	12.1	-	0.73
	Центр (2)	Средняя	54.2	0.16	1.50	0.60	13.1	0.44	24.3	4.22	-	0.77
	Промежуточное (3)	Средняя	54.6	0.33	0.97	0.18	16.2	0.29	19.5	7.87	-	0.68
2	Промежуточное	Светлая	48.6	0.57	1.01	-	32.8	0.63	8.58	7.57	0.22	0.32
	Край	Светлая	50.7	0.63	1.17	-	22.8	0.56	14.0	9.32	-	0.52
	Центр	Средняя	52.2	0.59	2.01	-	9.34	0.40	16.8	17.4	-	0.76
	Центр	Тёмная	54.1	0.38	1.39	0.36	13.2	0.26	23.3	4.94	-	0.76
	Промежуточное (4)	Светлая	48.2	0.53	0.76	-	32.8	0.85	8.81	6.24	0.08	0.32
	Край (5)	Средняя	50.5	0.56	1.15	-	22.9	0.33	14.6	8.74	0.11	0.53
3	Центр	Тёмная	54.9	0.21	1.65	0.76	12.0	0.13	24.9	5.49	-	0.79
	Край (6)	Светлая	49.9	0.95	1.09	-	19.6	0.39	10.2	17.6	0.18	0.48
	Центр (7)	Тёмная	55.3	0.30	1.48	0.52	12.2	0.41	24.5	5.22	-	0.78
	Промежуточное (8)	Средняя	52.0	0.77	1.79	-	10.7	0.20	15.6	17.1	0.25	0.72

Таблица В.2 – Состав моноклинного пироксена из образца 3-1-1 по главным (масс.%) элементам.

Зерно	Расположение в пределах зерна	Интенсивность окраски на BSE изображениях	Элементы								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Mg#
1	Край (9)	Светлая	48.3	0.58	0.79	35.6	0.53	6.46	8.28	-	0.24
	Край (10)	Светлая	47.7	0.46	0.98	36.3	0.97	6.71	7.72	0.23	0.25
	Центр (11)	Средняя	49.6	0.64	1.49	19.3	0.43	11.0	16.7	0.10	0.50
	Центр	Средняя	52.2	0.34	1.27	25.8	0.44	15.2	5.73	0.19	0.51
	Центр	Средняя	52.2	0.41	0.92	26.4	0.45	15.3	5.58	-	0.51
2	Промежуточное	Средняя	50.7	0.68	1.45	19.6	0.47	10.7	16.4	-	0.49
	Край (13)	Светлая	47.7	0.11	0.54	41.6	0.80	7.25	2.01	-	0.24
	Промежуточное (14)	Средняя	50.9	0.82	1.53	20.3	0.43	11.4	16.9	-	0.50
	Край (15)	Светлая	49.1	0.33	1.04	34.6	0.79	6.82	7.35	-	0.26
	Край	Светлая	47.6	0.48	0.90	34.5	0.76	6.87	8.22	-	0.26
3	Край (16)	Светлая	47.4	0.23	0.89	34.3	0.63	6.00	8.58	-	0.24
	Край (17)	Светлая	48.6	0.51	0.46	36.1	0.72	6.57	7.91	-	0.24
	Центр (18)	Средняя	49.9	0.75	1.92	18.5	0.42	11.4	16.7	0.40	0.52

Таблица В.3 – Состав моноклинного пироксена из образца 3-2-59 по редким и редкоземельным (ppm) элементам

Зерно	Номер точки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*
1	1	0.10	0.53	0.12	0.91	0.43	0.07	0.85	1.13	1.58	1.74	0.20	7.65	0.12
	2	0.31	0.62	0.12	0.49	0.23	0.06	0.42	0.81	0.91	1.17	0.16	5.32	0.19
	3	2.87	5.26	0.67	3.40	1.08	0.15	1.35	2.18	1.93	2.39	0.37	21.6	0.13
2	4	0.18	0.73	0.15	1.11	0.65	0.15	1.06	1.83	1.72	1.99	0.34	9.93	0.18
	5	0.71	2.45	0.43	3.04	1.35	0.17	2.49	3.94	3.77	5.11	0.65	24.1	0.09
3	6	3.89	12.4	1.88	10.9	4.00	0.43	5.84	7.14	5.89	7.21	1.05	60.6	0.09
	7	0.06	0.24	0.04	0.33	0.28	0.07	0.43	0.76	0.73	0.92	0.14	3.99	0.21
	8	0.72	2.85	0.62	3.97	1.52	0.37	2.75	3.46	2.57	2.56	0.42	21.8	0.18

Продолжение таблицы В.3

Зерно	Номер точки	Ti	V	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
1	1	2069	453	839	1.65	2.07	8.54	2.64	0.18	0.06
	2	1318	439	2685	3.28	2.94	5.45	3.54	0.55	0.08
	3	1976	492	997	7.53	7.93	14.2	9.90	3.12	0.18
2	4	2908	374	300	2.72	3.17	11.7	4.17	0.72	0.07
	5	3609	219	98.7	3.77	4.18	27.3	10.7	5.56	0.33
3	6	4698	408	164	15.7	19.3	44.5	23.3	12.0	0.47
	7	1361	448	2581	3.36	2.48	5.63	2.13	0.60	0.10
	8	2790	796	1616	1.90	10.8	19.3	7.59	0.56	0.16

