

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

*На правах рукописи*

Гаврильчик Александра Константиновна



РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ  
ЦВЕТОВЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ БЕРИЛЛА  
КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

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 – 2023

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ</b> .....	9
1.1 Кристаллохимическая характеристика берилла.....	9
1.2 Разновидности берилла.....	15
1.3 Выводы по главе 1.....	26
<b>ГЛАВА 2 КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ БЕРИЛЛА</b> .....	28
2.1 Пегматиты.....	31
2.2 Пустоты в топазовых риолитах (гидротермально-вулканогенный генетический тип).....	40
2.3 Месторождения изумруда, связанные с изумрудоносными слюдитами и жилами в черных сланцах .....	41
2.4 Грейзены .....	45
2.5 Выводы по главе 2.....	47
<b>ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	49
3.1 Аналитическая методика .....	49
3.2 Обработка аналитических данных.....	51
3.3 Выводы по главе 3.....	53
<b>ГЛАВА 4 ГЕОХИМИЯ БЕРИЛЛА</b> .....	54
4.1 Ростова зональность берилла .....	55
4.1.1 Образец № SG.....	58
4.1.2 Образец № 24.....	69
4.1.3 Образец № 25.....	74
4.1.4 Образец № 28.....	77
4.1.5 Образец № 59.....	81
4.1.6 Образец № 409.....	85
4.1.7 Образец № 303.....	89
4.1.8 Выводы к разделу 4.1 .....	92
4.2 Особенности геохимии разновидностей берилла .....	94
4.2.1 Зеленый берилл (изумруд) .....	100
4.2.2 Красный берилл.....	113
4.2.3 Воробьевит (морганит) .....	118
4.2.4 Желтый берилл (гелиодор).....	124
4.2.5 Аквамарин.....	130
4.2.6 Бесцветный берилл.....	147
4.2.7 Белый берилл .....	151
4.2.8 Выводы к главе 4.2.....	154

4.3 Обработка данных по геохимии берилла методами многомерной статистики .....	157
4.3.1 Метод главных компонент (РСА).....	157
4.3.2 Метод стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) .....	161
4.3.3 Выводы по главе 4.3.....	164
4.4. Выводы по главе 4.....	164
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	166
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	167
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ А Акт внедрения</b> .....	186
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Б Каталог изученных образцов берилла</b> .....	187
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ В Содержание редких и малых элементов в образцах берилла</b> .....	198

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы исследования**

Берилл – самый распространенный минерал элемента бериллия, который, наряду с берtrandитом, является одним из основных источников бериллиевого сырья. Берилл формирует богатые месторождения, в основном, связанные с гранитными пегматитами и грейзенами. Эти месторождения часто комплексные: пегматитовые – с Li, Cs, Rb, Ta, Nb, грейзеновые – с Sn, W, Mo (Пеков, 2023). Самостоятельное, или вместе с рудным бериллом, значение могут иметь месторождения и проявления ювелирных разновидностей берилла.

Диссертационное исследование направлено на выявление характера распределения редких и малых элементов, а также летучих компонентов в берилле основных цветовых разновидностей из месторождений и проявлений различных генетических типов. Особое внимание уделено исследованию ростовой зональности и секториальности берилла в отношении малых и редких элементов.

Берилл, во многом благодаря своим кристаллохимическим свойствам, характеризуется широкими вариациями содержаний элементов-примесей. Большой интерес у исследователей вызывают вопросы геохимии разновидностей берилла, в том числе ювелирных. Ответы на эти вопросы могут помочь при решении задач, связанных с уточнением географической привязки его кристаллов ювелирного качества. Вышесказанное определяет высокую актуальность работы.

### **Степень разработанности темы исследования**

Для географической привязки образцов берилла и определения генетических типов его месторождений все чаще используют комплексный подход, включающий оценку содержания элементов-примесей в берилле, изучение микровключений в нем и анализ спектроскопических характеристик минерала (см., например, Staatz et al., 1965; Типоморфизм минералов, 1989; Karampelas et al., 2019). Подавляющая часть таких исследований относится к ювелирной разновидности зеленого берилла (изумруд) и выполнена преимущественно для зарубежных месторождений (Auricchio et al., 2018; Giuliani et al., 2019). Продемонстрирована возможность использования геохимических особенностей берилла для разработки дискриминационных диаграмм и географической привязки образцов этого минерала (Saeseaw et al., 2019; Popov et al., 2021). При этом, авторы, публикуя геохимические данные по бериллу, даже полученные локальными методами (LA-ICP-MS), не рассматривают секториальность и зональность его кристаллов по редким элементам (Бидный и др., 2011). В то же время анализ редкоэлементной ростовой зональности берилла позволяет пролить свет на эволюцию параметров среды в ходе кристаллизации минерала (Auricchio et al., 2018).

**Объект исследования** – цветовые разновидности берилла из основных генетических типов месторождений и проявлений этого минерала.

**Предмет исследования** – изменение редкоэлементного состава берилла в зависимости от его цветовых характеристик и типа вмещающих пород.

**Цель работы** заключается в выявлении особенностей распределения редких и малых элементов в основных цветовых разновидностях берилла с учетом генетических типов месторождений и проявлений этого минерала.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Создание опорной коллекции для исследования, включающей все основные цветовые разновидности берилла из различных по генезису бериллсодержащих пород.

2. Исследование ростовой зональности и секториальности кристаллов берилла в отношении редких и малых элементов в специально ориентированных препаратах.

3. Изучение статистических распределений содержаний широкого круга редких и малых элементов в основных цветовых разновидностях берилла локальным методом SIMS с низким порогом обнаружения этих элементов

4. Обработка полученных аналитических данных методами многомерной статистики.

5. Выявление типоморфных геохимических особенностей берилла одной цветовой разновидности из различных по генезису пород.

#### **Научная новизна работы:**

1. На основе комплексного изучения редкоэлементного состава берилла высокочувствительным локальным методом анализа (SIMS) выявлены геохимические различия основных цветовых разновидностей берилла из месторождений и проявлений различных генетических типов.

2. Впервые с помощью высокоточного метода определено содержание воды и летучих компонентов (F, Cl) в воробьевите и красном берилле. Установлено отличие по содержанию летучих компонентов воробьевита из даек незональных редкометалльных пегматитов от воробьевита из зональных редкометалльных пегматитов. Выявлена корреляция интенсивности окраски красного берилла из топазсодержащих риолитов с содержанием элементов-примесей.

3. Показано, что распределение редких и малых элементов в кристаллах берилла контролируется их зонально-секториальным строением.

#### **Соответствие паспорту специальности:**

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.4 Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых по пунктам 2, 8, 13.

### **Теоретическая и практическая значимость работы:**

Проведенное исследование расширяет существующие представления об особенностях геохимии берилла в зависимости от его окраски и генезиса бериллосодержащих пород. Аналитические данные, содержащиеся в диссертации, могут быть полезны при подготовке учебных курсов «Прикладная геохимия», «Лабораторные методы исследования минералов, горных пород и руд», «Основы геммологии».

Результаты и научные выводы диссертации могут использоваться для уточнения привязки коллекционных образцов берилла к бериллоносным районам и отдельным месторождениям, а также для разработки новых геохимических критериев генезиса бериллосодержащих пород. Получен акт внедрения результатов исследования при выполнении НИР ФГБУН Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук от 24.04.2023 г. (Приложение А.1).

**Методология и методы исследования.** Методологической основой исследования является обоснованный выбор современных методов геохимического изучения берилла.

Для исследования редкоэлементных характеристик берилла использованы образцы из учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея; часть образцов любезно предоставлена коллегами. Всего проанализировано 108 образцов берилла (506 локальных анализов на ионном зонде), которые были разделены на семь основных цветовых разновидностей. В основу такого деления была положена окраска минерала – типоморфный признак (Фекличев, 1964), традиционно используемый как при минералого-геохимических исследованиях, так и в геммологии. Внутри групп образцы делились по принадлежности к основным генетическим типам месторождений или проявлениям берилла (пегматитам, гидротермально-плутоногенным и грейzenам, гидротермально-вулканогенным). Для зеленого берилла (изумруда различной степени насыщенности цвета и прозрачности) было выполнено 210 анализов в 37 образцах. Красный берилл, являющийся крайне редкой разновидностью берилла, был проанализирован в одном образце (7 анализов). Состав воробьевита (морганита) исследовался в 17 образцах (54 анализа). Коллекция желтого берилла (гелиодора) была менее представительной и включала три образца (28 анализов). Берилл различных оттенков голубого (аквамарин) и синего (максис-берилл) цвета был изучен в 24 образцах (130 анализов). 13 образцов белого берилла были проанализированы в 48 точках. Коллекция прозрачного бесцветного берилла (гошенита) состояла из 13 образцов (29 анализов). Для ряда кристаллов ростовая зональность и секториальность в отношении редких элементов была исследована профилированием в специально ориентированных сечениях.

Содержание редких и малых элементов в берилле, включая воду и летучие элементы, определялось на ионном зонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов

(SIMS) в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН по методикам, приведенным в работах (Гаврильчик и др., 2021; Скублов и др., 2022). Анализы проводились в две сессии с использованием различных протоколов при определении летучих (Cl, F, H) и легких (B, Li) элементов и основного набора примесей (Na, Mg, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Ga, Rb, Cs, Sr). При необходимости верификации мелких фрагментов кристаллов использовался метод рамановской спектроскопии.

**На защиту выносятся следующие положения:**

1. Геохимическая неоднородность кристаллов зеленого берилла и аквамарина, в результате проявленной секториальности выражается в преимущественном накоплении Li и Cl в пирамидах роста граней пинакоида  $\{0001\}$ , Fe, Ga и Cs – в пирамидах роста граней призмы  $\{10\bar{1}0\}$ .

2. Аквамарин из пегматитов отличается от аквамарина из оловоносных грейзенов повышенным содержанием Mg, Ti, Mn, V, Cr, Li, Na, K, Rb, Cl, H<sub>2</sub>O и пониженным содержанием F.

3. Воробьевит из даек незональных пегматитов отличается от воробьевита из зональных пегматитов пониженным содержанием Cs, Li, Rb, Cl и повышенным – воды, что связано с меньшей степенью обогащения расплава несовместимыми элементами.

**Степень достоверности результатов исследования** обусловлена представительностью минералогического материала и использованием аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях.

**Апробация результатов.** Основные положения и результаты работы докладывались на российских и международных конференциях и семинарах, в том числе: Geological International Student Summit (Санкт-Петербург, СПбГУ, 2021, 2022, 2023); XXVIII Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2021» (Москва, МГУ, 2021); «Современные проблемы геохимии – 2021» (Иркутск, ИГХ СО РАН, 2021).

**Личный вклад автора** заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования, в анализе научной литературы по теме работы, отборе большей части образцов из музейных коллекций, получении и обработке аналитических данных, интерпретации результатов.

**Публикации по работе.** Результаты диссертационной работы в достаточной степени в достаточной степени освещены в 8 печатных работах (пункты списка литературы № 10-15, 44, 102), в том числе в 1 статье - в издании из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук, в 3 статьях - в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

**Структура работы.** Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и библиографического списка, содержит 229 страниц машинописного текста, 82 рисунка, 8 таблиц, список литературы из 230 наименований и 15 приложений.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю проф. С.Г. Скублову за всестороннюю поддержку и помощь при написании работы. За предоставление материалов из учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея и способствование проведению исследования автор благодарит директора музея М.Ю. Шабалова. Автор также признателен всему коллективу Горного музея и Е.Л. Котовой за постоянную поддержку. Автор искренне благодарен А.В. Березину (ИГГД РАН), помогавшему на всех этапах выполнения работы; М.А. Иванову (Санкт-Петербургский горный университет), Ю.Д. Гриценко (Минмузей РАН), М.П. Попову (УГГУ), Е.Н. Терехову (ГИН РАН) и И.А. Абдрахманову (ВНИИОкеангеология) за предоставленные образцы берилла для исследования. Автор благодарит С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за аналитические работы на ионном зонде, Е.А. Васильева (Санкт-Петербургский горный университет) – за помощь при верификации зерен на рамановском спектрометре и М.В. Никитину (СПбГУ), выполнившую пробоподготовку.

## ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Берилл – самый распространенный минерал элемента бериллия, который, наряду с берtrandитом, является одним из основных источников бериллиевого сырья. Берилл формирует богатые месторождения, в основном, связанные с гранитными пегматитами и грейзенами. Эти месторождения часто комплексные: пегматитовые – с Li, Cs, Rb, Ta, Nb, грейзеновые – с Sn, W, Mo (Пеков, 2023). Самостоятельное, или вместе с рудным бериллом, значение могут иметь месторождения и проявления ювелирных разновидностей берилла. В первую очередь, речь идет об изумруде, присутствующем в грейзен-цвиттеровых или гидротермальных месторождениях. Другие разновидности драгоценного берилла (например, аквамарин, гелиодор, воробьевит, бесцветный берилл) в основном связаны с пегматитовыми месторождениями (Пеков, 2023).

### 1.1 Кристаллохимическая характеристика берилла

Берилл имеет идеальную формулу  $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ . Содержание главных элементов в идеальном берилле следующее:  $\text{SiO}_2 = 67$  мас.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.9$  мас.%,  $\text{BeO} = 14.1$  мас.%. Структура берилла впервые была определена в работе (Bragg, West, 1926), позднее была уточнена работами (Белов, Тархова, 1951; Gibbs et al., 1968; Morosin, 1972).

Параметры кристаллической решетки берилла (при комнатной температуре):  $a_o = 9.2088$  Å,  $c_o = 9.1896$  Å. Кристаллическая структура (пространственная группа  $P6/mcc$ ) состоит из тетраэдров  $\text{SiO}_4$ , которые, соединяясь двумя вершинами, образуют кольца  $\text{Si}_6\text{O}_{18}$ , лежащие в плоскости  $\{0001\}$ . Поэтому минерал берилл традиционно относят к кольцевым силикатам. Эти кольца соединены в единую каркасную постройку тетраэдрами  $\text{BeO}_4$  и октаэдрами  $\text{AlO}_6$  на уровнях  $1/4$  и  $3/4$  вдоль оси шестого порядка  $c$ , соответственно. Кольца образуют каналы, параллельные оси  $c$  (рисунок 1.1.1). Эффективный диаметр каналов варьирует от  $2.8$  Å (в плоскости силикатных колец) до  $5.1$  Å (середина интервала между расположенными рядом кольцами).

В идеальном берилле позиции в каналах вакантны, но они могут быть заняты катионами крупноионных литофильных элементов (щелочных металлов) и молекулами воды (рисунок 1.1.2). Диаметр каналов достаточно большой, чтобы они могли вмещать ионы или молекулы большого размера, такие как щелочные и щелочноземельные металлы,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , F, He,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , N,  $\text{NO}_3$ . Даже главные для берилла элементы могут частично занимать позиции в структурных каналах (Бершов, 1970; Don Goldman et al., 1978; Aines, Rossman, 1984). Из щелочных металлов в структурные каналы в основном входят Na, Cs и K.  $\text{Na}^+$  может занимать меньшую по размеру позицию  $2b$  (0 0 0), вода или более крупные щелочные катионы (Cs, K) могут занимать позицию  $2a$  (0 0  $1/4$ ) (Wood, Nassau, 1967; Hawthorne, Černý, 1977; Artioli et al., 1993). В редких случаях  $\text{CO}_2$  может занимать позицию  $2a$  (Wood, Nassau, 1967; Charoy et al.,

1996; Fukuda, Shinoda, 2011; Fridrichová et al., 2016). Вхождение катионов в структуру берилла может происходить в октаэдрическую позицию Al (координационное число 6) или тетраэдрическую позицию Be (координационное число 4), и в позиции 2a и 2b в каналах.

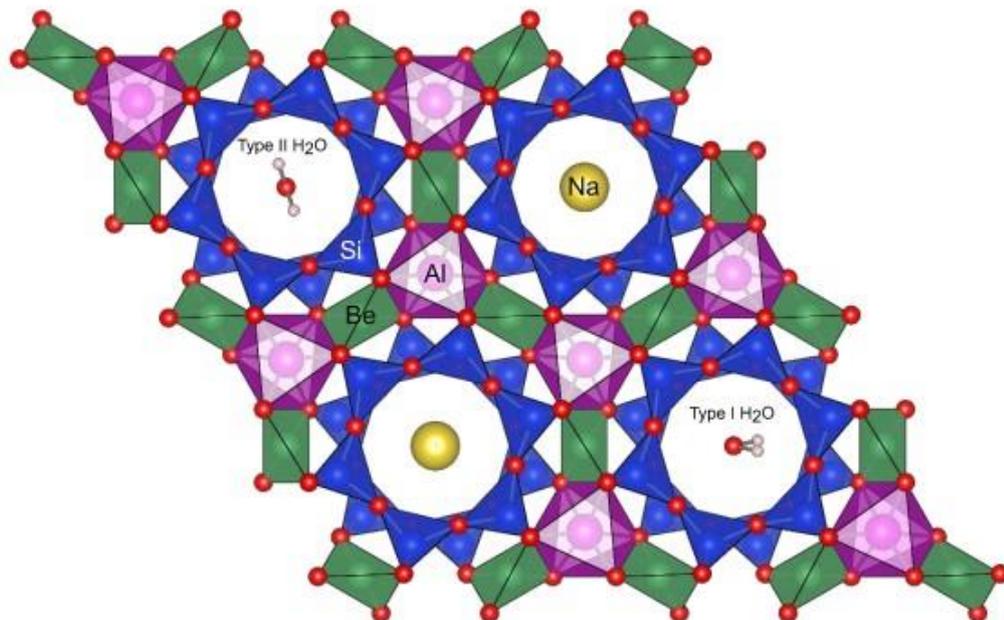


Рисунок 1.1.1 – Структура берилла, если смотреть перпендикулярно оси  $c$ .

O – красный, Si – синий, Be – зеленый, Al – фиолетовый, Na – желтый, H – белый. В каналах показаны элементы, которые чаще всего занимают вакантные позиции:  $\text{Na}^+$ , вода I типа (внизу справа) и вода II типа (вверху слева). Приведено по (Henry, 2022)

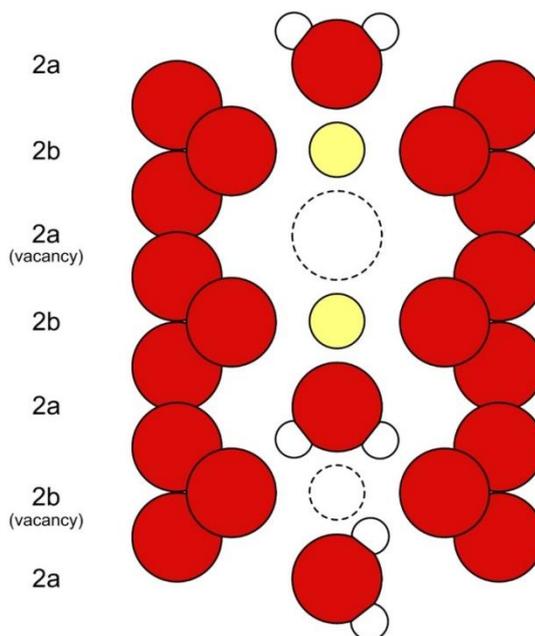


Рисунок 1.1.2 – Схематическое поперечное сечение каналов, рассматриваемое в направлении  $\{110\}$ , показывает возможное упорядочение  $\text{Na}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и вакансий в позиции Wyckoff 2a  $(0, 0, 1/4)$  и 2b  $(0, 0, 0)$ , с  $\text{H}_2\text{O}$  I типа в качестве нижней молекулы, и другие молекулы воды в

ориентировке II типа, выровненные по  $\text{Na}^+$ . Красный – O, желтый – Na, белый – H. Приведено по (Henry, 2022)

По факту, химический состав природного берилла существенно отклоняется от идеальной формулы  $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$  по причине катионных замещений различного типа. Наиболее распространенными замещениями являются: замещение  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Al}^{3+}$  в тетраэдрической позиции или замещение  $\text{Al}^{3+}$  двухвалентными и трехвалентными ионами ( $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ), а также четырехвалентным  $\text{Ti}^{4+}$  в октаэдрической позиции (Auricchio et al., 1994; Khaibullin et al., 2003).  $\text{Be}^{2+}$  в тетраэдрической позиции замещается  $\text{Li}^+$  и в ряде случаев  $\text{Na}^+$ , что является дискуссионным вопросом (Le, 2008). В и Р в берилле замещают Si в тетраэдре (Černý, Hawthorne, 1976).

В берилле могут реализовываться два типа гетеровалентного парного изоморфизма: замещение двухвалентным катионом ( $\text{M}^{2+}$ ) алюминия («октаэдрическое») и замещение одновалентным катионом ( $\text{Li}^+$ ) бериллия («тетраэдрическое») (Auricchio et al., 1988). Обычно октаэдрическое замещение реализуется для  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , допускается вхождение в октаэдрическую позицию ионов  $\text{Ca}^{2+}$  (Černý, 2002). Оба типа замещения требуют вхождения катиона  $\text{Na}^+$  в структурные каналы для баланса зарядов. Октаэдрическое замещение имеет вид  ${}^{\text{VI}}\text{Al}^{3+} + \text{C}\square \leftrightarrow {}^{\text{VI}}\text{M}^{2+} + \text{C}\text{Na}^+$ . Изовалентное замещение катионов переходных металлов ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ ) в позиции Al обуславливает большинство случаев окрашивания берилла (Henry, 2022). Хотя множество двухвалентных катионов металлов может входить в структуру берилла, но обычно октаэдрическое замещение реализуется для  $\text{Mg}^{2+}$  и/или  $\text{Fe}^{2+}$ . Тетраэдрическое замещение имеет вид  ${}^{\text{IV}}\text{Be}^{2+} + \text{C}\square \leftrightarrow {}^{\text{IV}}\text{Li}^+ + \text{C}\text{Na}^+$ . Для Li, кроме вхождения в тетраэдрическую позицию на место Be (Auricchio et al., 1988), также предполагается вхождение в структурные каналы, или в октаэдрическую позицию Y на место Al (Staatz et al., 1965; Andersson, 2006). Литий при тетраэдрическом замещении не является хромофором.

Вакантные позиции в каналах берилла могут быть заняты катионами крупноионных литофильных элементов (щелочных металлов) и молекулами воды. Вместе с цезием в канал структуры берилла при существенном «разбавлении» Be-тетраэдров литием может входить и натрий, но он занимает другую позицию. Катионы натрия и цезия статистически чередуются: наиболее крупные катионы  $\text{Cs}^+$  находятся в раздувах каналов, а более мелкие катионы  $\text{Na}^+$  – в пережимах (рисунок 1.1.3).

Количество натрия в этой позиции лимитируется количеством молекул воды в той позиции, которую они занимают вместе с катионами  $\text{Cs}^+$ . Кроме того, слишком короткие расстояния Cs-Na не допускают одновременного заселения позиций Cs и Na (Пеков, 2023). Ионный радиус  $\text{Na}^+$  соответствует внутренней части тетраэдрических  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$  колец, тогда как  $\text{Cs}^+$  размещается между центрами этих колец; промежуточный по величине ионный радиус

$K^+$  и  $Rb^+$  исключает их попадание в каналы в сколь-либо значительных количествах (Černý, 2002).

Благодаря наличию колец, куда входят элементы с крупным ионным радиусом, не имеющие отношения к идеальному по составу бериллу, структура берилла часто характеризуется как «цеолитоподобная».

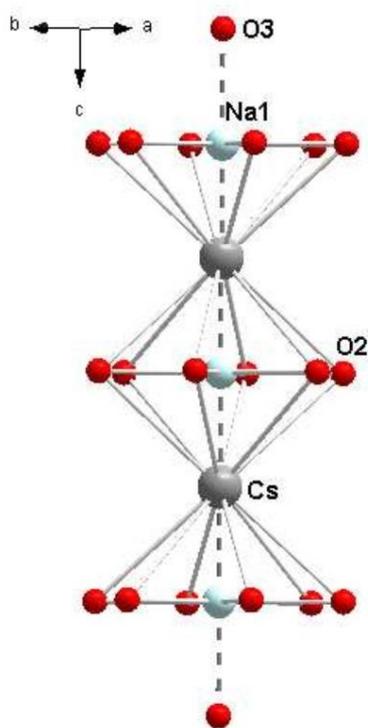


Рисунок 1.1.3 – Содержимое канала в структуре берилла-воробьевита (Пеков, 2023)

Отношение параметров решетки  $c/a$  может быть использовано для определения – какой тип замещения преобладает в данном кристалле берилла. Отношение в интервале 0.991-0.996 указывает на преобладание октаэдрического замещения (о-берилл); в интервале 0.999-1.003 – на доминирование тетраэдрического замещения (t-берилл) (Auricchio et al., 1988). Эти типы замещения могут происходить одновременно в ограниченной степени. Берилл «нормального» типа (n-берилл) имеет  $c/a$  отношение 0.997-0.998 (Auricchio et al., 1988) как результат либо ограниченного вхождения катионов, либо лимитированного одновременного замещения октаэдрического и тетраэдрического типа.

Проведенные теоретические исследования структуры берилла (Vačík et al., 2019) установили структурные ограничения (пределы) изоморфизма для регулярных позиций и позиций в каналах берилла. Тетраэдр  $SiO_4$  состоит исключительно из атомов Si и O. Позиции в каналах предполагают различные варианты замещения, но они в значительной степени зависят от того, как происходят изоморфные замещения в позициях Al и Be.

Поскольку фактически существует только два потенциальных фактора изменения каркаса структуры берилла (замещения позиции Al и позиции Be), и эти два замещения не

могут происходить одновременно в заметном количестве, берилл имеет ограниченные степени свободы в изменении параметров его структуры. Параметры последней находятся в существенной корреляции с составом берилла. Однако, как и для большинства минералов, для структуры берилла не существует совершенной модели (Henry, 2022).

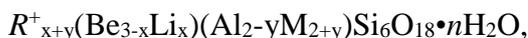
*Молекулярная вода в берилле.* Проведенными многочисленными исследованиями было установлено, что берилл, как правило, содержит воду, содержание которой положительно коррелируется с содержанием Na (а также других щелочных металлов). Na и H<sub>2</sub>O присутствуют в структурных каналах практически любого берилла, как показывает многолетний опыт исследования берилла на эти компоненты. Хотя присутствие воды формально не требует вхождения Na для соблюдения баланса зарядов, положительная корреляция содержания щелочных металлов и воды, входящих совместно в структурные каналы берилла, фиксируется практически повсеместно (Henry et al., 2022). Вода в структурных каналах берилла была обнаружена впервые спектроскопическими исследованиями (Wickersheim, Buckanan, 1959). Позднее работами (Wood, Nassau, 1967, 1968) показано, что возможны два положения (ориентации) молекулы воды, обозначенные как «Тип I» и «Тип II». Для H<sub>2</sub>O I типа Н-Н вектор параллелен оси *c*, в то время как, Н-Н вектор для H<sub>2</sub>O II типа перпендикулярен оси *c* (рисунок 1.1.2). Атомы водорода в H<sub>2</sub>O I типа, по-видимому, слабо связаны с кислородом в составе каркаса, ограничивающего структурный канал (Wood, Nassau, 1967). Ориентация H<sub>2</sub>O II типа обусловлена полярным притяжением аниона O<sup>2-</sup> в H<sub>2</sub>O в позиции *2a* к катиону Na<sup>+</sup> в соседней позиции *2b*. Количество H<sub>2</sub>O II типа заметно увеличивается при росте содержания Na<sup>+</sup> (Wood, Nassau, 1967, 1968).

Хотя множество исследований на качественном уровне связывало содержание щелочных металлов в берилле с содержанием воды, системная количественная оценка этого соотношения не проводилась. Только в нескольких работах известная корреляция исследовалась с помощью кристаллохимических и структурных подходов (Hawthorne, Černý, 1977; Sherriff et al., 1991; Artioli et al., 1993; Artioli et al., 1995; Groat et al., 2010). Для всех разновидностей берилла было показано, что соотношение содержания щелочей и воды имеет значение для петрологических исследований месторождений берилла, определения условий его образования, а также для определения географической привязки (Groat et al., 2008). До исследований Р. Генри (Henry, 2022; Henry et al., 2022) было предпринято относительно мало попыток систематически соотнести содержание Na с содержанием H<sub>2</sub>O для конкретных цветных разновидностей берилла, за исключением изумруда (Zimmermann et al., 1997; Giuliani et al., 1997; Groat et al., 2008; Marshall et al., 2016). Р. Генри было проведено комплексное кристаллохимическое и спектроскопическое исследование кристаллов изумруда, аквамарина, гошенита и морганита,

позволившее установить количественное соотношение содержания воды и натрия для различных разновидностей берилла (Henry et al., 2022).

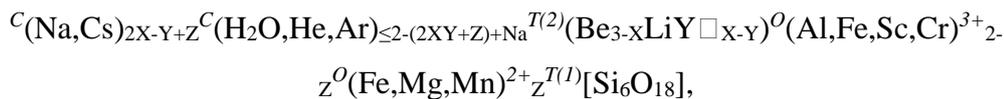
Хотя достаточно несложно измерять в берилле содержание Na в форме arfu (к.ф.) или Na<sub>2</sub>O мас.% (EPMA метод), но измерение содержания воды связано со значительными трудностями: метод LA-ICP-MS является чересчур деструктивным; на результат определения методом LOI (потери при прокаливании, ППП) оказывает сильное воздействие попадание в анализируемую навеску флюидных включений, к тому же этот метод не локальный; IR спектроскопический метод требует специальной сложной пробоподготовки и калибровки (Libowitzky, Rossman, 1997). В связи с этим определенные перспективы в измерении содержания воды в берилле открываются для метода SIMS, который и был использован в настоящем диссертационном исследовании. Следует отметить, что за рубежом метод SIMS для измерения содержания воды в берилле не получил широкого распространения по причине высокой стоимости как самого аналитического прибора, так и его эксплуатации. Поэтому возникла необходимость установления количественного соотношения между содержанием Na и воды в берилле, чтобы рассчитывать содержание воды после сравнительно доступного и несложного измерения содержания Na методом EPMA. Хотя вхождение иона Na является частью двойного замещения в берилле, он не является локально сбалансированным по заряду без присутствия аниона или молекулы в соседнем с ним участке (Hawthorne, Černý, 1977). В этой же работе было установлено, что для различных разновидностей берилла H<sub>2</sub>O arfu больше, чем следует из известного соотношения: H<sub>2</sub>O (к.ф.) = 2Na (к.ф.). В настоящее время для оценки количества воды в берилле используется эмпирическая формула: H<sub>2</sub>O, мас.% = (0.845958 × Na<sub>2</sub>O, мас.%) + 0.08373 (Giuliani et al., 1997).

Таким образом, общую формулу для обогащенных щелочами глиноземистых членов группы берилла можно записать так (Пеков, 2023):



где R = Cs, Na, K, Rb; M = Fe, Mg, Mn; 0 ≤ x+y ≤ 1; 0 ≤ n ≤ 1.

Более сложная общая формула берилла выглядит следующим образом (Černý, 2002 и ссылки в работе):



где Y ≤ 2, X ≥ Y, Z « 2 и 2X-Y+Z ≤ 2.

## 1.2 Разновидности берилла

В идеальном случае химическая формула берилла –  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ , и в таком случае он будет либо бесцветным, либо белого цвета. Изменения в окраске кристаллов берилла коррелируются с изменениями в его составе (Hammarstrom, 1989 и ссылки в работе). Добавление Cr, V, Mn или Fe в формулу может привести к получению некоторых из самых востребованных драгоценных камней в мире: зеленого изумруда (Cr,  $\pm\text{V}$ ), розового морганита (Mn), желтого гелиодора (Fe) и голубого (различных оттенков и интенсивности окраски) аквамарина (Fe). Однако простого добавления в состав берилла этих ключевых элементов-хромофоров недостаточно. Количество и валентность элемента, а также позиция его нахождения в кристаллической решетке являются ключевыми для цвета берилла.

Цвет берилла обычно определяется содержанием ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ .  $\text{Fe}^{2+}$  отвечает за неяркий (бледный) синий/голубой цвет.  $\text{Fe}^{3+}$  обуславливает золотисто-желтую окраску. Когда  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  присутствуют вместе, цвет берилла становится интенсивно окрашенным синим. Зеленый цвет для железосодержащего берилла обычно получается в результате смешения синего и желтого оттенков. Зеленый цвет изумруда обусловлен вхождением ионов  $\text{Cr}^{3+}$ . Такой же эффект вызывает вхождение в изумруд ионов  $\text{V}^{3+}$ . Содержащий Mn берилл имеет окраску от розового до красного цвета. Цвет будет бледно розовым, когда марганец присутствует в виде ионов  $\text{Mn}^{2+}$ , и красным для  $\text{Mn}^{3+}$ .

На ранних этапах изучения берилла, подразделение минерала на разновидности происходило в основном по цвету и прозрачности, в редких случаях по морфологическим особенностям на 5 групп: собственно, берилл (непрозрачный желтовато-зеленый), изумруд (ярко-зеленый), аквамарин (прозрачный голубой), гелиодор (желтый, желто-бурый), ростерит (белый или светло-розовый, пластинчатый) (Фекличев, 1964). Впоследствии, на основании уточненного химического состава берилла были добавлены еще 4 разновидности: морганит (группа берилла богатая цезием и марганцем красно-бурого цвета), гешенит (берилл ярко-зеленого цвета с повышенным содержанием натрия), воробьевит (богатая цезием разновидность светло-розового, желтого цветов), бацитит (разновидность с повышенным содержанием скандия, железа и РЗЕ).

В результате предшествующих исследований (ссылки в Куприянова, 1989) были выделены три разновидности берилла, отличающиеся друг от друга особенностями состава и структуры: 1) n-бериллы, состав которых близок к теоретическому, они характерны для керамических, слюдяных и хрусталоносных пегматитов, кварцевых жил грейзеновых месторождений; 2) O-бериллы, содержащие Mg, Fe, Mn, Cr, Sc, V, Ti в октаэдрических позициях, они образуются на ранних и завершающих стадиях грейзенового процесса среди пород, обогащенных Mg и Fe; 3) t-бериллы (щелочные), в которых  $\text{Li}^+$  и, частично, Mg+

занимают тетраэдрические позиции Be, а крупные катионы щелочей располагаются в каналах, t-бериллы характерны только для редкометалльных пегматитов (Куприянова, 1989).

Широкое распространение также получила классификация, предложенная Беусом (1960), в которой учитывались главные примеси берилла – щелочи, а также литий. По сумме и соотношению щелочных элементов бериллы были разделены на 4 группы: бесщелочные, натровые, натрово-литиевые и литиево-цезиевые. Стоит отметить, что данная классификация, основанная только на сумме щелочей, не учитывает другие примеси (Fe, Mg, Cr, Sc и др.), что, по мнению В.Г. Фекличева (1964), является ее существенным недостатком.

Для корректного выделения разновидностей берилла должны учитываться не только особенности химического состава минерала, а также его физические свойства (как например, цвет минерала) и другие генетические особенности (Фекличев, 1964).

В подавляющей части современных исследований берилл классифицируется по его основным цветовым разновидностям, коррелирующим с особенностями химического состава. Ниже будут рассмотрены некоторые особенности состава и генезиса для главных цветовых разновидностей берилла, а также установленные типоморфные геохимические отличия берилла одной цветовой разновидности из различных по генезису пород (по литературным данным).

*Аквамарин.* Название этой разновидности берилла (закрепившееся за ней с начала XVII века), в переводе с латыни, звучит как «морская вода» (Буканов, 2008), что отвечает одному из наиболее распространенных вариантов его окраски – голубовато-зеленой («цвета морской воды»). Окраска аквамарина также может быть голубой, зеленовато-голубой, синей. Гораздо реже встречается максис-берилл – ювелирная разновидность берилла густо-синего цвета. Он открыт в 1917 г. в Бразилии и назван по наименованию рудника. Характерной особенностью синего берилла (максис-берилла) является крайне неустойчивая на свету окраска. Такую необычную окраску объясняют вхождением в структуру берилла атомов бора, радикалов оксида углерода, ионов  $\text{NO}_3^-$ , дефектами в кристаллической решётке берилла, наличием радиационно-индуцированных цветовых центров (Nassau et al., 1976; Andersson, 2008 и др.).

Содержание железа в натуральном берилле обычно составляет примерно 1 мас.%, но в синих или желтых разновидностях оно может достигать 3 мас.%. Теоретически атомы железа могут занимать все три кристаллографические позиции (октаэдрическую, тетраэдрическую и в канале), но вхождение двухвалентного железа в тетраэдрическую позицию представляется весьма маловероятным (Fridrichová et al., 2015). Синий, зеленый и желтый цвет драгоценных разновидностей берилла, таких как аквамарин и желтый берилл (гелиодор), обусловлен различными пропорциями двухвалентного и трехвалентного железа в кристаллической структуре (Viana et al., 2002a).

Присутствие ионов  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрической позиции вместо ионов  $\text{Al}^{3+}$  окрашивает аквамарин в желтый цвет. Желтый цвет также может быть вызван искусственным облучением голубого берилла (Nassau, 2001). Ионы  $\text{Fe}^{2+}$  внутри структурных каналов обуславливают стабильное окрашивание аквамарина в синий и голубой цвета. Присутствие  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в тех же позициях придает образцам зеленый цвет. Ионы  $\text{Fe}^{3+}$ , замещающие  $\text{Al}^{3+}$  путем захвата электрона, переходят в состояние  $\text{Fe}^{2+}$ , что приводит к обесцвечиванию кристалла (Ибрагимова и др., 2009). В то время как аквамарин окрашивается за счет механизма переноса заряда  $\text{Fe}^{2+}-\text{O}^{2-}-\text{Fe}^{3+}$  (IVCT – межвалентный перенос заряда), цвет гелиодора возникает за счет переноса заряда  $\text{Fe}^{3+}-\text{O}^{2-}$  (Fritsch, Rossman, 1988).

В основном аквамарин встречается в пегматитах, а также в пневматолито-гидротермальных месторождениях, например, грейзенах. Исследования состава аквамарина проводились для ряда месторождений и проявлений, расположенных по всему миру, включая Аргентину (Sardi, Heimann, 2014), Бразилию (Viana et al., 2002), Канаду (Mihalynuk, Lett, 2003; Adamo et al., 2008; Beal, Lentz, 2010; Groat et al., 2010), Китай (Wang et al., 2009), Чехию (Novák et al., 2011; Přikryl et al., 2014), Италию (Auricchio et al., 1988; Vocchio et al., 2009), Мозамбик (Auricchio et al., 1988; Neiva, Neiva, 2005); Пакистан (Auricchio et al., 1988), Словакию (Uher et al., 2010), Вьетнам (Huong et al., 2011; Fridrichová et al., 2015), и Зимбабве (Auricchio et al., 1988; Černý et al., 2003). Однако большинство этих исследований было сфокусировано на определении состава берилла по главным элементам и проводилось на ограниченном количестве образцов. Редкоэлементный состав аквамарина, как правило, не исследовался. Среди этих работ выгодно выделяется исследование разновидностей берилла методом LA-ICP-MS (42 образца), включая аквамарин, из миароловых полостей в гранитах комплекса Эронго, Намибия (Lum et al., 2016). Было установлено, что аквамарин и зеленый берилл содержат железо в качестве основного хромофора, в то время как гошенит (бесцветный берилл) лишен хромофоров. Содержание Fe в берилле увеличивается с интенсивностью цвета, что согласуется с известными хроматическими эффектами Fe в синем, желтом и зеленом берилле. В аквамарине присутствует заметная композиционная зональность с переменным содержанием Fe (0.79-3.19 мас.% FeO), Na (0.09-0.35 мас.%  $\text{Na}_2\text{O}$ ), Al (15.99-18.18 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Содержание редких элементов различается среди исследованных типов берилла, причем самое высокое содержание и самые экстремальные вариации наблюдаются в аквамарине. Химический состав основных и примесных элементов для берилла из Эронго, Намибия в целом совпадает с составом берилла аналогичного цвета из других месторождений Мира (Lum et al., 2016).

Сравнительная характеристика аквамарина из грейзенов Шерловой Горы (Забайкалье) и слюдоносно-редкометалльных пегматитов (Замбия, Африка) показала, что для аквамарина разных оттенков характерно различное содержание железа и отмечена тенденция к его

увеличению от слабоокрашенных образцов к темноокрашенным. При этом в целом аквамарин Шерловой Горы содержит железа значительно больше. Также было установлено, что аквамарин из месторождений разного генезиса по составу элементов-примесей незначительно различается между собой (Елфимова и др., 2004).

Исследованный методом SIMS (Герасимова и др., 2019) аквамарин из Супруновского месторождения гранитных мусковит-берилл-микроклиновых пегматитов (Иркутская область) относится по составу к низкощелочным бериллам с суммарной концентрацией щелочных металлов около 0.5 мас.% и характерным для этого типа берилла повышенным содержанием железа (0.58 мас.% FeO) и магния (0.37 мас.% MgO). По соотношению щелочных металлов аквамарин Супруновского месторождения относится к натровым с низкой концентрацией Li (130 ppm). Содержания K<sub>2</sub>O существенно ниже, чем у аквамаринов слюдоносных безполостных пегматитов и миароловых пегматитов с различной минерагенической специализацией (Загорский и др., 1999). Установлено, что берилл формировался на поздних стадиях гранитного магматизма из специфического пегматитового силикатного расплава или водно-силикатной жидкости, обогащенной водой (>7 мас.%), литием, но обедненной фтором и бором при температуре около 700°C и давлении около 6 кбар (Герасимова и др., 2019).