Таблица В.4 – Состав моноклинного пироксена из образца 3-1-1 по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Зерно	Номер точки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*
1	9	11.1	35.3	5.52	28.7	9.56	0.53	12.3	16.5	12.9	17.2	2.48	152	0.05
	10	14.8	40.2	6.96	36.3	11.1	0.35	15.6	19.0	15.4	20.3	3.00	183	0.03
	11	6.08	15.9	2.50	14.6	4.61	0.73	6.14	6.70	5.17	5.17	0.73	68.3	0.14
2	13	4.86	11.5	1.36	7.08	2.21	0.08	4.65	6.53	7.04	12.3	1.70	59.3	0.02
	14	5.56	17.0	2.85	14.8	3.73	0.65	5.80	6.80	4.74	5.32	0.80	68.1	0.14
	15	7.10	21.9	3.20	18.6	6.12	0.45	8.93	12.2	10.4	13.9	1.91	105	0.06
3	16	10.7	35.4	5.84	31.7	10.5	0.41	16.1	19.0	15.9	21.4	3.05	170	0.03
	17	13.0	39.4	6.39	30.8	9.57	0.33	13.6	17.0	15.8	19.7	2.84	169	0.03
	18	4.04	11.6	1.71	9.45	3.81	0.90	5.01	5.96	4.35	4.11	0.62	51.6	0.21

Продолжение таблицы В.4

Зерно	Номер точки	Ti	V	Cr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
1	9	2509	144	70.9	4.18	4.24	106	40.0	1.54	0.37
	10	2271	108	58.9	5.31	4.27	129	55.7	2.95	0.43
	11	3898	442	129	4.13	10.1	41.1	21.0	2.23	0.26
2	13	773	62.3	65.2	4.25	1.19	53.6	18.5	0.94	0.07
	14	3935	454	128	4.16	9.17	39.6	18.1	0.85	0.14
	15	2373	123	70.8	4.83	3.42	80.0	30.0	0.77	0.35
3	16	2214	104	121	4.80	5.75	118	59.0	3.20	0.34
	17	2378	126	257	3.74	2.78	118	36.2	1.01	0.16
	18	4576	566	181	1.68	11.3	33.3	20.6	0.44	0.17

Таблица В.5 – Расчётные P-T параметры для моноклинного пироксена.

Образец 3-2-59							
Зерно	Расположение в пределах зерна	Lindsley, 1983		Putirka, 2008		Wang et al., 2021	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
1	Промежуточное (1)	5	1200	6.7	1194	3.4	1168
	Центр (2)		1200	8.3	1215	8.7	1243
	Промежуточное (3)		1200	9.1	1192	6.7	1197
2	Промежуточное		1100	5.7	1103	4.4	1091
	Край		1000	5.8	1030	8.1	1046
	Центр		1100	3.5	1179	0.4	1131
	Центр		1200	9.1	1215	8.4	1249
	Промежуточное (4)		1100	5.7	1104	5.3	1124
	Край (5)		1000	6.9	1036	8	1026
3	Центр		1200	8.5	1225	7.7	1265
	Край (6)	1000	6.7	1194	н.о.	1050	
	Центр (7)	1200	8.9	1225	8.4	1249	
	Промежуточное (8)	1100	н.о.	н.о.	2.4	1151	

Продолжение таблицы В.5

Образец 3-1-1							
Зерно	Расположение в пределах зерна	Lindsley, 1983		Putirka, 2008		Wang et al., 2021	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
1	Край (9)	5	900-1000	2.5	986	6	1015
	Край (10)		900	н.о.	н.о.	н.о.	990
	Центр (11)		1000	0.8	1065	0.4	1051
	Край		н.о.	6.4	979	11.3	998
	Край		н.о.	3.4	1006	2.5	1026
2	Центр		1100	9.5	1123	9.2	1140
	Центр		1100	7.9	1105	7.2	1125
	Промежуточное		1000	3.2	1097	0.4	1050
	Край (13)		н.о.	4.9	972	10.6	1015
	Промежуточное (14)		1000	н.о.	н.о.	н.о.	1044
	Край (15)	1000	10.2	1055	8.1	1006	
	Край	1000	н.о.	н.о.	н.о.	996	
	Центр	900	9.6	1048	11.5	1073	
3	Край (16)	1000	8.5	1039	6.4	1002	
	Край (17)	1000	н.о.	н.о.	н.о.	1001	
	Центр (18)	1000	3.5	1102	2.7	1079	

Таблица В.6 – Состав плагиоклаза и калиевого полевого шпата из гранофировых сростаний образца 3-1-1 по главным (масс.%) элементам.

Сросток	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	KFsp	64.4	18.6	-	-	2.82	12.6
	Pl	62.1	24.0	-	5.72	8.13	0.36
	KFsp	64.8	19.3	-	-	2.69	12.3
2	Pl	54.3	28.2	0.77	12.0	4.50	0.29
	Pl	61.4	24.4	0.03	6.90	7.55	0.50
	KFsp	66.1	18.2	-	-	1.75	13.7
3	Pl	61.1	24.4	0.27	6.57	8.22	0.64
	KFsp	64.8	19.1	0.24	-	2.50	12.8
	KFsp	66.2	18.2	0.31	-	1.80	13.8
4	Pl	61.0	24.3	-	6.91	7.21	0.52
	KFsp	65.7	18.5	-	-	2.70	12.8
5	KFsp	65.9	18.1	-	-	2.15	13.4
	Pl	57.0	25.9	0.41	9.61	6.09	0.27
	KFsp	64.2	18.4	-	-	2.39	13.6
6	KFsp	65.7	18.2	-	-	2.49	13.7
	Pl	59.2	25.2	0.38	8.46	6.33	0.39
	Pl	60.7	23.9	0.39	6.24	7.38	0.46

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Результаты изотопно-геохимического исследования циркона

Таблица Г.1 – Данные по изотопному составу циркона (U–Pb–O) из образца 3-1-1.

Образец	Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	±2SE (‰)	U, ppm	Th, ppm
		возраст млн лет											
3-1-1	1	184	± 3	0.049	1.2	0.1968	1.9	0.029	1.4	5.22	0.22	1691	3004
	2	185	± 3	0.050	1.1	0.1988	1.9	0.029	1.6	5.57	0.12	2273	3906
	3	187	± 3	0.050	1.2	0.2018	1.8	0.029	1.4	5.20	0.16	2321	9611
	4	179	± 3	0.050	2.9	0.1946	3.3	0.028	1.4	5.63	0.08	625	469
	5	179	± 3	0.051	1.8	0.1947	2.3	0.028	1.4	5.53	0.24	1063	5489
	6	180	± 3	0.049	1.3	0.1910	1.9	0.028	1.4	5.74	0.18	1956	4861
	7	182	± 3	0.051	3.9	0.1974	4.2	0.029	1.6	5.42	0.23	309	281
	8	173	± 3	0.051	2.5	0.1853	2.9	0.027	1.5	5.09	0.22	651	12206
	9	181	± 2	0.049	1.1	0.1922	1.7	0.028	1.4	5.55	0.16	2792	5462
	10	173	± 2	0.050	1.5	0.1871	2.0	0.027	1.4	5.66	0.16	1264	4268
	11	191	± 3	0.049	1.3	0.2002	2.0	0.030	1.5	5.54	0.15	2417	4579

Таблица Г.2 – Данные по изотопному составу циркона (U–Pb–O) из образца 3-2-11.

Образец	Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Дис-кордантность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	±2SE (‰)	U, ppm	Th, ppm
		возраст млн лет	±	возраст млн лет	±											
3-2-11	1.1	585	±6	540	±5	-8	0.058	0.3	0.76	1.2	0.095	1.2	6.98	0.19	8938	573
	1.2	531	±6	542	±18	+2	0.058	0.8	0.69	1.4	0.086	1.2	7.02	0.21	1279	215
	2.1	547	±7	556	±38	+2	0.059	1.7	0.72	2.2	0.088	1.3	7.20	0.21	290	28.6
	2.2	563	±9	532	±83	-6	0.058	3.8	0.73	4.1	0.091	1.6	7.14	0.16	79.5	6.16
	3.1	582	±11	571	±21	-2	0.059	0.9	0.77	2.1	0.094	1.9	6.80	0.19	692	200
	3.2	541	±6	524	±22	-3	0.058	1.0	0.70	1.6	0.087	1.2	6.50	0.21	713	142
	4.1	579	±7	577	±22	0	0.059	1.0	0.77	1.6	0.094	1.2	6.94	0.13	663	150
	4.2	528	±6	550	±16	+4	0.058	0.7	0.69	1.4	0.085	1.2	7.45	0.17	1254	32.0
	5.1	568	±6	517	±6	-9	0.058	0.3	0.73	1.2	0.092	1.2	6.86	0.22	8366	502
	5.2	505	±6	528	±74	+5	0.058	3.4	0.65	3.6	0.081	1.3	7.54	0.21	205	52.7
	6.1	542	±6	542	±31	0	0.058	1.4	0.70	1.9	0.088	1.2	6.78	0.20	409	20.9
	7.1	592	±7	562	±35	-5	0.059	1.6	0.78	2.1	0.096	1.3	6.64	0.17	280	50.7
	7.2	539	±6	525	±9	-3	0.058	0.4	0.69	1.2	0.087	1.2	6.93	0.16	4314	294
	7.3	550	±6	508	±20	-8	0.057	0.9	0.71	1.5	0.089	1.2	6.91	0.22	865	93.9
	7.4	590	±7	567	±30	-4	0.059	1.4	0.78	1.8	0.096	1.2	7.46	0.20	431	88.3
7.5	592	±7	543	±30	-8	0.058	1.4	0.77	1.9	0.096	1.2	7.84	0.24	374	65.6	

Продолжение таблицы Г.2

Образец	Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Дискордантность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\pm 2\text{SE}$ (‰)	U, ppm	Th, ppm
		возраст млн лет	\pm	возраст млн лет	\pm											
3-2-11	8.1	538	± 6	514	± 14	-5	0.057	0.6	0.69	1.3	0.087	1.2	7.25	0.17	1795	198
	8.2	552	± 7	559	± 62	+1	0.059	2.8	0.72	3.2	0.089	1.4	7.29	0.17	136	11.3
	8.3	490	± 5	495	± 11	+1	0.057	0.5	0.62	1.3	0.079	1.2	7.43	0.15	2738	102
	9.1	564	± 7	568	± 74	+1	0.059	3.4	0.74	3.7	0.091	0.059	6.56	0.22	158	26.6
	10.1	530	± 7	528	± 67	0	0.058	3.1	0.68	3.4	0.086	0.058	6.71	0.23	135	23.2
	11.1	558	± 7	544	± 47	-2	0.058	2.1	0.73	2.5	0.090	0.058	7.08	0.12	230	18.9
	12.1	584	± 8	614	± 53	+5	0.060	2.4	0.79	2.8	0.095	0.060	6.71	0.21	140	10.7
	13.1	539	± 8	557	± 78	+3	0.059	3.6	0.71	3.9	0.087	0.059	6.55	0.19	109	8.47
	14.1	610	± 7	620	± 33	+2	0.060	1.5	0.83	2.0	0.099	0.060	6.70	0.17	301	43.9
	15.1	579	± 8	530	± 59	-8	0.058	2.7	0.75	3.1	0.094	0.058	6.80	0.16	129	9.33
	16.1	551	± 6	530	± 15	-4	0.058	0.7	0.71	1.4	0.089	0.058	7.38	0.25	1596	272

Таблица Г.3 – Данные по изотопному составу циркона (U–Pb–O) из образца 3-2-23.