*Гелиодор.* Желтый берилл, одна из популярных цветовых разновидностей этого минерала, известна в научной литературе под двумя собственными названиями: гелиодор (heliodor) и золотистый берилл (golden beryl). Название гелиодора складывается из имени греческого бога Солнца (Гелиоса) и французского слова «из золота» (другая версия – греческого слова «подарок»). Считается (Буканов, 2008), что гелиодор и золотистый берилл различаются по цвету: термин «золотистый берилл» чаще используется для обозначения желтых бериллов, а название «гелиодор» может быть использовано для описания светло-зеленых, зеленовато-желтых, желто-зеленых и желтовато-коричневых камней. Известный геммолог В. Шуман (Schumann, 1997) предлагает рассматривать гелиодоры не как самостоятельную разновидность берилла, а относить их к бледно-окрашенным золотистым бериллам.

Тем не менее, как в минералогических работах, посвященных окраске берилла и ее природе, так и в геммологических изданиях это различие обычно игнорируется, и оба термина (гелиодор и золотистый берилл) используют как взаимозаменяемые. Термин golden beryl (золотистый берилл) несколько чаще используется в качестве торгового названия желтого берилла как более понятный и привлекательный, ассоциирующийся с цветом золота. Еще одно практически забытое название золотистого берилла – давидсонит, данное в честь известного американского ювелира Дж. Давидсона (Буканов, 2008). Отметим также, что термин golden

beryl (золотистый берилл) более характерен для англоязычных публикаций, в то время как гелиодор чаще используется в отечественной литературе.

На основании проведенного комплексного исследования авторы (Платонов и др., 2016) предлагают использовать традиционные названия природного желтого берилла для обозначения конкретных спектроскопических, а по существу – кристаллохимических их разновидностей, отличающихся характером распределения примесных ионов двухвалентного и трехвалентного железа в структурных позициях и обусловленными этим оптическими свойствами. Предлагается термин гелиодор использовать для обозначения желтой разновидности берилла, окраска которой вызвана присутствием ионов  $Fe^{3+}$  в октаэдрических позициях структуры, что определяет слабый плеохроизм кристаллов и их обесцвечивание при нагревании. Название золотистый берилл (golden beryl) может быть использовано для описания сильно плеохроирующих в желтых тонах кристаллов берилла, окраска которых определяется в основном вхождением ионов  $Fe^{3+}$  в тетраэдрические структурные позиции. При нагревании до  $400^{\circ}C$  такие кристаллы приобретают голубую или синюю окраску. В обоих типах кристаллов желтого берилла основные особенности их окраски и плеохроизма определенным образом связаны с низкотемпературными электронными центрами захвата, стабильными до  $350-400^{\circ}C$ . По мнению исследователей (Платонов и др., 2016), установлена общность условий образования желтых бериллов разных типов в природе, прежде всего, низкотемпературный режим их генезиса, независимо от характера самого процесса (пегматитового, метасоматического или гидротермального).

Природа окраски гелиодора до сих пор остается дискуссионным вопросом. Спектры ЭПР показывают, что ионы  $Fe^{3+}$  замещают в октаэдрической позиции ионы  $Al^{3+}$  в кристаллах берилла многих цветов, а не только в желтом берилле (Andersson, 2013). Другие примеры также подтверждают вывод о том, что желтый цвет берилла не может быть обусловлен октаэдрическими ионами  $Fe^{3+}$ . Доказательства, приведенные в (Solntsev, Bukin, 1997), что центр цвета является тетраэдрическим  $Fe^{3+}$ , не стали общепринятыми, возможно, потому что авторы предположили менее вероятное замещение  $Si^{4+}$  в тетраэдрической позиции. Некоторые авторы (Wood, Nassau, 1968; Don Goldman et al., 1978; Viana et al., 2002) выразили сомнение в том, что гораздо более крупные ионы Fe могут заменить ионы Si и Be в структуре берилла. Л. Андерссон (2006) пришел к выводу, что примеси Li не замещают изоморфно Be, а расположены в другом тетраэдре, который имеет одну общую сторону с пустым тетраэдром Be. Ионы железа имеют тот же размер, что и ион Li, и вполне возможно, что они могут располагаться в этой позиции Li. Поэтому в учебной и научной литературе продолжает доминировать точка зрения, что желтый цвет берилла обусловлен ионами  $Fe^{3+}$  в октаэдрической позиции (Andersson, 2013).

Данные по геохимии гелиодора ограничены. Сравнение редкоэлементного состава гелиодора из грейзенов месторождения Шерловая Гора (Гаврильчик и др., 2021) с немногочисленными опубликованными данными по геохимии гелиодора из других объектов (пегматитов) показывает, что гелиодор из Шерловой Горы имеет значительное сходство с гелиодором из миароловых пегматитов Луумяки, Финляндия (Michallik et al., 2019) и из пегматитов Внутренней Монголии, Китай (Yu et al., 2017), который отличается только меньшим содержанием Mn (в обоих объектах) и большим содержанием Ti (Yu et al., 2017). Гелиодор из пегматитов Пампеана, Аргентина также имеет сходное с шерловогорским гелиодором содержание целого ряда редких элементов, но отличается повышенным содержанием Fe, Co, Na и K и пониженным – Sc (Sardi, Heimann, 2014). По известной классификации П. Черни гелиодор из месторождения Шерловая Гора относится к первому типу – бесщелочному бериллу с суммарным содержанием щелочей менее 0.1 мас.% (Їерну, Turnock, 1975; Гаврильчик и др., 2021).

*Изумруд.* Изумруд, зеленая разновидность берилла, является третьим в Мире по ценности драгоценным камнем (после алмаза и рубина). Хотя трудно получить точную статистику, Колумбия поставляет большую часть (по оценкам, 60%) изумрудов в мире. Однако есть предположение, что изумрудные рудники в Колумбии истощаются (Groat et al., 2008). В настоящее время на долю Бразилии приходится примерно 10% мирового производства изумрудов. Изумруд также добывается в России, Афганистане, Австралии, Австрии, Болгарии, Китае, Индии, Мадагаскаре, Намибии, Нигерии, Пакистане, Южной Африке, Испании, Танзании, Соединенных Штатах и Зимбабве.

Цвет изумруда обусловлен примесями Cr и/или V, заменяющими Al в кристаллической структуре. Присутствие Cr и V в структуре берилла вызывает красную флюоресценцию, которая усиливает насыщенность сине-зеленого цвета, но, если в кристалле изумруда присутствует  $Fe^{3+}$ , эффект снижается (Nassau, 2001). Существуют некоторые терминологические разночтения о различии между изумрудом и зеленым бериллом (Conklin, 2002; Schwarz, Schmetzer, 2002). Тем не менее, высказано широко признанное определение (Schwarz, Schmetzer, 2002): «изумруды – это желтовато-зеленые, зеленые или голубовато-зеленые, натуральные или синтетические бериллы, которые обнаруживают отчетливые полосы поглощения Cr и/или V в красном и сине-фиолетовом диапазонах их спектров поглощения».

Детальное геологическое описание типичных месторождений изумруда по всему Миру с их типизацией и классификацией, сопровождаемое сводкой аналитических данных по составу изумруда из различных объектов и регионов (включая малые и редкие элементы, данные по стабильным изотопам, спектроскопические характеристики и др.) приводятся в обобщающих

публикациях (Giuliani et al., 1997; Schwarz, Giuliani, 2001; Groat et al., 2008; Aurisicchio et al., 2018; Giuliani, Groat, 2019; Giuliani et al., 2019; Karampelas et al., 2019).

Помимо решения генетических проблем анализ данных по геохимии изумруда продемонстрировал возможность их использования для разработки различных дискриминационных диаграмм и географической привязки минерала (Saeseaw et al., 2019; Porov et al., 2021), что является важной практической задачей.

Анализ распределения редких и малых элементов – гораздо более мощный инструмент для географической привязки изумруда, чем для драгоценного корунда (Saeseaw et al., 2019). Вероятно, предпосылки этого лежат в особенностях кристаллической структуры берилла. Кристаллическая структура берилла по-своему уникальна – в ней присутствуют участки (фрагменты) различных размеров и геометрии, в которые могут входить элементы-примеси. Это обеспечивает более легкое вхождение и большее разнообразие замещающих редких и малых элементов, чем для корунда, который имеет только одну позицию, в которую могут входить элементы-примеси. Таким образом, изумруд, по-видимому, более чувствителен к незначительным изменениям в условиях их образования среде, что может придать образцам из разных географических регионов уникальные редкоэлементные характеристики. Поэтому анализ распределения редких элементов имеет решающее значение для точного определения местонахождения изумрудов.

На основе банка данных по составу около 300 образцов изумруда из месторождений по всему Миру, выполненных методом LA-ICP-MS, в лаборатории GIA была разработана сводная статистическая таблица параметров их состава и серия дискриминационных диаграмм (рисунок 1.2.1; Saeseaw et al., 2019).

Обычно используемые в целях дискриминации элементы включают Li, K, V, Cr, Fe, Rb и Cs. Колумбийский изумруд, как правило, является самым химически «чистым», обладая более низкими концентрациями щелочей (Li, K, Rb и Cs), а также Fe.

Другой гидротермальный/метаморфический изумруд из Афганистана и Китая более обогащен этими элементами, что позволяет четко отделять его от колумбийского изумруда. Наиболее характерной особенностью изумруда из сланцев является обогащение железом по сравнению с гидротермальной/метаморфической группой. Однако большинство кристаллов изумруда из сланцев также содержат гораздо более высокие концентрации щелочных металлов, и представителей этой группы, как правило, можно отличить друг от друга по их характерным особенностям состава. Например, российский изумруд, как правило, содержит меньше Fe и больше Li; замбийский изумруд из Кафубу – больше Cs, Fe и Li; мадагаскарский изумруд – обычно больше K и Fe; эфиопский изумруд, как правило, умеренно обогащен большинством редких элементов; а бразильский изумруд обеднен многими редкими элементами.

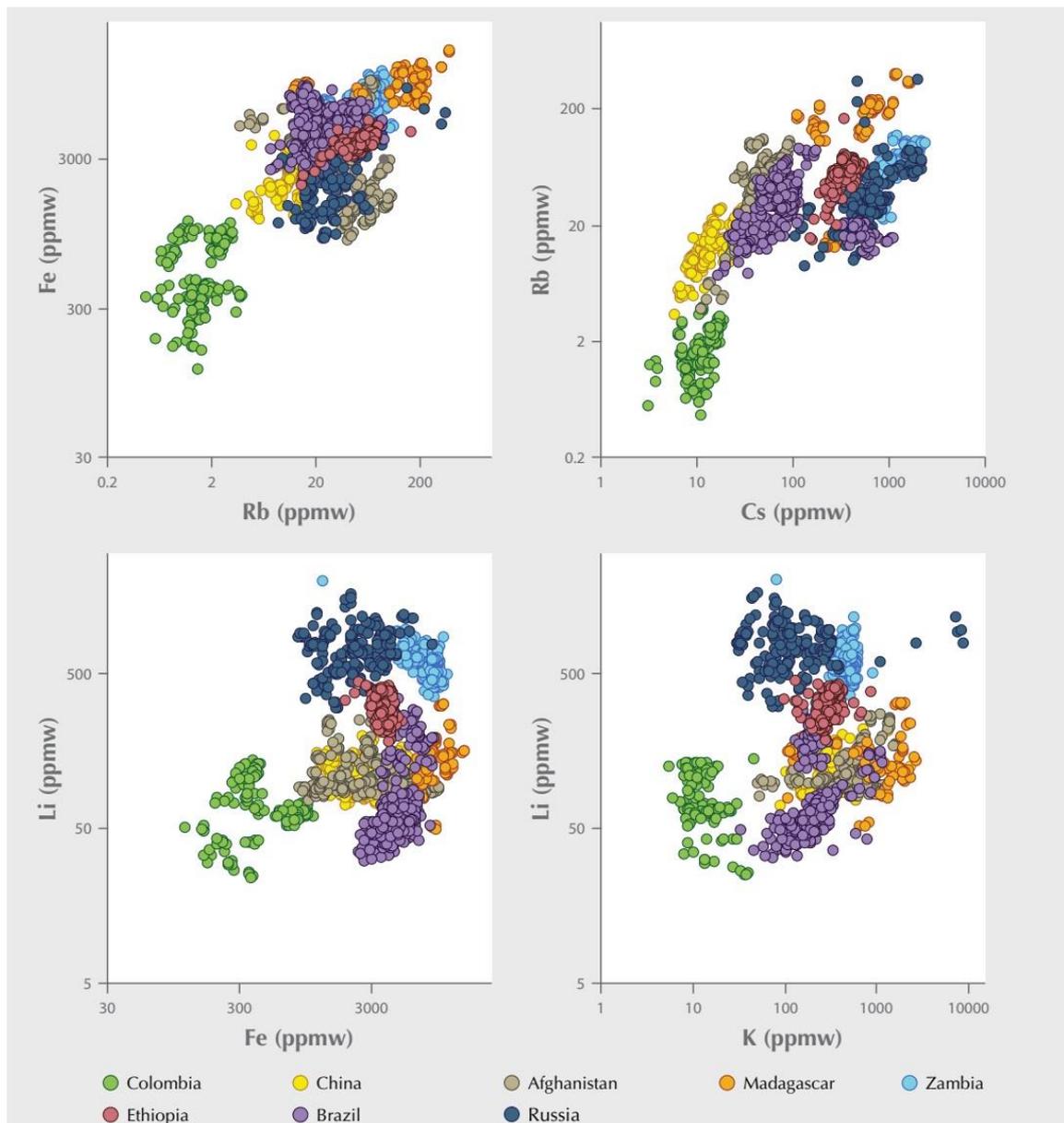


Рисунок 1.2.1 – Дискриминационные диаграммы соотношения редких элементов, используемые для определения происхождения изумруда (Saeseaw et al., 2019)

Несмотря на установленные общие характеристики поведения редких элементов, все еще существуют поля перекрытия составов изумруда из различных регионов при рассмотрении только одного или двух элементов-примесей одновременно. По сути, выборочное построение бинарных графиков облегчает сравнение между образцом неизвестного происхождения и обширной выборкой накопленных справочных данных. Существующая база данных позволяет сравнивать исследуемые образцы только с эталонными образцами. Элементы, используемые в методе выборочного построения графиков, включают Li, K, Fe, Rb и Cs (Saesaw et al., 2019).

*Воробьевит (морганит).* Среди многочисленных разновидностей берилла особо выделяются литий- и цезийсодержащие, как правило, имеющие розовый цвет. Щелочной берилл, содержащий Cs, судя по литературным источникам, изначально был определен как «воробьевит» (обычно розовые Li-Cs разновидности) и «ростерит» (бесцветные и слабо

окрашенные Li-Cs разновидности) (Zambonini, Caglioti, 1928; Беус, 1960; Rossovskiy, 1981). В настоящее время розовый берилл известен под двумя названиями. В зарубежных странах принято название «морганит» (дано в 1911 г. в честь Дж. П. Моргана, состоятельного американского коллекционера минералов, подарившего свое собрание Музею естественной истории в Нью-Йорке), в России – «воробьевит» (дано в 1908 г. по фамилии русского минералога В.И. Воробьева, погибшего в 1906 г. во время экспедиции на Памир). В последнее время и в отечественных публикациях активно используется название «морганит». Воробьевит (или морганит) представлен густо- и светло-розовыми, иногда розовато-фиолетовыми, вишнево-розовыми, красно-бурыми короткостолбчатыми или таблитчатыми кристаллами.

Литий и цезий в значительных количествах впервые были установлены в берилле в 1908 г. В.И. Вернадским и К.А. Ненадкевичем при исследовании нетипичных по форме и цвету (таблитчатых, бесцветных до желтовато-розовых) кристаллов из гранитных пегматитов Липовки на Среднем Урале. В.И. Вернадский назвал эту разновидность берилла воробьевитом в память о русском минералоге В.И. Воробьеве, первым описавшим розовый берилл в пегматитах Липовки. В.И. Вернадский писал: «В химическом составе этого минерала обращают на себя внимание два обстоятельства, во 1-х) нахождение значительного количества цезия, делающего из воробьевита одно из наиболее богатых цезием веществ и 2) нахождение в нем H, Li и Cs, заставляющее изменить наши представления о химической формуле бериллов» (ссылка в Якубович и др., 2009). Со временем химический смысл термина «воробьевит» частично утратился, и сейчас в литературе его нередко применяют, как и термин «морганит», к любому розовому бериллу.

Высокие содержания цезия (до 6-8 мас.% Cs<sub>2</sub>O) и лития (до 1.2 мас.% Li<sub>2</sub>O) в берилле часто фиксируются вместе. Одна из важнейших причин этого – геохимическая: воробьевит формируется на поздних стадиях эволюции гранитных пегматитов, в парагенезисе с литиевыми силикатами, а иногда и с поллуцитом. Его кристаллизация происходит при понижении температуры, когда концентрации Li и Cs одновременно достигают в пегматитовой системе максимума. Ранний, высокотемпературный берилл в этих же пегматитах содержит незначительное количество щелочных металлов и воды (Редкометалльные ..., 1997).

Характерной особенностью морганита является розовая окраска различной интенсивности, вызванная присутствием хромофора Mn<sup>2+</sup>. Поэтому морганит и розовый берилл практически стали синонимами. Розовая окраска, по сути дела, является «визитной карточкой» Cs-берилла. Известно, что самая насыщенная розовая окраска морганита не пересекается по цвету с самой бледной красной окраской другой редкой разновидности – красным бериллом (биксбитом). Однако следует отметить, что морганит не обязательно должен иметь розовую

окраску. Отмечено, что цвет морганита в ряде случаев соответствует «оттенкам шампанского» (champagne hues), что отвечает желтовато-зеленым тонам окраски (Henry, 2022).

Как было отмечено выше, морганит отличается повышенным содержанием Cs. Содержание Cs (и других щелочных металлов) положительно коррелируется с содержанием этих элементов в минералообразующей среде (Šterný, 1975). Щелочные металлы входят в каналы структуры берилла путем двойного замещения. Механизм вхождения относительно большого по размеру иона Cs рассмотрен в ряде публикаций (Hawthorne, Šterný, 1977, Sherriff et al., 1991, Šterný, 2002, Šterný et al., 2003).

Замещение атомов Be в тетраэдрической позиции атомами Li сопровождается вхождением крупных атомов щелочных металлов Na и Cs, которые статистически заселяют частные позиции  $2b$  и  $2a$  в структурных каналах воробьевита. Натрий располагается в центре индивидуальных колец кремнекислородных тетраэдров, но более крупный  $Cs^+$  расположен посередине между этими центрами вдоль  $c$ -оси. Необходимость формирования координационного полиэдра вокруг атомов Na обуславливает присутствие молекулы воды в той же позиции, которая частично занята цезием. Атомы Na могут располагаться не только в центре канала, но и позициях общего типа внутри каналов (Якубович и др., 2009).

Содержание присутствующих в берилле щелочных металлов Cs, Rb и Li варьирует в зависимости от геологической обстановки и состава вмещающих пород (Staatz et al., 1965). Наибольшее содержание этих элементов было установлено в берилле из внутренних зон гранитных пегматитов, когда перечисленные редкие элементы, несовместимые с самыми распространенными минералами пегматитов (кварцем и полевыми шпатами), концентрируются в берилле процессе его кристаллизации (Беус, 1960; Šterný, 1975; Загорский и др., 1999; Šterný et al., 2003). Как правило, бериллы с максимальным содержанием Cs имеют низкие значения Na/Li отношения. Обычно содержание Cs в берилле не превышает 19000 ppm, хотя известны и исключения (Lauris et al., 2003).

*Красный берилл.* В мире известно только одно местонахождение красного берилла ювелирного качества: Ruby Violet (или Red Beryl) рудник в горах Wah-Wah в округе Бивер, штат Юта, США. Красный берилл встречается в основном вдоль трещин (часто заполненных глиной) в топазовом риолите. Он кристаллизовался в виде минерала в паровой фазе в результате реакции между газами, происходящими из риолита, парами, происходящими из нагретых грунтовых вод, и ранее существовавшими минералами и вулканическим стеклом в риолите (Shigley et al., 2003).

Впервые красный берилл ювелирного качества, найденный на руднике Ruby Violet в горах Wah-Wah на юго-западе Юты был описан в конце 70-х годов прошлого века (ссылки в Shigley et al., 2003). С тех пор он остается одной из самых редких цветовых разновидностей

ювелирного берилла, причем его растущее признание на рынке компенсируется сохраняющимися ограниченными масштабами производства. Хотя берилл ювелирного качества распространен в гранитных пегматитах (например, аквамарин, морганит, гелиодор и гошенит) и в некоторых метаморфических и метаосадочных породах (изумруд), его встречаемость в риолитах крайне необычна. Помимо рудника Ruby Violet, известно несколько других залежей красного берилла (все в риолитах – в штатах Юта, Нью-Мексико, США, в Мексике), но ни в одном из них не было добыто значительных количеств материала ограночного качества.

Красный берилл первоначально назывался «биксбит», но это название так и не получило широкого распространения – отчасти из-за его путаницы с биксбиитом  $[(\text{Mn},\text{Fe})_2\text{O}_3]$ , редким оксидом марганца и железа, который также встречается в топазовых риолитах в штате Юта в ассоциации с красным бериллом (Shigley et al., 2003).

Красный берилл обладает крайне устойчивой окраской, не пропадающей даже при нагревании берилла до  $1000^\circ\text{C}$  (Andersson, 2019). Темно-красный цвет обусловлен примесями  $\text{Mn}^{3+}$ , замещающими Al в октаэдрической позиции (Platonov et al., 1989). Было установлено, что все примеси Mn в темно-красном берилле из штата Юта существуют в виде  $\text{Mn}^{3+}$ , и только очень небольшое их количество (обозначенное как тип II) не расположено в ненарушенной октаэдрической позиции (Fridrichová et al., 2018). Сигнал от  $\text{Mn}^{2+}$  в спектре ЭПР для темно-красного берилла не был обнаружен вообще, даже если он был нагрет до  $1000^\circ\text{C}$  (Andersson, 2013). Эти наблюдения показывают, что в красном берилле нет захваченных электронов, которые могли бы высвободиться при нагревании и восстановить  $\text{Mn}^{3+}$  до  $\text{Mn}^{2+}$ .

Темно-красный берилл также содержит примеси железа. Они существуют только в виде  $\text{Fe}^{3+}$ , что подтверждается отсутствием  $\text{Fe}^{2+}$  в мессбауэровском спектре (Fridrichová et al., 2018). Облучение ионов  $\text{Fe}^{2+}$  в кристаллах берилла обычно приводит к образованию электронов, но в темно-красном берилле этот источник отсутствует. Ионы  $\text{Fe}^{3+}$  расположены в октаэдрической позиции (Fridrichová et al., 2018).

Исследованный красный берилл был извлечен из топазовых риолитов в штате Юта, США. Эти риолиты обогащены фтором, а также содержат такие элементы, как Li, Rb, Cs, U, Th и Be (Burt et al., 1982; Christiansen et al., 1983). Химический состав вмещающего риолита отражается в составе красного берилла повышенным содержанием Cs и Rb. Значительное присутствие Li, хотя его невозможно измерить с помощью метода EPMA, не было подтверждено методом SREF. Однако присутствие Cs и Rb в структурном канале предполагает, что небольшое количество Li может замещать Be (Hawthorne, Černý, 1977).

Проведенные исследования красного берилла показывают лишь небольшую долю примесей, связанных со структурными каналами. Вода может входить в структуру только в позиции  $2a$ , расположенной между составленными шестичленными кольцами вместе с K, Rb и

Cs, тогда как Na входит в позицию  $2b$  в центре каждого шестичленного кольца (Aurischio et al., 1994; Kolesov, Geiger, 2000; Fukuda et al., 2009). Исследование химического состава красного берилла показывает очень небольшие количества Na и Rb (Gatta et al., 2022). Красный берилл относительно беден  $H_2O$ , по сравнению с другими бериллами (например, Fridrichová et al., 2016; Henry et al., 2022), вода не была обнаружена с помощью рамановской или NIR-спектроскопии.

Это можно объяснить условиями кристаллизации красного берилла: в момент его образования, в приповерхностных условиях, при контакте паров газа и вулканического стекла, минеральных фаз в риолитах установлено относительно высокая  $T$  (до  $600^\circ C$ , Shigley et al., 2003) и низкое  $P$  (Christiansen et al., 1997; Shinohara, 2008). Дополнительным фактором, возможно, было присутствие достаточного количества HF в питательной среде для дальнейшего разбавления присутствующей воды. В этой связи можно отметить, что топаз, ассоциируемый с бериллом, имеет необычно высокое содержание фтора (20,37%) и низкое содержание воды (0,19%) (Wood, Nassau, 1968). Из всех возможных причин, перечисленных выше, наиболее важной, объясняющей низкое содержание воды является низкое, вплоть до атмосферного, давление (Wood, Nassau, 1968; Fridrichová et al., 2018).

*Бесцветный берилл.* Бесцветная разновидность берилла имеет название гошенит (от города Гошен в штате Массачусетс, США, где впервые был обнаружен). Гошенит также известен как белый берилл или прозрачный берилл. Гошенит характеризуется минимальным содержанием элементов-примесей. Прозрачные бесцветные бериллы лишены оптических эффектов и не имеют большой ювелирной ценности. В основном они используются в качестве материала для облагораживания. В частности, гошенит с помощью термообработки и последующего интенсивного облучения может быть превращен в берилл типа максис (Комащенко, 2011).

### 1.3 Выводы по главе 1

Кристаллическую структуру берилла – минерала с идеализированной формулой  $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$  можно рассматривать двояко. Ее кремнекислородный мотив представляет собой лежащие в плоскости  $\{0001\}$  изолированные шестичленные кольца  $[Si_6O_{18}]$ , поэтому минерал традиционно относят к кольцевым силикатам. Кольца эти соединены в единую каркасную постройку октаэдрами Al и тетраэдрами Be на уровнях  $3/4$  и  $1/4$  вдоль оси  $c$ . Через центры колец  $[Si_6O_{18}]$  проходит ось 6-го порядка, одновременно являющаяся геометрической осью каналов, в которых могут располагаться крупные низкозарядные катионы (Na, K, Rb, Cs, Ca) и/или молекулы  $H_2O$ , иногда в значительных количествах. Это позволяет рассматривать берилл иначе, как каркасный бериллосиликат алюминия, причем цеолитоподобный (Пеков, 2023).

В случае незначительного количества элементов-примесей берилл будет прозрачного или белого цвета. Изменения в окраске кристаллов берилла коррелируются с изменениями в его составе. Добавление Cr, V, Mn или Fe в формулу может привести к получению некоторых из самых востребованных драгоценных камней в мире: зеленого изумруда (Cr,  $\pm$ V), розового морганита (Mn), желтого гелиодора (Fe) и голубого (различных оттенков и интенсивности окраски) аквамарина (Fe). Количество и валентность элемента, а также позиция его нахождения в кристаллической решетке являются ключевыми для цвета берилла.

Для корректного выделения разновидностей берилла должны учитываться не только особенности химического состава минерала, а также его физические свойства (как например, цвет минерала) и другие генетические особенности, как отмечалось в классической работе (Фекличев, 1964).

## ГЛАВА 2 КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ БЕРИЛЛА

Хотя Be является относительно редким элементом (47-ое место по распространенности в земной коре), берилл является широко распространенным второстепенным (рудным, аксессуарным и т.п.) минералом в породах континентальной коры, встречающимся в гранитах, пегматитах, скарнах, сланцах, риолитах и гидротермальных жилах. Присутствие берилла в «кислой» (по содержанию кремнезема) системе является ранним признаком фракционирования редкометалльных элементов, что важно для изучения направленности фракционирования элементов в земной коре. Там, где образуется берилл, вероятно, будут присутствовать и другие редкие металлы (критические элементы).

Геохимическая миграция бериллия в первую очередь связана с фтором, с которым он образует весьма устойчивые комплексы  $[\text{BeF}_4]^{2-}$ ,  $[\text{BeF}_3]^{1-}$ ,  $[\text{BeF}_2]^0$ ,  $[\text{BeF}]^{1+}$ . При повышении температуры и щёлочности эти комплексы легко гидролизуются до соединений  $[\text{Be}(\text{OH})\text{F}]^0$ ,  $[\text{Be}(\text{OH})_2\text{F}]^{1-}$ , в виде которых бериллий мигрирует. Фтор выполняет роль главного экстрактора бериллия при дифференциации гранитоидных магм и накоплении этого элемента в заключительных магматических фазах и флюидонасыщенной пегматитовой магме, а также его переносчика в постмагматических процессах (Гинзбург, 1977). Кроме того, в переносе бериллия могут участвовать фторкарбонатные комплексы. Генетические и промышленные типы месторождений разнообразны, так как бериллиевое оруденение формируется в весьма широком диапазоне температуры, глубинности, вариациях состава рудоносной магмы и возраста (Куприянова, 2015).

Берилл образуется в относительно широком диапазоне геологических сред, но разнообразие форм берилла сильно зависит от геологических условий. Главные элементы, входящие в состав идеальной формулы берилла, являются обычными петрогенными элементами земной коры: Al, Si и O широко распространены. Самым редким элементом в формуле идеального берилла является Be, который, несмотря на преимущественное фракционирование в континентальной коре, содержится там в среднем на уровне всего 1.5 ppm (Taylor, McLennan, 2001). Даже в верхней части континентальной коры содержание Be составляет в среднем всего 2.1 ppm (Rudnick, Gao, 2003). В магматической системе берилл не может начать кристаллизоваться до тех пор, пока расплав не фракционируется до ~70 ppm Be, согласно экспериментальным работам с пегматитом при 700°C, рассмотренным в (London, Evensen, 2002). Из-за дефицита Be для большинства пород земной коры требуется дальнейшее фракционирование, прежде чем будет образовываться заметное количество берилла. Это может происходить в некоторых гранитах, пегматитах, черных сланцах и метаморфических породах

(Groat et al., 2008). Химический состав берилла неразрывно связан с геологическими условиями, в которых он образуется (Henry, 2022).

Большая часть классификаций месторождений берилла основывается на совокупности минералого-петрографических формаций и парагенетических ассоциациях. Так, в своей работе о месторождениях бериллия А.А. Беус (1960) предлагает 14 генетических типов месторождений берилла, выделенных по наиболее типичным ассоциациям, сопровождающим определенные генерации берилла (таблица 2.1.1)

Таблица 2.1.1 – Типы главнейших месторождений берилла (в основу положена классификация месторождений бериллия, по Беусу, 1960)

Типы месторождений берилла	Вмещающие породы	Парагенезис		Месторождение
		Главные минералы	Связанные редкометалльные минералы	
<i>I. Месторождения в гранитных пегматитах</i>				
Миаролоносные шлировидные пегматиты	Граниты, гнейсо-граниты	Микроклин, кварц, альбит	Фенакит	Бразилия, штат Минас-Жерайс
Блочные и полнодифференцированные мусковит-микроклиновые пегматиты	Граниты, метаморфические и магматические породы кровли интрузивов	Микроклин, кварц, мусковит, альбит, шерл, фосфаты	Фенакит, берtrandит, хризоберилл, гердерит, бериллонит, трифелин, колумбит-танталит, цитролит	Бразилия, штаты Риу-Гради ду Норти, Париаба; Индия, Раджастан
Замещенные пегматиты				
Мусковит-альбитовые и альбитовые	Граниты, метаморфические и магматические породы кровли интрузивов	Альбит, кварц, мусковит, спессартин, турмалин	Берtrandит, гердерит, бериллонит, литофиллит, колумбит, танталит	США, штат Коннектикут; Австралия, Воджина
Сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые	То же	Альбит, кварц, мусковит, полихромные турмалины, спессартин	Гердерит, бериллонит, фенакит, сподумен, лепидолит, петалит, литофиллит, поллуцит, колумбит-танталит	США, штат Нью-Мексико; Юго-Западная Африка

## Продолжение таблицы 2.1.1

Пегматиты линии скрещивания	Ультраосновные породы	Плагиоклазы (№18-40), флогопит, биотит, кварц, флюорит	Изумруд, фенакит, хризоберилл, бавенит, Вемаргарит	Африка, Трансвааль (Сомерсет Майн)
<i>II. Гидротермальные и гидротермально-пневматолитовые месторождения</i>				
Бериллоносные грейзенизированные и альбитизированные граниты	Граниты, гранит-порфиры	Кварц, альбит, мусковит, микроклин, флюорит, топаз, турмалин	Бертрандит, фенакит, вольфрамит	США, штаты Аризона, (Хиллсайд), Юта, (Шип-Рок)
Грейзены				
В гранитах	Граниты, гранит-порфиры	Кварц, альбит, мусковит, топаз, флюорит	Бертрандит, фенакит, бавенит, гелвин, касситерит, вольфрамит	США, штаты Аризона, Вайоминг; Аргентина, провинция Сан-Луис
В гранодиоритах	Гранодиориты	Альбит, мусковит, кварц, флюорит, микроклин	Циннвальдит, фенакит, бертрандит	СССР, Сибирь
Высокотемпературные кварцевые жилы с другими породообразующими минералами	Граниты и вмещающие их метаморфические алюмосиликатные породы	Кварц, полевой шпат, мусковит, флюорит	Бертрандит, фенакит, гелвин, вольфрамит, касситерит, молибденит	США, штаты Южная Дакота, Ваймонг, Нью-Мексико, Аргентина, провинция Сан-Луис и Кордоба
Высокотемпературные слюдистокварц-полевошпатовые и слюдитовые жилы в ультраосновных породах	Измененные ультраосновные породы	Плагиоклаз, кварц, флогопит, биотит, флюорит, хлорит, актинолит	Хризоберилл, фенакит, бавенит, вольфрамит	Египет, Дебел, Забара; Австралия, Пууна
Низкотемпературные карбонатные жилы	Битуминозные известняки	Кальцит	Гелвин, паризит	Колумбия (Мюзо); Бразилия (Бом Иезус дос Мейрас)

Кроме расширенной классификации А.А. Беуса, также была разработана схема деления постмагматических месторождений на шесть генетических типов (таблица 2.1.2), в которых чаще всего встречается берилл (Типоморфизм минералов, 1989).

Таблица 2.1.2 – Генетические типы месторождений берилла (Типоморфизм минералов, 1989).

<b>Генетический тип</b>	<b>Рудные и минералого-петрографические формации</b>	<b>Парагенетические ассоциации</b>
Измененные граниты	Редкометалльные граниты	Альбит, кварц, КПШ, мусковит, циннвальдит
Метасоматиты зон глубинных разломов	Полевошпатовые метасоматиты	Альбит, КПШ, кварц
Пегматиты	Слюдоносные	Кварц, альбит, КПШ, мусковит
	Редкометалльные	Альбит, лепидолит, полихромный турмалин, амблигонит, танталит и др.
	Хрусталеносные (миароловые)	Альбит, КПШ, топаз, турмалин
Скарны	Бериллиеносные грейзенизированные	Магнетит, флюорит, протолитионит, мусковит, хризоберилл
Грейзены и гидротермально-плутоногенные образования	Комплексные кварцево-жильные	Вольфрамит, молибденит, касситерит, мусковит, топаз, циннвальдит
	Слюдисто-флюорит-берилловые	Мусковит, биотит, флюорит, альбит
	Изумрудносные слюдиты	Флогопит, олигоклаз, кварц, флюорит, фуксит, Ве-маргарит
	Изумрудные жилы в черных сланцах	Карбонат, кварц, флюорит
Гидротермально-вулканогенные	Пустоты в риолитах	Кварц, топаз, биксбиит, спессартин, тридимит, гематит, ильменит, кальцит, флюорит

Подробнее рассмотрим лишь некоторые рудные и минералого-петрографические формации, связанные с типами месторождений и проявлений берилла, изученных в диссертационной работе.

## 2.1 Пегматиты

Берилл наиболее широко встречается в пегматитах. Некоторые из самых крупных в мире образцов берилла с самой высокой прозрачностью обнаружены в пегматитах. Аквамарин

встречается во всех основных типах пегматитов, в дополнение к другим геологическим обстановкам. Гелиодор, гошенит и воробьевит (морганит) образуются почти исключительно в пределах пегматитов. Пегматиты встречаются в интрузивных магматических или метаморфических комплексах пород по всему миру.

Пегматиты характеризуются широким диапазоном размеров кристаллов, от субмиллиметрового масштаба до многих метров в длину. Ключевой особенностью пегматитов является их неоднородность с точки зрения размера кристаллов и зачастую зональное строение.

Общепринято, что пегматиты образуются из остаточных расплавов после кристаллизации гранитных плутонов или из анатектических гранитных расплавов, образовавшихся во время метаморфизма (Simmons, Webber, 2008). Кроме того, летучие компоненты, такие как  $H_2O$ , F, B, P и Li, способствуют их уникальному характеру образования, изменяя условия кристаллизации при заданных температурах и давлениях. Известно, что гигантозернистое строение пегматитов обусловлено следующими факторами: (1) остаточные пегматитовые расплавы обогащены летучими компонентами (не столько водой – они не являются водонасыщенными – сколько фтором, хлором, бором, фосфором и др.); (2) летучие являются компонентами-модификаторами. Они разрывают кремнекислородные цепочки. В результате идет понижение вязкости расплавов и повышение коэффициентов диффузии; (3) сочетание низкой скорости нуклеации зародышей кристаллов и высокой скорости их роста дает гигантозернистую структуру. По существующим оценкам, временной интервал кристаллизации пегматитовых жил относительно мал (сотни – тысячи, может быть десятки тысяч лет, например, London, 2005, 2008, 2015).

Хотя пегматиты представляют собой небольшие магматические тела по сравнению с исходными плутонами, их абсолютный размер сильно варьирует. Простые пегматитовые тела могут быть шириной менее метра, представляя собой узкие дайки с незначительной зональностью. Крупные пегматитовые жилы могут быть огромными, сотни метров в поперечнике, из подобных и добывались экономически значимые полезные ископаемые (Glover et al., 2012).

Несмотря на несовершенства генетической модели, существует общепринятая базовая схема классификации пегматитов, разработанная П. Черни (Černý, 1991) и позднее модифицированная этим автором (Černý, Ercit, 2005). В первую очередь, пегматиты классифицируются по глубине их образования, от самых глубинных до самых приповерхностных (рисунок 2.1.1). Выделяются классы абиссальных, мусковитовых, редкометалльных и миароловых пегматитов. Классы редкометалльных и миароловых пегматитов разбиты на семейства LCT (Li-Cs-Ta) и NYF (Nb-Y-F), представленные в

таблице 2.1.3. Семейство LCT подразделяется на берилловый, комплексный (редкометалльный), альбит-сподуменовый и альбитовый типы.

Показаны 5 классов пегматитов: абиссальные, мусковитовые, мусковит-редкоэлементные, редкоэлементные и миароловые. Стрелки указывают на региональные тенденции фракционирования пегматитов. Темно-серая полоса – области фазовых переходов андалузит-силлиманит-кианит, толстая пунктирная линия – сподумен-петалит

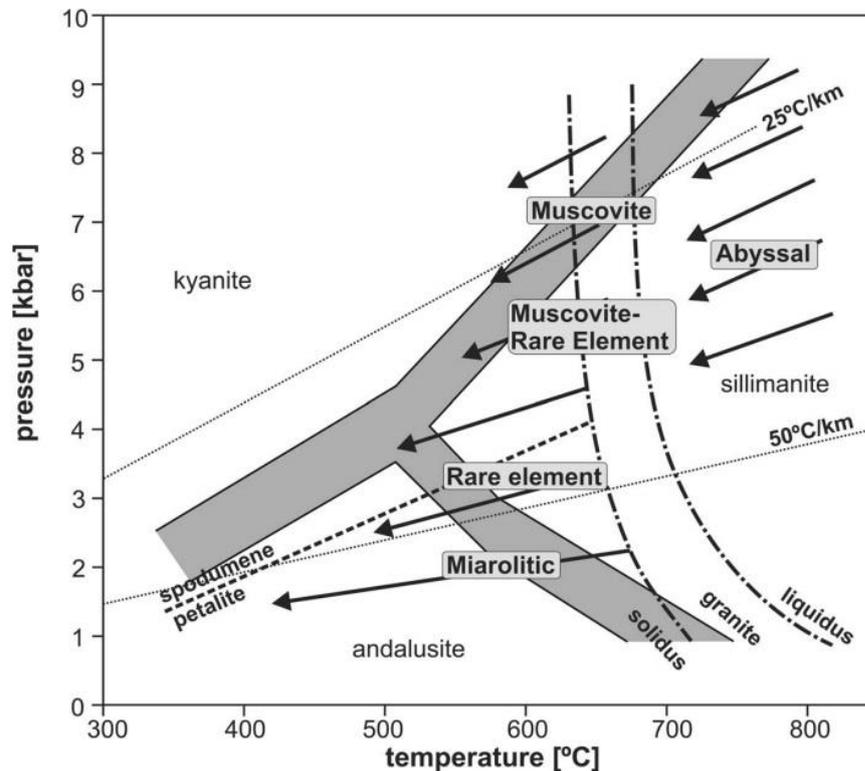


Рисунок 2.1.1 – P-T диаграмма, показывающая параметры образования пегматитов по (Černý, 1991).