Образец	Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Дис-кордантность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	±2SE (‰)	U, ppm	Th, ppm
		возраст млн лет	±	возраст млн лет	±											
3-2-23	1	1061	±14	1067	±26	+1	0.075	1.3	1.85	1.9	0.179	1.4	7.84	0.18	278	159
	2	1819	±23	1824	±19	+0	0.111	1.1	5.01	1.8	0.326	1.5	8.38	0.19	136	114
	3	1101	±15	1166	±79	+6	0.079	4.0	2.02	4.3	0.186	1.5	7.71	0.23	173	153
	4	563	±8	518	±21	-9	0.058	1.0	0.73	1.8	0.091	1.5	4.50	0.23	1258	274
	5	484	±6	425	±27	-14	0.055	1.2	0.60	1.8	0.078	1.4	10.5	0.18	829	12.0
	6	1098	±18	1115	±12	+2	0.077	0.6	1.96	1.9	0.186	1.8	8.85	0.24	999	267
	7	2965	±43	2974	±7	+0	0.219	0.4	17.65	1.9	0.584	1.8	5.09	0.17	176	114
	8	1222	±65	1497	±9	+20	0.093	0.5	2.69	5.9	0.209	5.9	9.57	0.24	991	9.00
	9	650	±25	649	±184	-0	0.061	8.6	0.90	9.5	0.106	4.1	6.55	0.19	131	72.0
	10	986	±64	971	±26	-2	0.071	1.3	1.63	7.1	0.165	7.0	7.49	0.23	222	73.0
	11	939	±12	975	±53	+4	0.072	2.6	1.55	3.0	0.157	1.4	10.0	0.15	275	131
	12	649	±10	645	±37	-1	0.061	1.7	0.89	2.4	0.106	1.7	7.14	0.22	261	107
	13	514	±7	580	±58	+12	0.059	2.7	0.68	3.0	0.083	1.4	5.88	0.13	268	515
	14	808	±11	900	±39	+11	0.069	1.9	1.27	2.4	0.134	1.4	1.31	0.13	240	71.0
	15	843	±13	783	±43	-8	0.065	2.0	1.26	2.6	0.140	1.7	7.19	0.17	218	77.0

Таблица Г.4 – Данные по изотопному составу циркона (U–Pb–O) из образца 3-2-55.

Образец	Точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Дис-кордантность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	±2SE (‰)	U, ppm	Th, ppm
		возраст млн лет	±	возраст млн лет	±											
3-2-55	1	2779	±9	2813	±6	+1	0.199	0.3	14.7	0.5	0.539	0.4	3.04	0.16	567	556
	2	2743	±9	2801	±12	+2	0.197	0.7	14.4	0.8	0.530	0.4	2.98	0.15	683	686
	3	2845	±9	2812	±6	-1	0.198	0.3	15.2	0.5	0.555	0.4	2.11	0.27	480	461
	4	2902	±7	2819	±12	-3	0.199	0.8	15.6	0.8	0.569	0.3	2.56	0.22	779	5857
	5	2663	±6	2783	±3	+5	0.195	0.2	13.7	0.3	0.511	0.3	1.75	0.14	2093	3321
	6	2551	±9	2775	±7	+9	0.194	0.4	13.0	0.6	0.485	0.4	2.03	0.19	499	287
	7	2670	±6	2794	±3	+5	0.196	0.2	14.0	0.3	0.513	0.3	2.69	0.23	1825	2424
	8	2739	±7	2806	±4	+2	0.198	0.3	14.4	0.4	0.529	0.3	3.15	0.15	819	866
	9	2843	±6	2813	±4	-1	0.191	0.2	15.2	0.3	0.554	0.3	2.93	0.28	1122	1216
	10	2747	±6	2808	±4	+2	0.197	0.2	14.5	0.4	0.531	0.3	2.98	0.15	947	998
	11	2294	±8	2743	±7	+20	0.191	0.4	11.2	0.6	0.427	0.4	3.04	0.18	318	277
	12	2660	±17	2798	±8	+5	0.197	0.5	13.8	0.9	0.511	0.8	3.00	0.18	1153	1332
	13	2624	±11	2794	±7	+6	0.196	0.4	13.6	0.7	0.503	0.5	2.90	0.13	280	170
	14	2414	±8	2770	±7	+15	0.194	0.4	12.1	0.5	0.454	0.4	2.53	0.25	389	381
	15	2749	±7	2809	±4	+2	0.198	0.2	14.5	0.4	0.532	0.3	2.96	0.13	943	1031