Берилловый тип можно разделить на подтипы: берилл-колумбитовый и берилл-колумбит-фосфатный. Комплексный тип включает подтипы: сподуменовый, петалитовый, лепидолитовый, эльбаитовый и амблигонитовый. Семейство NYF подразделяется на редкоземельный тип, подтипы: алланит-монацитовый, эвксенитовый и гадолинитовый. Названия подтипов сами по себе являются индикаторами минералогии данного пегматита, и в подтипах могут присутствовать сквозные минералы. Более поздняя схема классификации с подтипами добавила детали к геохимическим характеристикам каждого семейства и смешанное семейство, которое сочетает в себе черты пегматитов LCT и NYF. Семейство LCT, как правило, обогащено Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, B, P, F и характеризуется соотношением  $Ta > Nb$ . LCT-пегматиты связаны с орогенными структурами (синорогенными или позднеорогенными) с проявлениями плюмазитовых гранитов.

Семейство NYF, как правило, обогащено Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F и характеризуется соотношением  $Nb > Ta$ ; они связаны с анорогенными обстановками и гранитами А-типа (Černý, 1991; Černý, Ercit, 2005). Поскольку трудно оценить валовую геохимию многих пегматитов из-за их значительной минеральной неоднородности, геохимическое исследование минеральных ассоциаций может быть более полезным показателем классификации пегматитов.

Таблица 2.1.3 – Глубинно-зональная схема классификации гранитных пегматитов по данным (Černý, Ercit, 2005) с уточнениями (Černý et al., 2012)

Класс	Р-Т условия образования вмещающих пород	Подкласс	Характерные второстепенные элементы	Тип	Подтип	Семейство
Абиссальные (глубинные)	9-4 кбар 700-800 °C	AB – HREE	U, Th, Zr, Ti, Nb, Y, LREE, HREE			Nb-Y-F
		AB - LREE				Nb-Y-F
		AB - U AB - Be				Nb-Y-F Li-Cs-Ta
Мусковитовые	8-5 кбар 650-580 °C		Ca, Ba, Sr, Fe>Mn			
Мусковит–редкоэлементные	7-3 кбар 650-520 °C	c REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta			Nb-Y-F
		c Li	Li, Be, Nb			Li-Cs-Ta
Редкоэлементные	4-2 кбар 650-420 °C		Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta, F	Алланит-монацитовые		Nb-Y-F
		c REE		Эвкениитовые		Nb-Y-F
				Гадолиниитовые		Nb-Y-F
			Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb	Берилловые	Берилл-колумбитовые	Li-Cs-Ta
					Берилл-колумбитовые-фосфатные	Li-Cs-Ta
				Комплексные	Сподуменовые	Li-Cs-Ta
					Петалитовые	Li-Cs-Ta
					Лепидолитовые	Li-Cs-Ta
					Эльбаитовые	Li-Cs-Ta
					Амблигонитовые	Li-Cs-Ta
Миаролитовые (миароловые)	3-1.5 кбар 500-400 °C			Альбит-Сподуменовые		Li-Cs-Ta
				Альбитовый		Li-Cs-Ta
		c REE	Be, Y, Nb, REE, F, Ti, U, Th, Zr	Топаз-берилловые Гадолинит-фергусонитовые	Li-Cs-Ta Nb-Y-F	
		c Li	Li, Be, B, F, Ta>Nb	Берилл-топазовые Сподуменовые Петалитовые Лепидолитовые	Li-Cs-Ta Li-Cs-Ta Li-Cs-Ta	

Некоторые пегматиты, такие как пегматиты типа NYF (например, Пайкс-Пик в Колорадо), как правило, имеют концентрическую зональность внутри вмещающего гранита, напоподобие эллипсоидальных «луковиц». Другие пегматиты расположены зонально в виде «полос» (такие как пегматиты типа LCT в Калифорнии и Мэне).

Хотя большинство пегматитов являются гранитными и относятся к магматическим породам, некоторые пегматиты могут образовываться в результате метаморфических событий,

достаточно значительных, чтобы вызвать анатексис исходной породы. Метаосадочные породы могут содержать достаточное количество летучих элементов для «запуска» анатексиса и последующего образования пегматитов. В результате образуется расплав, по составу почти гранитный, за исключением присутствия несовместимых элементов (Simmons et al., 1995, 1996, 2003).

Берилл может образовываться как в LCT, так и в NYF семействах пегматитов. В пегматитах могут образовываться аквамарин, гелиодор, гошенит и морганит. Берилл является основным Be-содержащим минералом в пегматитах типа LCT, но в пегматитах типа NYF более распространен гадолинит-(Y)  $(Y, Ce, La, Nd)_2FeBe_2Si_2O_{10}$  (London, 2008). Аквамарин встречается как в пегматитах типа LCT, так и NYF, включая пегматиты LCT в Афганистане, Бразилии, Калифорнии и Мэне (США) и Пакистане, и пегматиты NYF в Колорадо (США). Гошенит и морганит обычно встречаются в пегматитах LCT, также известны их местонахождения в Бразилии, Пакистане и Калифорнии (США). Берилл из пегматитов образует чрезвычайно крупные и прозрачные кристаллы, по сравнению с теми, которые встречаются в метаморфических или гидротермальных обстановках. Кристаллы аквамарина ювелирного качества были найдены в пегматитах в Минас-Жерайс, Бразилия, а также в Колорадо, США. Гелиодор также встречается в бразильских пегматитах, но гелиодор самого высокого качества поступает из Володарско-Волынского пегматитового района в Житомирской области Украины (Lyckberg et al., 2009).

В наиболее фракционированных (обогащенных несовместимыми элементами) зонах пегматитов LCT берилл может содержать значительное количество Li в позиции Be, и Cs в структурном канале в позиции 2a. Присутствие берилла само по себе является важным показателем эффективного Be-фракционирования в магматической системе, поскольку для начала формирования берилла из гранитного расплава необходимое пороговое содержание Be составляет ~ 70 ppm (London, Evensen, 2002).

В последнее время был проведен критический анализ всех основных существующих классификаций пегматитов (Müller et al., 2022). Была предложена новая, основанная на минералогическом подходе, классификация гранитных пегматитов (Wise et al., 2022). Новый подход использует более полный набор аксессуарных минералов и определяет три группы пегматитов (таблица 2.1.4).

Пегматиты группы 1 обычно обогащены Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Ta > Nb, B, P и F. Они разделяются на три уверенно распознаваемых типа: (i) берилл ± фосфатсодержащий тип; (ii) богатый литием сподумен- или петалит-обогащенный тип; (iii) пегматитовые тела с лепидолитом или эльбаитом как главные Li-содержащие фазы. Степень фракционирования редких элементов может значительно варьировать, и пегматиты могут включать одну или

несколько из следующих редкоэлементных минеральных ассоциаций: (1) берилл без минерализации Li, Nb, Ta, Sn; (2) берилл+колумбит; (3) берилл+колумбит+трифилин  $\text{LiFePO}_4$ ; (4) берилл+сподумен; (5) сподумен+амблигонит; (6) сподумен+лепидолит; (7) сподумен+лепидолит+эльбаит; (8) альбит+сподумен.

Гранитные пегматиты группы 2 – наиболее распространенные и состоят в основном из кварца и полевого шпата. Внешне эти пегматиты неотличимы от аналогичных пегматитов группы 1 («простых» по минеральному составу). Однако наличие мелких по размеру, но значительных количеств акцессорных минералов, таких как флюорит, гельвин, магнетит, позволяет отличать их от пегматитов группы 1. Наиболее типичные пегматиты 2 группы представлены: (1) пегматитами, обогащенными минералами Fe (биотит, фаялит) или Na-амфиболом; (2) пегматитами, содержащими магнетит, уранинит и разнообразные оксиды и силикаты REE; (3) пегматитами, характеризующимися повышенным содержанием Be и F, что проявляется в присутствии берилла, топаза и флюорита.

Таблица 2.1.4 – Классификация гранитных пегматитов по (Wise et al., 2022), основанная на минералогическом подходе, с более полным набором акцессорных минералов

Группа 1	Группа 2	Группа 3
Берилл ± колумбит ± трифилин ± графтонит Берилл + амблигонит + колумбит Амблигонит + сподумен Сподумен + петалит Сподумен + эльбаит  Сподумен + лепидолит + эльбаит  Сподумен + альбит Лепидолит + эльбаит Эльбаит ± данбурит ± гамбергит ± цеолиты	Магнетит ± эпидот ± титанит  Уранинит ± магнетит  Фаялит ± магнетит Арфведсонит – рибекит ± фаялит Арфведсонит – рибекит ± эгирин ± флюорит Аллонит ± гадолинит  Алланит ± монацит ± эуксенит Алланит ± берилл ± колумбит Гадолинит ± эвксенит ± фергусонит  Берилл ± топаз ± флюорит Берилл ± фенакит Микроклин (амазонит) ± флюорит Микроклин (амазонит) ± топаз ± флюорит	Андалузит ± силлиманит ± корунд Кианит ± рутил  Кордиерит ± берилл Сапфирин ± силлиманит Хризоберилл ± берилл ± шерл Дюмортьерит ± грандидьерит ± борасилит Дюмортиерит ± шерл

Пегматиты группы 3 сильно плюмазитовые, с преобладанием кварца, калишпата и плагиоклаза, в подчиненном количестве присутствуют мусковит, биотит, гранат или турмалин. Что еще более важно, пегматиты этой группы содержат: (1) первичный андалузит, силлиманит, кианит или кордиерит, (2) хризоберилл и, в меньшей степени, суринамит, а не берилл или фенакит в качестве минерала-носителя Be; (3) минерализацию B, выраженную дюмортьеритом, грандидьеритом, вердингитом и боралсилитом. Шерл может присутствовать в небольших

количествах во всех трех типах. Перечень редких минералов также может включать корунд, фторапатит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), чевкинит, ферберит, рутил и ильменит.

Три группы пегматитов, описанные выше, могут быть соотнесены с двумя наиболее популярными, хотя и дискуссионными, моделями генезиса пегматитов: остаточные расплавы гранитного магматизма (RMG) и прямые продукты анатексиса (DPA) (таблица 2.1.5.). Пегматиты RMG образуются в результате фракционирования слабощелочных, метаглиноземистых и плюмазитовых гранитов S-, A- или I-типа.

Пегматиты DPA не имеют известного «материнского» гранита и образовались в основном в результате частичного плавления метапелитов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Пегматиты, относящиеся к первым двум группам, образуются из остаточных расплавов гранитного магматизма S-, A- и I-типов (RMG-1, RMG-2 и RMG-1+2, соответственно).

Популяция пегматитов RMG-1, относящихся к материнским гранитам S-типа, характеризуется обогащением Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, B, P и F. Геохимическая характеристика пегматитов RMG-2, полученных из материнских гранитов A-типа, характеризуется высоким содержанием Ga, Zr, Y, Nb, Ti, U, Th, REE, Zn, F и Cl. Пегматиты RMG-1+2 имеют общий химический состав, аналогичный гранитам I-типа, с обогащением B, Be, REE, Nb, Ti, Li и Ca.

Остальные три группы являются прямыми продуктами анатексиса метаморфических пород. В зависимости от химической характеристики частичных расплавов, имеющих сродство к S-, A- или I-типу, авторы (Wise et al., 2022) дополнительно выделили группы: как DPA-1 (обогащенную Be, Nb, Ta, P, Li), DPA-2 (обогащенную REE, U, Be) и DPA-3 (обогащенную Al, Be, B), соответственно. Особенности состава ряда минералов, например, кварца, могут быть использованы в дискриминационных целях для разделения этих групп пегматитов (Müller et al., 2021).

Проблема соотношения пегматитов с гранитами продолжает широко обсуждаться исследователями. В.Е. Загорским с соавторами предложено выделить 4 варианта (сценария) пространственно-временных и генетических взаимоотношений пегматитов с гранитами, т.е. 4 типа гранитно-пегматитовых систем (Zagorsky, 2009; Загорский, Макагон, 2012).

Тип I. Для многих пегматитовых полей геохронологические данные указывают на значительный временной разрыв между формированием так называемых пегматитоносных гранитов и пространственно ассоциирующих с ними пегматитов. В наибольшей степени это характерно для полей с редкометальной, в меньшей степени – с редкометально-редкоземельной геохимической специализацией. В разных регионах временной разрыв между гранитами и пегматитами колеблется от нескольких десятков до сотен миллионов лет. В ряде

случаев возможно и необходимо выделять самостоятельный пегматитовый этап в истории магматизма пегматитоносных структур.

Тип II характеризуется парагенетической связью пегматитов с гранитами при последовательном их внедрении из одного или нескольких взаимосвязанных очагов в пределах единой магматической колонны.

Типу III свойственна тесная связь пегматитов с конкретными гранитными массивами при одинаковом возрасте гранитов и пегматитов. Генетическая связь между гранитами и пегматитами в таких системах, по образному выражению В.Е. Загорского, реализуется не по схеме «родители–дети», а по схеме «братья–сестры». Пегматиты здесь не являются результатом внутрикамерной дифференциации в объеме гранитного массива. В этих случаях расплавы пегматитоносных, как правило, двуслюдяных и/или мусковитовых гранитов и пегматитов, являясь продуктами эволюции кислой магмы в глубинных магматических очагах, внедряются на более высокие уровни коры совместно.

IV тип представляет вариант прямой генетической связи с образованием небольших объемов преимущественно шлировых пегматитов в результате внутрикамерной дифференциации гранитной магмы на уровне становления массивов.

Масштабы процессов пегматитообразования снижаются от I к IV типу систем. Для I типа характерны укороченные тренды дифференциации гранитов, а наиболее длинные и сложные тренды, с широким фациально-фазовым разнообразием пород – для систем II типа. В системах III типа наблюдается постепенное обогащение гранитов литофильными редкими элементами по мере приближения к пегматитовым полям.

Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами были рассмотрены в работах С.М. Бескина и Ю.Б. Марина (2019 и др.). В большинстве редкометалльных пегматитовых полей устанавливаются два поколения гранитных пегматитов: бериллоносные, нередко с тантало-ниобатами, мусковитом, неотрывные от жильных гранитов лейкогранитового комплекса, и натро-литиевые (Li, Ta, Cs, Be, Sn) LCT-пегматиты, разделяющиеся на «комплексные редкометалльные» с пегматитовой зональностью и главной минерализацией (крупные кристаллы сподумена, танталатов, берилла, касситерита, поллуцита, петалита, амблигонита) в центральных частях тел и «альбит-сподуменовые», слагающие многочисленные протяженные дайки без пегматитовой зональности, группирующиеся в поля длиной до 10-15 км и более. В ряде случаев установлено залегание комплексных редкометалльных пегматитов в «головах» подводящих даек «альбит-сподуменовых пегматитов». Поиски «материнских гранитов» для «альбит-сподуменовых пегматитов» бессмысленны, ибо это не пегматиты, а граниты, хотя и особенные (по существу это сподуменовые граниты алахинского типа).

Таблица 2.1.5 – Общие характеристики пегматитов типа RMG и DPA

<b>Остаточные расплавы гранитного магматизма (RMG)</b>			
Типичная исходная порода	Гранит S-типа	Гранит A-типа	Гранит I-типа
Химический состав гранита	Плюмазитовый	Щелочно - метаглиноземистый или слабо- щелочной	Плюмазитовый - метаглиноземистый
Связь пегматитов с источником	От центра к краю	От центра к краю	От центра к краю
Тип пегматита	Группа 1	Группа 2	Группа 1+2
Типичные геохимические признаки	Be, Nb, Ta, P, Sn, Li, Cs, B	REE, Be, Nb, F	B, Be, REE, Nb, Ti, Li, Ca
Примеры	Winnipeg River, MB, Канада Cañada pegmatite, Испания Месторождение Калба, Казахстан Месторождение Малхан, Россия	Pikes Peak, США Mt, Perdosu, Италия Amis complex, Намибия Luumaki, Финляндия	Třebíč pluton, Чехия Strzegom granite, Польша O'Grady batholith, Канада Greer Lake, Канада
<b>Прямые продукты анатексиса (DPA)</b>			
Типичная исходная порода	Метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций	Метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций	Метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций
Связь пегматитов с источником	Выделения анатектических расплавов	Выделения анатектических расплавов	Выделения анатектических расплавов
Тип пегматита	Группа 1	Группа 2	Группа 3
Типичные геохимические признаки	Be, Nb, Ta, P, Li, B	REE, U, Be	Al, Be, B
Примеры	Góry Sowie, Польша Oxford field, США Cape Cross-Uis, Намибия Leinster pegmatite belt, Ireland	Evje-Iveland, Норвегия Lewisian Gneiss, Шотландия Fraser Lake, Канада Плоская, Кольский п-ов, Россия	Восточная Антарктида Thomas mine, США Dolní Bory, Чехия Batchellerville, США

Сделанная авторами терминологическая поправка, «гранит, а не пегматит» имеет научные (а) и прогнозные (б) следствия: а) решается проблема материнских гранитов, снимаются возражения против пегматитового статуса «альбит-сподуменовых пегматитов», занимающих в истории магматизма некоторых пегматитоносных ареалов самостоятельный, сподумен-редкометалльно-гранитовый этап, завершающийся формированием своих (истинных) комплексных пегматитов; и б) можно предполагать, что под такими комплексными месторождениями, залегает свита даек сподуменсодержащих редкометалльных гранитов (т. е. самостоятельное Li-месторождение), дифференциатами которых являются комплексные пегматиты.

## **2.2 Пустоты в топазовых риолитах (гидротермально-вулканогенный генетический тип)**

Красный берилл уникален тем, что это единственный тип берилла, который образуется в экструзивной магматической обстановке. В мире единственными известными местами, где обнаружен красный берилл, являются горы Вах-Вах (Wah-Wah) и хребет Томас (Thomas) в Юте, а также одно очень небольшое месторождение в горах Блэк Рейндж (Black Range) в Нью-Мексико (США). Только на участке Руби Вайолет (Ruby Violet) в горах Вах-Вах добывается красный берилл ювелирного качества. Берилл из этих месторождений по-прежнему встречается редко, и отдельные кристаллы редко превышают 0.2 г, что делает красный берилл одним из самых редких драгоценных камней в мире.

Было высказано предположение, что происхождение красного берилла в хребте Томас может быть связано с растворением вмещающего риолита и калиевого полевого шпата в газовой фазе во время последних фаз охлаждения магмы после извержения (Aurischio et al., 1990). По оценкам (Keith et al., 1993) и (Christiansen, Keith, 1997), красный берилл в горах Вах-Вах, вероятно, кристаллизовался при температурах ниже магматических (около 650°C), но выше 200-300°C. Предположено, что поверхностные воды взаимодействовали с магмой, и что магматические пары высвобождались из девитрифицирующей лавы и двигались вдоль слоистости потока, откладывая красный берилл. Красный берилл образовывался, когда калиевый полевой шпат в топазовых риолитах вступал в реакцию с Be-F флюидно-газовыми комплексами на постмагматическом этапе (Keith et al., 1993). Установлено, что красный берилл в хребте Томас связан с изменением глинистых минералов и минералами паровой фазы, такими как биксбиит и топаз (Baker, 1998). Образование красного берилла произошло из-за реакции риолитового стекла с комплексами фторида Be и метеорной водой в парах низкой плотности (Thompson, 2002).

### 2.3 Месторождения изумруда, связанные с изумрудоносными слюдитами и жилами в черных сланцах

Бериллий, как правило, концентрируется в породах верхней континентальной коры, таких как граниты, пегматиты, черные сланцы и их метаморфические эквиваленты. По сравнению с Be, Cr и V более распространены (92 и 97 ppm, соответственно) в пределах верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003) и в основном присутствуют в дунитах, перидотитах и базальтах и их метаморфических эквивалентах. Однако высокие концентрации Cr и V могут также встречаться в осадочных породах, особенно в черных сланцах (Schwarz, Schmetzer, 2002). Для совместного нахождения Be, Cr и/или V требуются необычные геологические и геохимические условия. Одним из механизмов «соединения» Be с Cr и/или V с образованием изумруда является пространственная ассоциация гранитоидных и ультраосновных пород (с воздействием кислых гидротермальных растворов/флюидов на ультрамафиты). При этом растворы/флюиды могут захватывать элемент-хромофор из вмещающей породы и образовывать берилл. Отечественными исследователями такие месторождения берилла рассматриваются как берилл-слюдяные грейзены («слудиты») и минерализованные зоны дробления (месторождения IV типа по (Куприянова, 2016)).

Региональный метаморфизм черных сланцев также может мобилизовать элементы для образования изумруда (Groat et al., 2008). В колумбийских месторождениях нет никаких свидетельств магматической активности, и было продемонстрировано, что процессы циркуляции флюидов внутри вмещающих черных сланцев были достаточными для образования изумруда. Кроме того, исследователи признают, что региональный метаморфизм и тектонометаморфические процессы, как формирование шир-зон, могут играть значительную роль для образования ряда месторождений изумруда (например, Grundmann, Morteani, 1989, 1993; Cheillet, Royant, 2001; Varnik et al., 2005, 2006). Среди ряда классификаций проявлений изумруда последней и наиболее аргументированной является классификация Г. Джулиани с соавторами (Giuliani et al., 2019). Авторы предлагают разделить проявления изумруда на два главных типа (Таблица 2.3.1).

(Тип I) Тектоно-магматический – связанный с подтипами, вмещающими породами для которых являются:

- (IA) Мафические-ультрамафические породы (Бразилия, Замбия, Россия и другие);
- (IB) Осадочные породы (Китай, Канада, Норвегия, Казахстан, Австралия);
- (IC) Гранитные породы (Нигерия).

(Тип II) Тектоно-метаморфический – связанный с подтипами, вмещающими породами для которых являются:

Таблица 2.3.1 – Классификация проявлений изумруда по всему Миру, предложенная (Giuliani et al., 2019)

Тип месторождения	Тектоно-метаморфический					Тектоно-магматический			
Геологическая среда	Осадочная	Метаморфическая					Граниты		
Условия метаморфизма	От диагенеза до зеленосланцевой фации	От зеленосланцевой до гранулитовой фации					От зеленосланцевой до гранулитовой фации		
Вмещающие породы	Осадочные	Метаморфические породы					Мафические-ультрамафические породы (M-UMR)	Осадочные породы (SR)	Гранитные породы
Тип	ПВ Платформенные карбонатные отложения	ПС		ПА Метаморфизм M-UMR	ПД Метаморфизованный тип IA, смешанный IA и ПА в M-UMR и неизвестный	IA	IB	IC	
		Метаморфизм SR	Мигматиты			пегматит-аплит-кварц-грейзеновые жилы, линзы, метасоматиты			
Тип минерализации	Жилы и/или метасоматиты	жилы	жилы	зоны брекчирования	зоны брекчирования, метасоматиты, жилы, будины, разломы	Жилы и/или метасоматиты, скарны		линзы	
Источник флюида	Метасоматический гидротермальный	Метасоматический гидротермальный	Гидротермальный	Метаморфически-метасоматический	(Магматико-метасоматический) с метаморфической ремобилизацией	Метасоматический гидротермальный			

Продолжение таблицы 2.3.1

<p>Пример</p>	<p>Колумбия (Восточная и Западная изумрудные зоны) Канада (Mountain River)  США (Uinta (?): вопрос о наличии изумруда)</p>	<p>Китай (Davdar)  Афганистан (Panjsher)</p>	<p>США (Heddenite)</p>	<p>Австрия (Habachtal)  Бразилия (Itaberai, Santa Terezinha de Goiás)  Пакистан (Swat-Mingora-Gujar-Kili, Barang)</p>	<p>Австрия (Habachtal)? вероятно, метаморфическая ремобилизация месторождения типа IA; Бразилия (Santa Terezinha de Goiás): вероятно, связано со скрытым гранитным интрузивом, разрезанным надвигом и изумрудоносной зоной сдвига; Пакистан (Swat-Mingora?): вероятно, это связано с недеформированными скрытыми, но все же интрузивными объектами; Австралия (Poona): вероятно, метаморфическое преобразование месторождения IA; Египет (Djebel Sikait, Zabara, Umm Kabu): вероятно, метаморфическое преобразование месторождения типа IA  Замбия (Musakashi): Неизвестный генезис, жильный тип, флюидные включения указывают на сходство с типами IIВ и ПС</p>	<p>Бразилия (Carnaíba, Socotó, Itabira, Pirenópolis, etc.) Канада (Tsa da Gliza, Taylor 2) Россия (Изумрудные копи) Пакистан (Khaltaro) Афганистан (Tawak) Индия (Rajhastan, Gubaranda) Южная Африка (Gravelotte) Мозамбик (Rio Maria, etc.) Австралия (Menzies, Wodgina, etc.) Эфиопия (Kenticha) Мадагаскар (Ianapera, Mananjary) Зимбабве (Sandawana, Masvingo, Filibusi) Украина (Wolodarsk)</p>	<p>Норвегия (Eidsvoll)  Китай (Dyakou)  Канада (Lened)  Австралия (Emmavile, Torrington)  Казахстан (Delgebetey)</p>	<p>Нигерия (Kaduna)</p>
---------------	--	--	------------------------	---	--	--	--	-------------------------

(ПА) Мафические-ультрамафические породы (Бразилия, Австрия);

(ПВ) Осадочные породы – черный сланец (Колумбия, Канада, США);

(ПС) Метаморфические породы (Китай, Афганистан, США);

(ПД) Метаморфизованные месторождения типа I или связанные со скрытыми гранитными интрузиями (Австрия, Египет, Австралия, Пакистан) и некоторые неклассифицированные месторождения.

Согласно распространенной в отечественной геологии классификации (Киевленко и др., 1982) главными источниками изумруда являются два типа месторождений: (1) пневмолито-гидротермальный, (2) гидротермальный.

1. Пневмолито-гидротермальные месторождения приурочены к массивам метаморфизованных ультраосновных пород, прорванным интрузиями гранитов и гранитных пегматитов. Изумрудная минерализация образуется в пределах слюдитовых комплексов, образующихся при метасоматическом воздействии пневмолито-гидротермальных растворов, связанных с гранитными интрузиями, на вмещающие метаультрабазиты. Большинство исследователей относят такие образования к особой фации грейзенов по ультрабазитам. К этому типу Е.Я. Киевленко с соавторами (1982) относит многие месторождения изумруда. Границы предложенного ими пневмолито-гидротермального типа месторождений приблизительно совпадают с распространенным в иностранной литературе термином «schist-type deposits» — «месторождения в слюдяных сланцах (слюдитах)».

2. Классические примеры гидротермальных месторождений известны в Колумбии. К этому типу указанные авторы относят также месторождения изумруда в гидротермальных жилах в Бразилии (Брумадо) и Афганистане (долина р. Панджшер). Месторождения данного типа тяготеют к углистым или карбонатным породам и черным сланцам, обычно содержащим хром. Таким образом, критерием для выделения указанных типов являются характер изумрудной минерализации (объемные метасоматиты в первом случае и гидротермальные жилы во втором) и, во-вторых, тип вмещающих пород (метаультрабазиты для пневмолито-гидротермального типа и осадочные породы для гидротермального типа).

На взгляд (Гавриленко, Дашевская, 1998), выделение подобных типов месторождений не совсем оправдано по следующим причинам:

1. Метасоматические процессы играют существенную роль в образовании колумбийских месторождений (Беус, 1985). Области альбитизации и карбонатизации осадочных пород являются поисковыми признаками для изумрудного оруденения. Кристаллы изумруда нередко образуются во вмещающих углистых сланцах. В то же время для ряда месторождений пневмолито-гидротермального типа наряду с развитием метасоматической изумрудной

минерализации характерны гидротермальные жилы, содержащие изумруд (месторождения района Сват, Пакистан).

2. Вмещающими породами для пневматолито-гидротермальных месторождений часто являются пласты слюдистых, хлоритовых, тремолитовых и тальковых сланцев, образовавшиеся при региональном метаморфизме (Сикайт и др., Египет; Санадавана, Зимбабве), которые целесообразно отделить от пневматолито-гидротермальных месторождений по ультрабазитам.

3. Проведенные исследования свидетельствуют об оригинальном генезисе колумбийских месторождений, не связанном с привнесением Be из гранитных магм (Cheilletz et al., 1994).

## 2.4 Грейзены

Грейзеновые формации – порождение плутоногенных послеинтрузивных высоко- до среднетемпературных процессов кислотного (фтороводородного, хлороводородного, борнокислого и иного) выщелачивания (метасоматоза) (например, Коржинский, 1953; Геохимия..., 1964-1966; Зарайский, 1989; и др.). Температуры их формирования менее 550-600°C, ниже чем для апогранитов. При этих условиях существенно увеличивается степень диссоциации HF, HCl, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> и ряда других кислот; флюиды становятся сильно кислыми, агрессивными; полевые шпаты абсолютно не устойчивы и полностью замещаются топазом, мусковитом, флюоритом.

Грейзеновые месторождения разной морфологии и состава, содержащие берилл, а также скарново-грейзеновые и пегматитовые месторождения, генетически связаны с нормальными, обычно лейкократовыми, гранитами (Куприянова, 2016). Берилл-слюдяные грейзены и зоны дробления составляют отдельный IV тип в рамках Систематики собственных и комплексных месторождений бериллия, разработанной И.И. Куприяновой (2016 и более ранние работы). В качестве примеров наиболее богатых (в скобках содержание BeO, мас.%) месторождений этого типа можно привести Малышевское, относящееся к Уральским Изумрудным копям (0.14), Снежное в Саянах (0.90), Боёвское (0.12) – Россия, Редскин-Шток (2) – США, Боа-Виста (0.25) – Бразилия. Температура образования этих месторождений оценена как 500-200°C. Другой тип грейзеновых месторождений берилла – это VI тип по классификации И.И. Куприяновой - комплексные (Be-W-Mo-Sn)-кварцево-жильно-грейзеновые месторождения. Примерами месторождений выступают Казыр (0.38) – Россия, Кара-Оба, Акчатау, Нура-Талды (0.02-0.3) – Казахстан. Температура образования этих месторождений оценена в более широком интервале 600-200°C.

Э.М. Спиридонов (2019) среди бериллсодержащих метасоматитов грейзеновых формаций отдельно выделяет цвиттеры. Термин цвиттер исторически был предложен для оловоносных грейзенов. Цвиттеры – это наиболее высокотемпературные и наиболее высокофтористые метасоматиты группы грейзеновых формаций (Зарайский, 1989). От

«обычных» грейзенов цвиттеры отличаются повышенными содержаниями Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sc. Стандартные цвиттеры, заместившие граниты, имеют циннвальдит-кварц-топазовый состав (так называемые темнослюдистые грейзены). Температуры начала формирования цвиттеров около 600°C, на 50-150°C выше грейзенов. Поэтому цвиттеры, а не грейзены, содержат циннвальдит и богатый скандием вольфрамит, иногда – минералы ниобия, обильную камнесамоцветную минерализацию. Цвиттеры сопровождаются жилами кварца с ювелирного качества кристаллами аквамарина, топаза, мориона; щетками криофиллита-циннвальдита с кристаллами шеелита, топаза, апатита, иногда и воробьевита (морганита). При формировании цвиттеров иногда происходит настолько мощный фтороводородный метасоматоз, что на месте исходных гранитов возникают метасоматиты, почти не содержащие кварца, – топазовые, циннвальдит-топазовые и т.п. (Спиридонов, 2019).

Нередко процессы фтороводородного метасоматоза происходят за пределами материнских лейкогранитных плутонов. Когда они захватывают метагипербазиты с феррихромитом и хроммагнетитом, возникают цвиттеры – слюдиты (агрегаты Li-Cs фторфлогопита + флюорит, фторапатит, плагиоклаз, изумруд, хризоберилл, фенакит, Ве-маргарит, турмалин – фтордравит и магнезиофойтит, фуксит), фторакинолит-фторфлогопитовые метасоматиты с Ве-минерализацией, иногда с изумрудом. Во внешней зоне апогипербазитовых метасоматитов обильны F-содержащие тальк и серпентин (Спиридонов, 2019), в котором изредка находятся изумруды. Бериллиевая минерализация обычно тяготеет к контактам тел габброидов или диоритов с более пластичными змеевиками, тальк-карбонатными породами, разнообразными сланцами (Золотухин, 1996), – именно вдоль этих контактов происходила усиленная миграция отделившихся от лейкогранитов фтористых флюидов. Цвиттеры-слюдиты сопровождаются жилами и линзами флюорита, маргарита, андезина или олигоклаза, а также кварца ( $\pm$  дравит, циннвальдит) с бериллом- аквамарином, Cr-содержащим бериллом и изумрудом. Cr-содержащий берилл («зелень» по отечественной терминологии) и изумруд окрашены неравномерно, часто зонально, содержат включения алюмохромита и хроммагнетита. Наиболее густо окрашенный прозрачный изумруд является поздним метасоматическим образованием цвиттеровой формации, продуктом переотложения вещества ранних обычно неравномерно окрашенных изумрудов или «изумрудной зелени» (Cr-содержащего берилла). Поздний высококачественный изумруд в плагиоклазитовых жилах и гнёздах нередко окружен оторочкой альбит-олигоклаза или альбита, тогда как ранний изумруд ассоциирует с андезином и олигоклазом (Спиридонов, 2019). Крупнейшей залежью изумруда являются знаменитые Уральские Изумрудные копи, протягивающиеся полосой длиной 25 км на Среднем Урале. В этих же зонах высокотемпературного фтороводородного метасоматоза в

породах кремнекислого и среднего состава возникают стандартные аквамарин, топаз, синхронные изумруды в апогипербазитовых метасоматитах.

Многие месторождения изумруда сходны с Изумрудными копиями – Chabachtal (Австрия), Sandawana, Karai (Зимбабве), Miku, Kitwe (Замбия), Manyara (Танзания), Carnaiba, Socoto, Esperana, Santa Teresina, Tana, Ceara, Salininha (Бразилия), Swat, Khaltaro, Makhad, Nanga Parbat (Пакистан), Wodgino, Poona (Австралия) (ссылки в (Спиридонов, 2019)). Параметры образования – 650-400°C, 5-2 кбар, богатые фтором высокосолёные флюиды (практически без вклада метеорных вод). Изумрудоподобный V-берилл голубовато-зеленого цвета развит в цвиттерах – фторфлогопитовых слюдитах на контакте ванадиеносных графитсодержащих известково-силикатных метаморфитов (Кения).

Оригинальная «шахматная» классификация месторождений берилла Х. Дилла (Dill, 2010), по сути дела, дублирует почти все рассмотренные выше схемы и классификации.

## 2.5 Выводы по главе 2

Элемент бериллий, самый легкий щелочноземельный металл, крайне несовместим. Поэтому он обычно присутствует в гранитных остаточных расплавах и обогащен в эволюционировавших гранитах и гранитных пегматитах. Берилл является наиболее распространенным минералом бериллия, который преимущественно присутствует в плюмазитовых системах и образуется на гранитно-пегматитовый и гидротермальной стадиях (London, Evensen, 2002; Barton, Young, 2002). Химический состав берилла неразрывно связан с геологическими условиями, в которых он образуется (Henry, 2022). Главные типоморфные признаки берилла связаны с присутствием в его составе щелочей или других элементов-примесей (Куприянова, 1989).

Совместное нахождение Be, Cr и/или V в различных геологических обстановках приводит к кристаллизации изумруда. Красный берилл является крайне редкой разновидностью берилла, образованной в высокотемпературных условиях при растворении вмещающего риолита и калиевого полевого шпата в газовой фазе во время последних фаз охлаждения магмы после извержения. Аквамарин и гелиодор встречается в разнообразных геологических обстановках (пегматиты, грейзены, гидротермальные образования и др.).

Пегматитовые и грейзеновые формации включают главные промышленные типы оруденения, в которых Be сосредоточен преимущественно в берилле. В данных формациях берилл представлен разнообразными генерациями и разновидностями и изучение особенностей подобных образцов позволит судить о перспективности того или иного месторождения. Однако ранее проведенные в этой области исследования (выполненные устаревшими аналитическими методами) отличались фрагментарностью как в перечне рассматриваемых элементов, так и представительности данных (Куприянова, 1989). Так, на примере монгольских месторождений

Н.В. Владыкин показал, что концентрация Li в берилле из лепидолитовых пегматитов достигает 1000 ppm, в берилле из мусковитовых пегматитов содержание Li в 2-10 раз меньше, а в берилле из грейзенов не превышает 300 ppm. Отчетливо прослеживается зависимость количества Fe, Mg и Mn в берилле от состава вмещающих пород. В среднем для пегматитов уровень содержания этих элементов в берилле ниже, чем для месторождений грейзеновой группы. Минимальным содержаниями Fe, Mg, Mn отличаются бериллы редкометалльных пегматитов по сравнению с мусковитовыми и керамическими, а для грейзенов и кварцевых жил минимальный уровень характерен для «внутригранитных» месторождений (Куприянова, 1989).

### ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Препараты для исследования берилла представляют собой стандартные шайбы из эпоксидной смолы округлой формы (диаметр около 1 дюйма) с помещенными в них зернами берилла. При полировке шайб, в случае исследования изометричных зерен, они выводились на поверхность приблизительно на половину их толщины. В случае исследования идиоморфных кристаллов (как правило, призматической формы) перед изготовлением препарата они были разрезаны перпендикулярно граням призмы (оси удлинения), чтобы в шайбе была возможность изучить ростовую зональность берилла по траверсу от центра к краю кристалла в плоскости, параллельной базальному пинакоиду.

При необходимости верификации мелких фрагментов кристаллов (являются ли они бериллом) использовался метод Рамановской спектроскопии. Анализ проводился в Санкт-Петербургском Горном университете, на базе Центра коллективного пользования, при помощи спектрометра комбинационного рассеяния Renishaw InVia Reflex (аналитик Е.А. Васильев). Источником возбуждения служил полупроводниковый красный лазер (520 нм), интенсивность лазера была снижена до 10%, в случаях сильной люминисценции кристаллов, повреждений поверхности кристалла из-за длительного облучения не наблюдалось. Разрешение прибора составляло ~1 мкм, с каждой точки проводился трехкратный сбор спектра, установленное время накопления спектра – 30 с. Положение линии кремния зафиксировано на 520.1 см<sup>-1</sup>.

#### 3.1 Аналитическая методика

Содержание редких элементов, включая воду и летучие элементы, в берилле было определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН по методикам, приведенным в работах (Носова и др., 2002; Портнягин и др., 2002; Portnyagin, 2008). Анализы проводились в два приема с использованием различных протоколов при определении летучих (Cl, F, H) и легких (B, Li) элементов-примесей и основного набора (Na, Mg, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Ga, Rb, Cs, Sr).

Первичный пучок ионов O<sub>2</sub><sup>-</sup> с энергией 10 кэВ фокусировался на поверхности образца в пятно с диаметром около 20-30 мкм. Интенсивность тока первичных ионов составляла 5 нА (протокол «летучие») и 1.5 нА (основной протокол). При этом область сбора вторичных ионов ограничивалась полевой диафрагмой диаметром 10 и 25 мкм соответственно. Вторичные ионы с энергиями в диапазоне 75-125 эВ использовались для формирования аналитического сигнала (прием энергетической фильтрации). Отдельное измерение включало три цикла накопления с дискретным переключением масс-пиков. Содержание редких элементов рассчитывалось из нормализованных к матричному иону <sup>30</sup>Si<sup>+</sup> интенсивностей ионов соответствующих элементов

с использованием калибровочных кривых, построенных по набору стандартных стекол (Jochum et al., 2000; Jochum et al., 2006).

Определение фосфора, скандия, железа, никеля и кобальта потребовало учета изобарных наложений:

- Вклад  $^{30}\text{Si}^1\text{H}^+$  в расчетах концентрации фосфора оценивался на основании измерения интенсивности сигнала в области 29 а.е.м., формируемого ионами  $^{29}\text{Si}^+$  и  $^{28}\text{Si}^1\text{H}^+$ , и природной распространенности изотопов кремния.

- Вычитание сигнала ионов  $^{29}\text{Si}^{16}\text{O}^+ + ^{28}\text{Si}^{17}\text{O}^+$  в области 45 а.е.м. при определении скандия потребовало дополнительного измерения интенсивности сигнала на 44-й массе ( $^{28}\text{Si}^{16}\text{O}^+ + ^{44}\text{Ca}^+$ ).

Вклад  $^{44}\text{Ca}^+$  находился путем пересчета измеренной интенсивности  $^{42}\text{Ca}^+$  на основании известных значений природной распространенности изотопов кальция (Auricchio et al., 2018).

- Сигнал  $^{56}\text{Fe}^+$  и  $^{59}\text{Co}^+$  корректировался с учетом спектра кластерных ионов  $\text{Si}_2^+$  в предположении, что соотношение интенсивностей ионов  $\text{Si}^+/\text{Si}_2^+$  для данной матрицы известно и в условиях контроля уровня зарядки образца изменяется незначительно.

- Вклад  $^{46}\text{Ti}^{16}\text{O}^+$  учитывался при расчете концентрации никеля на основе измерения его 62-го изотопа. Интенсивность сигнала  $\text{TiO}^+$  оценивалась на основании измерений интенсивности ионного тока  $^{47}\text{Ti}^+$  и известного соотношения интенсивностей  $\text{Ti}^+/\text{TiO}^+$ .

При анализе содержания воды применялись стандартные меры понижения уровня фона. До начала измерений каждый образец находился в условиях высокого вакуума ( $10^{-8}$  торр) аналитической камеры масс-спектрометра не менее 12 ч. Анализ предварялся процедурой очистки области анализа от проводящей пленки золота и слоя поверхностных загрязнений, осуществляемой ионной бомбардировкой, и процедурой автоподстройки потенциала образца. Статический первичный пучок перекрывал область сбора вторичных ионов диаметром 10 мкм, совмещенную с центром подготовленной площадки размером около  $40 \times 40$  мкм.

Шайбы, в которых были смонтированы исследуемые образцы, содержали зерно безводного силиката (оливина), на котором производилось измерение уровня фона, определяемого адсорбцией водородсодержащих молекул из остаточной атмосферы аналитической камеры прибора.

Концентрации воды вычислялись из отношения ионных токов  $^1\text{H}^+ / ^{30}\text{Si}^-$  на основании калибровочных зависимостей:

$$C[\text{H}_2\text{O}]/C[\text{SiO}_2] = (I(^1\text{H}^+) - I(^1\text{H}^+)\text{bg})/I(^{30}\text{Si}^+) \times \text{КОЧ} \times K(\text{SiO}_2),$$

где  $C[\text{H}_2\text{O}]$  и  $C[\text{SiO}_2]$  – концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , мас.%;  $I(^1\text{H}^+)$ ,  $I(^1\text{H}^+)\text{bg}$  и  $I(^{30}\text{Si}^+)$  – измеренные интенсивности вторичных ионов, имп/с;  $I(^1\text{H}^+)\text{bg}$  – интенсивность фонового сигнала; КОЧ – коэффициент относительной чувствительности;  $K(\text{SiO}_2)$  – поправочный

коэффициент, учитывает зависимость КОЧ от содержания  $\text{SiO}_2$ , для которой использовалась линейная аппроксимация

$$K(\text{SiO}_2) = (1 - (\text{SiO}_2 - 50) \times 0.0185).$$

Калибровки получены с использованием образцов природных и экспериментальных стекол (всего 28 стандартных образцов), охватывающих широкий диапазон изменения содержания  $\text{SiO}_2$  (41-77 мас.%) и воды (0.1–8 мас.%) (Danyushevsky et al., 2000; Kamenetsky et al., 2000; Shishkina et al., 2010; Sobolev, Chaussidon, 1996; Tamic et al., 2001), неопубликованные данные Р.Е. Бочарникова). По результатам калибровки максимальное отклонение от референсного значения не превышало 15 %, а погрешность определения характеризуется величиной 7 %.

Аналогичный подход использовался при расчетах концентраций фтора и хлора. Стандартное стекло NIST-610 (Rocholl et al., 1997) использовалось в качестве монитора перед проведением аналитической сессии. Погрешность измерения редких элементов не превышала 10 % для концентраций выше, чем 1 ppm, и 20 % для концентраций в интервале 0.1-1 ppm. Порог обнаружения редких элементов в основном находится в интервале 0.005-0.010 ppm.

### 3.2 Обработка аналитических данных

Первичные аналитические данные были проверены на предмет выбросов. Как правило, такие точки были обусловлены попаданием в область анализа микровключения другого минерала. Например, микровключение биотита вызывает аномально высокое, по сравнению с соседними точками анализа в том же образце берилла, содержание К, Ti, Fe и ряда других элементов. Такие анализы исключались из выборки. Попадание в поле анализа газовой-жидкого включения вызывает аномальное увеличение содержания Na и Cl. В таких случаях отскоки по конкретным элементам заменялись на среднее содержание данного элемента в пределах этого же зерна. При содержании элемента ниже порога обнаружения (в единичных случаях) для статистической обработки использовалось значение этого порога. Поскольку схема учета изобарных наложений для Р не всегда оказывалась эффективной, данные по этому элементу были целиком исключены из статистических расчетов.

Статистическая дискриминация аналитических данных по редкоэлементному составу берилла была проведена методами главных компонент (PCA) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE).

Метод главных компонент (PCA) является разновидностью факторного анализа, разработан в 1933 г. и успешно применяется в геологии более 50 лет при статистическом анализе пород и минералов (Белонин и др., 1982; Dmitrijeva et al., 2019; Garber et al., 2017). Метод главных компонент (PCA) – совокупность приемов, позволяющих выделить ведущие факторы, определяющие дисперсию исследуемых случайных величин. В нашем случае под

этими величинами выступает набор редких элементов, содержание которых в берилле проанализировано методом SIMS. Метод PCA позволяет уменьшить размерность признакового пространства и описать вариации признаков наименьшим количеством переменных (компонент, факторов) с максимизацией дисперсии между ними. Другими словами, наиболее различающиеся объекты оказываются далеко друг от друга в пространстве признаков. Поскольку PCA основан на многомерном нормальном распределении, была проведена проверка на соответствие этому требованию. Проверка типа распределения редких элементов в берилле показала, что только для воды выполняется нормальный закон распределения. Характер распределения остальных редких элементов описывается либо логнормальным законом, либо другим законом, точно установить который не представляется возможным. Поэтому в первом варианте использования метода главных компонент исходные аналитические данные по бериллу, кроме содержания воды, были прологарифмированы. Во втором варианте была проведена логарифмическая нормализация всех данных с использованием центрированного преобразования логарифмического отношения (CLR-преобразование) (Aitchison, 1982), которое учитывает искажения, присущие композиционным данным (Pawlowsky-Glahn, Egozcue, 2006). CLR-преобразование было выполнено программой CoDaPack 2.0 (Comas-Cufí et al., 2011). Расчеты методом PCA выполнялись с помощью программного комплекса Statistica 7.0.

Метод стохастического вложения соседей с  $t$ -распределением ( $t$ -SNE метод) был разработан в 2008 г. (Van der Maaten, Hinton, 2008). Этот метод используется для исследования и визуализации (в двухмерном или трехмерном пространстве) многомерных данных, в том числе и по геохимии берилла (Wang, Krzemnicki, 2021). Алгоритм  $t$ -SNE вычисляет меру сходства между парами объектов в признаковом пространстве с высокой размерностью и в пространстве с низкой размерностью. Затем он пытается оптимизировать эти два показателя сходства. В настоящее время  $t$ -SNE считается одним из лучших методов визуализации с уменьшением размерности. Одним из параметров, который сильнее всего влияет на результат визуализации, является перплексия (perplexity). Перплексию можно рассматривать как степень информационной энтропии, которая указывает, сколько соседних точек учитывается при оптимизации  $t$ -SNE. При расчетах нами использовался рекомендованный (Liu et al., 2021) интервал значений перплексии от 10 до 50. Как и в случае с методом PCA, расчеты методом  $t$ -SNE выполнялись как для прологарифмированных первичных аналитических данных (кроме воды), так и для данных, подвергнутых CLR-преобразованию. Расчеты были выполнены с помощью кодов на языке программирования Python (Скублов и др., 2022).

### **3.3 Выводы по главе 3**

Применение современного локального прецизионного геохимического метода масс-спектрометрии вторичных ионов позволило получить достаточно представительные аналитические данные для установления особенностей редкоэлементного состава и зональности разновидностей берилла из различных генетических типов месторождений и проявлений. Помимо использования базовой статистики, статистическая дискриминация аналитических данных по редкоэлементному составу берилла была проведена методами главных компонент (РСА) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE).

## ГЛАВА 4 ГЕОХИМИЯ БЕРИЛЛА

*Фактический материал.* Минералого-геохимическое исследование выполнено на образцах берилла из учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея, а также предоставленных коллегами. Всего проанализировано 108 образцов берилла (506 локальных анализов на ионном микрозонде, с учетом отбраковки выбросов). Следует подчеркнуть решающий вклад в проведение исследования уникальных фондов Горного музея (89 образцов, по которым было выполнено 300 анализов). Все полученные образцы первоначально были разделены на семь групп (см. приложение Б.1). В основу деления была положена окраска берилла – признак, наиболее часто используемый как при минералого-геохимических исследованиях, так и в геммологии, позволяющий произвести разделение выборки без лабораторных исследований. Внутри групп образцы делились по принадлежности к основным генетическим типам месторождений или проявлениям берилла (пегматитам, гидротермально-плутоногенным и грейzenам, гидротермально-вулканогенным). После определения химического состава отобранных образцов, была произведена проверка корректности отнесения проанализированных кристаллов к той или иной группе. Подобное деление учитывает не только физические характеристики (первоначально определенный цвет), но и содержание индикаторных элементов для каждой выделенной группы. Для зеленого берилла (изумруда различной степени насыщенности цвета и прозрачности) было выполнено 210 анализов в 37 образцах. Красный берилл (биксбит), являющийся крайне редкой разновидностью берилла, был проанализирован в одном образце (7 анализов). Состав воробьевита (морганита) исследовался, после расширения выборки, в 17 образцах (54 анализа). Выборка желтого берилла (гелиодора) была менее представительной – три образца (28 анализов). Группа берилла различных оттенков голубого (аквамарин) и синего (максис-берилл) цвета в настоящей работе при сопоставлении с другими разновидностями рассматривается под общим термином «аквамарины» и включает 23 образца (97 анализов). Отдельно на предмет секториальности по редким элементам был изучен кристалл аквамарина (33 анализа в трех сечениях). В группу белого берилла был отнесен белый непрозрачный берилл, интенсивность и тип окраски которого не позволяли включить его в другие, выделенные по цветам, разновидности. В составе белого берилла присутствуют 13 образцов, в которые были поставлены 48 точек анализа. Группа бесцветного берилла (гошенита) состоит из 13 образцов (29 анализов) (Скублов и др., 2022).

Содержание редких элементов, включая воду и летучие элементы, в берилле определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева

РАН по методикам, приведенным в (Гаврильчик и др., 2021; Скублов и др., 2022). Анализы проводились в два приема с использованием различных протоколов при определении летучих (Cl, F, H) и легких (B, Li) элементов-примесей и основного набора (Na, Mg, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Ga, Rb, Cs, S). При необходимости верификации мелких фрагментов кристаллов (являются ли они бериллом) использовался метод Рамановской спектроскопии.

#### 4.1 Ростовая зональность берилла

*Секториальность берилла.* К настоящему времени накопился огромный материал по неоднородности кристаллов минералов. Установлено, что все минералы в процессе роста обязательно приобретают зонально-секториальное строение, сформулированы законы ростовой анатомии кристаллов (Григорьев, 1979). Секториальность кристаллов разные исследователи объясняют различием «кристаллизационной силы», относительными скоростями роста граней разных простых форм, соотношением скорости роста кристалла и диффузии элементов вблизи поверхностного слоя кристаллической решетки (Watson, 1995, 1996), разной адсорбцией катионов на поверхности грани (Dowty, 1976). Было высказано предположение о различии механизмов роста граней разных простых форм (Попов, 1984, 2011; Reeder, Rakovan, 1999).

Для целого ряда минералов было установлено различие в распределении редких и редкоземельных элементов (REE) в пирамидах нарастания граней разных простых форм. В этот перечень входят как акцессорные минералы – апатит (Hughes et al., 1991; Rakovan, Reeder, 1994, 1996; Rakovan et al., 1997, 2008), титанит (Paterson et al., 1989), флюорит (Bosze, Rakovan, 2002), ксенотим и флоренсит (Repina, 2011; Repina et al., 2014), циркон (Vavra, 1990; Vavra et al., 1996; Sturm, 2012; Levashova et al., 2020); так и породообразующие – кальцит (Paquette, Reeder, 1995; Kukui, Skublov, 2008), ортопироксен (Schwandt, McKay, 2006), клинопироксен (Lofgren et al., 2006), гранат (Stowell et al., 2011).

Берилл, как правило, демонстрирует призматический габитус, образованный восемью гранями (Giuliani et al., 2019). Шесть граней принадлежат призме  $\{10\bar{1}0\}$ , две грани – пинакоиду  $\{0001\}$  (рисунок 4.1.1).

Соответственно, весь объем кристалла в идеальном случае можно сопоставить с ростовой «воронкой», когда сектор роста пинакоида находится в центральной части сечения, перпендикулярного оси удлинения призмы, а сектор роста призмы окаймляет зону роста пинакоида в этом же сечении.

При этом соотношение объема (площади в плоском сечении, перпендикулярном оси удлинения призматического кристалла берилла) сектора роста пинакоида и призмы меняется в зависимости от близости к условному центру роста кристалла. Вблизи центра кристалла площадь сектора роста пинакоида минимальная, а площадь сектора роста призмы максимальная. К краю кристалла, напротив, соотношение меняется на противоположное –

сектор роста призмы становится минимальной, а сектор роста пинакоида достигает максимально возможной площади.

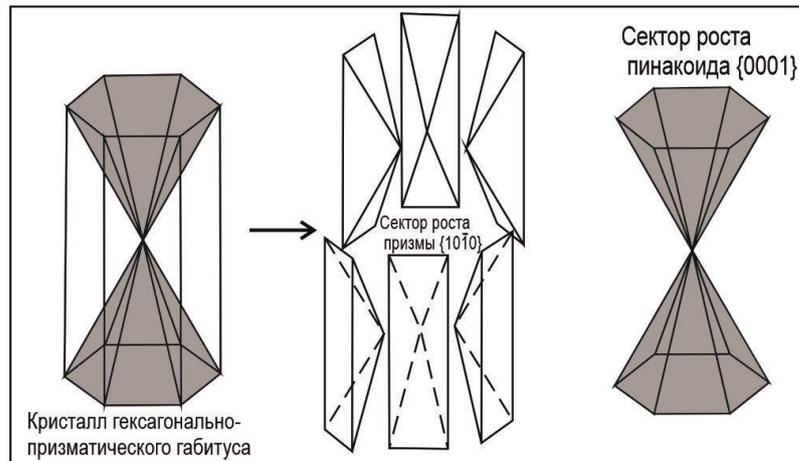


Рисунок – 4.1.1 Форма кристаллов изумруда, характеризующаяся восемью основными гранями и соответствующими секторами роста: шестью  $\{10\bar{1}0\}$  призматическими гранями первого порядка и двумя пинакоидальными  $\{0001\}$  гранями, по (Giuliani et al., 2019)

Известно считанное количество работ, в которых рассматривались особенности состава зонального берилла относительно его секториальности (Lum et al., 2016). В работе (Scandale, Lucchesi, 2000) было отмечено, что граница между секторами роста разных простых форм берилла фиксируется резким изменением содержания ряда элементов (рисунок 4.1.2).

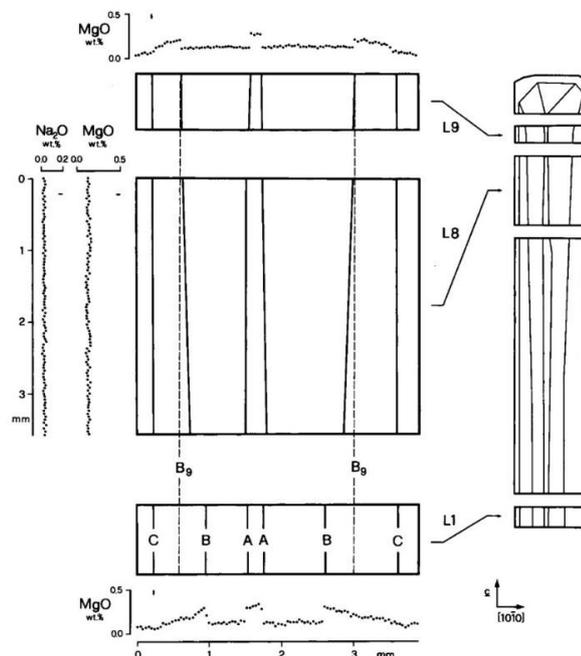


Рисунок 4.1.2 – Различия в концентрации Mg и Na в разных сечениях кристалла берилла (Scandale, Lucchesi, 2000)

Установлено, что содержание Na и Mg уменьшается в секторе роста призмы по мере роста кристалла. При этом секториальность относительно распределения Mg проявлена более контрастно, чем для Na. Значимого изменения в содержании Cr и V не наблюдается. Поскольку измерение состава берилла проводилось методом EPMA, то содержание других элементов не было определено по причине относительно низкой их концентрации для обнаружения данным методом. По сути дела, цитируемая работа является единственной, в которой закономерности изменения состава берилла сопоставлялись в специально выбранных сечениях кристалла со сменой секторов роста различных простых форм.

В работе (Sunagawa, Ugano, 1999) было показано, что скорость роста призмы  $\{10\bar{1}0\}$  примерно вдвое меньше скорости роста пинакоида  $\{0001\}$ . Авторами было установлено, что в сечении изученного ими призматического кристалла берилла параллельно оси удлинения резко преобладает сектор роста пинакоида (рисунок 4.1.3), а сектор роста призмы имеет резко подчиненное значение. В итоге предполагаемая «ростовая воронка», рассмотренная в (Giuliani et al., 2019), не наблюдается. Однако вариации химического состава берилла авторами не исследовались.

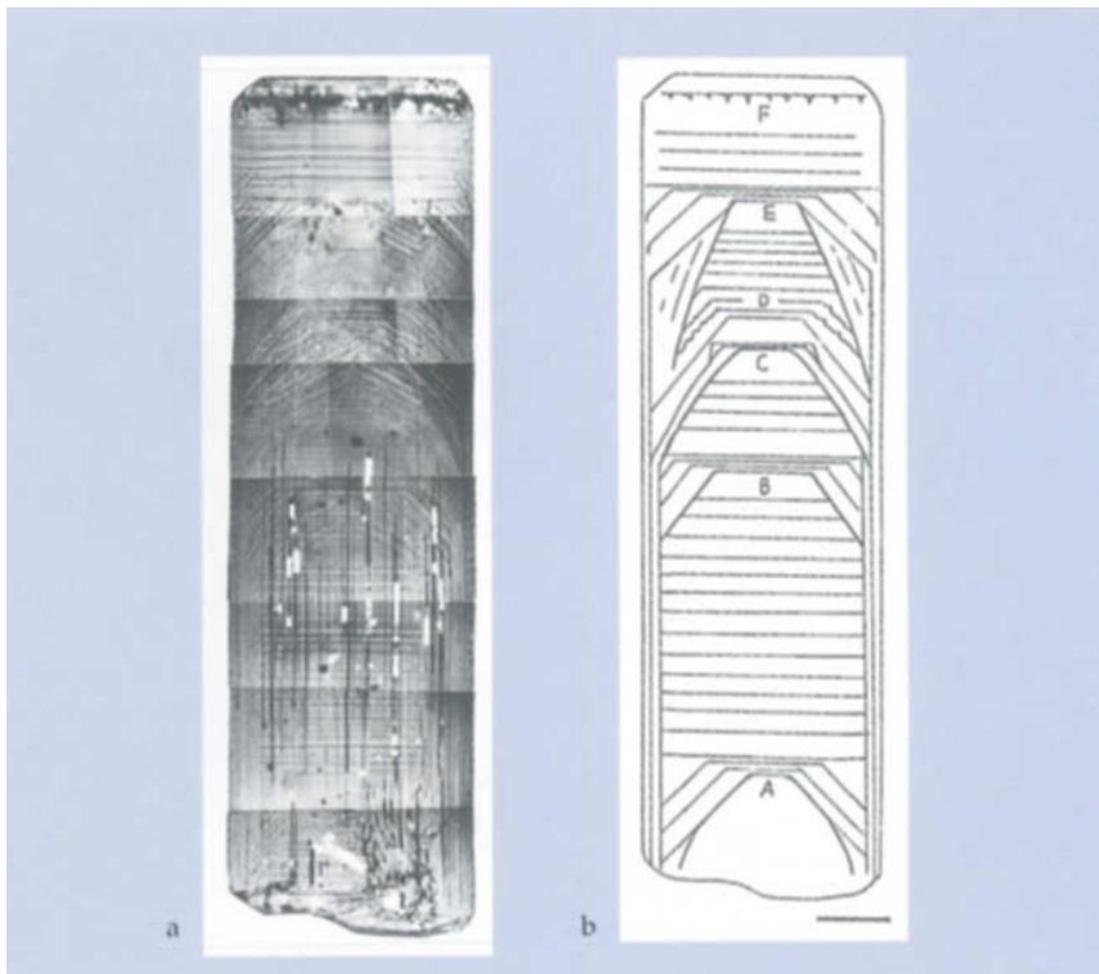


Рисунок 4.1.3 – (а) Мозаичная микрофотография кристалла при скрещенных николях и (б) эскиз разреза (а), показывающий внутреннее строение. Метки от А до F в (б) указывают положения, в

которых происходило частичное растворение (от А до Е) и образование пузырьков (F). Образец № 10, шахта Хеффернана, Австралия (Sunagawa, Urano, 1999)

Таким образом, несмотря на выявленную в ряде работ секториальность кристаллов берилла, поведение редких и малых элементов в установленных секторах роста различных простых форм практически не исследовалось.

Ниже, на примере семи кристаллов берилла (аквамарина и изумруда), будет рассмотрен характер распределения редких и малых элементов в секторах роста обозначенных простых форм (призмы  $\{10\bar{1}0\}$  и пинакоида  $\{0001\}$ ).

#### 4.1.1 Образец № SG

Образец SG отобран из кварцевой жилы, находящейся в Sn-W грейзенах месторождения Шерловая Гора. Изученный берилл – это прозрачный, в основном, «чистый» кристалл, призматического габитуса, светло-голубого цвета, свободно растущий на дымчатом кварце (рисунок 4.1.4).

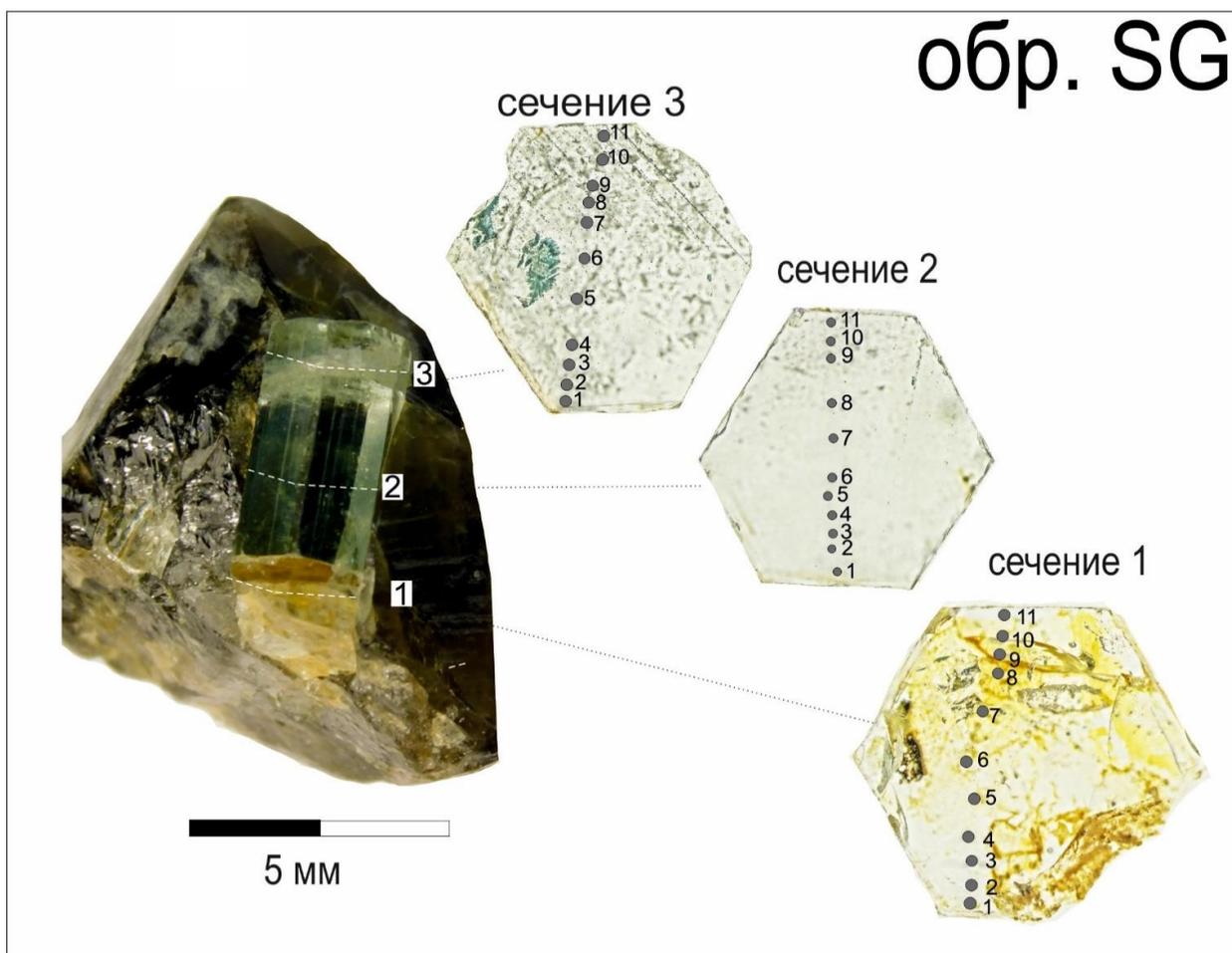


Рисунок 4.1.4 – Поперечное сечение исследованного берилла (SG) из месторождения Шерловая гора с точками анализа (диаметр точек вне масштаба) в сечениях №№ SG-1,2,3. Отраженный свет. Здесь и далее, номера точек соответствуют таковым в приложении В.1. Пунктиром показано условное расположение исследуемого сечения в кристалле

Окраска изученного кристалла равномерная, неоднородность достигается за счет наличия зоны ожелезнения в основании и большого количества газовой-жидких включений в «головке» кристалла. Для изучения изменения концентрации ряда элементов в процессе роста из кристалла было выпилено три пластинки, перпендикулярно удлинению кристалла из трех зон – основания (сечение 1), середины кристалла (сечение 2) и головки кристалла (сечение 3). Точки анализа в каждом сечении были расположены через весь кристалл от грани до грани, при этом профиль проходит через центр (рисунок 4.1.4).

*Сечение 1* проходит через основание кристалла и захватывает область наибольшего ожелезнения. В сечении проведен профиль через центр кристалла, заложенный таким образом, чтобы избежать захвата включений, содержащихся в минерале. При рассмотрении сечения, под кратерами от анализов, было выделено два размера включений, которые в большинстве случаев можно отнести к двухфазным газовой-жидким. Наблюдается закономерное расположение серии включений относительно зон роста кристалла. В центральной части сечения преобладают включения размером 0.1 мм и более (точки 5-8), на периферии кристалла преобладают включения меньше 7.5 мкм (рисунок 4.1.5).

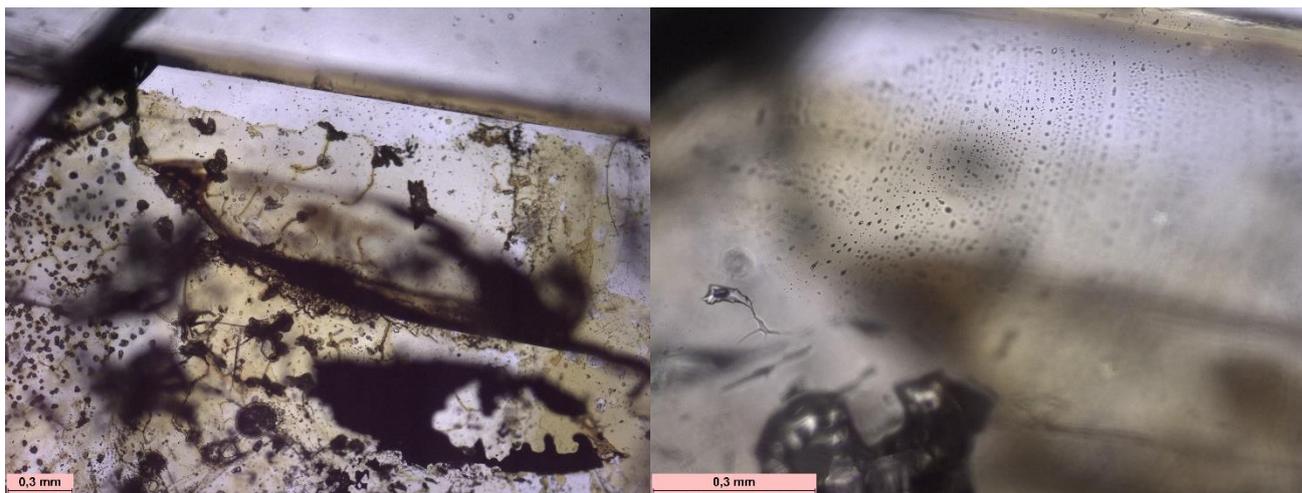


Рисунок 4.1.5 – Поперечное сечение исследованного берилла (SG-1) с двумя разными типами включений

Профиль с точками анализов содержит 10 точек (рисунок 4.1.4). Для каждой группы проанализированных элементов можно выделить свои особенности распределения (приложение В.1, рисунок 4.1.6).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Распределение Na неравномерно в пределах сечения. В точке 7 наблюдается максимальное значения 463 ppm, которое заметно уменьшается к краевой зоне кристалла (точка 11) до значения 378 ppm и до значения 398 ppm (точка 4), при этом наблюдается несимметричный рост до значения 455 ppm в точке 7 с незначительным падением в точке 1 до отметки 416 ppm.

Cs обладает зональным характером распределения в пределах кристалла. В точках 5-8 распределение равномерное и достигает минимального значения – 176 ppm. В дальнейшем происходит резкое увеличение уровня содержания, которое продолжает расти до максимального значения в точках 10 и 1 – 438 и 449 ppm. Такое изменение уровня содержаний происходит на границе пирамид роста простых форм, в данном случае на границе призмы и пинакоида.

Уровень содержания K линейно изменяется в пределах кристалла. Центральная часть (точки 5-8) характеризуется равномерным распределением элемента, со средними значениями содержания – 84.6 ppm. К точке 11 уровень понижается до минимального значения – 52.8 ppm. К точке 1 уровень содержания увеличивается до максимального значения 134 ppm.

Схожим характером распределения обладает Ca. В центральной части кристалла (точки 5-8) уровень колеблется в пределах 58.6-69.4 ppm, к точке 11 содержание уменьшается до 24.8 ppm, а в точке 3 достигается максимальное значение – 97.8 ppm, которое к точке 1 снижается до первоначального уровня – 67.6 ppm.

Уровень содержания Rb в кристалле не достигает 7 ppm. Характер распределения неравномерный, в пределах профиля значения изменяются от 5.43 до 6.30 ppm. Минимальное значение достигается в центральной точке 6 – 5.40 ppm. К точке 1 уровень возрастает до 6.30 ppm, к точке 12 уровень возрастает до отметки 6.07 ppm, который затем уменьшается к точке 11 до значения 5.43 ppm.

Содержание Li также меняется в процессе роста кристалла. В точках 5-8 фиксируется равномерное распределение элемента в пределах 64.7-70.0 ppm. В точках 4 и 9 значение резко падает в 2 раза и достигает среднего уровня 40.9 ppm, что свидетельствует о наличии границы простых форм в кристалле. К краевой зоне кристалла (точки 1 и 11) содержание элемента возрастает до среднего значения – 59.6 ppm.

*Переходные металлы.* Уровень Fe варьируется в зависимости от зоны роста простых форм кристалла. В центральной части (точки 5-8) значение элемента минимальное и равномерно распределено в пределах указанных точек (среднее – 1552 ppm) и характеризует зону роста пинакоида. В точках 4 и 9 уровень резко увеличивается в 1.5 раза и достигает значения 2248 ppm, которое затем продолжает увеличиваться более плавно до уровня 2489 ppm. Соответственно, точки 1-4 и 9-11 характеризует зону роста призмы.

Схожим характером распределения обладает Sc. Минимальные значения концентрации зафиксированы в центральной части – 10.3 ppm. Затем уровень резко увеличивается в точке 4 и 9 до значения 53.0 ppm и продолжает плавно подниматься до 64.8 ppm в краевых точках кристалла.

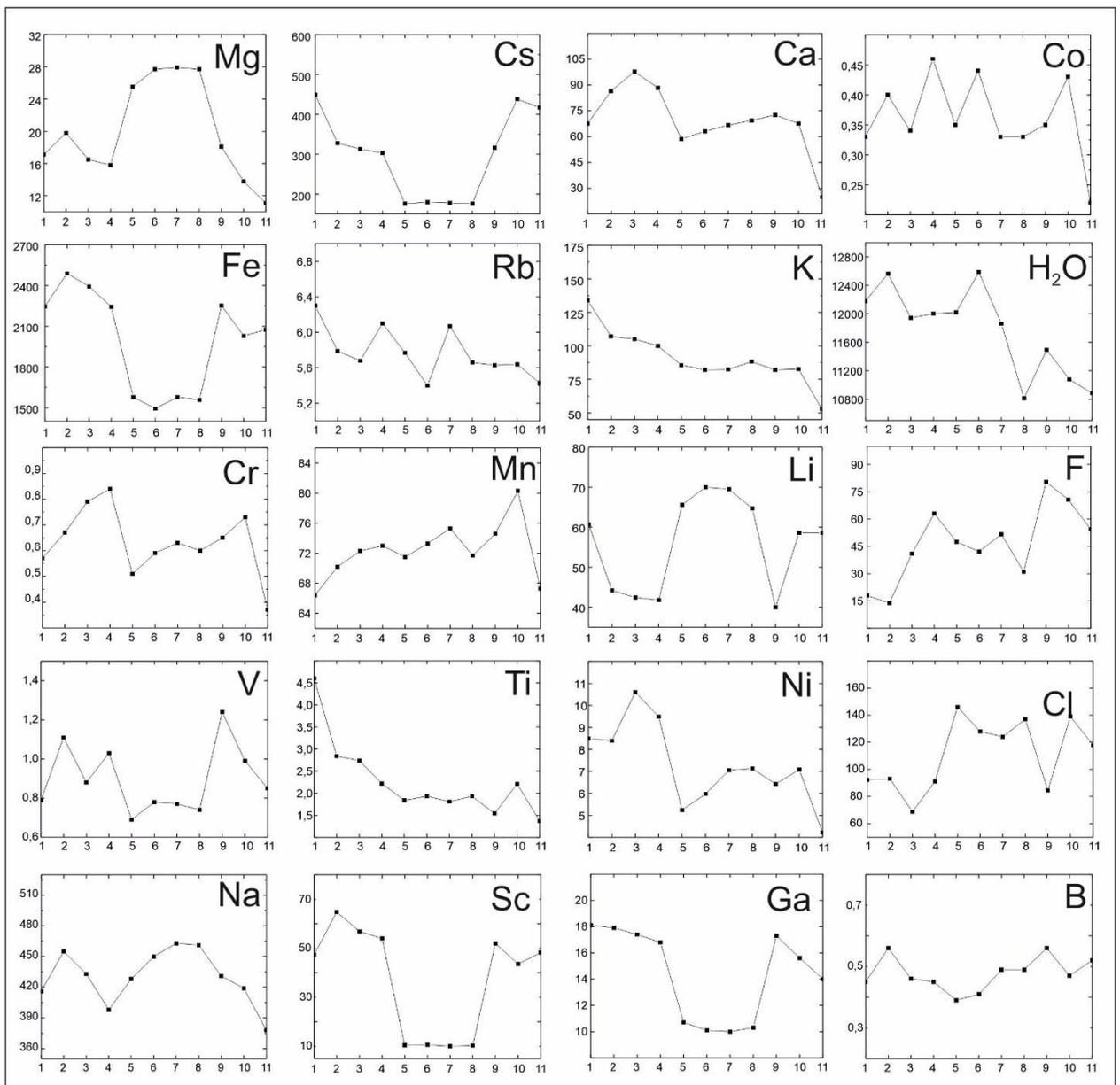


Рисунок 4.1.6 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № SG-1

Mg обладает зональным распределением в пределах профиля. Максимальные значения фиксируются в центральной части кристалла (точки 5-8) – 27.2 ppm, как сектор роста простой формы пинакоида {0001}. К краевой части кристалла происходит заметное снижение уровня концентрации до минимальных значений – 11.1 ppm в точке 11 и характеризует условия образования призмы.

Содержание Mn непостоянно и обладает неярко выраженным характером распределения. Уровень элемента варьируется в пределах от 66.4 до 80.3 ppm. Содержание Ti демонстрирует схожую с Mn тенденцию. Уровень меняется в пределах профиля от 1.37 до 4.60 ppm, без ярко выраженной зональности.

Ni неравномерно распределён в пределах профиля кристалла. В центральной зоне (точки 5-8) содержание элемента выдержанное и колеблется в пределах 5.24-7.13 ppm, в точке 1

уровень концентрации резко возрастает до 9.49 ppm и затем не меняется до края кристалла. В точке 11, наоборот, фиксируется снижение значения до минимального – 4.22 ppm.

Схожим характером распределения характеризуется Sr, отличаясь лишь уровнем, среднее значение содержания Sr для данного сечения – 0.63 ppm. В центральной части уровень содержания выдержан в рамках 0.51-0.63 ppm, в точке 4 фиксируется рост уровня до максимального значения 0.84 ppm, которое постепенно снижается до отметки 0.57 ppm к границе кристалла. В точке 9 так же фиксируется рост уровня, при этом он не столь значителен – 0.73 ppm. Также сохраняется снижение содержания до минимального значения в точке 11 – 0.37 ppm.

Для содержания V характерен следующий характер распределения: в центральной части кристалла (точки 5-8) – значение, выдержанное – 0.75 ppm, к краевым частям содержание увеличивается до значений 1.11 и 1.24 ppm. В точке 4 и 9 проходит граница между зоной роста простых форм призмы и пинакоида.

Схожим характером распределения обладает и Ga. В центральной части уровень содержания выдержан и составляет 10.3 ppm, в точках 4 и 9 возрастает до максимального значения 16.8 и 17.3 ppm, которое в дальнейшем остается постоянным до границы кристалла.

Уровень содержания Co незначительно меняется в пределах профиля от 0.33 до 0.46 ppm.

*Летучие компоненты.* Среди летучих компонентов особым характером распределения обладает только Cl, который связан с границами простых форм. В центральной части образца (точки 5-8) уровень элемента достигает максимальных значений (134 ppm), что соответствует зоне роста пинакоида и к краевым зонам уменьшается до значения 91.1 ppm, в зоне роста призмы. Уровень воды в профиле постепенно меняется в пределах 10813-12585 ppm, уровень фтора так же меняется неравномерно от 13.7 до 80.5 ppm.

**Сечение 2** проходит через центр кристалла и захватывает область с минимальным количеством включений и без ожелезнения (рисунок 4.1.4). В центрального сечения характерно наличие однофазных включений размером меньше 7.5 мкм, которые локализуются в плоскости, перпендикулярной L6, по краю кристалла (рисунок 4.1.7), а в центральной части присутствует большое количество трещин и единичные двухфазные газовой-жидкие включения, расположенные между ними. Отдельно стоит отметить серию вторичных газовой-жидких включений, расположенных в плоскости под углом к L6 и достигающих в размере 0.1 мм.

В сечении проведен профиль через центр кристалла и содержит 11 точек (приложение В.1, рисунок 4.1.8), которые не затрагивают выделенные включения.

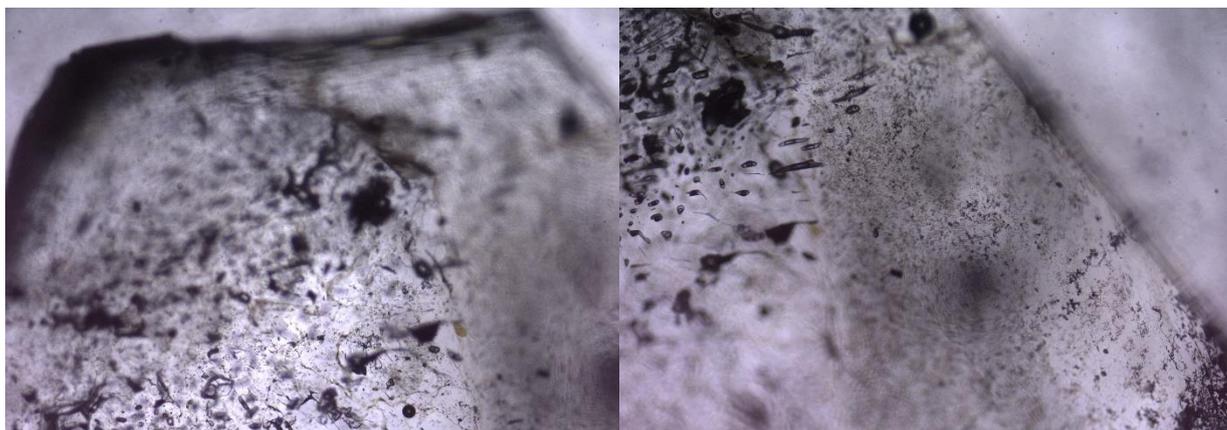


Рисунок 4.1.7 – Поперечное сечение исследованного берилла (SG-2) с двумя разными типами включений

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Na в пределах сечения обладает закономерным характером распределения. Центральная область (точки 5-9) обогащена Na, в сравнении с краевыми зонами кристалла и уровень содержания варьируется незначительно. Среднее значение для данной области – 621 ppm. В точках 4 и 10 наблюдается резкое снижение содержания до 508 и 461 ppm, которое затем продолжает уменьшаться к краевой зоне кристалла до значения 434 ppm.

Cs сохраняет зональный характер распределения в процессе роста кристалла. В точках 5-9 распределение равномерное и достигает минимального значения – 200 ppm. При дальнейшем росте кристалла происходит увеличение уровня содержания до максимального значения в точках 4 и 10 – 372 и 561 ppm. Рост содержания неравномерный, в одной части профиля (точки 1-4) увеличение поэтапное, в точке 17 достигается значение 534 ppm.