Таблица Г.5 – Состав цикрона из образца 3-1-1 по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	1.09	0.51	0.95	0.19	0.78	0.38	6.02	0.61	0.33	0.49	0.33
Ce	109	128	124	51.0	145	180	518	229	144	73.7	126
Pr	4.97	1.90	3.12	0.38	5.02	2.27	36.9	2.28	1.92	1.18	1.81
Nd	61.4	24.3	40.9	3.74	66.0	33.5	410	34.2	36.3	16.6	27.5
Sm	79.8	52.9	60.7	8.79	91.3	60.5	268	68.7	81.8	30.3	49.3
Eu	9.07	1.11	6.04	1.00	9.06	1.15	29.7	2.81	1.13	2.32	0.91
Gd	305	288	261	58.9	362	311	429	396	440	172	270
Dy	781	1098	782	226	954	1189	484	1622	1438	658	1028
Er	855	2026	989	374	1079	2115	386	2327	1545	1067	1922
Yb	1073	2884	1362	585	1450	3164	492	2531	1481	1441	2660
Lu	138	385	177	84.0	190	427	76.3	308	188	192	354
Li	1.67	0.93	1.19	0.23	1.63	0.58	0.90	3.78	0.79	0.91	1.25
P	143	690	172	94.2	240	659	81.6	670	495	259	609
Ca	43.7	94.0	49.1	39.3	26.1	99.0	40.2	28.4	35.5	28.0	30.3
Ti	9.82	11.3	7.97	5.21	6.17	8.74	9.67	4.15	5.78	4.44	8.87
Sr	1.86	3.61	1.70	1.16	1.33	3.70	1.51	2.97	2.82	1.60	3.10
Y	6138	13043	6780	2323	8205	14377	3217	15364	10211	7159	12179
Nb	77.1	65.3	50.9	33.0	36.5	40.8	17.7	23.0	42.2	14.3	15.3
Ba	3.36	5.07	3.44	2.06	2.06	4.87	4.93	2.86	3.18	2.68	2.86

Продолжение таблицы Г.5

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Hf	10251	13450	12899	9798	10944	13089	10603	11109	13856	12285	12998
Th	3412	4128	11730	581	6459	5244	416	11225	5876	4140	4800
U	2234	3202	3719	1134	1513	2822	558	2809	3940	1720	3419
Th/U	1.53	1.29	3.15	0.51	4.26	1.85	0.74	3.99	1.49	2.40	1.40
Eu/Eu*	0.18	0.03	0.14	0.13	0.15	0.02	0.26	0.05	0.02	0.09	0.02
Ce/Ce*	11.4	31.4	17.5	46.3	17.8	46.9	8.40	46.8	44.0	23.4	39.4
ΣREE	3419	6890	3809	1393	4354	7484	3137	7523	5358	3655	6440
ΣLREE	177	154	169	55.3	217	216	971	266	183	92.0	156
ΣHREE	3153	6681	3573	1328	4036	7206	1868	7186	5092	3530	6234
LuN/LaN	1222	7299	1800	4333	2348	10911	122	4839	5536	3748	10279
LuN/GdN	3.67	10.8	5.49	11.5	4.25	11.1	1.44	6.29	3.45	8.98	10.6
SmN/LaN	117	166	102	75.3	187	257	71.2	179	400	98.5	238
T(Ti), °C	741	753	723	688	702	731	740	671	697	676	732

Таблица Г.6 – Состав цикрона из образца 3-2-11 по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Номер зерна	1.1	1.2	2.1	2.2	3.1	3.2	4.1	4.2	5.1	5.2	6.1	7.1	7.2	7.3	7.4	7.5
La	0.06	0.15	0.33	0.12	0.08	0.04	0.30	1.53	0.12	0.08	0.13	0.07	3.08	0.38	0.12	0.04
Ce	42.3	30.3	4.63	2.42	11.1	5.38	13.6	18.4	38.5	19.6	5.85	5.02	50.3	17.5	15.3	7.90
Pr	0.29	0.26	0.08	0.02	0.05	0.03	0.29	1.93	0.19	0.08	0.04	0.02	7.85	0.56	0.12	0.03
Nd	2.54	2.14	1.08	0.15	0.65	0.19	2.28	12.3	2.37	0.99	0.39	0.23	57.4	3.95	1.00	0.39
Sm	4.31	3.03	1.05	0.20	1.27	0.40	3.01	6.95	4.80	1.97	0.59	0.44	38.1	3.21	2.09	0.78
Eu	0.63	0.40	0.58	0.08	0.41	0.10	0.65	1.20	0.69	0.27	0.23	0.15	9.97	0.41	0.48	0.20
Gd	24.2	12.5	4.42	1.06	9.31	2.32	12.6	12.9	26.2	10.0	3.19	3.29	52.6	8.67	10.8	5.67
Dy	92.5	51.2	20.8	4.25	39.4	11.7	57.4	24.9	114	39.8	12.7	19.0	82.1	30.7	54.8	29.4
Er	234	116	63.6	9.23	118	32.0	149	44.8	298	83.2	22.3	63.0	100	70.7	156	86.5
Yb	574	255	187	20.9	275	93.7	368	98.0	709	169	40.4	190	191	174	385	217
Lu	92.2	44.3	40.0	4.14	43.7	17.0	67.8	17.1	124	27.8	6.03	40.7	31.0	29.3	67.7	40.6
Li	114	18.4	0.47	0.43	2.24	17.0	5.89	21.4	40.7	3.65	7.62	0.43	54.8	15.0	3.19	3.84
P	97.1	201	115	6.51	81.4	31.4	213	84.2	413	126	75.7	63.1	117	87.6	184	73.2
Ca	10.1	12.0	4.56	3.46	2.12	1.98	41.0	90.1	3.13	1.80	3.06	6.25	100	52.9	19.8	0.75
Ti	16.2	11.8	10.8	5.67	9.44	8.54	12.3	19.4	10.7	8.66	8.55	8.26	23.9	7.81	11.3	9.19
Sr	0.25	0.45	0.27	0.19	0.44	0.21	0.85	3.00	0.65	0.36	0.21	0.35	14.1	1.26	0.68	0.24
Y	1522	663	349	57.0	642	178	818	263	1594	478	140	314	939	393	811	403
Nb	98.8	25.9	49.4	31.2	37.3	23.3	22.9	13.7	36.2	8.63	15.7	16.6	17.5	20.2	23.1	20.2
Ba	1.63	1.88	1.02	1.15	1.08	1.71	1.78	2.06	0.97	1.44	1.18	1.30	3.21	1.54	1.30	0.91