Уровень содержания K изменяется в пределах кристалла зонально. Центральная часть (точки 5-9) характеризуется повышенным значением K, со средними значениями содержания – 101 ppm, резким «провалом» до отметки 82.9 ppm в точке 22. К точкам 2 и 10 уровень понижается постепенно до значения – 92.7 и 77.0 ppm, соответственно. К границе кристалла уровень содержания поднимается до 110 и 81.5 ppm.

Иным характером распределения обладает Ca, сохраняя при этом основную тенденцию ассиметричного роста к границе кристалла. В центральной части кристалла (точка 6) фиксируется минимальное значение – 25.4 ppm. Затем, в процессе роста уровень концентрации элемента возрастает, но достигает разных значений на противоположных концах кристалла. Максимальное значение для данного профиля достигается в точке 1 – 102 ppm, тогда как в точке 11 оно составляет 40.2 ppm.

Уровень содержания Rb в кристалле не достигает 9 ppm. Характер распределения неравномерный, в пределах профиля значение изменяется от 5.77 до 8.43 ppm. Из центра кристалла (точка 6), с отметки 7.51 ppm уровень содержания постепенно снижается к точке 1 до

значения 5.77 ppm, и постепенно повышается к точке 9 до 8.43 ppm, с последующим резким «спадом» в точке 10 до 6.52 ppm.

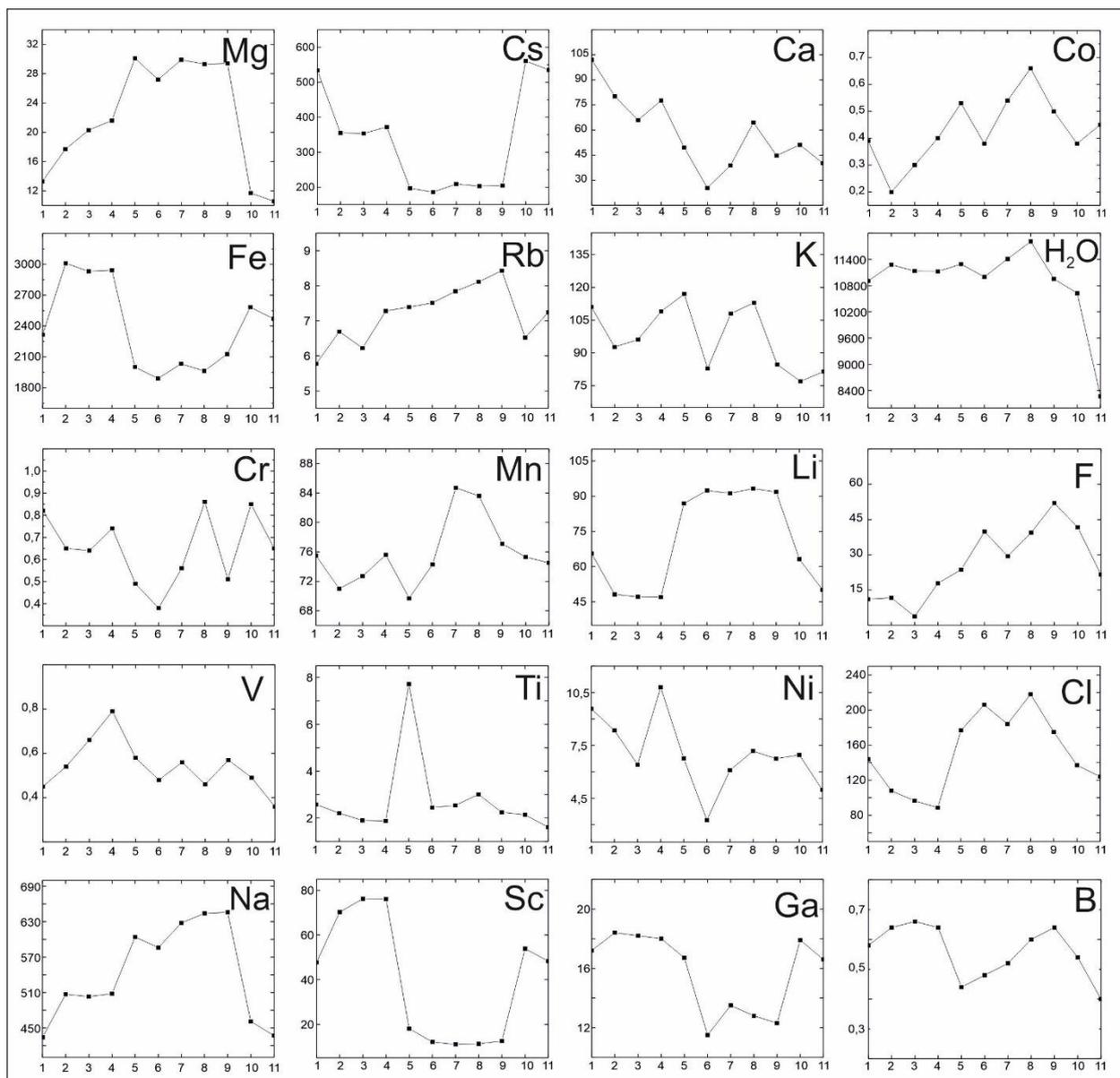


Рисунок 4.1.8 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № SG-2

Характер распределения Li сохраняется выдержанным в процессе роста кристалла. В точках 5-9 фиксируется равномерное распределение элемента в пределах 86.9-93.2 ppm. В точках 4 и 10 значение резко падает в 2 раза, неравномерно на разных границах профиля и достигает среднего уровня 52.0 и 56.7 ppm.

*Переходные металлы.* Уровень Fe сохраняет зональный характер распределения в процессе роста кристалла. В центральной части (точки 5-9) значение элемента минимальное и равномерно распределено в пределах указанных точек (среднее – 2003 ppm). В точках 4 и 10 уровень резко увеличивается в 1.5 раза и достигает значения 2941 и 2583 ppm, которое затем продолжает увеличиваться более плавно в рассматриваемой части профиля до уровня 3009 ppm (точка 2).

Схожим характером распределения обладает Sc. Минимальные значения концентрации зафиксированы в центральной части – 11.0 ppm. По мере роста кристалла уровень резко увеличивается в точках 4 и 9 до значения 76.1 и 53.9 ppm, соответственно, после чего начинает плавно снижаться до 46.7 и 48.3 ppm в краевой зоне кристалла.

Mg обладает зональным распределением в пределах профиля. Максимальные значения фиксируются в центральной части кристалла (точки 5-9) – 29.2 ppm. К краевой части кристалла происходит заметное снижение уровня концентрации до минимальных значений – 13.3 и 10.6 ppm в точках 1 и 11, соответственно.

Содержание Mn в целом непостоянно, но ярко выраженный характер распределения отсутствует. Уровень содержания элемента варьирует в пределах от 69.7 до 84.7 ppm. Содержание Ti демонстрирует схожую с Mn тенденцию. Уровень меняется в пределах профиля от 1.61 до 3.01 ppm, без ярко выраженной зональности, но с наличием максимального значения 7.72 ppm в точке 5, вероятно, из-за захвата микровключения другой фазы.

Ni неравномерно распределён в пределах профиля кристалла. Уровень концентрации меняется от 3.26 до 10.8 ppm в точках 4-6. Начиная с точек 3 и 7 фиксируется среднее значение 6.25 ppm, которое незначительно колеблется до границы кристалла.

Схожим характером распределения характеризуется Sr, отличаясь лишь уровнем, среднее значение содержания Sr для данного сечения – 0.65 ppm. В краевой части уровень содержания выдержан в рамках 0.74 – 0.86 ppm, с «провалом» в точке 6 до отметки 0.38 ppm. V повторяет характер распределения Sr. Незначительные колебания концентрации элемента при достаточно низком уровне содержания – от 0.36 до 0.79 ppm.

Схожим характером распределения обладает и Ga. В центральной части уровень содержания выдержан и составляет 13.4 ppm, в точках 5 и 10 возрастает до значения 16.7 и 17.9 ppm, которое в дальнейшем остается постоянным до границы кристалла.

Уровень содержания Co незначительно меняется в пределах профиля от 0.20 до 0.66 ppm и не обладает зональностью.

*Летучие компоненты.* Среди летучих компонентов особым характером распределения обладает не только Cl, но и F, характер распределения которых частично совпадает. В центральной части образца (точки 5-8) уровень Cl достигает максимальных значений (218 ppm), который резко снижается в точке 4 до отметки 88.7 ppm и к краевым зонам возрастает до 144 ppm. Для F также характерен максимальный уровень в центральной зоне – 40.1 ppm, который затем снижается до отметки 3.84 ppm на границе кристалла. Уровень воды в профиле постепенно меняется в пределах 8266-11809 ppm.

**Сечение 3** проходит через «головку» кристалла и захватывает область с максимальным количеством газовой-жидких включений, без зон ожелезнения. В вершине кристалла

наблюдаются все типы включений, которые были выделены в первых двух сечениях, но при этом строгую закономерность их распределения выделить сложно. В центральной области кристалла (точки 3-7) присутствуют двухфазные включения разного размера (от 7.5 мкм до 0.1 мм), при этом более крупные включения тяготеют к центру кристалла, а более мелкие чаще встречаются на периферии кристалла (рисунок 4.1.9).

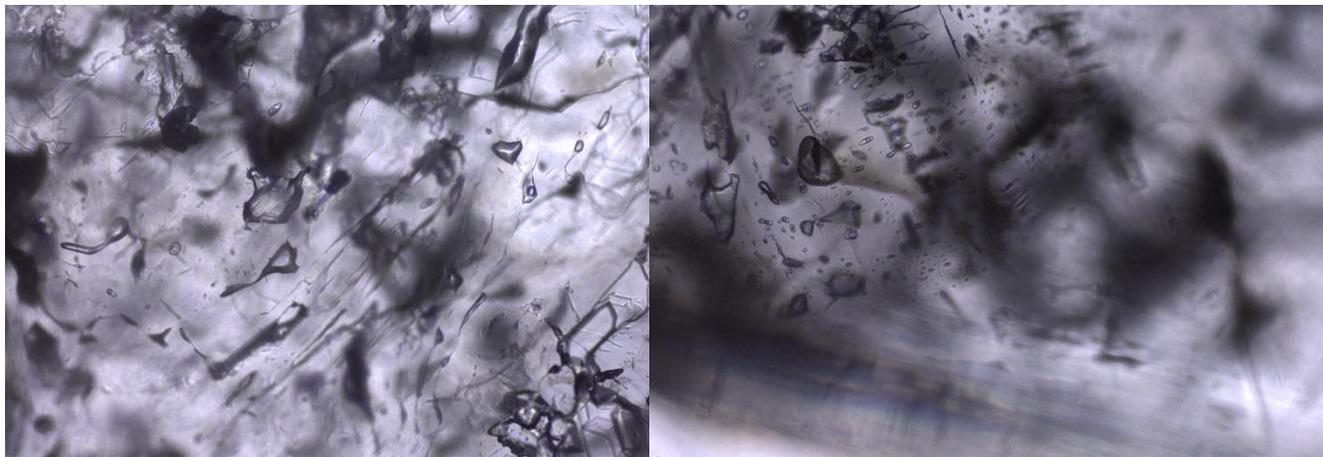


Рисунок 4.1.9 – Поперечное сечение исследованного берилла (SG-3) с двумя разными типами включений

В сечении проведен профиль через центр кристалла и содержит 11 точек (приложение В.1, рисунок 4.1.4, рисунок 4.1.10).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Na в пределах сечения обладает закономерным характером распределения. Центральная область (точки 3 -7) обогащена Na, в сравнении с краевыми зонами кристалла, и уровень содержания варьирует незначительно в пределах 538-568 ppm. В точке 2 и 8 наблюдается резкое снижение значения до 430 и 466 ppm, которое затем увеличивается к краевой зоне кристалла до значений 494 и 535 ppm.

Cs сохраняет зональный характер распределения в процессе роста кристалла. В точках 3-7 распределение равномерное, среднее значение – 190 ppm. При дальнейшем росте кристалла происходит резкое увеличение уровня содержания до значения 332 ppm в точке 2 и 379 ppm в точке 8. В дальнейшем рост содержания продолжается, но происходит неравномерно, в точке 1 зафиксировано незначительное увеличение до 377 ppm, в другой части профиля – до значения 539 ppm (точка 11).

Уровень содержания K неравномерно изменяется в пределах кристалла. В большей части кристалла (точки 1-8) уровень содержания колеблется от 85.2 до 100 ppm. В точке 9 уровень резко снижается до минимальной отметки 67.9 ppm к краю кристалла, в точке 11 возрастает до максимального значения 106 ppm.

Схожим характером распределения обладает Ca. В пределах всего профиля уровень меняется незначительно от 70.3 до 94.6 ppm. При этом в точках 6 и 9 значения резко «падает» до 44.9 и 16.4 ppm.

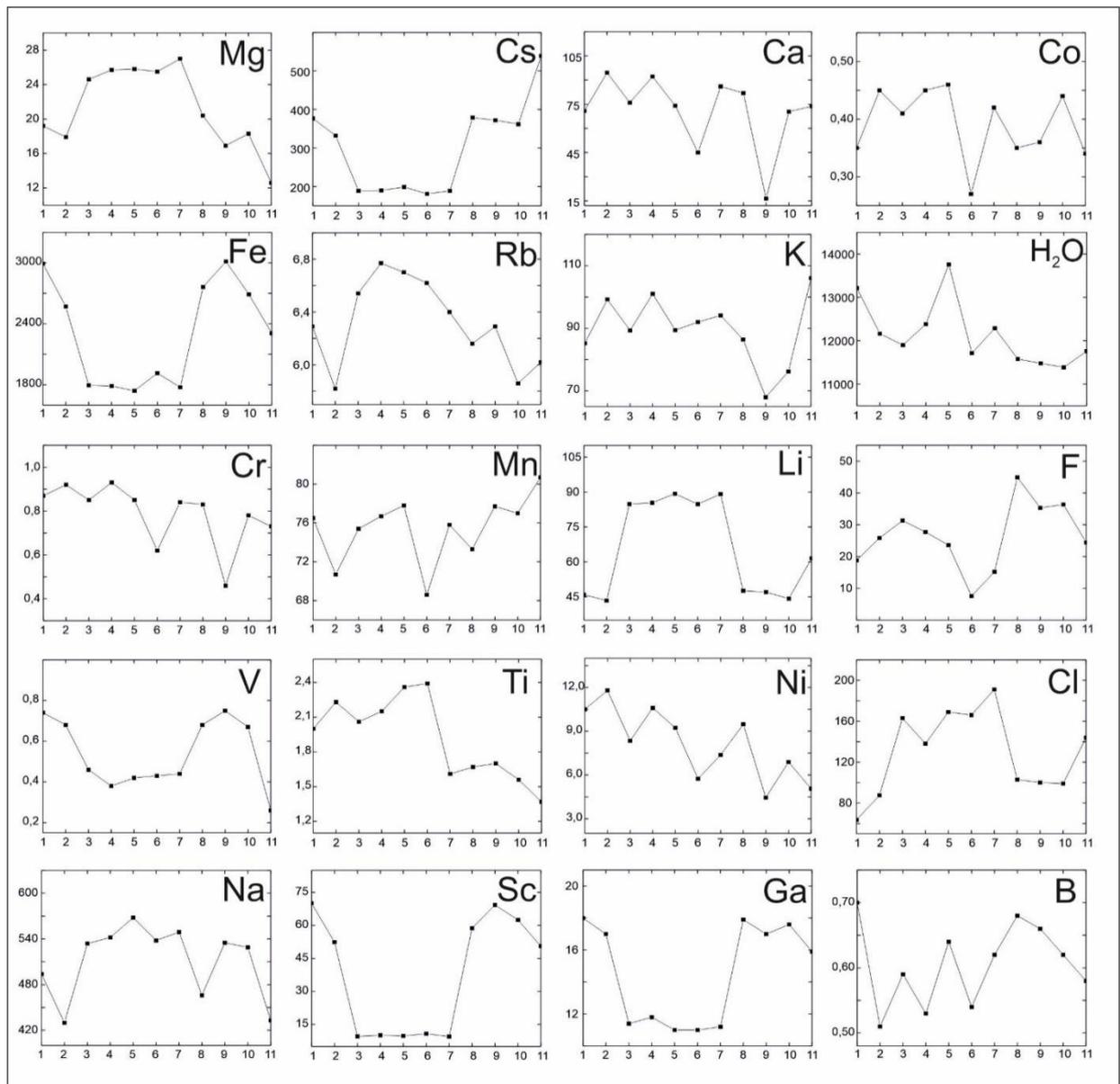


Рисунок 4.1.10 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № SG-3

Характер распределения Rb сохраняется независимо от роста кристалла. В пределах профиля значения изменяются от 5.82 до 6.77 ppm. В центральной части кристалла (точки 3-7) изменение уровня незначительное – среднее 6.61 ppm, в точке 2 и 8 происходит резкое снижение до значения 5.82 и 5.86 ppm, с последующим постепенным ростом до отметки 6.29 и 6.02 ppm в точке 1 и 11.

Характер распределения Li неизменен в процессе роста кристалла. В точках 3-7 фиксируется максимальный уровень и равномерное распределение элемента в пределах 86.9-93.2 ppm. В точках 2 и 10 значение резко падает в 2 раза до отметки 43.4 ppm, с последующим сохранением этого уровня до границы кристалла.

*Переходные металлы.* Распределение Fe сохраняет зональный характер в процессе роста всего кристалла. В центральной части (точки 3-7) содержание элемента минимальное и равномерно распределено в пределах указанных точек (среднее – 1803 ppm). В точках 2 и 8 уровень резко увеличивается и достигает значения 2570 и 2762 ppm, которое затем продолжает увеличиваться более плавно в нижней части профиля до уровня 2992 ppm (точка 1). Схожим характером распределения обладает Sc. Центральная часть кристалла характеризуется минимальным значением, которое постоянно в пределах точек 3-7 – 9.96 ppm. По мере роста кристалла уровень резко увеличивается в точках 2 и 8 до значений 52.3 и 58.7 ppm, соответственно, после чего начинает (в разных направлениях) плавно снижаться до 50.6 ppm (точка 11) и плавно расти до 70.0 ppm (точка 1).

Mg сохраняет зональное распределение по всей длине кристалла. Максимальные значения фиксируются в центральной части кристалла (точки 3-7) – 25.7 ppm. К краевой части кристалла происходит заметное снижение уровня концентрации до минимальных значений – 17.9 и 12.6 ppm в точке 2 и 11, соответственно.

Содержание Mn непостоянно и обладает неярко выраженным характером распределения. Уровень элемента варьирует в пределах от 68.6 до 80.7 ppm. Содержание Ti выдержано и незначительно меняется в пределах профиля от 1.37 до 2.39 ppm.

Ni неравномерно распределён в пределах профиля кристалла. Уровень концентрации не выдержан и меняется от 4.45 до 11.8 ppm. От центра к краю кристалла уровень меняется ассиметрично, из точки 6 со значением 5.75 ppm к точке 1 значение постепенно растёт до 10.5 ppm, а к точке 11 постепенно снижается до отметки 5.06 ppm.

Схожим характером распределения характеризуется Cr, отличаясь лишь уровнем, среднее значение содержания Cr для данного сечения – 0.79 ppm.

Для V в данном профиле также характерно незначительное колебание концентрации элемента при достаточно низком уровне содержания – от 0.36 до 0.79 ppm. При этом стоит отметить, что в центральной части (точки 3-7) уровень постоянный – около 0.43 ppm, а к краям кристалла уровень несколько возрастает до 0.75 ppm.

Схожим характером распределения обладает и Ga. В центральной части уровень содержания постоянный, со средним значением 11.3 ppm, в точках 2 и 8 он заметно возрастает до значений 16.9 и 17.8 ppm, и на этом уровне остается постоянным до границы кристалла.

Уровень содержания Co незначительно меняется в пределах профиля от 0.27 до 0.46 ppm, зональность не проявлена.

*Летучие компоненты.* Среди летучих компонентов особым характером распределения обладает только Cl. В центральной части сечения (точки 3-7) уровень Cl равномерно распределен и достигает максимальных значений (191 ppm) относительно краевой зоны. В

точках 2 и 8 происходит резкое снижение до отметки 87.6 и 103 ppm, с последующим сохранением значения до границы кристалла. Для F также характерно зональное распределение. Из точки 6 с минимальным значением 7.55 ppm содержание элемента возрастает к краевой зоне кристалла до 18.8 и 44.9 ppm. Уровень воды в профиле постепенно меняется в пределах 11385-13758 ppm.

В результате сравнительного анализа характера распределения редких и малых элементов в пределах трех сечений кристалла аквамарина установлено, что возможно условно выделить центральную часть профиля (занимающую примерно треть от его общей протяженности), на границе которой происходит «скачкообразное» изменение распределения ряда элементов. Учитывая рассмотренную выше ростовую секториальность берилла, эту центральную часть можно рассматривать как сектор роста простой формы пинакоида  $\{0001\}$ . Соответственно, краевые участки профиля, в которых также существенно меняется характер распределения ряда элементов, относятся к сектору роста простой формы призмы  $\{10\bar{1}0\}$ .

В процессе роста изучаемого кристалла лишь определенный ряд элементов не меняет своего распределения при переходе от сектора роста пинакоида к сектору роста призмы. Ряд элементов, напротив, демонстрирует зональное распределение относительно предполагаемых границ зон роста простых форм. В зоне роста простой формы пинакоида происходит накопление следующих элементов: Na, Li, Rb, Mg, Cl. С другой стороны, возможно выделить группу элементов, которые имеют максимальное содержание в зоне роста призмы: Cs, Fe, Sc, Ga.

#### 4.1.2 Образец № 24

*Образец № 24* – прозрачный берилл светло-зелено-желтого цвета (изумруд), отобран из слюдитов Уральских Изумрудных копей. На срезе кристалла заметно зональное изменение цвета. Насыщенность окраски и прозрачность берилла увеличивается от центра к периферии кристалла от бесцветного до зелено-желтого оттенка (рисунок 4.1.11а). Центральная часть составляет примерно 80% от общей площади поперечного сечения и представляет собой полупрозрачную область белого цвета, скорее всего, с большим количеством газовой-жидких включений. Внешняя часть кристалла – каемка светло-зеленого цвета, мощность которой около 1 мм (примерно 20% от общего объема; Гаврильчик и др., 2021).

При детальном изучении видимой зональности было выделено также закономерное расположение газовой-жидких включений. Для образца 24 характерно большое количество двухфазных включений размером до 0.1 мм в центре кристалла (точки 4-14) и однофазные включения в краевой части кристалла (рисунок 4.1.12а).

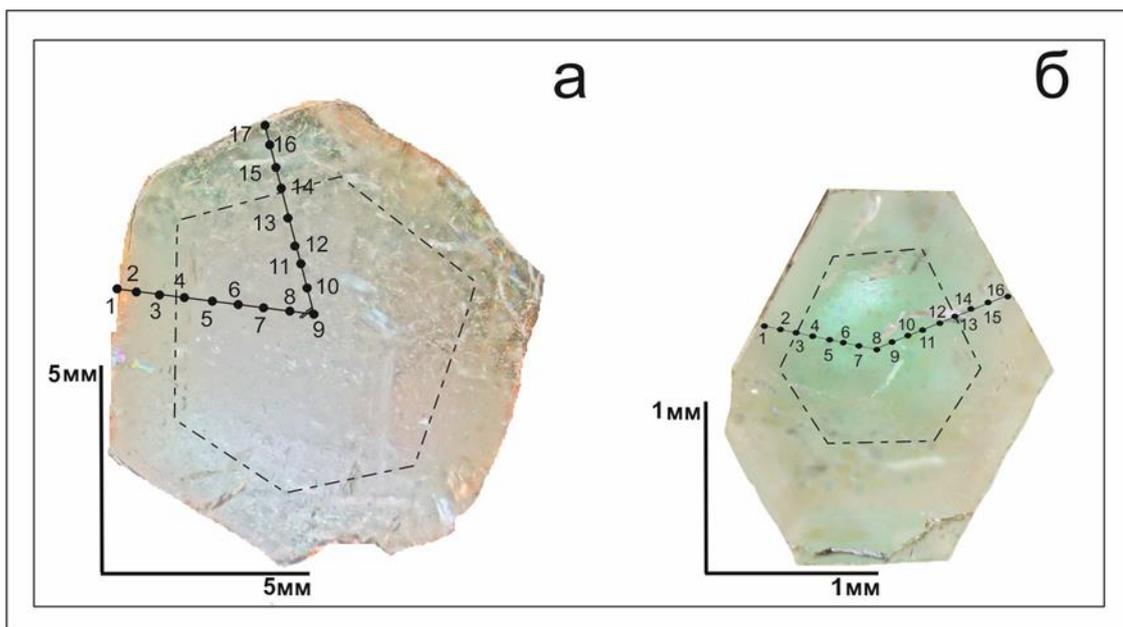


Рисунок 4.1.11 – Фотографии исследованного поперечного сечения берилла из месторождения Изумрудные копи в отраженном свете и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба) в образцах 24 (а) и образцах 25 (б). Номера точек соответствуют приложению В.2 – В.3.

Пунктиром показана условная граница центральной и краевой частей кристалла

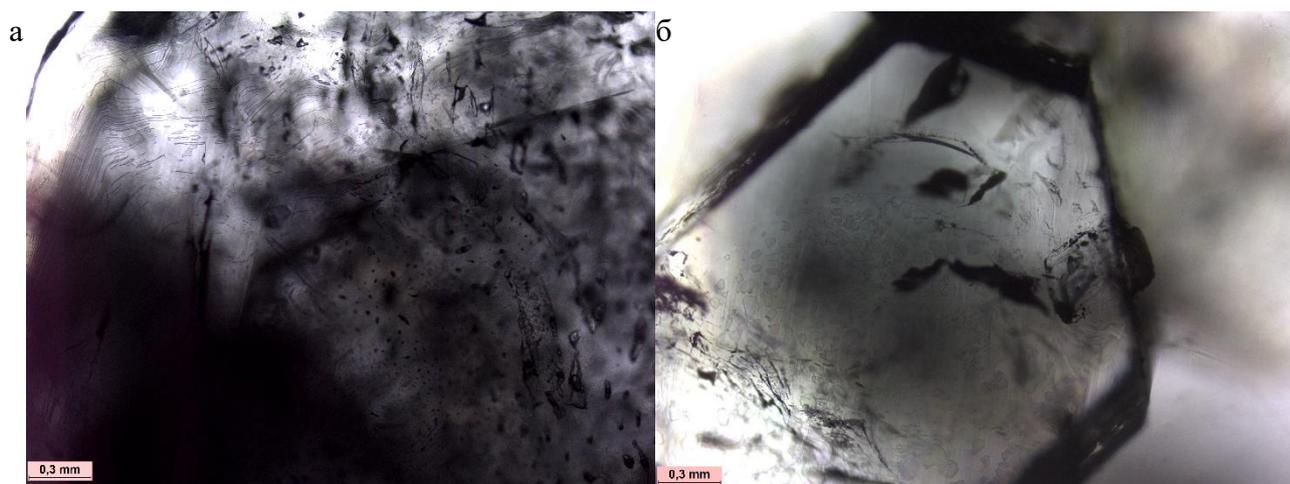


Рисунок 4.1.12 – Поперечное сечение образца 24 (а) и образца 25 (б) с двумя разными типами включений

Расположение точек анализа на профилях выбрано таким образом, чтобы по несколько точек каждого траверса располагались во внешней зеленой зоне кристалла. Направление самих профилей выбрано таким образом, чтобы избежать попадания в трещины либо включения.

Зональность по редким элементам в целом согласуется с наблюдаемой зональностью по окраске и зональным расположением включений. В центральной части кристалла (точки 5-12) содержание большей части измеренных элементов варьирует незначительно (приложение В.2, рисунок 4.1.13).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE). Характер распределения Na меняется в значительной степени, при этом коррелируя с цветовой зональностью. В центральной и бесцветной зоне (точки 5-13) содержание Na достаточно выдержанное (в среднем 4879 ppm). В краевой зоне (точки 1-3 и 14-17) происходит увеличение содержания в среднем до 5570-5935 ppm.*

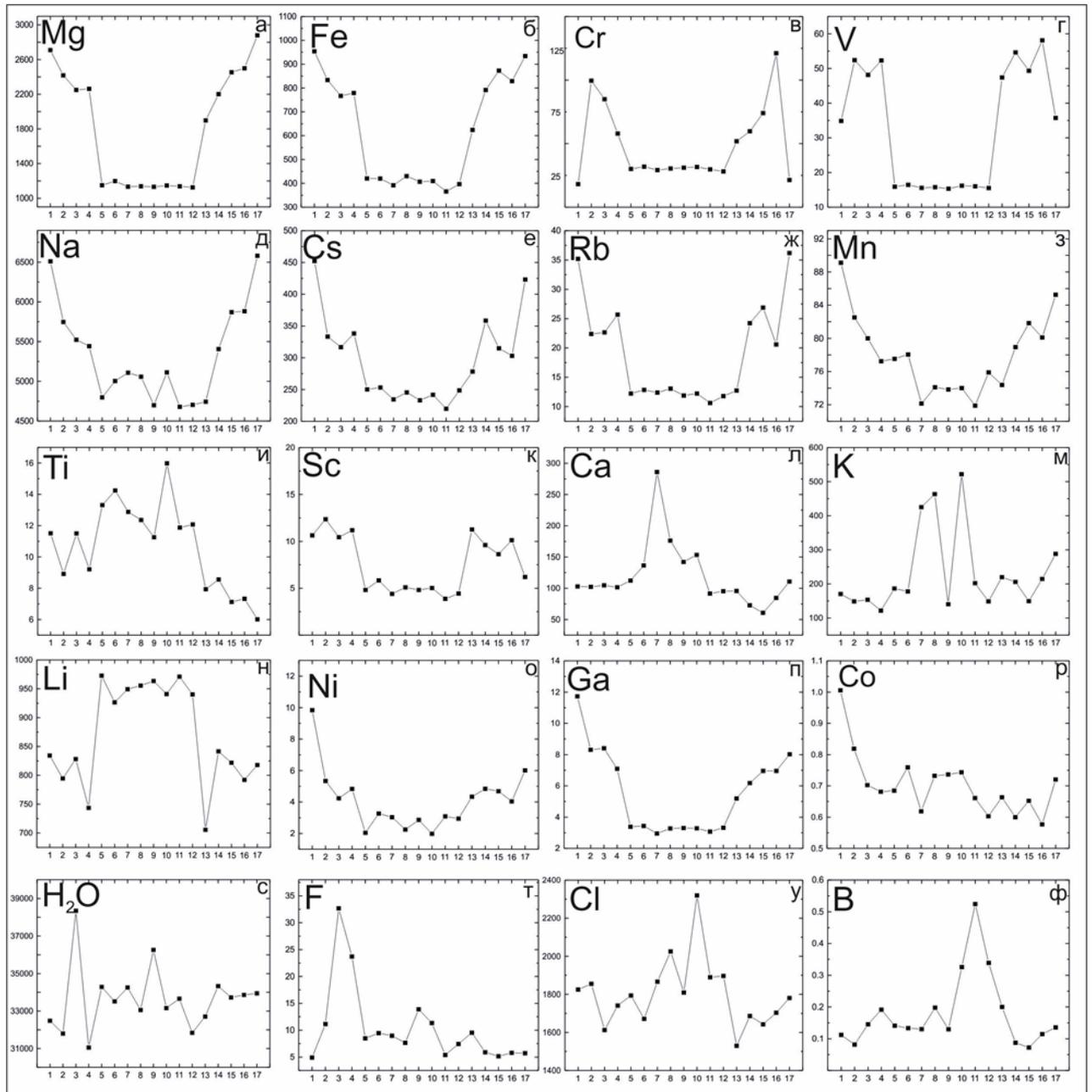


Рисунок 4.1.13 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 24

Распределение Cs в целом повторяет характер зональности по Na. В центральной части кристалла (точки 5-13) содержание Cs варьирует незначительно и составляет в среднем 245 ppm. В краевых зонах оно увеличивается до 330-350 ppm. При этом при переходе от центра к краевым зонам фиксируются локальные «всплески» содержания Cs на уровне 350 ppm (точки 4 и 14). Зональность по Rb дублирует профиль распределения Cs, но на более низком уровне

содержания. В центральной части Rb содержится в среднем 12.1 ppm, в краевой части – 25.2 ppm. В переходных точках 4 и 14 также наблюдаются локальные максимумы содержания Cs. Распределение Ca в целом совпадает с цветовой зональностью кристалла. В точках 1-5 и 11-17 (зеленая зона) содержание Ca стабильно и варьируется на уровне 100 ppm, тогда как в центральной части (точки 6-12, бесцветная зона) происходит резкое увеличение содержания Ca, до уровня около 150 ppm. В точке 7 отмечен скачкообразный рост до 286 ppm, который не коррелируется с другими элементами.

Характер распределение K также демонстрирует зональность. В краевых точках (1-6 и 11-17) содержание элемента стабильно. Однако стоит отметить, что поведение K в краевых зонах кристалла отличается в зависимости от прозрачности. В непрозрачной краевой зоне содержание K составляет в среднем 160 ppm, в прозрачной – 204 ppm. Содержание K в центре кристалла составляет в среднем 470 ppm (не учитывая точку 7).

Распределение Li можно считать идеально коррелирующим с цветовой зональностью кристалла. Содержание этого элемента равномерно распределено по цветовым зонам. Так, в зеленых зонах (точки 1-3 и 14-17) содержание Li находится на уровне 706-841 ppm. В центральной части (точки 5-12) распределение Li незональное и составляет в среднем 952 ppm. Примечательной особенностью зональности по Li являются четко выраженные «провалы» в содержании элемента в переходных точках между центральной и краевой зонами. Так, в точке 4 содержание Li падает до 744 ppm, в точке 13 достигает минимального значения 706 ppm (Гаврильчик и др., 2021).

*Переходные металлы.* Контрастность между содержанием элемента в центральной и краевой зоне кристалла наиболее проявлена для таких элементов, как Mg, Fe, Cr, V, Sc, Ga, Rb, Cs и Na.

В центральной части кристалла содержание Mg достаточно выдержанное (в среднем 1145 ppm). В краевой зоне оно скачкообразно, в 2.5 раза и более, увеличивается) и достигает максимума на самой границе кристалла (2709 ppm в точке 1 и 2879 ppm в точке 17, приложение В.2.).

Среднее содержание Fe в центральной части составляет 405 ppm (рисунок 4.1.13). Распределение Fe в краевой зоне изменяется не так резко, по сравнению с Mg. Рост содержания происходит более плавно, с увеличением примерно в 1.5 раза, в среднем до 810-833 ppm.

Содержание Mn в пределах всего кристалла меняется в меньшей степени (от 71.9 до 89.1 ppm), однако, и для этого элемента фиксируется ростовая зональность с повышением содержания к краю кристалла (рисунок 4.1.13). Если в центральной части (точки 4-13) среднее содержание равняется 74.7 ppm, то в краевой зоне оно увеличивается до 81.0 ppm.

Содержание Ti незначительно понижается в краевой зоне по сравнению с центром (где в среднем 13.0 ppm), но не симметрично (рисунок 4.1.13). В более прозрачной краевой зоне содержание Ti составляет в среднем 7.4 ppm, а в менее прозрачной – 10.3 ppm.

Содержание Sc в пределах кристалла также варьирует в ограниченном диапазоне (от 3.9 до 12.4 ppm), но зональность для него проявлена контрастно – содержание увеличивается в краевой зоне в среднем до 9.09 ppm, по сравнению с 4.79 ppm в центральной части.

Содержание Ni и Ga меняется в диапазоне 2-12 ppm, при этом в краевой непрозрачной части (точки 1-4) отмечены максимальные концентрации. Распределение Co повторяет Ni вплоть до роста содержания в точках 1-4, но на гораздо меньшем уровне (не более 1 ppm).

Наиболее контрастным является распределение главного элемента-хромофора Cr – в центральной части кристалла он распределен крайне выдержанно от 28 до 32 ppm (при среднем содержании 30 ppm). В краевой зоне содержание последовательно увеличивается до 99 и 121 ppm в точках 2 и 16 соответственно, но на самом краю кристалла (в точках 1 и 17) происходит резкое, примерно в пять раз, уменьшение содержания Cr до 18-21 ppm.

Распределение другого элемента-хромофора – V, «отвечающего» за зеленую окраску берилла наряду с Cr, имеет некоторые отличия. При переходе от центральной к краевой зоне содержание V увеличивается скачкообразно (с 16 до 47-52 ppm). В пределах краевой зоны оно меняется незначительно, особенно в точках 2-4. На самом краю кристалла содержание V в обоих профилях падает примерно одинаково, до 34-35 ppm (приложение В.2). Содержание других металлов в основном не превышает 100 ppm (Гаврильчик и др., 2021).

*Летучие компоненты.* Распределение летучих компонентов характеризуется отсутствием зональности. Содержание воды составляет в среднем 33662 ppm, F – 10 ppm, Cl – 1803 ppm (рисунок 4.1.13). Для точки 3 установлены коррелирующие пики в распределении воды и F. Содержание Cl, напротив, в точке 3 понижается. В целом, содержание Cl максимально в центральной части (в среднем 1909 ppm) и минимальное в прозрачной краевой зоне (1669 ppm). Содержание B в рассматриваемом берилле незначительное, не превышает 0.5 ppm.

Для ряда элементов характеры распределения совпадают и можно выделить два типа распределения: накопление элемента в центральной зоне кристалла (сектор роста пинакоида) или накопление элементов в краевых частях (в секторе роста призмы). Первым типом распределения в данном кристалле обладает Li и Ti, второй тип распределения характерен для ряда элементов: Fe, Rb, Cs, Na, Mg, Sc, Mn, Ga. Стоит отдельно отметить, что для Cr и V возможно накопление как по одной схеме, так и по второй, в зависимости от условий образования кристалла (Гаврильчик и др., 2021).

### 4.1.3 Образец № 25

*Образец 25* – прозрачный берилл с насыщенной зеленой окраской с несколькими зонами разной окраской (рисунок 4.1.8б). Также отобран из слюдитов Уральских Изумрудных копей. Первая зона более насыщенного зеленого цвета располагается в центральной части кристалла (точки 3-13) и не имеет четких геометрических границ. Эта область зеленого цвета размыта и, скорее всего, продолжается по удлинению кристалла. Вся остальная часть кристалла (вторая зона) либо слабоокрашенная, либо практически бесцветная. В образце 25 количество газовой-жидких включений меньше, по сравнению с образцом 24, при этом центральная часть (точки 3-13) характеризуется наличием однофазных газовой-жидких включений, а на краевых частях кристалла встречаются только единичные двухфазные газовой-жидкие включения, а однофазные отсутствуют полностью (рисунок 4.1.12б). Профиль с точками 1-8 расположен в верхней левой части кристалла, профиль с точками 9-16 в верхней правой части кристалла, перпендикулярно граням призмы (Гаврильчик и др., 2021).

В *образце 25* характер распределения для ряда редких элементов, в целом, согласуется с наблюдаемой зональностью по окраске (приложение В.3, рисунок 4.1.14).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE)*. Содержание Na минимальное в центральной части (точки 4-11) и в среднем равняется 4512 ppm. В краевых зонах происходит резкий рост содержания Na примерно до 6540 ppm, но на самой границе кристалла содержание снижается до 6046 ppm.

Cs имеет неравномерное распределение в исследуемом кристалле. Его содержание изменяется в пределах 218-368 ppm, при этом наблюдается большой разброс значений даже между соседними точками. При этом точки более насыщенного цвета (1-9) имеют среднее содержание 335 ppm. В другой части кристалла (точки 10-16), за исключением точки 13, среднее содержание Cs гораздо ниже и составляет 261 ppm.

Содержание Li равномерно распределено в центральной части кристалла и не превышает в среднем 396 ppm (точки 4-12). В краевой части кристалла уровень содержания увеличивается примерно в 2.5 раза, до 853 ppm.

Характер распределения Rb аналогичен Li, отличие заключается в уровне содержания. Центральная часть характеризуется содержанием Rb в среднем 14 ppm, в краевой части происходит увеличение содержания до 26 ppm.

Содержание Ca имеет равномерный характер распределения в зеленой зоне (точки 1-9, за исключением точки 3) и в среднем не превышает 100 ppm. В более прозрачной зоне содержание Ca неравномерно возрастает до точки 12 (240 ppm), после характер распределения меняется. Содержание Ca начинает уменьшаться, достигая на краю кристалла (точка 16) минимального значения 67 ppm.

Содержание К равномерно в пределах части кристалла с более насыщенной окраской и до точки 11 составляет в среднем 117 ppm. В точке 12 происходит резкое увеличение уровня содержания К до 512 ppm с последующим постепенным уменьшением к краю кристалла (точка 16) до 107 ppm (Гаврильчик и др., 2021).