Продолжение таблицы Г.6

Номер зерна	1.1	1.2	2.1	2.2	3.1	3.2	4.1	4.2	5.1	5.2	6.1	7.1	7.2	7.3	7.4	7.5
Hf	16240	13188	6929	10427	10973	10473	12924	15460	14513	12791	13876	11749	14399	15152	12369	13282
Th	641	269	30.2	6.58	229	157	165	47.1	536	55.1	23.3	36.0	283	105	97.9	69.3
U	12980	1984	403	107	1028	1102	1036	1501	11905	297	629	285	6164	1087	652	559
Th/U	0.05	0.133	0.07	0.06	0.22	0.14	0.16	0.03	0.04	0.18	0.04	0.12	0.04	0.10	0.15	0.12
Eu/Eu*	0.19	0.20	0.82	0.51	0.36	0.32	0.32	0.39	0.19	0.19	0.51	0.38	0.68	0.23	0.30	0.29
Ce/Ce*	74.1	35.8	6.87	10.6	41.2	35.1	11.0	2.60	59.4	56.2	18.9	28.7	2.47	9.24	30.0	47.6
ΣREE	1067	516	323	42.6	499	163	675	240	1318	353	91.9	321	624	340	694	389
ΣLREE	45.2	32.9	6.12	2.72	11.9	5.64	16.5	34.1	41.2	20.7	6.42	5.35	119	22.4	16.6	8.38
ΣHREE	1017	480	316	39.6	486	157	655	197	1271	330	84.7	315	457	314	675	379
LuN/LaN	13563	2720	1179	327	5149	4213	2165	108	9557	3112	433	5684	96.7	745	5152	8860
LuN/GdN	30.7	28.6	73.2	31.4	38.0	59.2	43.6	10.7	38.3	22.4	15.3	100	4.76	27.3	50.6	58.0
SmN/LaN	105	30.9	5.14	2.70	24.9	16.5	16.0	7.29	61.5	36.7	7.05	10.2	19.8	13.5	26.5	28.1
T(Ti),°C	788	758	750	695	738	729	762	805	749	730	729	726	826	721	754	735

Продолжение таблицы Г.6

Номер зерна	8.1	8.2	8.3	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1
La	0.30	0.07	1.94	0.07	0.04	0.10	0.04	0.10	0.05	0.06	0.45
Ce	24.8	4.03	29.2	3.14	5.48	3.09	1.83	2.38	4.90	1.85	31.4
Pr	0.41	0.02	4.39	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	1.06
Nd	3.08	0.27	35.3	0.16	0.19	0.16	0.15	0.09	0.15	0.09	9.20
Sm	3.41	0.52	24.5	0.25	0.44	0.34	0.24	0.13	0.35	0.19	5.58
Eu	0.64	0.16	6.47	0.14	0.22	0.22	0.15	0.04	0.10	0.12	1.40
Gd	12.4	2.67	35.8	1.99	3.76	1.85	1.77	0.68	1.78	1.54	17.6
Dy	51.4	8.59	69.2	11.4	22.5	9.53	11.3	3.52	8.68	10.4	53.2
Er	120	13.2	82.4	38.9	73.8	34.2	38.2	12.6	25.5	33.4	115
Yb	303	22.5	154	108	217	94.9	96.6	39.1	61.0	89.2	254
Lu	53.7	3.31	24.0	23.6	47.9	20.4	19.6	9.18	12.0	19.0	45.0
Li	22.3	2.08	34.2	0.51	0.70	1.07	0.60	2.27	6.09	0.73	21.6
P	152	35.5	71.9	27.5	48.7	26.3	14.4	41.8	39.6	5.77	166
Ca	16.4	1.87	92.7	3.66	1.75	3.11	2.17	1.56	2.46	2.13	22.7
Ti	9.44	8.31	18.0	9.63	8.95	8.24	7.78	6.18	7.31	8.03	11.4
Sr	0.40	0.11	4.06	0.22	0.36	0.21	0.19	0.18	0.32	0.26	1.10
Y	721	97.9	580	212	382	173	187	68.1	140	179	673
Nb	18.6	12.8	15.9	10.7	13.7	14.9	13.4	11.9	14.9	14.6	16.4
Ba	1.68	1.51	2.38	1.25	1.08	1.56	0.89	0.80	1.89	1.46	1.66