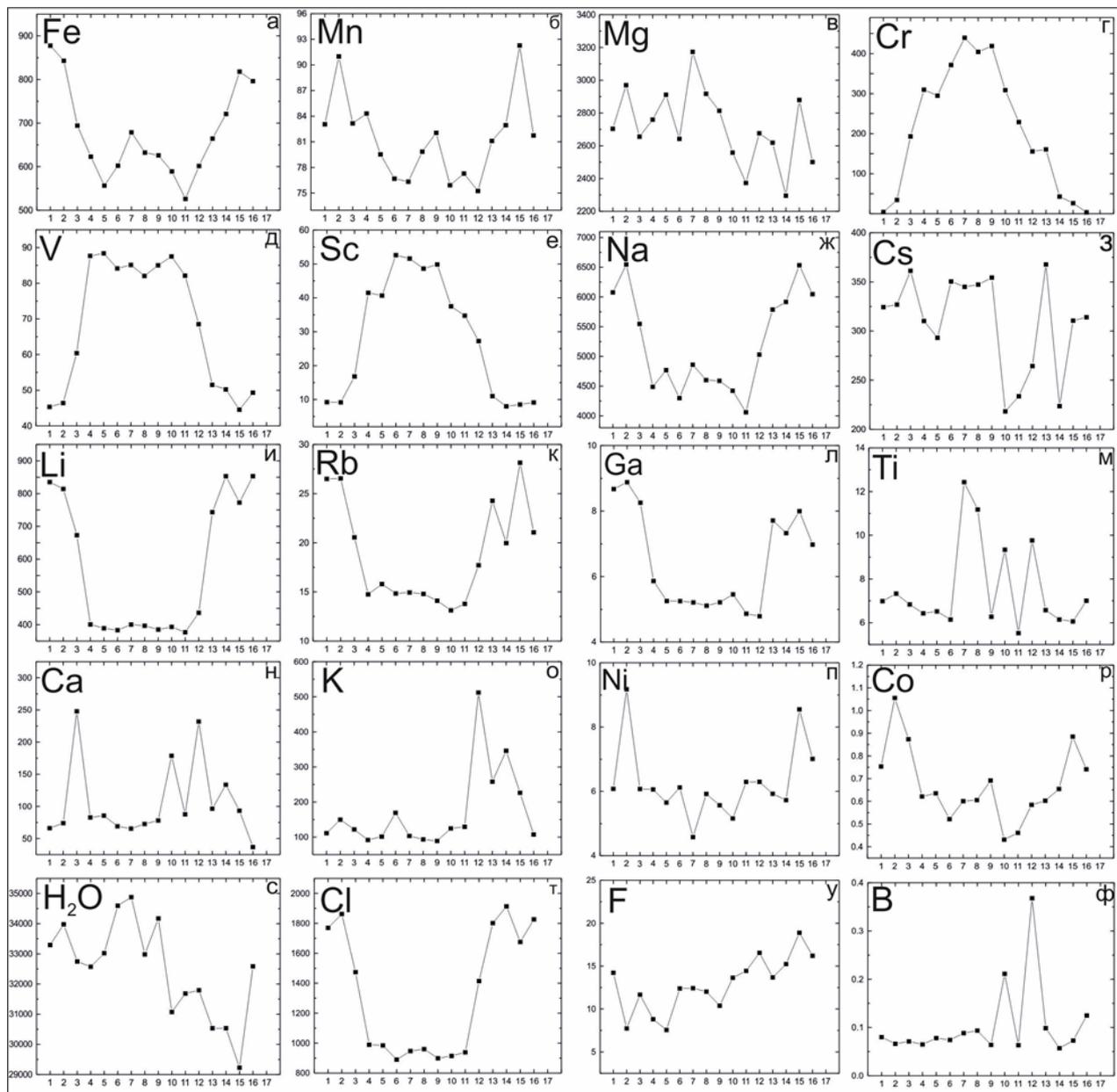


Рисунок 4.1.14 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 25

*Переходные металлы.* Содержание Fe заметно отличается в центральной и краевой частях кристалла. В центральной части (точки 5-11) содержание Fe уменьшается от точки 7 (679 ppm) к границам этой зоны, где в точке 11 отмечено минимальное содержание 526 ppm. Далее, в каждой краевой зоне происходит рост содержания Fe – до 878 ppm в точке 1 и 818 ppm в точке 15.

Содержание Mn имеет схожий с Fe характер распределения. Центральная часть кристалла характеризуется равномерным распределением Mn (в среднем 78 ppm), а его краевые

части – увеличением содержания до 92 ppm (точки 2 и 15). При этом на краю кристалла происходит резкое уменьшение содержания до 82 ppm (точки 1 и 16).

Распределение Mg демонстрирует более сложный характер. Максимальное содержание в центре фиксируется, как и для Fe, в точке 7 (3173 ppm). В направлении к краям содержание Mg понижается, но «волнами», по синусоиде. В точках 1-6 среднее содержание составляет 2774 ppm, в точках 11-16 – 2557 ppm.

Распределение Ti имеет сложный характер. Краевые зоны кристалла характеризуются стабильным содержанием Ti в пределах 6-7 ppm. Тогда как центральная часть отличается нестабильным распределением элемента в пределах 5-12 ppm.

Sc имеет также имеет нелинейный характер распределения. Из центральной части кристалла оно плавно понижается к краю от 53 до 27 ppm (точки 4-12). В краевой части содержание выдержанное и составляет около 10 ppm.

Содержание Ni и Co изменяется в очень узких пределах, –от 4 до 9 ppm для Ni и от 0.4 до 1 ppm для Co. Однако для обоих элементов в точках 2 и 15 происходит всплеск содержания с последующим уменьшением на границе кристалла.

Содержание Ga также имеет сходный характер. Наблюдается стабильное распределение в центральной зоне (точки 5-12) – уровень содержания Ga не превышает 5 ppm. В краевой зоне кристалла происходит увеличение содержания до 7-9 ppm, но отсутствует резкое падение в точках 1 и 16.

Распределение элементов-хромофоров Cr и V демонстрирует наличие зональности при сравнении центральной и краевой части кристалла. Содержание Cr максимально в точке 7 (439 ppm). На «левой» границе центральной зоны (точки 4 и 5) оно уменьшается до примерно 300 ppm, на «правой» границе (точки 12 и 13) – до 155 ppm. В обеих краевых зонах происходит резкое падение содержания Cr вплоть до 4 ppm в крайних точках 1 и 16.

Содержание V также резко понижается в краевых зонах кристалла (точки 1-3 и 12-16) до 45 ppm. В центральной зоне кристалла (точки 4-11) распределение V, в отличие от Cr, имеет более «плоский» характер. Среднее содержание V в центре кристалла составляет около 85 ppm.

*Летучие компоненты.* Вода, Cl, F, измеренные в кристалле берилла, характеризуются различным типом распределения. Распределения Cl в кристалле аналогично характеру распределения Ga и Li. Равномерное распределение в центральной части (точки 4-11) составляет в среднем 940 ppm. К краю (точки 2 и 14) оно увеличивается в среднем до 1900 ppm, потом понижаясь примерно до 1770 ppm на краю кристалла.

Содержание воды в пределах части кристалла с более насыщенной окраской (точки 1-9) составляет 33583 ppm. В остальной части кристалла среднее содержание воды ниже (в среднем

31063) и характеризуется тенденцией понижения к краю (29229 ppm в точке 15), опять возрастая до 32588 ppm в точке 16.

Содержание F, напротив, в части с более насыщенной окраской (точки 1-9) составляет в среднем 11 ppm, а в остальной части кристалла – 16 ppm (Гаврильчик и др., 2021).

Для данного кристалла характерно не только согласование распределения элементов-хромофоров с цветовой зональностью. Можно выделить так же зависимость накопления ряда элементов от сектора роста простых форм. Для V, Cr и Sc зоной накопления является центральная часть кристалла или сектор роста пинокоида. Тогда как Li, Fe, Rb, Co, Na, Cl, Ga накапливались на стадиях роста призмы.

#### 4.1.4 Образец № 28

*Образец № 28* – кристалл зеленого берилла (изумруда) среднего размера (около 3 мм в поперечнике и около 5 мм по удлинению), происхождение – выработки в миароловых пегматитах в горе Адун-Челон в Адун-Челонском кряже между реками Ундою и Онон-Борзею. Образец имеет отношение к началу освоения данного месторождения в 1830-х годах. Обломок кристалла имеет травянисто-зеленый оттенок окраски, которая распределена равномерно (рисунок 4.1.15) и единичные однофазные и двухфазные газовой-жидких включения, которые либо ориентированы относительно зон роста кристалла, либо расположены в плоскости внутренних дефектов (Гаврильчик, 2021) (рисунок 4.1.16).

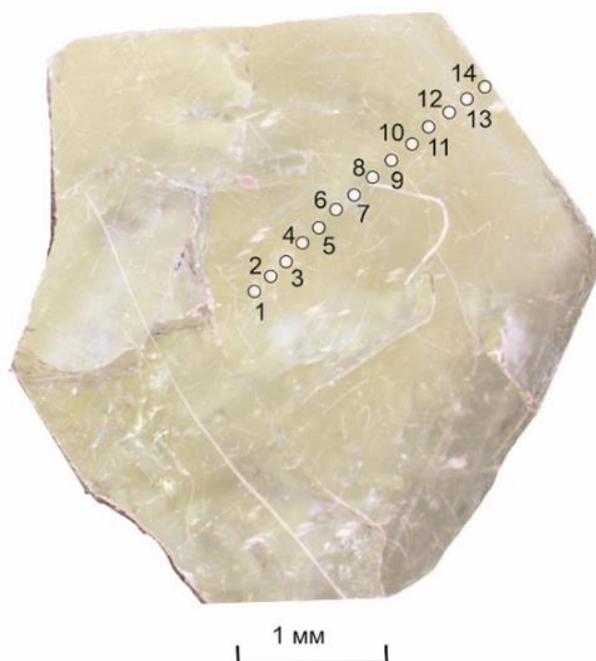


Рисунок 4.1.15 – Фотография исследованного поперечного сечения берилла из выработки в горе Адун-Челон в Адун-Челонском кряже между реками Ундою и Онон-Борзею в отраженном свете и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.4.

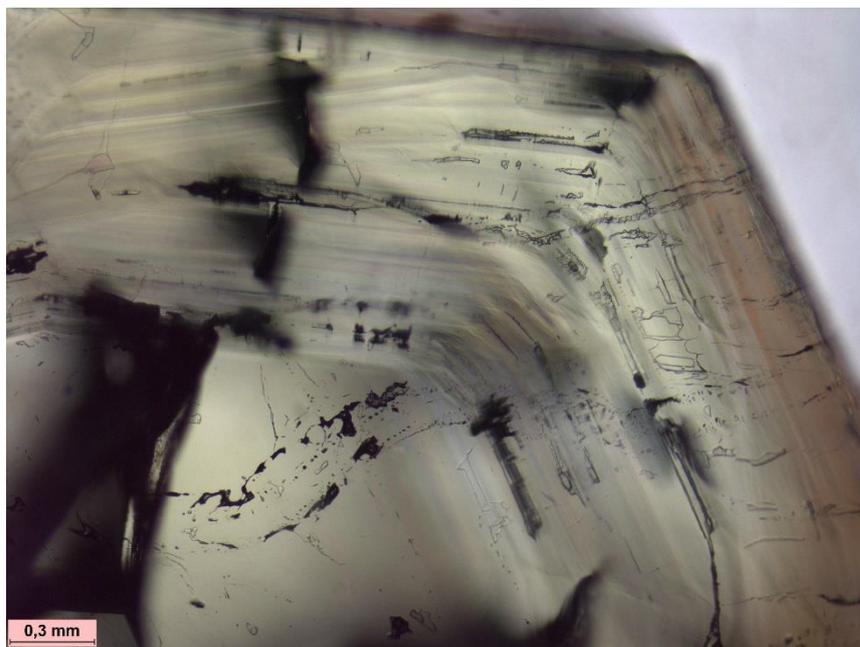


Рисунок 4.1.16 – Поперечное сечение образца 8 с разными типами включений

Для исследования кристалл был разрезан перпендикулярно граням призмы, чтобы была возможность изучить ростовую зональность от его края к центру, в плоскости параллельной базальному пинакоиду. Точки анализа (14 шт) расположены на равном расстоянии друг от друга, вдоль профиля, выходящего из центра и перпендикулярного грани призмы. Среди группы элементов встречается несколько типов распределения (приложение В.4, рисунок 4.1.17).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Содержание Rb в точках 1-6 имеет постоянный уровень, в среднем 6.57 ppm, начиная с точки 7 происходит резкое возрастание уровня в 3 раза и достигает в точке 8 максимального значения – 30.1 ppm с дальнейшим постепенным уменьшением к краю кристалла до значения 13.5 ppm (рисунок 4.1.17).

Уровень содержания Cs обладает схожим характером распределения с вышеописанным, но также характеризуется индивидуальными особенностями. Уровень содержания элемента возрастает более плавно из центра кристалла к точке 8 с значения 181 ppm до 1258 ppm, а к краю кристалла уменьшается всего в 1.5 раза до 729 ppm.

Характер распределения Са также совпадает с вышеописанным. Содержание элемента возрастает в центральной части кристалла (точки 1-7) с 34.5 до 81.8 ppm, при этом присутствует «провал» в точке 6 до минимального значения 28.6 ppm. В оставшейся части профиля происходит постепенное уменьшение содержания к точке 11 на значении 34.6 ppm и уровень содержания в краевой зоне кристалла опять возрастает до 66.1 ppm (рисунок 4.1.17).

Распределение Na также закономерно меняется в процессе роста кристалла. Центральная часть кристалла (точки 1-6) характеризуется выдержанным и минимальным содержанием этого элемента со средним значением 510 ppm, за исключением точки 2, в которой фиксируется

«скачок» до 829 ppm. В точке 7 происходит резкий подъем уровня содержания до 837 ppm, который с небольшим «провалом» постепенно возрастает до значения 935 ppm и к краю кристалла падает до значения 778 ppm в точке 14.

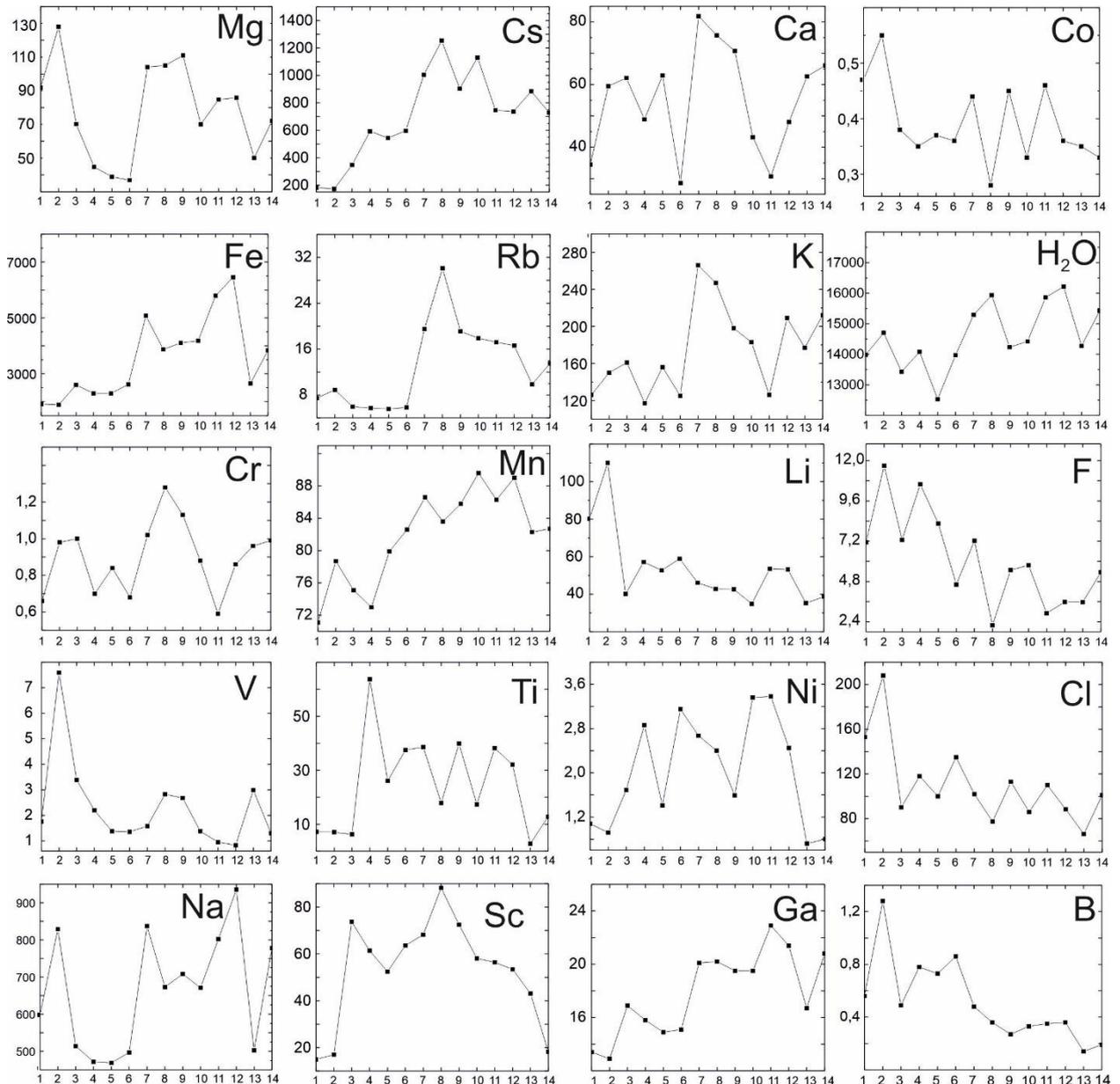


Рисунок 4.1.17 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 28

Для Li характерно максимальное содержание в центре кристалла (точка 2), которое резко снижается в точке 3 в два раза (с 110 до 40 ppm) и затем уровень лития колеблется в пределах 34.9-59 ppm до границы кристалла (точки 3-14).

Содержание K отличается в центральной и краевой части кристалла. В точках 1-6 значительного изменения уровня не наблюдается, уровень варьирует от 117 до 161 ppm, в точке 7 происходит резкий подъем значения до 266 ppm. К точке 11 содержание вновь падает до 126 ppm, но затем поднимается в краевой части до значения 212 ppm (рисунок 4.1.17).

*Переходные металлы.* Среди переходных элементов Fe характеризуется максимальным содержанием (3816 ppm) и обладает нелинейным характером распределения. Увеличение содержания от центральной точки (точка 1) к краевой происходит в два этапа. До точки 6 содержание увеличивается постепенно от 1911 к 2619 ppm, в точке 7 – резкое увеличение значения в 2 раза до 5076 ppm (рисунок 4.1.17). К точке 12 содержание постепенно увеличивалось до 6456 ppm и на краю кристалла (точка 13) фиксируется резкий спад до 2650 ppm, непосредственно на границе кристалла (точка 14) происходит небольшое увеличение содержания до 3837 ppm.

Содержание Mg также обладает нелинейным распределением. Центральная часть кристалла (точки 2-6) характеризуются резким уменьшением содержаний с 128 ppm до минимальных значений – 36.9 ppm. В точке 7 происходит резкий подъем уровня содержания до 104 ppm и к краю кристалла распределение элементов тяготеет к равномерному, постепенно уменьшаясь до 72.1 ppm.

Характер распределения Mn тяготеет к равномерному. Значение постепенно увеличивается с минимального значения в центре кристалла (точка 1 – 71.1 ppm) до максимального значения в точке 12 – 89.1 ppm и на краю кристалла (точка 13-14) уровень незначительно уменьшается до 82.7 ppm.

Уровень содержания Ti в центральной и краевых частях отличается незначительно, но увеличивается в промежуточной области. Точки 1-3 и 13-14 обладают минимальным уровнем содержания – 7.23 ppm, тогда как в точках 4-12 концентрация элемента возрастает до 63.7 ppm и затем снижается до 26.1 ppm и варьирует в пределах 30.9 ppm.

Характер распределения Sc частично совпадает с характером распределения Ti. В точках 1-2 фиксируется минимальное значение – 15.1 ppm, затем оно возрастает до 73.7 ppm и постепенно уменьшается к краю кристалла до значения 18.2 ppm (рисунок 4.1.17).

Среднее содержание Ga составляет 17.9 ppm. Характер распределения линейный – постепенное обогащение краевых частей сечения, относительно центра с 13.4 до 22.9 ppm.

Для V характерно максимальное содержание в центре кристалла – 7.59 ppm (точка 2), которое резко снижается в точке 3 в два раза до 3.39 ppm. С точки 3 и до границы кристалла уровень содержания постепенно уменьшается до минимального значения в точке 12 – 0.83 ppm.

Ni обладает иным характером распределения. В центре кристалла (точки 1-2) минимальное значение – 0.92 ppm, которое увеличивается к точке 4 в 2 раза до 2.86 ppm и остается постоянным до точки 11. В краевой часть кристалла (точки 12-14) происходит уменьшение уровня до первоначальных минимальных значений – 0.88 ppm.

Содержание Sr варьирует незначительно в пределах кристалла, неравномерно увеличиваясь с 0.60 ppm до 1.60 ppm.

Со обладает линейным распределением в пределах изучаемого профиля – постепенное уменьшение содержания от центра кристалла к его краю с 0.50 ppm до 0.33 ppm.

*Летучие компоненты.* Летучие компоненты (Cl, F, вода) имеют различный характер распределения. Содержание Cl незональное и не превышает в среднем 100 ppm, кроме резкого роста в точке 2 до 207 ppm, который сложно интерпретировать. Распределение F имеет выраженный тренд уменьшения содержания от центра кристалла к его краям с 11 ppm до 2 ppm. Тогда как содержание воды, наоборот, увеличивается к периферии кристалла от его центра с 12 до 16 мас.% (рисунок 4.1.17).

В результате анализа характера распределения редких и малых элементов в пределах рассмотренного сечения кристалла зеленого берилла установлено, что возможно условно выделить центральную часть профиля (занимающую примерно половину от его общей протяженности), на границе которой происходит «скачкообразное» изменение распределения ряда элементов. Эту центральную часть можно рассматривать как сектор роста простой формы пинакоида  $\{0001\}$ . Соответственно, краевые участки профиля, в которых также существенно меняется характер распределения ряда элементов, относятся к сектору роста простой формы призмы  $\{10\bar{1}0\}$ . Ряд элементов демонстрирует зональное распределение относительно предполагаемых границ секторов роста простых форм. В секторе роста простой формы пинакоида происходит накопление следующих элементов: Mg, Li, Cl и F. С другой стороны, возможно выделить группу элементов, которые имеют максимальные содержание в секторе роста призмы: Rb, Fe, K ± Mn, Ga, Cs, Na (для последних в списке элементов закономерность менее очевидная).

#### 4.1.5 Образец № 59

*Образец 59* – это обломок идиоморфного шестигранного кристалла берилла, отнесенного к группе аквамарина (рисунок 4.1.18). Кристалл берилла взят для исследования из учебной коллекции научно-вспомогательного фонда Горного музея, он был отобран из кварцевой жилы в миароловых пегматитах в горе Сьерра де Опусура (Sierra de Oposura) в штате Соноро в Мексике. Кристалл непрозрачный, бледно-серо-голубого цвета с хорошо сохранившимися гранями, поверхность которых матовая. Для изучения зональности кристалла 5 точек анализа были поставлены с равным шагом из центральной части кристалла до его края перпендикулярно граням призмы. В кристалле присутствует две цветовые зоны – центральная часть кристалла насыщенно голубого цвета (область составляет примерно 1 мм в диаметре, точки 1 и 2), ближе к периферии кристалла (с точки 3) происходит постепенная смена на сине-серую окраску (точки 4-5), наличие хорошо видимых газово-жидких включений установить не удалось.

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Самым максимальным содержанием обладает натрий – в среднем 3893 ppm (приложение В.5, рисунок 4.1.19). Содержание колеблется в пределах одного уровня (граница темно-синей зоны) в точках 1-3 – 3461-3481 ppm, с небольшим понижением в точке 2 до 3077 ppm. В точке 4 происходит резкое увеличение содержания до 4937 ppm и на границе кристалла в точке 5 уровень незначительно снижается до 4510 ppm.

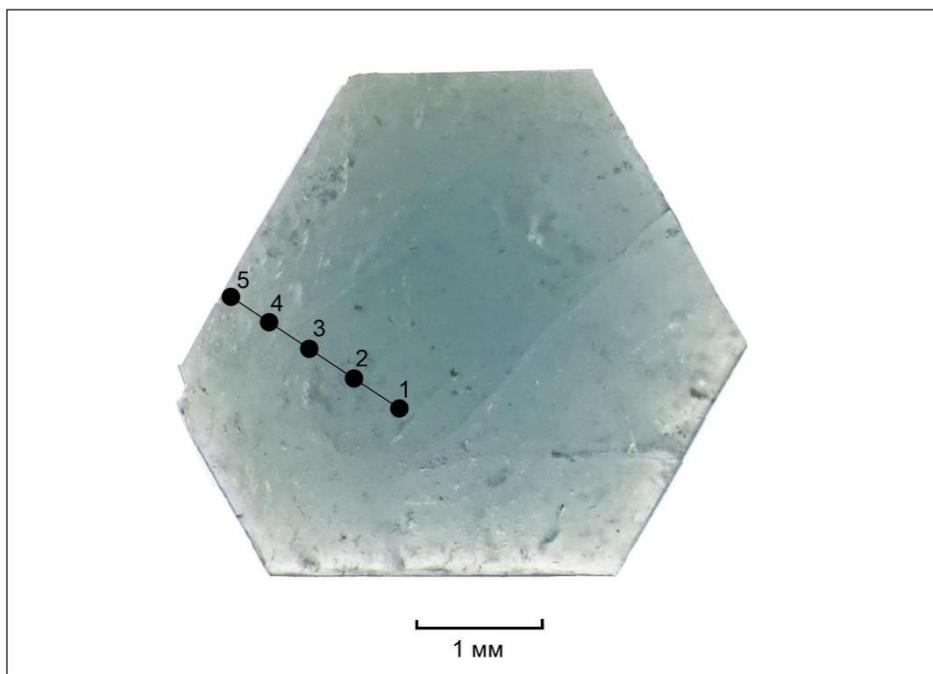


Рисунок 4.1.18 – Фотография исследованного поперечного сечения берилла №59 из кварцевой жилы в горе Сьерра де Опосура (Sierra de Oposura) в штате Соноро в Мексике в отраженном свете и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.5

Содержание К обладает схожим характером распределения, но отличается низкими значениями. В точке 1 содержание К максимальное – 350 ppm, потом оно снижается до 202 ppm в точке 2 и постепенно возрастает до 263 ppm в точке 4, в точке 5 в краевой зоне снижается до 261 ppm (рисунок 4.1.19).

Уровень содержания Li изменяется в пределах 218-260 ppm и повторяет характер распределения Na и К. В центре кристалла (точка 1) содержание Li составляет 238 ppm, затем в точке 2 фиксируется минимальное значение в 218 ppm. К границе темно-синей зоны (точка 3) уровень поднимается до максимального значения в 260 ppm, затем в точке 4 происходит резкое падение значения до 242 ppm и к краю кристалла в точке 5 уровень незначительно поднимается до 254 ppm. Характер распределения Cs совпадает с вышеописанным, за исключением «провала» в точке 2. В точке 1 содержание минимальное – 188 ppm и затем происходит постепенный рост до 411 ppm в точке 4. В точке 5 присутствует небольшой спад содержания до 372 ppm.

Содержание Ca изменяется в пределах изучаемого кристалла по закономерностям, описанным для Na и Li. От центра кристалла (точка 1) до точки 4 происходит постепенное увеличение содержания от 76.1 ppm до 129 ppm, при этом в точке 2 фиксируется «падение» до 59.9 ppm. Краевая зона кристалла (точка 5) также характеризуется некоторым снижением уровня, до 88.4 ppm.

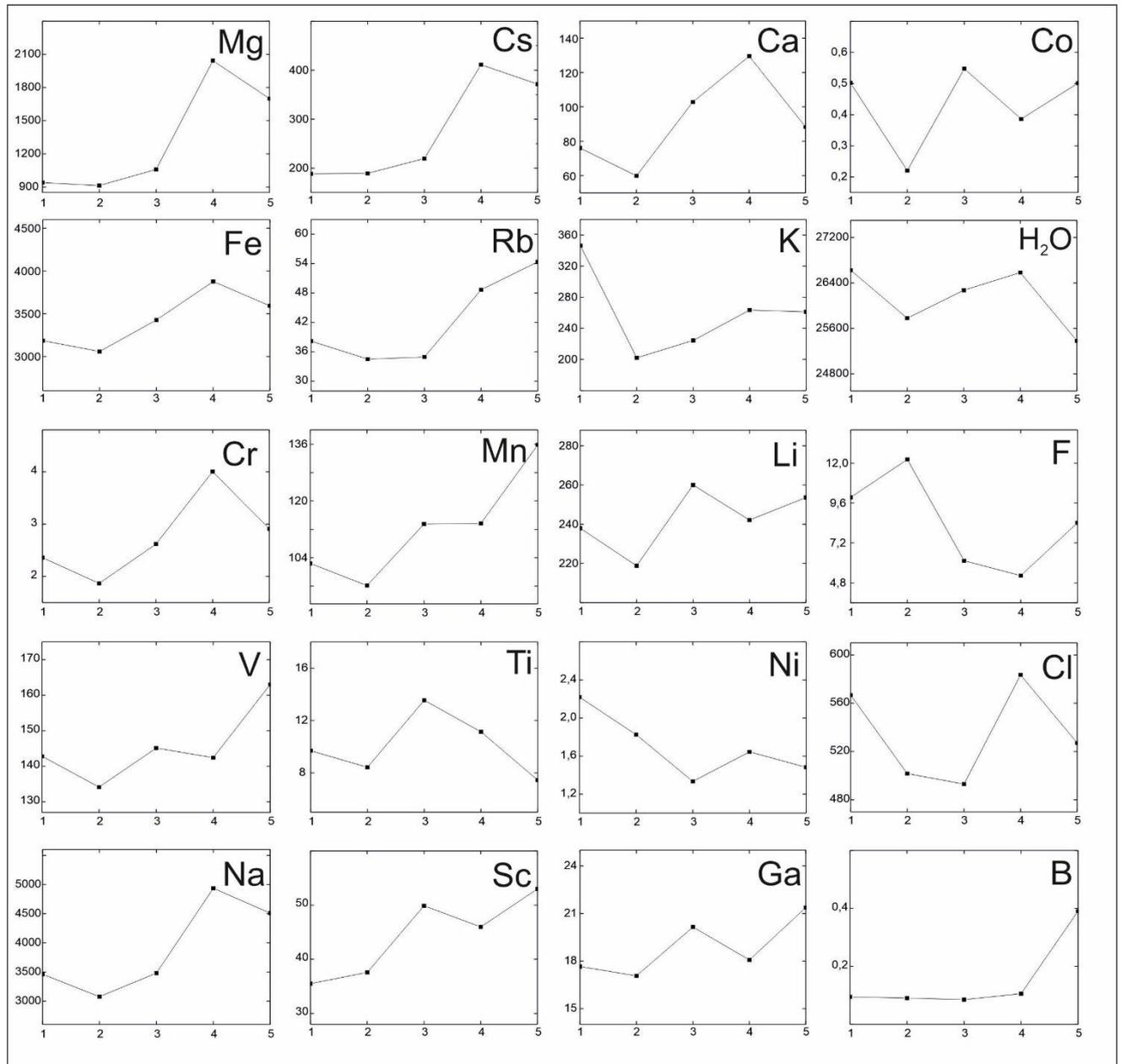


Рисунок 4.1.19 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 59

Содержание Rb варьирует в пределах профиля так же, как описанные выше LILE-элементы. В точке 1 содержание составляет 38.2 ppm, затем снижается до минимального значения в точке 2 (34.5 ppm) и затем происходит заметный рост содержания к краю кристалла до максимального значения 54.4 ppm (рисунок 4.1.19). Отдельно стоит отметить отсутствие «провала» в точке 5, который наблюдался для ряда элементов (Ca, Cs, K). В среднем уровень Rb не превышает 42.3 ppm в пределах всего профиля.

*Переходные металлы.* Характер распределения Fe совпадает с распределением Rb (приложение В.5, рисунок 4.1.19), отличаясь лишь уровнем содержания. В точке 1 содержание элемента составляет 3185 ppm, к точке 2 происходит незначительный спад до 3058 ppm, и затем заметный подъем до максимального значения 3877 ppm в точке 4. Края кристалла (точка 5) не значительно обеднены железом, по сравнению с центром кристалла – 3593 ppm.

Mg обладает схожим характером распределения с Fe – постепенный рост содержания от центра кристалла (940 ppm в точке 1) до 2043 ppm в точке 4 с незначительным «провалом» (913 ppm) в точке 2. В точке 5 фиксируется снижение уровня содержания до 1699 ppm.

Характер распределения Mn частично совпадает с характером распределения Fe и Mg. В точках 1-4 заметен незначительный рост содержания с 102 ppm до 113 ppm при небольшом падении до 96.2 ppm в точке 2. В точке 5, в отличие от Fe и Mg, наблюдается рост содержания до 136 ppm (рисунок 4.1.19).

Характер распределения Ti в центральной зоне совпадает с Mn: постепенный рост с 9.69 ppm в точке 1 до значения 13.6 ppm и наличие провала содержания в точке 2 до уровня 8.43 ppm. При этом в точке 4 фиксируется падение до 11.1 ppm. Уровень достигает минимального значения в точке 5 – 7.45 ppm.

Sc обладает другим характером распределения, в сравнении с вышеперечисленными переходными металлами. Уровень содержания Sc постепенно растет со значения 35.5 ppm в точке 1 до значения 52.9 ppm в точке 5. Отдельно стоит отметить, что рост является не совсем линейным, присутствует «всплеск» содержания в точке 3 до значения 49.8 ppm.

Содержание Ni имеет максимальное значение в центре кристалла в точке 1 – 2.22 ppm и постепенно снижается к краю кристалла до 1.48 ppm. При этом минимальное значение фиксируется в точке 3 – 1.33 ppm. Содержание Co колеблется в пределах профиля от 0.22 ppm до 0.55 ppm и не имеет выраженного тренда. Содержание Cr не превышает значение 4.00 ppm и обладает схожим характером распределения с Mn (рисунок 4.1.19). С точки 1 до точки 4 увеличение содержания в 1.5 раза с 2.36 ppm до 4.00 ppm. При этом в точке 5 содержание падает до 2.91 ppm.

Уровень содержания V сильно отличается от вышеперечисленных элементов. Содержание V в пределах профиля изменяется от 143 ppm до 163 ppm. В целом, уровень содержания постепенно увеличивается от центра в точке 1 до краевой зоны (точка 5), при этом присутствуют точки «спада», в которых уровень заметно уменьшается, точка 2 с минимальным значением 134 ppm и в точке 4 снижение до 142 ppm.

Ga обладает схожим характером распределения, но отличается более низкими уровнем содержания. От центральной части кристалла происходит закономерный рост с 17.75 ppm до 21.4 ppm, при этом сохраняется резкий спад в точках 2 и 4 до 17.1 и 18.1 ppm, соответственно.

Отдельно стоит отметить характер распределения и уровень содержания Р в исследованном кристалле. Центральная часть (точки 1 и 2) характеризуется самыми максимальными значениями 107 и 240 ppm, а к краевой части уровень значительно снижается до значения 17.8 ppm в точке 5.

*Летучие компоненты.* Распределение летучих компонентов обладает собственным характером (приложение В.5, рисунок 4.1.19). Содержание Cl изменяется в пределах от 493 ppm до 583 ppm. В пределах профиля заметно значительное снижение от 561 ppm (точка 1) к 493 ppm в точке 3. К точке 4 при этом наблюдается значительный подъем до максимального значения – 583 ppm и затем снижение значения в краевой зоне (точка 5) до 527 ppm.

Содержание F изменяется от центра к краевой части кристалла. В отличии от Cl, максимальные значения фиксируются в центре кристалла (точка 2 – 12.2 ppm и точка 1 – 9.94 ppm) и затем происходит заметно снижение до минимального значения 5.23 ppm в точке 4. В краевой зоне кристалла (точка 5) отмечается небольшой рост значения до 8.41 ppm.

Содержание воды варьирует в пределах 25382-26623 ppm и обладает закономерным характером распределения. Уровень воды постепенно снижается до минимального значения 25382 ppm на краю кристалла от максимального уровня 26623 ppm в центре.

В данном кристалле нет видимых (в т.ч. цветовых) четко выраженных границ между секторами роста пинакоида и призмы, однако можно выделить две особенности: F характеризуется наличием максимальных значений в центральной зоне кристалла (сектор роста пинакоида), а ряд других элементов (Rb, Fe, K, Li, Mn, Ga, Cs, Na, Mg), наоборот, концентрируются в краевых зонах кристалла, что соответствует сектору роста призмы.

#### 4.1.6 Образец № 409

*Образец 409* представляет собой обломок кристалла непрозрачного берилла светло-зеленого цвета (изумруда) из месторождения Уральские Изумрудные копи, предоставленный М.П. Поповым. В обломке можно выделить две зоны различной прозрачности – непрозрачная бело-зеленая зона (точки 1-5) и прозрачная светло-зеленая зона (точки 6-10), наличие хорошо видимых газовой-жидких включений установить не удалось. Для получения сведений о ростовой зональности были проанализированы 10 точек, расположенные вдоль удлинения обломка с равным расстоянием, от предполагаемого центра к краю кристалла (рисунок 4.1.20).

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* Распределение Na имеет зональный характер (приложение В.6, рисунок 4.1.21). В точке 1 фиксируется максимальное значение – 6335 ppm, которое затем к точке 5 резко снижается до значения 5080 ppm и к краю кристалла снижение продолжается и достигает отметки 4745 ppm.

Содержание К обладает схожим с Na характером распределения. В начале профиля фиксируется максимальное значение – 555 ppm, которое постепенно снижается до значения 281 ppm к границе кристалла.

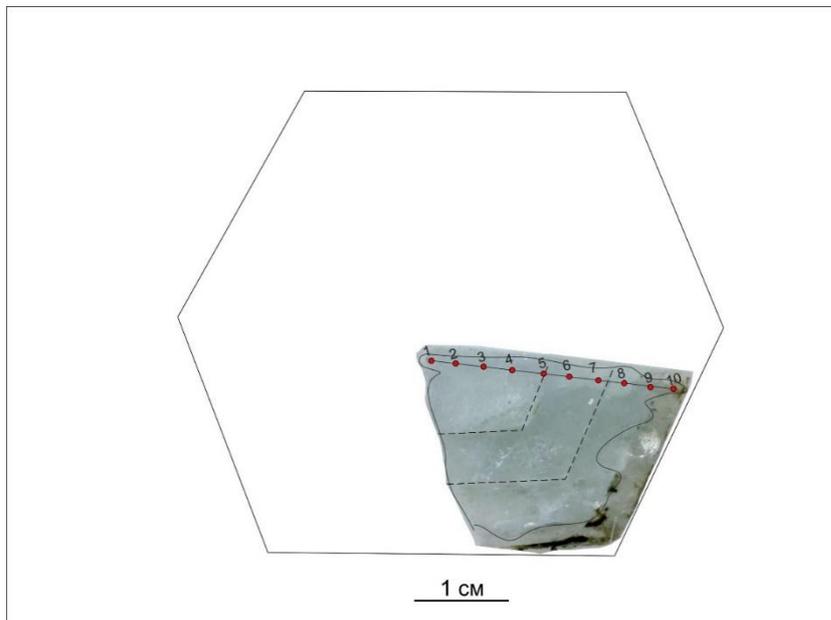


Рисунок 4.1.20 – Фотография исследованного поперечного сечения берилла № 409 из месторождения Изумрудные копи в отраженном свете и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.6

Содержание Са также подходит под вышеописанный характер распределения. От точки 2 со значением 526 ppm уровень концентрации постепенно падает до минимального значения 326 ppm в точке 9 (рисунок 4.1.21). При этом уменьшение происходит неравномерно, поскольку присутствует «провал» в точке 4 (до 368 ppm) и «всплеск» в точке 10 (до 454 ppm).

Распределение Cs имеет обратный по тенденциям характер. В начале профиля, в точке 1, установлено минимальное значение для данного элемента – 264 ppm, которое постепенно возрастает до 309 ppm в точке 7 и потом резко увеличивается до 864 ppm в точке 10.

Характер распределения Rb аналогичен распределения Cs. К точке 7 уровень содержания постепенно увеличивается от 19.8 до 27.3 ppm, а затем резко возрастает до 33.1 ppm в точке 10.

Характер распределения Li повторяет выделенную ранее зональность. Из центра кристалла (точка 1) со значением 1169 ppm, уровень содержания элемента постепенно уменьшается до отметки 940 ppm в точке 10. При этом, в пределах профиля присутствует «провал» до значения 886 ppm в точке 5.

*Переходные металлы.* Содержание Mg зонально изменяется в пределах профиля (приложение В.6, рисунок 4.1.21). В центре кристалла (точки 1-3) уровень содержания выдержан и составляет в среднем 1461 ppm, в точке 4 происходит резкое снижение уровня до

отметки 931 ppm и до точки 7 концентрация меняется незначительно в пределах 850-1095 ppm. В точке 8 уровень возрастает до первоначальных значений и продолжает увеличиваться до отметки 1860 ppm.