Продолжение таблицы Г.6

Номер зерна	8.1	8.2	8.3	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1
Hf	12619	12215	12664	7226	12956	7825	7106	7109	10702	7012	13847
Th	182	15.2	112	17.9	50.7	21.7	11.9	9.12	48.3	10.3	279
U	2515	220	3429	216	337	340	207	163	428	190	2173
Th/U	0.07	0.07	0.03	0.08	0.15	0.06	0.06	0.05	0.11	0.05	0.13
Eu/Eu*	0.30	0.41	0.66	0.61	0.53	0.83	0.70	0.41	0.38	0.68	0.43
Ce/Ce*	17.2	22.2	2.42	21.4	46.0	18.1	15.4	19.8	34.7	13.7	10.9
ΣREE	574	55.4	467	187	317	165	170	67.8	114	156	534
ΣLREE	28.6	4.40	70.9	3.39	5.73	3.37	2.05	2.58	5.13	2.02	42.1
ΣHREE	541	50.3	365	184	365	161	167	65.1	109	153	485
LuN/LaN	1729	446	119	3015	10794	2007	4056	852	2112	2741	955
LuN/GdN	35.0	10.0	5.42	95.9	103	88.9	89.5	108	54.4	99.9	20.6
SmN/LaN	18.2	11.6	20.2	5.27	16.6	5.63	8.41	1.97	10.3	4.50	19.7
T(Ti), °C	738	727	798	739	733	726	721	702	716	724	755

Таблица Г.7 – Состав циркона из образца 3-2-23 по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	0.14	0.55	0.13	0.23	0.46	2.91	0.21	2.62	0.15	0.07	0.15	0.08	0.08	0.10	0.13
Ce	14.5	13.2	16.6	15.3	6.37	21.0	11.9	13.9	6.83	4.15	3.54	11.6	64.3	14.7	4.40
Pr	0.36	0.25	0.19	0.23	0.57	2.53	0.29	2.56	0.31	0.09	0.23	0.10	0.32	0.07	0.07
Nd	4.85	3.01	2.54	2.45	4.93	18.8	3.22	23.8	4.90	1.43	3.74	1.54	4.12	0.78	1.27
Sm	7.33	5.19	5.78	6.61	4.28	22.3	4.84	12.2	10.0	4.01	9.69	3.26	8.14	1.18	2.93
Eu	0.89	0.50	0.25	0.24	1.19	3.76	0.94	3.79	0.20	0.16	0.25	0.04	1.36	0.38	0.20
Gd	30.7	27.3	27.6	38.1	17.6	122	20.7	43.9	30.0	22.5	54.1	20.7	42.7	6.66	16.7
Dy	108	107	107	233	49.3	470	76.6	148	49.4	95.9	207	85.2	148	22.2	76.4
Er	204	214	203	583	50.7	889	175	87.5	37.9	204	340	168	289	26.8	139
Yb	337	381	345	1183	62.2	1459	377	93.3	36.7	346	505	278	471	31.7	229
Lu	52.2	61.7	54.6	186	10.4	195	63.3	14.6	5.81	55.7	77.9	43.7	76.6	4.40	37.4
Li	0.53	0.24	0.56	5.60	15.0	31.9	59.4	25.3	2.75	1.10	1.91	32.1	0.47	2.23	4.25
P	216	415	320	990	173	1489	163	450	318	295	757	246	168	75.8	153
Ca	111	27.0	13.5	16.4	24.3	264	24.4	138	8.48	5.88	27.1	15.7	13.5	16.3	13.0
Ti	14.3	19.6	9.37	12.1	10.2	50.6	4.81	48.0	66.3	14.5	13.1	7.22	19.0	7.00	6.55
Sr	1.54	0.68	0.63	1.35	0.26	5.46	0.74	4.21	0.26	0.63	1.17	0.72	0.77	0.68	0.96
Y	1154	1194	1106	3129	379	4695	1016	837	340	1106	2075	922	1563	211	761
Nb	68.1	44.6	32.1	46.2	24.4	11.8	53.7	34.5	27.5	31.9	18.5	32.0	27.2	20.7	19.5
Ba	2.00	2.29	1.52	2.24	1.15	3.84	1.86	2.37	2.07	0.97	1.59	1.54	1.15	1.14	1.51

Продолжение таблицы Г.7

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Hf	10277	11438	11916	16291	18407	15846	10760	15723	16314	12612	14237	11492	11726	13959	13657
Th	235	131	171	342	17.0	272	90.0	19.2	86.3	90.0	85.8	112	546	111	42.1
U	480	219	255	1921	1425	1416	223	1761	215	351	453	381	385	345	403
Th/U	0.49	0.59	0.67	0.18	0.01	0.19	0.40	0.01	0.40	0.25	0.19	0.29	1.42	0.32	0.10
Eu/Eu*	0.18	0.13	0.06	0.04	0.42	0.22	0.28	0.50	0.03	0.05	0.03	0.01	0.22	0.41	0.09
Ce/Ce*	15.6	8.55	24.8	16.0	2.99	1.87	11.6	1.30	7.56	12.1	4.60	29.9	97.2	41.2	11.0
ΣREE	761	814	762	2248	208	3207	734	447	182	735	1202	612	1107	109	508
ΣLREE	19.9	17.0	19.4	18.2	12.3	45.2	15.7	42.9	12.2	5.75	7.66	13.3	68.8	15.7	5.88
ΣHREE	733	792	737	2223	190	3136	713	388	160	725	1185	596	1028	92.0	499
LuN/LaN	3558	1073	3928	7770	217	645	2862	53.6	366	7347	5000	5045	9287	420	2785
LuN/GdN	13.7	18.3	16.0	39.6	4.81	12.9	24.7	2.69	1.56	20.0	11.6	17.0	14.5	5.34	18.0
SmN/LaN	82.9	15.0	69.1	45.8	14.8	12.3	36.3	7.47	105	87.9	103	62.6	164	18.8	36.3
T(Ti), °C	775	806	737	760	745	909	682	903	943	777	768	715	803	712	707

Таблица Г.8 – Состав цикрона из образца 3-2-55 по редким и редкоземельным (ppm) элементам.