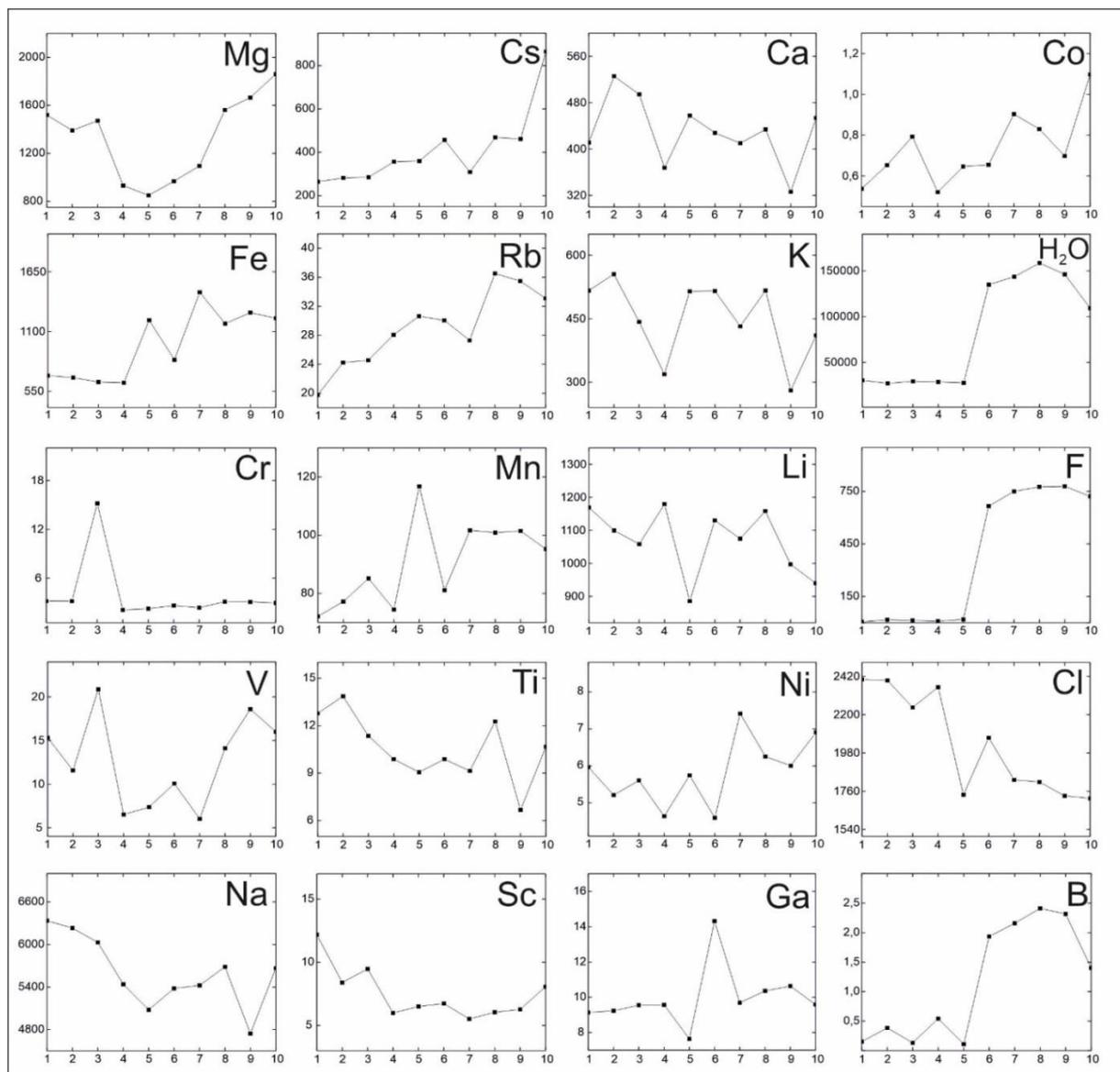


Рисунок 4.1.21 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 409

Fe также обладает зональным характером распределения. В начале профиля (точки 1-4) содержание изменяется в узких пределах (от 629 до 694 ppm), в точке 5 происходит резкое увеличение уровня до 1204 ppm, с последующим постепенным ростом до 1222 ppm.

Mn не обладает зональным распределением в пределах изучаемого профиля и изменяется в пределах 72.1-102 ppm, с незначительным «всплеском» в точке 5 до отметки 117 ppm.

Уровень содержания Sc резко снижается с отметки 12.2 ppm в центре кристалла (точка 1) до отметки 5.99 ppm в точке 4, при дальнейшем сохранении уровня в пределах 6-8 ppm до

конца профиля в точке 10. Схожим характером распределения обладает и Ti, уменьшение уровня содержания от центра к границе кристалла с 13.8 до 6.68 ppm.

Среди транзитных элементов только V обладает зональным распределением. К центру профиля (точка 4) уровень содержания падает от 15.3 до 6.52 ppm. В точках 4-7 уровень значительно не меняется и сохраняется среднее значение 7.49 ppm, но к точке 10 уровень вновь возрастает до отметки 16.0 ppm.

Содержание Ni равномерно распределено в пределах кристалла и варьирует от 4.60 до 7.41 ppm. Содержание Co также постоянное в пределах кристалла, но уровень концентрации значительно ниже – 0.54-1.10 ppm. Среднее содержание Cr для рассматриваемого профиля составляет 2.75 ppm.

Данный элемент равномерно распределен в пределах кристалла, за исключением точки 3, в которой достигается максимальное значение 15.2 ppm. Уровень содержания P варьирует в пределах 186-853 ppm и не обладает четко выраженной зональностью. Ga, как и многие вышеописанные транзитные элементы, не обладает сложным характером распределения. Его содержание незначительно изменяется от 7.64 до 10.6 ppm, с резким «всплеском» уровня до 14.3 ppm.

*Летучие компоненты.* Среди летучих элементов присутствует несколько типов распределения (приложение В.6, рисунок 4.1.21). Зональность для воды, совпадает с зональностью для F – в пределах точек 1-5 содержание этих компонентов минимальное и неизменное, в точке 6 происходит резкое увеличение уровня в несколько раз, который сохраняется до конца профиля. Для воды увеличение происходит с 27619 до 158396 ppm, для фтора – с 19.4 до 666 ppm.

Характер распределения Cl отличается. В точках 1-4 фиксируется максимальное значение элемента – 2349 ppm, которое далее резко уменьшается до отметки 1740 ppm и до конца профиля меняется незначительно.

В результате наблюдаемой цветовой зональности в берилле и анализа распределения редких и малых элементов в пределах сечения, подтверждается граница, на которой происходит «скачкообразное» изменение распределения ряда элементов. Центральную часть сечения можно рассматривать как сектор роста простой формы пинакоида  $\{0001\}$ . Соответственно, краевые участки профиля, в которых также существенно меняется характер распределения ряда элементов, относятся к сектору роста простой формы призмы  $\{10\bar{1}0\}$ . В секторе роста пинакоида происходит накопление следующих элементов: Cl, Mg, V,  $\pm$  Li, Na, Ca, Sc. С другой стороны, возможно выделить группу элементов, которые имеют максимальные содержание в секторе роста призмы: Fe, Rb, F и воды.

#### 4.1.7 Образец № 303

Отобранный для изучения кристалл зеленого берилла (изумруда из пегматитов, ассоциирующих со слюдяными сланцами) из т.н. Фараоновых копей Египта, район Wadi Nugrus, Юго-Восточная Пустыня был предоставлен египетскими коллегами (Gawad et al., 2022). Берилл хорошо огранен и характеризуется зональным распределением включений слюды (рисунок 4.1.22). В центральной области (точки 6-19) количество слюды максимальное, поэтому цвет кристалла становится коричнево-зеленым, а краевая зона кристалла (точки 1-5 и 20-25) содержит значительно меньшее количество включений, что приводит к изменению окраски до классического травянисто-зеленого цвета. Из обсуждения были убраны точки анализов 9, 13, 14, поскольку в них явно присутствовало включение другой фазы (предположительно слюды). Для двух контрастных зон, уверенно выделяемых даже визуально в перпендикулярном удлинению сечении, характерно зональное распределение ряда редких элементов (Gawad et al., 2022).

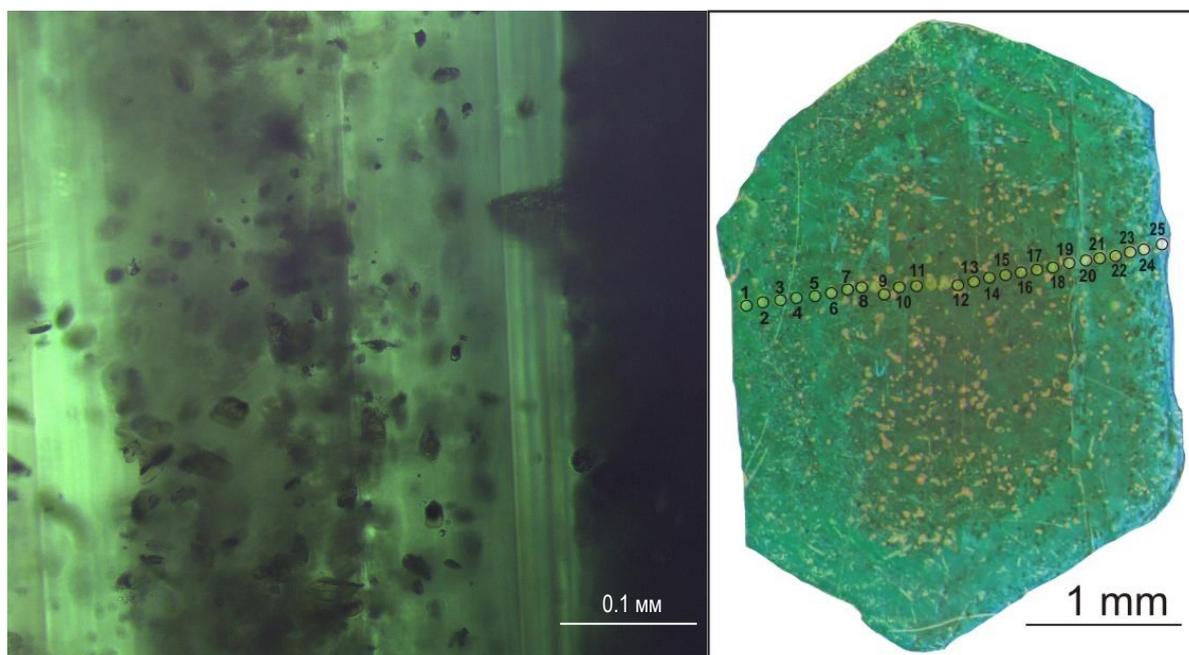


Рисунок 4.1.22 – Фотография исследованного поперечного сечения берилла №303 из района Wadi Nugrus, Юго-Восточная Пустыня, Египет в отраженном свете и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.7

*Крупноионные литофильные элементы (LILE).* В центральной части среднее содержание Cs составляет 93 ppm, в краевых зонах максимальное содержание возрастает до 281 и 228 ppm, и затем снижается до значения 194 и 144 ppm (приложение В.7, рисунок 4.1.23).

Распределение Na не имеет четко выраженного характера, но сохраняет тенденции, описанные для Cs. Краевая зона (точки 1-5 и 20-28), относительно центральной части (точки 6-19), заметно обогащена Na. Центральная часть кристалла характеризуется равномерным распределением и средним значением 14631 ppm (рисунок 4.1.23). Краевая зона

характеризуется постепенным ростом содержания и средним значением 16568 и 15107 ppm, соответственно.

Аналогичным характером распределения обладает Rb, отличаясь лишь уровнем значения. Минимальное содержание в центральной области – 17.2 ppm, а в краевой зоне происходит незначительный рост до 23.9 и 18.2 ppm, соответственно.

Содержание Ca неравномерное в пределах профиля. В центральной части (точки 6-19) уровень элемента меняется в узких пределах и имеет максимальное среднее значение 480 ppm. В точках 1-5 и 20-25 уровень элемента незначительно падает и в крайних точках достигает минимальных значений 327 и 218 ppm.

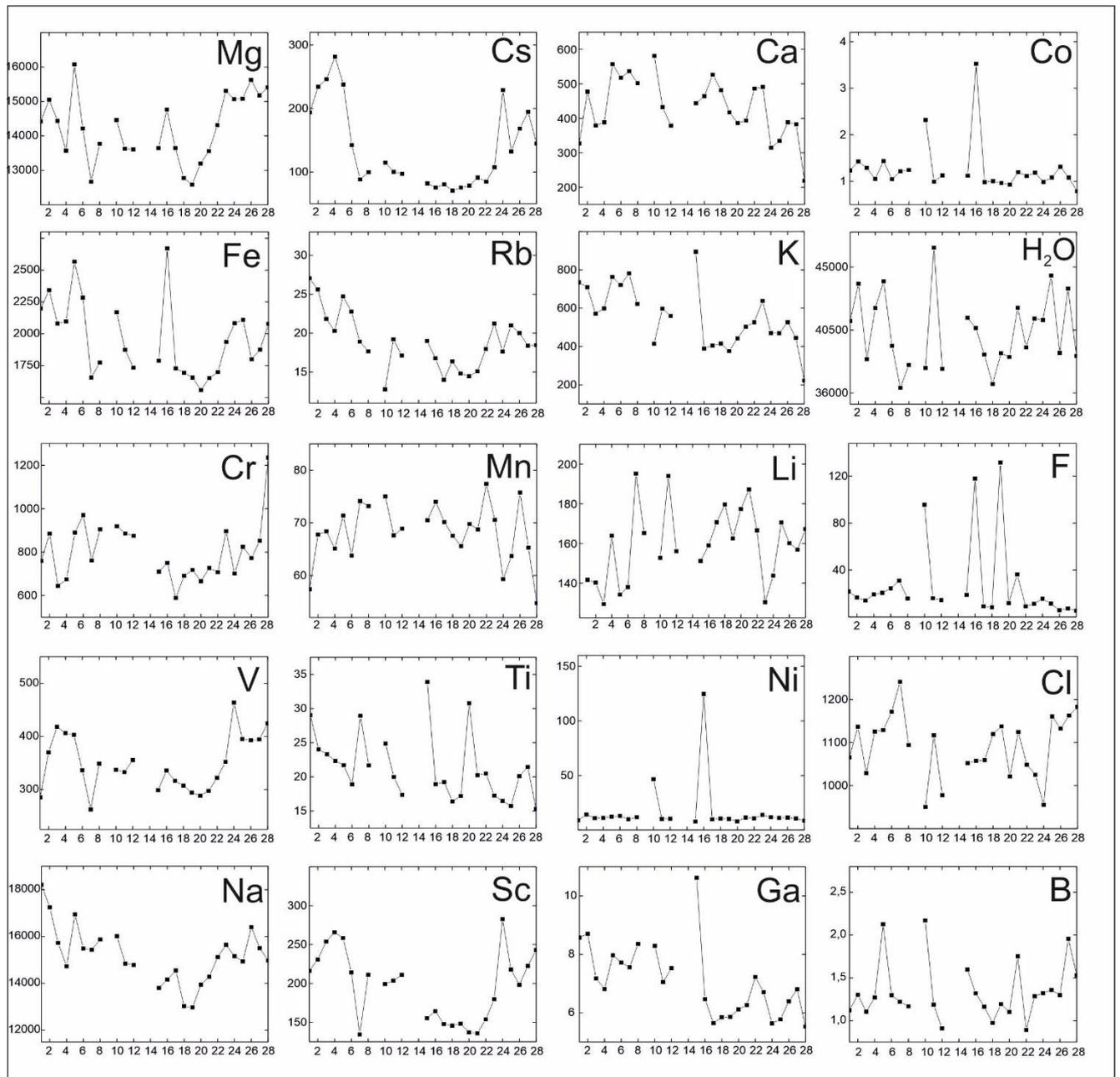


Рисунок 4.1.23 – Зональность по редким элементам ppm в образце берилла № 303

Распределение К обладает ассиметричным распределением. От центра профиля (точка 12) к одному краю (точка 1) уровень содержания элемента возрастает от 559 до 763 ppm, а к другому (точка 28) уровень заметно падает до значения 222 ppm.

Li характеризуется зональным распределением. Центральная зона обогащена этим элементом, относительно краевой. Среднее значение содержания Li составляет для точек 6-19 – 166 ppm, для точек 1-5 – 142 ppm, для точек 20-28 – 162 ppm.

*Переходные металлы.* Mg обладает зональным характером распределения (рисунок 4.1.23), заметно увеличиваясь от центральной части кристалла к краевой. Среднее содержание Mg в центральной зоне составляет 13618 ppm и резко возрастает в точках 5 и 23 до значения 16077 и 15307 ppm, которое затем варьирует в незначительных пределах.

Характер распределения Fe коррелируется с выделенной зональностью для Mg. В центральной зоне уровень элемента минимальный и в среднем составляет 1836 ppm, затем в точках 5 и 25 содержание Fe достигает максимального значения – 2567 и 2109 ppm, соответственно, и к краям кристалла незначительно уменьшается до 2198 и 2077 ppm.

Распределение Mn не совпадает с распределением вышеупомянутых элементов-примесей (рисунок 4.1.23), поскольку не имеет четко выраженной зональности. При этом прослеживается тенденция снижения уровня от центра к краю. В центральной части кристалла (точки 6-19) максимальное значение – 75 ppm, а в краевых зонах, к границе кристалла происходит незначительный спад уровня до значений 57 и 54 ppm в точках 1 и 28.

Распределение Ti тяготеет к равномерному и не показывает выявленных ранее четких зональностей. Уровень элемента изменяется от 15.3 до 33.8 ppm (Gawad et al., 2022).

Cr, как главный элемент-хромофор, не обладает четко выделяемым характером распределения, поскольку кристалл обладает равномерной окраской. В пределах профиля концентрация изменяется от 587 до 970 ppm. В точке 28 достигается максимальное значение – 1235 ppm.

Распределение V, как второго элемента-хромофора, наоборот обладает закономерным характером. В точках 6-19 преобладают минимальные значения (среднее значение 320 ppm), а к краевой зоне (точки 3 и 24) происходит постепенное увеличение до 417 и 463 ppm.

Схожей зональностью обладает и Sc. В центральной зоне фиксируется равномерное распределение минимальных значений – 176 ppm и к краевым частям уровень возрастает до максимальных значений 282 и 267 ppm в точках 24 и 4, соответственно. Стоит также отметить, что к границе кристалла происходит снижение уровня до первоначальных значений (в точках 1 и 26 содержание составляет 216 и 198 ppm).

Распределение Ni и Co равномерное в пределах кристалла и не превышает 10.7 и 1.12 ppm, за исключением точек 10 и 16, в которых «всплеск» значений, скорее всего, связан с включениями.

Распределение P сходно с Ca, характеризуется заметным обогащением центральной части кристалла (в среднем 364 ppm), в сравнении с краевыми частями (245 и 185 ppm, соответственно) (Gawad et al., 2022).

*Летучие компоненты.* Распределение летучих компонентов (вода, Cl и F) не демонстрирует четких закономерностей (рисунок 4.1.23). Содержание воды колеблется от 36375 ppm до 46382 ppm. Содержание F обладает схожим характером распределения и изменяется в пределах 5.32-36.4 ppm. Уровень содержания Cl меняется в пределах профиля от 950 до 1241 ppm.

Для изученного кристалла изумруда можно выделить два особых характера распределения элементов. В одном случае, ряд элементов (Ca, Li и Mn) характеризуется максимальными значениями в центральной части кристалла, соответствующей сектору роста пинакоида, и минимальными в краевой зоне, соответствующей сектору роста призмы. В другом случае, справедлива обратная зависимость, когда ряд элементов накапливается только в краевой зоне (сектор роста призмы), как например: Mg, Fe, Rb, Na, Cs, Sc и V. В ряду данных элементов лишь Cs, Rb, Sc, Fe и Mg имеют четко проявленную зональность в распределении, остальные элементы, скорее, демонстрируют лишь тенденции (Gawad et al., 2022).

#### 4.1.8 Выводы к разделу 4.1

Проведенный выше анализ характера распределения редких и малых элементов в секторах роста установленных простых форм (призмы  $\{10\bar{1}0\}$  и пинакоида  $\{0001\}$ ) позволил выделить ряд элементов, которые устойчиво демонстрируют тенденцию к преимущественному накоплению в пирамиде роста той или иной простой формы (рисунок 4.1.24). Ряд элементов (например, Ni, Ti, Co) демонстрирует незначительное изменение уровня содержаний в пределах сечения и характеризуется равномерным распределением. Поведение других элементов (Mn, K, F, B и H<sub>2</sub>O) не закономерно.

Профили Fe, Sc, Cs, Na в центральной или краевой частях отличаются «скачкообразным» изменением уровня содержаний. При этом, центральную часть можно рассматривать как сектор роста простой формы пинакоида  $\{0001\}$ , а краевую часть – как сектор роста призмы  $\{1010\}$ . Как правило, выделенная на основании геохимических характеристик граница между секторами

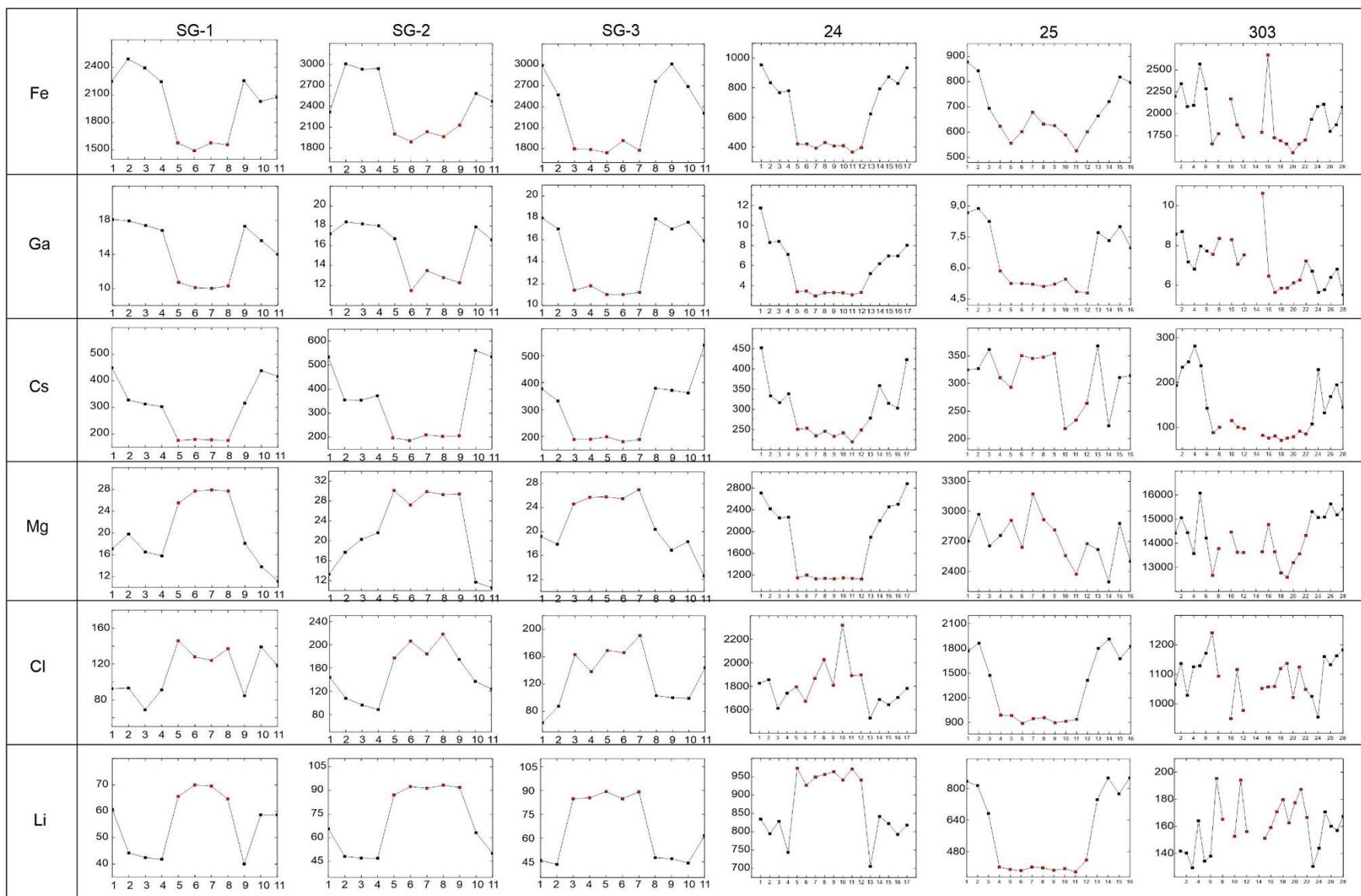


Рисунок 4.1.24 – Ряд элементов, которые демонстрируют устойчивую тенденцию к преимущественному накоплению в одной из пирамид роста простых форм берилла (призмы  $\{10\bar{1}0\}$  или пинакоида  $\{0001\}$ )

коррелируется либо с изменением оптических характеристик кристалла (интенсивность окраски, прозрачность и др.), либо с наличием и/или количеством включений (газово-жидких и других минеральных фаз). Часть элементов – Na, Mg, Sc, Rb, и Ca – для которых зафиксировано резкое увеличение уровня содержания, характеризуется накоплением выделенных элементов как в секторе роста призмы  $\{10\bar{1}0\}$ , так и в секторе роста пинакоида  $\{0001\}$ . Для Fe, Ga, Cs, Li и Cl характерно стабильное поведение в разных частях профиля. Установлено, что в секторе роста призмы  $\{10\bar{1}0\}$  в изученных сечениях происходит накопление Fe, Ga и Cs (черные точки на рисунке 4.1.24), а в секторе роста пинакоида  $\{0001\}$  стабильно увеличивается содержание Li и Cl (красные точки на рисунке 4.1.24).

Увеличение содержания Ga в секторе роста призмы, предположительно связано с изовалентным замещением  $Al^{3+}$  в октаэдрической позиции на ионы  $Ga^{3+}$  по простой схеме  ${}^VI Al^{3+} \leftrightarrow {}^VI M^{3+}$  (Henry, 2022). Одновременное накопление Fe и Cs в этом секторе частично может быть обусловлено замещением  $Al^{3+}$  на  $Fe^{2+}$  в октаэдрической позиции, с последующей компенсацией баланса зарядов за счет заполнения  $Cs^+$  вакантных позиций в каналах структуры берилла по схеме  ${}^VI Al^{3+} + C^{\square} \leftrightarrow {}^VI M^{2+} + {}^C Cs^+$ . Накопление Li в секторе роста пинакоида, возможно, вызвано вхождением  $Li^+$  в тетраэдрическую позицию на место  $Be^{2+}$  (Auricchio et al., 1988), либо с вхождением  $Li^+$  в структурные каналы на вакантные позиции (Staatz et al., 1965; Andersson, 2006). Форма и место нахождения Cl в структуре берилла – дискуссионный вопрос, предположительно, накопление Cl в секторе роста пинакоида связано с вхождением хлора в структурные каналы берилла в виде молекул HCl (Mascovtsev, Solntsev, 2002).

Возможной причиной избирательного обогащения секторов роста призмы и пинакоида перечисленными элементами является различный механизм роста граней  $\{10\bar{1}0\}$  и  $\{0001\}$  – послыйный, с участием винтовых дислокаций и других механизмов (Sunagawa, Urano, 1999).

**Таким образом, главным фактором геохимической неоднородности кристаллов зеленого берилла и аквамарина выступает их секториальность. Пирамиды роста граней пинакоида  $\{0001\}$  обогащены преимущественно Li и Cl, пирамиды роста граней призмы  $\{10\bar{1}0\}$  – Fe, Ga и Cs.**

## 4.2 Особенности геохимии разновидностей берилла

### *Характеристика состава берилла (по всем разновидностям)*

Первоначально группа берилла классифицировалась по различной цветовой окраске, а затем по химическому составу, поскольку именно этот признак в наибольшей степени отличает разновидности берилла друг от друга и определяет многие другие его свойства (Фекличев, 1964). При этом учитывались главнейшие примеси в берилле – щелочи (их сумма и соотношение, например, классификации А.И. Гинзбурга и А.А. Беуса). Однако, как

справедливо отмечено в монографии В.Г. Фекличева (1964), «классификации берилла по химическому составу с учетом только щелочей страдают некоторой односторонностью, поскольку не учитываются другие важные примеси, такие как Fe, Mg, Ca, Cr, Sc.» Следует добавить, что набор элементов-примесей, который было возможно определять в берилле во второй половине прошлого века, был весьма ограничен в силу несовершенства аналитической техники того периода. Наше исследование, основанное на данных высокочувствительного метода SIMS, существенно расширяет набор определяемых в берилле элементов-примесей, включая летучие компоненты.

Как отмечает В.Г. Фекличев (1964), «подразделение берилла, основанное даже с учетом всех его химических особенностей, все же не будет исчерпывающим и точным, если не учитывать генетических особенностей берилла и некоторых его физических свойств. Ведь в разных типах месторождений встречается берилл одинакового состава и с одинаковыми физическими свойствами и, наоборот, в одном месторождении встречается берилл разного состава и с разными физическими свойствами. Это требует подразделения берилла по всей совокупности его свойств.» В.Г. Фекличев предлагает определять генезис берилла и его принадлежность к определенному типу месторождений по совокупности свойств: химических и физических. К последним, безусловно, относится и окраска берилла.

По мере накопления данных о составе берилла из различных типов пород, месторождений и проявлений были выделены типоморфные особенности состава берилла, представленные в ряде обобщающих работ (например, Косалс, Рылов, 1977; Куприянова, 1989). Однако, на наш взгляд, определенным недостатком этих обобщений является то, что они не достаточно учитывают окраску берилла, которая является «наиболее простым и ярким физическим признаком» для отличия разновидностей берилла. Цвет берилла меняется в зависимости от генезиса и химического состава», поэтому может выступать в качестве типоморфного признака (Фекличев, 1964). В известных обобщениях, например, в справочнике «Типоморфизм минералов» (Куприянова, 1989) сравнивается содержание редких элементов в берилле из «обычных гранитных» и редкометалльных пегматитов, грейзенов и других типов пород без учета их окраски. Очевидно, что для корректного определения типоморфных особенностей редкоэлементного состава берилла из различных генетических типов месторождений (наиболее важными из которых выступают редкометалльные пегматиты, миароловые пегматиты и грейзены) требуется сопоставление геохимических особенностей одной цветовой разновидности берилла из разных минералого-петрографических формаций.

Для выявления геохимических особенностей было проанализировано 108 образцов берилла (большой частью представленных цельными кристаллами или их фрагментами), которые были разделены по основным цветовым разновидностям. Ниже для каждой группы

берилла выделяются основные закономерности и особенности состава для трех основных групп редких и малых элементов (крупноионные литофильные элементы, переходные металлы и летучие компоненты).

В таблице 4.2.1 приведены основные статистические характеристики для рассматриваемых разновидностей берилла. Поскольку распределение всех редких элементов, за исключением воды, не подчиняется нормальному закону распределения, то в качестве оценки среднего использовано медианное значение (Med). Также приводятся минимальное (Min) и максимальное (Max) значение для содержания каждого элемента. Мерой оценки разброса значений, наименее зависящей от выбросов, был межквартильный размах (IQR), представляющий собой разницу между 75-м и 25-м перцентилями (Sammon, McDonough, 2021).

Переходные металлы, а также малый для берилла элемент Mg и рассеянный элемент Ga (геохимический «двойник» Al) в берилле замещают Al в октаэдрической позиции Y (Куприянова, 1989; Andersson, 2006; Staatz, et al, 1965). По содержанию Cr резко выделяется зеленый берилл. Для него среднее (здесь и далее для всех элементов имеется в виду медианное значение) значение составляет 254 ppm. В других разновидностях берилла среднее содержание Cr крайне незначительное и составляет около 1-3 ppm. При этом наибольшее значение 2.8 ppm установлено для красного берилла, минимальное 0.7 ppm – для желтого берилла (Скублов и др., 2022).

Зеленый берилл также отличаются максимальным содержанием V – 88 ppm. Среди других разновидностей повышенным содержанием V выделяется белый берилл – 7.0 ppm. В остальных группах среднее содержание V колеблется от 0.6 ppm (красный и желтый берилл) до 1.8 ppm в бесцветных бериллах.

Содержание Ni максимальное в красном берилле, где составляет в среднем 46 ppm. Среди остальных групп по содержанию Ni выделяется зеленый берилл (в среднем 6.1 ppm), в остальных содержание Ni варьирует в среднем от 0.5 ppm (желтый берилл) до 3.2 ppm (белый берилл).

Содержание Co в берилле всех разновидностей на одинаково низком уровне, не более 1 ppm.

Среднее содержание Sc заметно выше в красном, зеленом и желтом берилле (26-43 ppm). В остальных группах оно достаточно выдержанное и составляет 3.6-6.3 ppm.

Красный берилл резко отличается повышенным содержанием Mn – в среднем 2861 ppm. Для остальных разновидностей установлено достаточно выдержанное среднее содержание этого элемента – от 77 до 93 ppm.

Таблица 4.2.1 – Состав разновидностей берилла по редким и малым элементам

Компо- нент	Зеленый берилл (n = 210)				Красный берилл (n = 7)				Воробьевит (n = 42)				Желтый берилл (n = 28)			
	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR
Li	285	11.1	1626	754	264	207	364	99.0	4828	2184	10154	2030	71.4	32.0	186	67.5
B	0.31	0.01	4.24	0.95	6.44	4.73	15.7	2.81	0.73	0.08	12.0	0.52	0.27	0.08	0.35	0.19
Na	5065	436	24940	9915	791	178	2908	770	12643	366	19176	4816	517	353	854	305
Mg	1809	29.4	16213	9922	734	404	944	113	30.5	6.25	166	33.3	11.6	2.32	18.1	6.45
K	332	43.6	6336	342	1231	854	3371	633	330	133	747	148	78.6	40.5	247	76.3
Ca	197	9.03	1052	303	194	66.3	391	98.5	97.8	29.4	1764	63.7	43.9	2.96	60.3	18.2
Sc	34.8	0.63	346	116	43.3	34.8	53.8	5.86	5.32	0.75	43.6	6.72	26.2	1.77	43.2	30.5
Ti	12.4	1.91	180	12.7	2144	1109	3062	584	8.97	3.60	47.1	9.11	3.74	2.23	93.8	15.1
V	87.6	0.23	13763	336	0.61	0.40	1.73	0.23	2.14	0.63	12.6	1.14	0.60	0.18	1.98	0.66
Cr	254	0.59	4387	896	2.78	1.61	3.87	0.63	1.23	0.62	50.0	0.81	0.71	0.13	1.02	0.23
Mn	77.4	38.1	230	15.5	2861	1949	3366	678	87.1	70.6	175	15.5	74.7	36.2	88.3	4.01
Fe	1486	27.8	7261	1241	11569	7755	12096	1101	209	27.9	1749	724	1690	1270	4667	514
Co	0.67	0.06	3.53	0.62	0.42	0.31	0.66	0.21	0.29	0.06	2.56	1.06	0.16	0.06	0.46	0.06
Ni	6.08	0.38	46.6	7.14	45.8	12.2	78.3	29.6	4.55	0.94	370	20.1	0.47	0.14	5.08	0.52
Ga	7.93	1.83	47.6	5.04	40.5	28.2	52.8	7.45	10.5	3.29	31.1	6.10	16.9	5.36	33.4	14.6
Rb	21.5	0.84	189	18.7	433	249	514	129	154	34.4	1043	260	6.53	1.97	87.5	23.0
Cs	288	3.42	1807	292	2613	1440	3682	834	18990	1147	45332	18819	296	106	1011	466
Cl	1080	13.7	4350	1609	862	462	3820	614	9926	5381	14437	4198	157	69.8	454	156
F	9.78	0.09	132	9.85	4.93	2.32	60.3	23.8	1.5	3.65	342	9.10	10.7	7.30	18.5	3.76
H <sub>2</sub> O	29575	8407	47072	18355	109	59.1	783	94	34165	20881	53246	9783	12537	10621	15149	2253

Примечание. Median - среднее медианное, Min - минимальное, Max - максимальное значение. IQR - межквартильный диапазон. Содержание приведено в ppm.

Продолжение таблицы 4.2.1

Компо- нент	Аквамарин (n = 130)				Белый берилл (n = 48)				Бесцветный берилл (n = 29)			
	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR
Li	108	29.9	2994	305	672	48.2	2056	742	77	9.42	991	125
B	0.59	0.08	45.1	0.56	0.24	0.09	17.9	0.33	0.45	0.03	4.27	0.45
Na	1836	378	18827	4660	4009	520	7150	3660	1418	598	5215	960
Mg	77.9	10.6	13706	1179	289	22.9	2645	1061	806	0.92	3406	1020
K	135	46.2	1609	123	338	59.3	1507	243	75.7	29.4	759	282
Ca	67.0	9.07	409	56.1	293	17.6	1008	311	49.8	5.34	164	53.8
Sc	9.69	1.21	169	30.8	4.77	0.68	270	5.29	2.98	0.92	280	33.6
Ti	4.37	1.37	593	5.89	10.7	4.32	43.3	4.52	7.84	1.66	292	16.1
V	1.06	0.26	197	7.96	6.97	0.35	45.3	14.3	1.82	0.16	56.0	17.6
Cr	1.07	0.35	25	1.87	1.69	0.49	79.1	1.74	1.48	0.48	3.92	0.83
Mn	78.8	58.4	1165	32.6	86.8	74.2	123	13.6	80.6	65.9	271	29.0
Fe	2606	446	25544	2018	859	271	3521	1055	1303	65.5	5945	1564
Co	0.40	0.02	2.91	0.17	0.42	0.12	6.06	0.36	0.25	0.09	0.71	0.10
Ni	2.18	0.36	31.0	4.94	3.19	0.65	12.2	3.23	1.48	0.45	11.7	0.83
Ga	13.4	0.95	47.3	8.53	9.19	4.43	20.1	5.98	14.7	3.87	50.0	13.4
Rb	6.73	0.97	149	18.1	24.6	2.55	81.7	24.2	8.54	0.42	148	34.6
Cs	196	33.2	4179	274	442	47.1	2840	362	303	0.70	3707	549
Cl	266	50.1	6606	1127	1541	102	4631	1448	248	5.83	970	369
F	14.3	0.59	165	29.2	23.4	5.67	616	26.3	6.53	0.21	25.2	6.78
H <sub>2</sub> O	18199	8266	53118	13568	24796	14474	34137	6203	13623	2571	32555	7050

Содержание Mg максимальное в зеленом берилле (в среднем 1809 ppm) и минимальное для воробьевита (31 ppm) и гелиодора (12 ppm). В остальных группах среднее содержание Mg промежуточное – 360-833 ppm.

Красный берилл выделяется повышенным содержанием Fe (в среднем 11569 ppm). Среди других разновидностей Fe содержится больше в аквамарине (2606 ppm). Минимальное количество зафиксировано в воробьевите (209 ppm). В остальных группах среднее содержание Fe лежит в диапазоне 1045-1690 ppm.

Среднее содержание Ti достигает аномально высокого значения 2144 ppm в красном берилле. Для других разновидностей оно варьирует в пределах 3.7-12 ppm.

Красный бериллы также отличается повышенным содержанием Ga – в среднем 41 ppm. В других разновидностях среднее содержание Ga изменяется в пределах 7.1-17 ppm (Скублов и др., 2022).

Крупноионные литофильные элементы (LILE) входят в кристаллическую структуру берилла в каналы между кольцами из кремнекислородных тетраэдров (Giuliani, et al, 2019). Совместно с этой группой рассмотрим поведение малых элементов Na, K и Ca, а также Li, замещающего Be.

Максимальное среднее содержание Cs (18990 ppm) установлено для воробьевита. В красном берилле содержание Cs ниже – 2613 ppm. В остальных группах берилла среднее содержание Cs варьирует от 442 (белый берилл) до 196 ppm (аквамарины).

Повышенным содержанием Rb отличается красный берилл (в среднем 433 ppm). В воробьевите Rb меньше (в среднем 154 ppm). В остальных группах содержание Rb значительно ниже – от 29 до 6.5 ppm. Минимальным содержанием Rb отличаются желтый берилл и аквамарины.

Содержание Na довольно высокое в воробьевите, белом и зеленом берилле (в среднем до 12643 ppm). Минимальное содержание Na характерно для красного (в среднем 791 ppm) и желтого берилла (517 ppm).

По содержанию K резко отличаются красный берилл (в среднем 1231 ppm). В остальных группах K заметно меньше – от 330 ppm (воробьевит) до 79 ppm (желтый берилл).

Распределение Ca по разновидностям берилла относительно равномерное. В белом, зеленом и красном берилле Ca больше (293-194 ppm) по сравнению с остальными группами (90-44 ppm).

Максимальное содержание Li установлено в воробьевите – 4828 ppm, далее следует белый берилл – 672 ppm. Минимальное среднее содержание отмечено для желтого берилла – 71 ppm. В остальных группах среднее содержание Li находится в интервале 285-188 ppm.

Среднее содержание В равномерно низкое (не более 1 ppm) для всех разновидностей берилла, за исключением красного (6.4 ppm).

Помимо LILE, в структурные каналы берилла могут входить молекулы воды и/или  $\text{OH}^-$  группы, а также галогены (Cl и F).

Максимальное среднее содержание воды зафиксировано для воробьевита (34165 ppm), несколько меньше установлено для зеленого берилла (29575 ppm). В ряду белый – бесцветный – аквамарин – желтый берилл среднее содержание воды изменяется от 24796 до 12537 ppm. Аномально низкое содержание воды отмечено для красного берилла – всего лишь на уровне 109 ppm.