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	0.11	0.31	0.64	29.4	0.74	0.64	6.70	2.82	0.32	0.22	0.30	5.54	0.08	1.51	0.19
Ce	35.3	40.1	28.3	143	87.9	31.9	105	43.5	43.7	42.4	19.3	74.9	21.4	24.8	38.4
Pr	0.52	0.87	0.28	12.6	1.83	0.48	5.99	1.98	1.08	0.94	0.63	3.33	0.13	1.13	0.94
Nd	8.47	11.1	4.41	66.4	21.6	4.07	45.0	17.1	14.8	12.3	9.39	20.0	1.50	9.58	12.7
Sm	17.0	18.7	6.98	21.2	29.9	5.52	34.6	15.0	22.7	21.5	13.3	15.5	3.59	10.9	18.3
Eu	0.28	0.29	0.90	3,01	0.38	0.33	1.50	1.12	0.36	0.43	0.42	2.86	0.12	1.19	0.21
Gd	84.3	98.3	37.9	67.3	163	29.5	162	68.9	137	121	63.5	60.5	21.9	48.1	109
Dy	340	402	162	257	692	128	625	280	563	468	259	255	104	186	458
Er	636	795	335	603	1371	296	1243	572	1099	951	517	562	253	402	927
Yb	1053	1274	622	1356	2131	591	2062	975	1715	1465	837	979	477	707	1525
Lu	154	188	96	227	317	96.0	309	144	252	217	130	149	77.0	110	230
Li	7.47	4.24	11.4	41.5	28.8	17.4	25.6	12.8	13.3	9.52	6.66	35.4	15.2	11.5	11.7
P	449	511	332	259	1022	321	869	425	744	632	422	649	389	352	629
Ca	74.7	56.5	27.9	185	16.2	24.2	44.3	97.7	12.2	17.7	18.1	177	21.7	59.4	22.6
Ti	24.9	19.1	15.5	53.7	40.6	14.0	27.1	17.1	25.1	25.1	28.8	20.5	14.2	20.1	17.6
Sr	1.17	1.04	3.13	5.50	1.56	0.97	2.49	1.97	1.69	1.62	0.88	2.08	1.36	1.16	1.98
Y	3904	4755	2010	3011	8483	1784	7108	3179	6665	5439	2858	3250	1418	2245	5536
Nb	89.1	78.2	88.9	68.7	108	56.9	62.9	55.3	49.5	43.5	25.9	52.3	27.3	29.2	40.0
Ba	5.09	5.04	286	6.78	2.12	2.66	4.28	5.37	3.62	3.34	1.86	2.43	1.30	3.62	4.16

Продолжение таблицы Г.8

Номер зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Hf	10708	10166	11650	9824	9970	11752	11213	10892	9994	9355	9531	11224	10727	9762	10596
Th	595	786	351	4886	3175	343	2331	622	1284	1017	298	1432	176	301	1065
U	781	1046	595	2120	2677	737	2370	889	1569	1307	488	1587	425	526	1374
Th/U	0.76	0.75	0.59	2.31	1.19	0.47	0.98	0.70	0.82	0.78	0.61	0.90	0.41	0.57	0.78
Eu/Eu*	0.02	0,02	0.17	0.24	0.02	0.08	0.06	0.11	0.02	0.03	0.04	0.29	0.04	0.16	0.01
Ce/Ce*	35.2	18.6	16.1	1.80	18.3	13.8	4.00	4.45	18.0	22.8	10.7	4.22	50.2	4.58	22.3
Σ REE	2329	2829	1295	2786	4815	1183	4599	2122	3850	3300	1850	2127	960	1503	3319
Σ LREE	44.4	52.4	33.6	252	112	37.1	162	65.4	59.9	55.9	29.7	104	23.1	37.0	52.3
Σ HREE	2267	2757	1254	2511	4673	1140	4401	2040	3767	3222	1806	2005	933	1454	3248
LuN/LaN	13024	5752	1439	74.4	4122	1432	444	491	7585	9647	4137	260	8798	700	11973
LuN/GdN	14.8	15.4	20.6	27.3	15.7	26.3	15.4	16.9	14.9	14.5	16.5	20.0	28.6	18.4	17.1
SmN/LaN	238	95.2	17.3	1.15	64.6	13.7	8.26	8.51	113	159	70.3	4.47	67.9	11.6	158
T(Ti), °C	831	804	783	917	884	774	839	793	831	831	846	811	775	808	796

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

Акт внедрения



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

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


 «24» апреля 2023 г.

АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
 Румянцевой Натальи Алексеевны
 по научной специальности 1.6.4 Минералогия, кристаллография.
 Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе: председатель – В.М. Саватенков;
 члены комиссии – Л.К. Левский, А.В. Березин, составили настоящий акт о
 том, что результаты диссертации на тему «Проблема нахождения
 разновозрастного циркона в океанических породах хребта Шака (Южная
 Атлантика)», представленной на соискание ученой степени кандидата
 наук, использованы при выполнении НИР ФГБУН Института геологии и
 геохронологии докембрия Российской академии наук.

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

Председатель комиссии

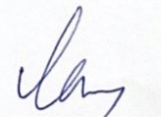
Старший научный сотрудник



В.М. Саватенков

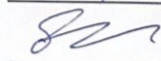
Члены комиссии:

Заведующий лабораторией,
 главный научный сотрудник



Л.К. Левский

Старший научный сотрудник



А.В. Березин