Воробьевит также выделяется повышенным содержанием Cl (в среднем 9926 ppm). Минимальное содержание зафиксировано для желтого берилла (157 ppm). В остальных группах среднее содержание Cl попадает в интервал 1541-493 ppm. Содержание F варьирует в сравнительно узких пределах – от 23 (белый берилл) до 4.9 ppm (красный берилл) (Скублов и др., 2022).

### *Характеристика состава берилла (по отдельным разновидностям)*

#### **4.2.1 Зеленый берилл (изумруд)**

С целью установления особенностей состава зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений, и из различных регионов Мира была рассмотрена выборка, состоящая из 210 индивидуальных анализов (37 образцах). Выборка была условно разделена на 6 групп, прежде всего с учетом последней классификации проявлений и месторождений изумруда (Giuliani et al., 2019), а также с учетом генетических типов месторождений берилла, представленных в справочнике «Типоморфизм минералов»: 1. Изумруд из месторождений Уральских изумрудных копей представлен 90 анализами (образцы 12, 23, 24, 25, 26, 27, 37, 409, 410, 411 – рисунок 4.2.1, 4.2.2), соответствующий типу гидротермально-плутоногенных образований, связанных с изумрудоносными слюдитами. Результаты были частично опубликованы в (Гаврильчик и др., 2021). 2. Изумруд из пегматитов различных регионов России и Мира (кроме Египта) представлен 49 анализами (образцы, 88 – слюдоносные пегматиты; 11, 16, 17, 41, 42, 67, 85, 200 – редкометалльные пегматиты; 13, 15, 66 – редкометалльный-редкоземельный пегматит; 9, 8, 28, 43, 54- хрусталеносные пегматиты; – рисунок 4.2.3, 4.2.4). 3. Изумруд из т.н. Фараоновых копей Египта, район Wadi Nugrus, Юго-Восточная Пустыня был представлен 32 анализами (образцы 63, 64, 303 – рисунок 4.2.5). Результаты были частично опубликованы в (Gawad et al., 2022). Эти анализы были выделены в отдельную от пегматитов группу, потому что ряд исследователей (Khaleal et al., 2022 и ссылки там) подчеркивает пространственную и, возможно, генетическую, связь этих месторождений с метаморфическими породами (слюдяными сланцами). 4. Изумруд из Sn-W и Mo-Be грейзенов

Казахстана был проанализирован в 26 точках (образцы 10, 71, 72, 80, 84 – рисунок 4.2.6). 5. Изумруд из месторождения Вугуд, район Eidsvoll, юго-восток Норвегии (образец 65) был проанализирован в 9 точках (рисунок 4.2.7). Для данного объекта установлена генетическая связь с вмещающими осадочными породами (Rondeau et al., 2008), что послужило основанием для отнесения его к Типу 1В по современной классификации проявлений и месторождений изумруда (Giuliani et al., 2019) и к гидротермально-плутоногенным образованиям, связанных с жилами в осадочных породах.

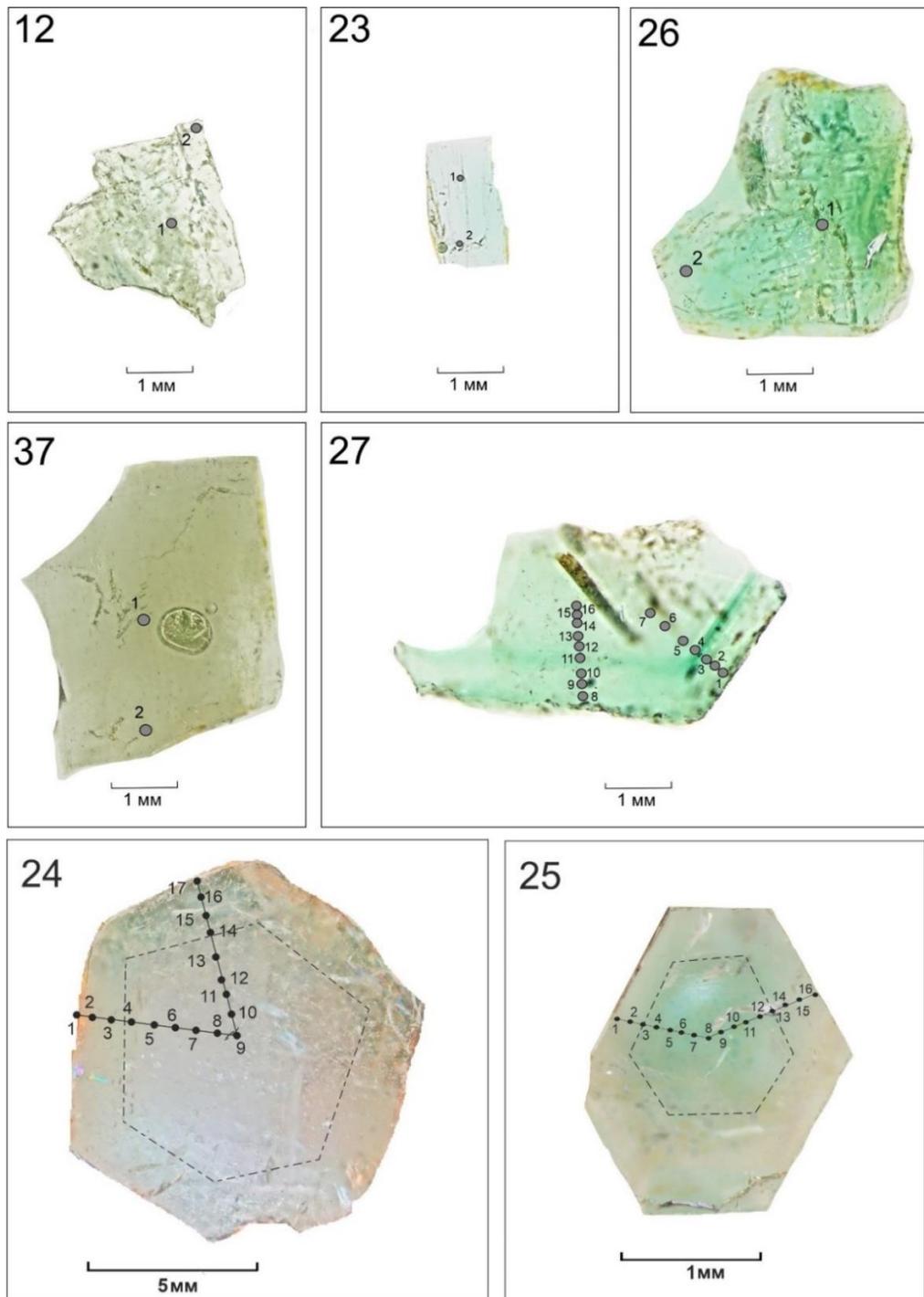


Рисунок 4.2.1 – Фотографии в отраженном свете (с нижней подсветкой) исследованных образцов зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение

точек анализа (диаметр вне масштаба). Номер образцов берилла указан в левом верхнем углу для каждого зерна. Номера точек анализа соответствуют приложению В.8

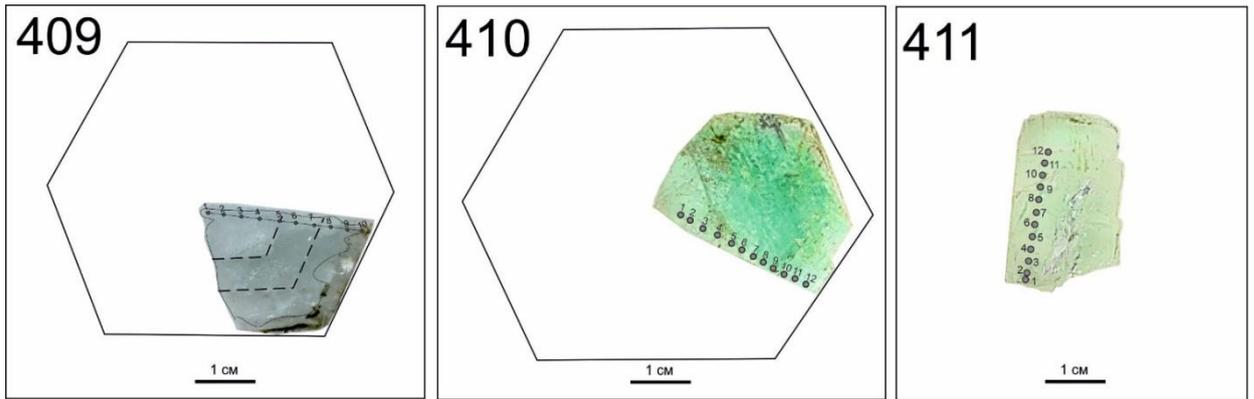


Рисунок 4.2.2 – Фотографии в отраженном свете (с нижней подсветкой) исследованных образцов зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба)

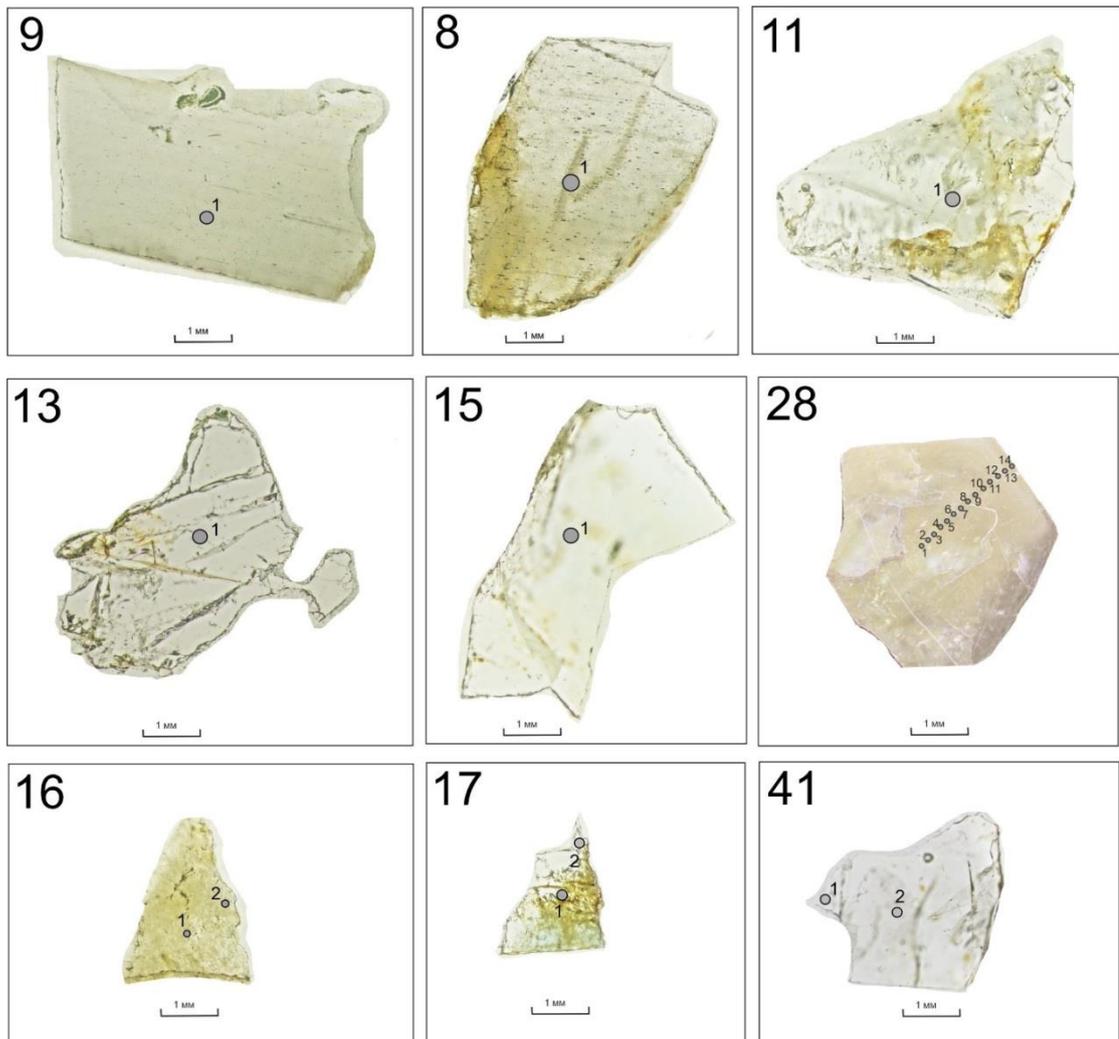


Рисунок 4.2.3 – Фотографии исследованных образцов берилла зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.8

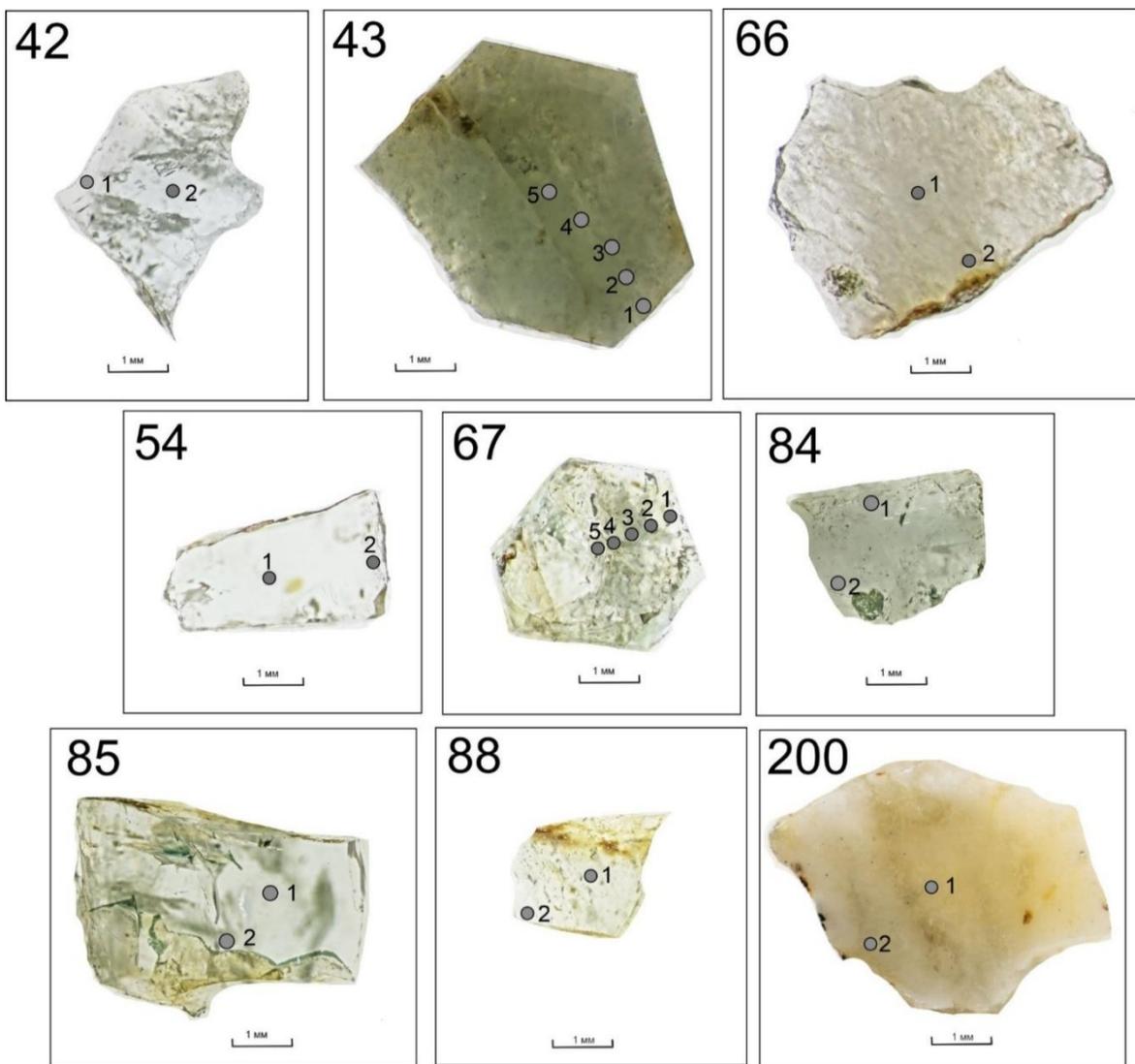


Рисунок 4.2.4 – Фотографии исследованных образцов берилла зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.8

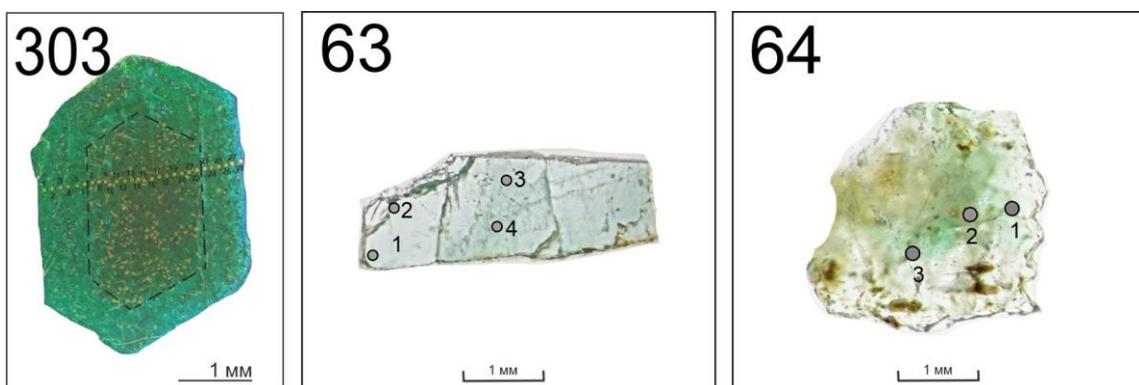


Рисунок 4.2.5 – Фотографии исследованных образцов берилла зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.8

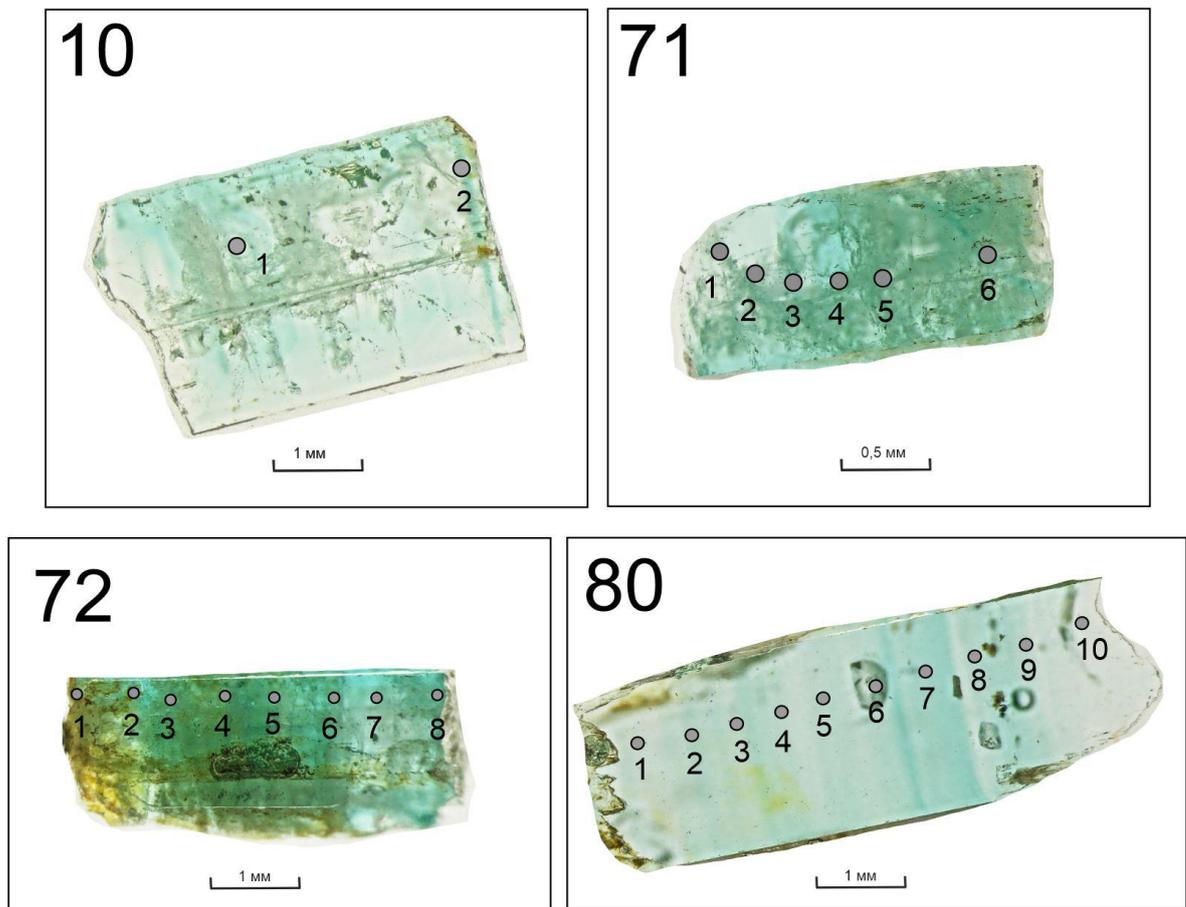


Рисунок 4.2.6 – Фотографии исследованных образцов берилла зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.8

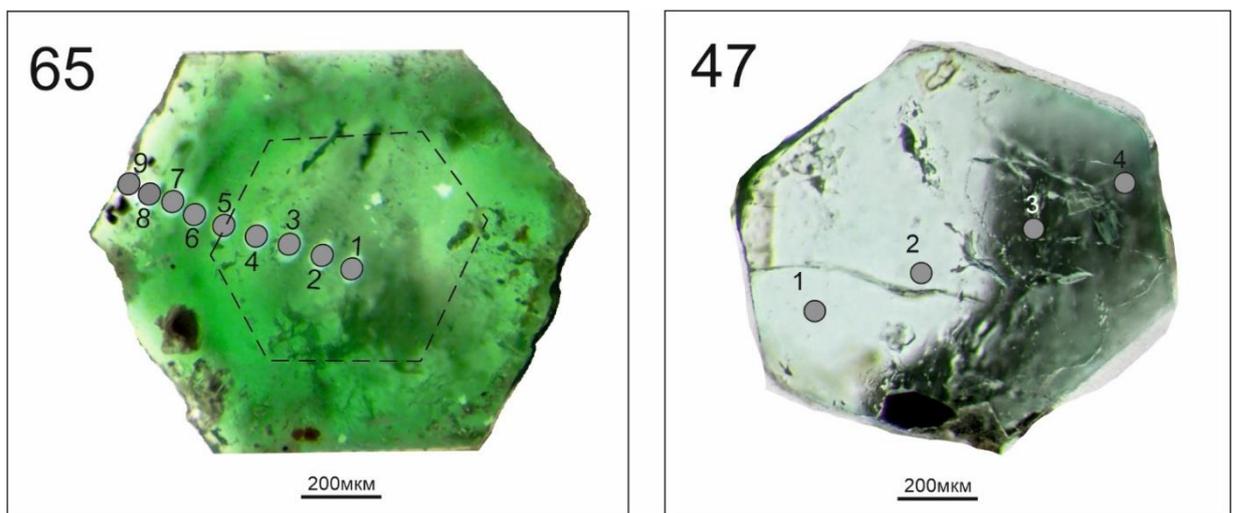


Рисунок 4.2.7 – Фотографии исследованных образцов берилла зеленого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.8

6. Изумруд из Колумбии, месторождение Музо (образец 47 – рисунок 4.2.7) был проанализирован в 4 точках. Колумбийские месторождения изумрудов являются классическими. Их генезис связан с гидротермально-метасоматическим воздействием флюидов на вмещающие осадочные (карбонатные) породы. По современной классификации их относят к Типу ПВ (Giuliani et al., 2019), а по классификации И.И. Куприяновой к гидротермально-плутоногенным образованиям, связанных с жилами в черных сланцах/ осадочных породах.

По сравнению с другими разновидностями (таблица 4.2.1), зеленый берилл выделяется максимальным содержанием переходных металлов-хромофоров (Cr и V). Для него также фиксируется максимальное содержание Mg и повышенное – Ni и Sc (по сравнению с другими разновидностями). Скорее всего, данная особенность состава вызвана тем, что протолитом для значительной части рассматриваемого зеленого берилла, как правило, выступают слюдиты, богатые вышеперечисленными элементами. Ранее было установлено, что содержание примесей щелочных металлов и Mg выше в зеленом берилле из месторождений в сланцах по сравнению с образцами из месторождений колумбийского типа (Porov et al., 2021). Среди литофильных элементов повышенное содержание установлено только для Na, а также для воды. Содержание остальных литофильных и летучих элементов находится на среднем уровне, а содержание Cs – на минимальном относительно других разновидностей берилла (Скублов и др., 2022).

Ниже проведено сравнение между собой имеющихся данных (приложение В.8) по редкоэлементному составу изумруда, с учетом их разделения на группы (см. выше). В качестве оценки среднего используется медианное значение, чтобы минимизировать влияние потенциальных выбросов с высокими содержаниями. Для рассмотрения были выбраны пары элементов, либо типоморфных для изумрудов, либо занимающих различные позиции в структуре берилла.

По соотношению Cr и V – двух главных элементов-хромофоров для изумруда (рисунок 4.2.9), общая выборка анализов распадается на несколько групп. Минимальным содержанием Cr и V характеризуется изумруд из редкоземельных и миароловых пегматитов, без явной зависимости от географической привязки. Среднее содержание Cr для этой группы составляет 1.4 ppm, V – 4.0 ppm. При этом оба элемента-хромофора положительно коррелируются между собой ( $r = 0.85$ ). Для подавляющей части фигуративных точек содержание Cr не превышает 3 ppm, V – лежит в диапазоне 1-10 ppm. Cr/V отношение составляет в среднем 0.50. Изумруды, отнесенные к группе редкометальных пегматитов, характеризуются различным уровнем содержания элементов-хромофоров (Cr от 0.7 ppm до 933 ppm; V от 1.7 до 203 ppm).

Изумруд из слюдитов Уральских Изумрудных копей отличается от изумруда из пегматитов существенно повышенным содержанием Cr и V, а также широким диапазоном

содержания этих элементов (рисунок 4.2.9). Среднее содержание Cr для этой группы составляет 83.5 ppm, V – 50.9 ppm. Подавляющая часть фигуративных точек образует вытянутую полосу, расположенную в интервале содержания по Cr – от 10 до 4000 ppm, по V – от 10 до 700 ppm. Cr и V для данной группы также положительно коррелируются между собой ( $r = 0.90$ ). Cr/V отношение составляет в среднем 2.08.

Изумруд из грейзенов отличается повышенным содержанием Cr и V (в среднем 1424 и 239 ppm, соответственно). Фигуративные точки лежат в пределах верхней части общего тренда для изумрудов из слюдитов Урала. Cr/V отношение составляет 9.1.

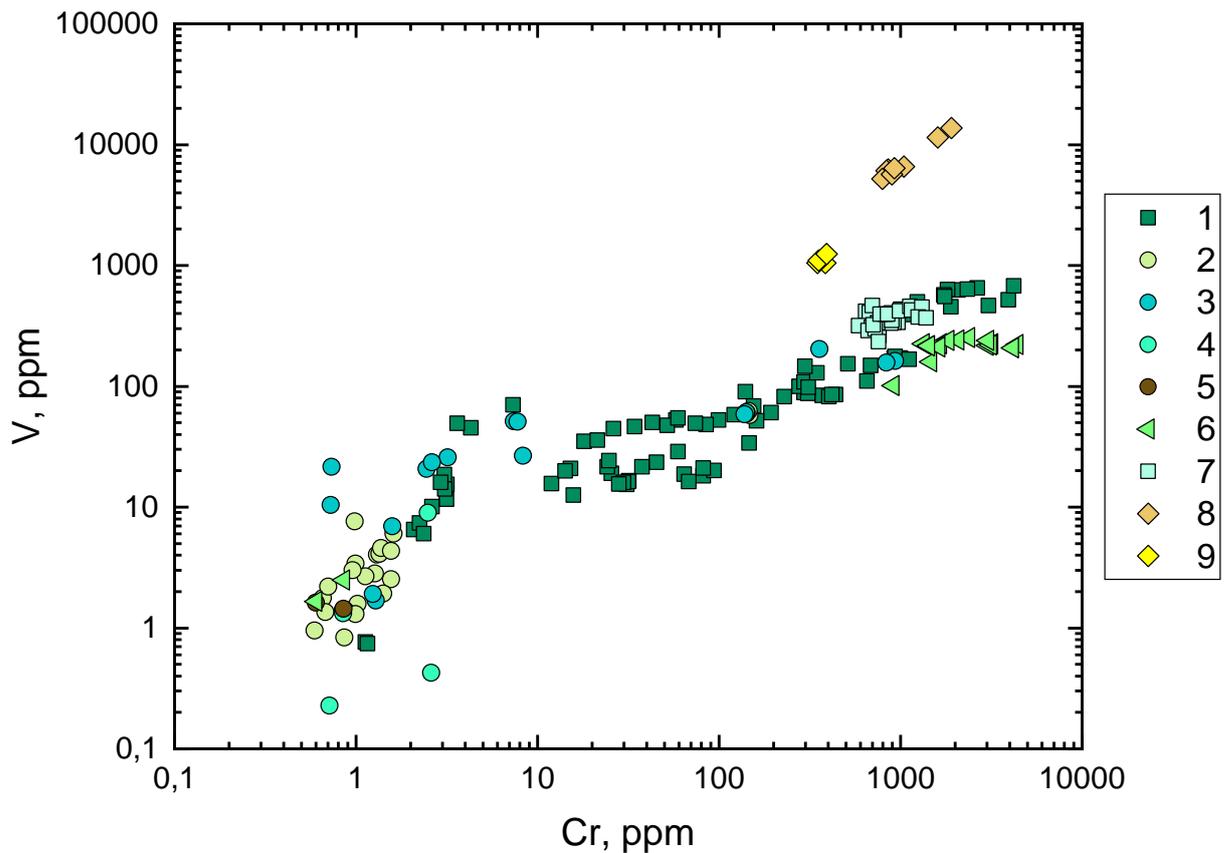


Рисунок 4.2.8 – Соотношение Cr и V для изумруда. Здесь и на рисунках 4.2.9-4.2.15 показан состав изумруда из: 1) слюдитов месторождений Уральских изумрудных копей; 2) миароловых пегматитов различных регионов России и Мира; 3) редкометалльных пегматитов из различных регионов России и Мира; 4) редкоземельных пегматитов из различных регионов России; 5) слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйской провинции; 6) грейзенов Казахстана; 7) т.н. Фараоновых копей Египта, район Wadi Nugrus, Юго-Восточная Пустыня; 8) месторождения Вуруд, район Eidsvoll, юго-восток Норвегии; 9) Колумбии

Проанализированный изумруд из пегматитов Египта отличается сравнительно узким диапазоном содержания Cr (от 580 до 1390 ppm при среднем значении 838 ppm) и V (от 230 до 460 ppm при среднем значении 354 ppm). Соответственно, фигуративные точки расположены

достаточно компактно (рисунок 4.2.8).  $Cr/V$  отношение составляет в среднем 2.44, установлена положительная корреляция  $Cr$  и  $V$  ( $r = 0.48$ ). Фигуративные точки анализов расположены в пределах верхней части общего тренда для изумрудов из слюдитов Урала.

Изумруд месторождения Вугуд (Eidsvoll, юго-восток Норвегии) резко выделяется среди остальных групп повышенным содержанием  $V$  (от 5200 до 13800 ppm при среднем значении 6216 ppm). Фигуративные точки составов обособлены от общего тренда составов проанализированных изумрудов. Содержание  $Cr$  в нем также достаточно высокое (от 800 до 1900 ppm при среднем значении 898 ppm).  $Cr/V$  отношение составляет в среднем 0.14, положительная зависимость в содержании этих элементов близка к идеальной ( $r = 0.99$ ).

Изумруд из классического месторождения Колумбии по соотношению  $Cr$  и  $V$  близок к изумруду из пегматитов Египта. В нем среднее содержание  $Cr$  составляет 1073 ppm,  $V$  – 370 ppm.  $Cr/V$  отношение составляет в среднем 3.05, для этих элементов установлена положительная корреляция ( $r = 0.58$ ).

По соотношению  $Sc$  и  $Na$  (рисунок 4.2.9) рассматриваемые группы изумруда также различаются между собой. Повышенным содержанием этих элементов отличается изумруд из пегматитов Египта ( $Sc$  в среднем 201 ppm,  $Na$  – в среднем 15220 ppm), образующий компактное

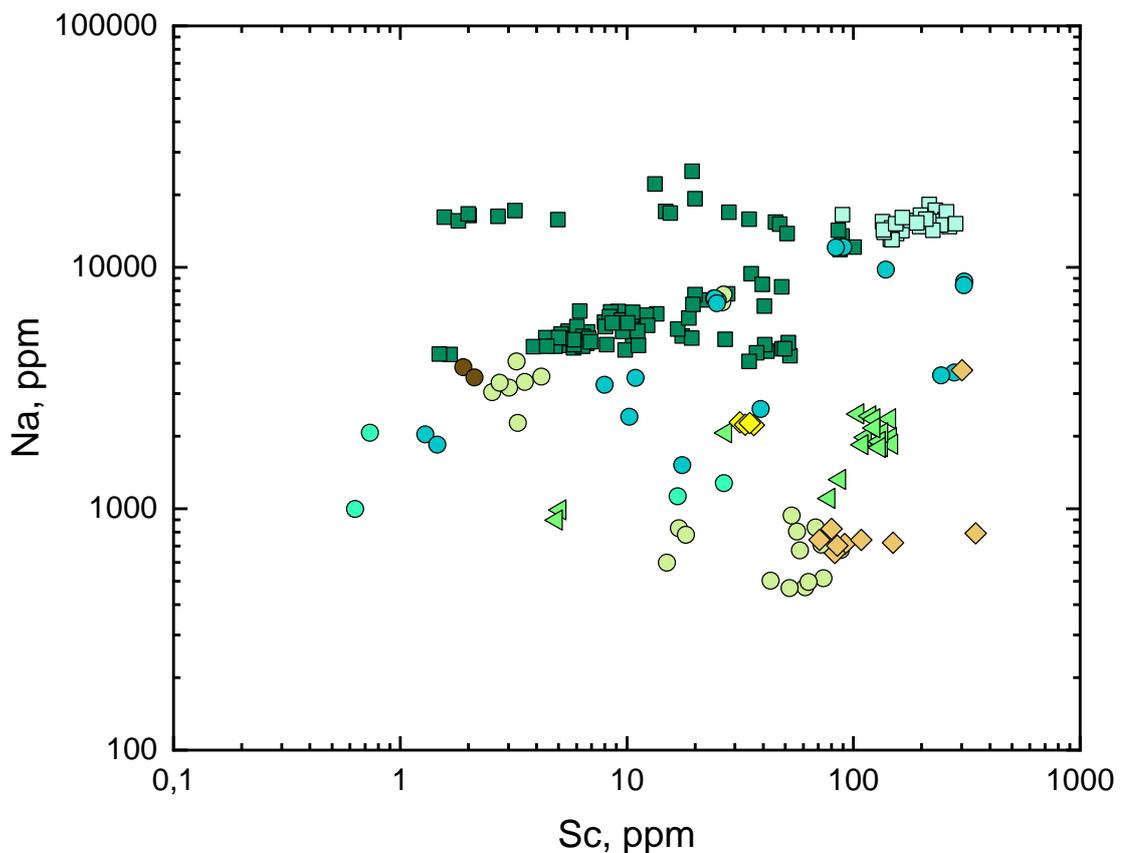


Рисунок 4.2.9 – Соотношение  $Sc$  и  $Na$  для изумруда

поле на графике. Изумруд из грейзенов и из месторождения Вугуд также отличается повышенным содержанием  $Sc$  (в среднем 127 и 91.6 ppm, соответственно), но при меньшем

содержании Na (в среднем 1797 и 743 ppm, соответственно). При этом изумруд из грейзенов отличается вариациями в содержании Sc и Na, в то время как, изумруд из месторождения Вугид достаточно выдержан в отношении содержания Na (Sc в нем также варьирует). Изумруд из слюдитов Урала характеризуется относительно умеренным содержанием Sc (от 1 до 100 ppm при среднем значении 9.99 ppm), но достаточно высоким содержанием Na (от 4000 до 25000 ppm при среднем значении 5715 ppm). Изумруд из пегматитов имеет схожее со слюдитами содержание Sc (в среднем 24.5 ppm), но существенно меньшее содержание Na (в среднем 2397 ppm). Фигуративные точки составов изумруда как из слюдитов, так и из общей группы пегматитов, образуют довольно значительные, но не пересекающиеся, поля на диаграмме (рисунок 4.2.9). При этом внутри группы пегматитов фигуративные точки, отвечающие изумрудам из миароловых пегматитов, пересекаются с полями точек изумрудов из редкометалльных и редкоземельных пегматитов. Изумруд из Колумбии попадает примерно в центр диаграммы со средними значениями 34.0 ppm для Sc и 2247 ppm для Na.

На диаграмме *соотношения Cs и Mg* (рисунок 4.2.10) поля составов изумруда из слюдитов и общей группы пегматитов в значительной степени пересекаются. При этом изумруд из слюдитов в целом характеризуется бóльшим содержанием Mg (в интервале 1000-13000 ppm).

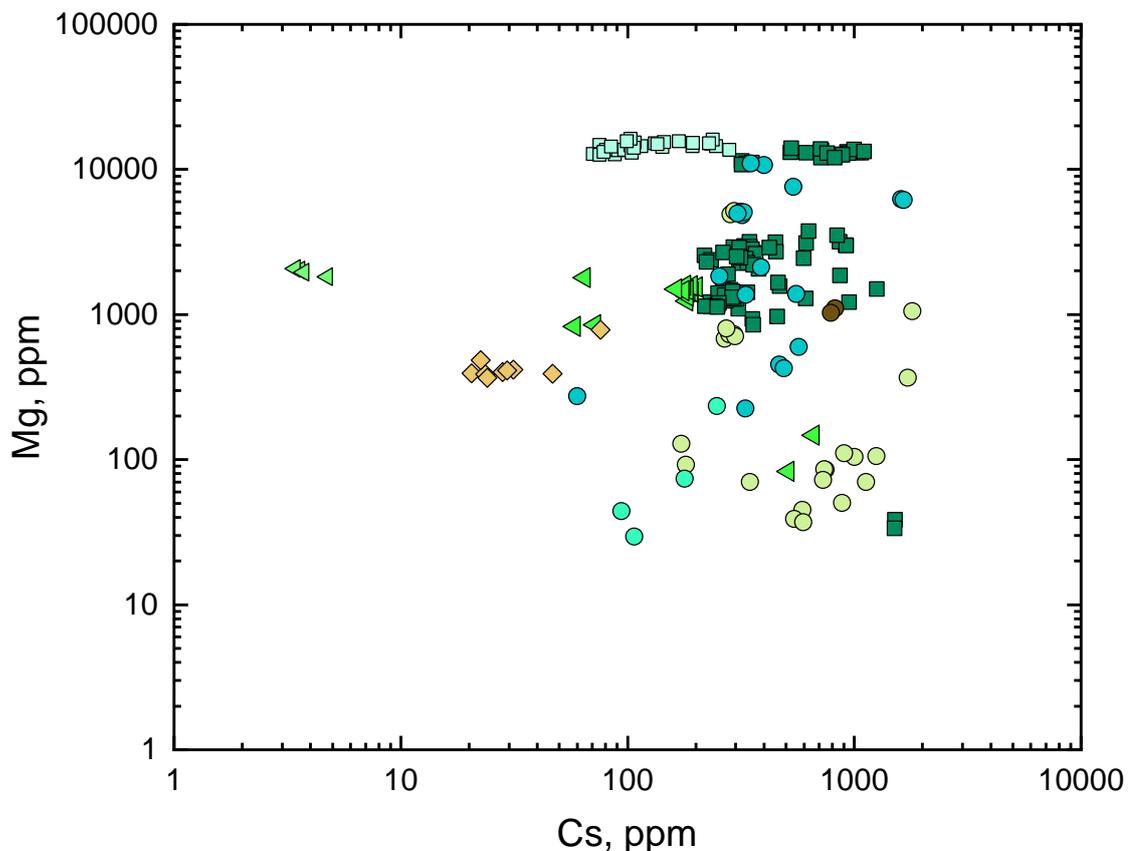


Рисунок 4.2.10 – Соотношение Cs и Mg для изумруда

Изумруд из пегматитов по содержанию Mg в основном находится в интервале 50-2000 ppm. По содержанию Cs эти две группы в основном попадают в интервал 100-1500 ppm. Изумруд из

грейзенов характеризуется средним содержанием Mg (в интервале 170-1800 ppm) и пониженным Cs – диапазон 70-270 ppm. Изумруд из пегматитов Египта имеет такое же, как для грейзенов, содержание Cs, но существенно большее содержание Mg – около 1400 ppm. Изумруд из месторождения Вурд и Колумбии выделяются низким содержанием Cs – 28.1 и 3.65 ppm, соответственно. При этом у изумруда из Колумбии более высокое содержание Mg (в среднем 1985 ppm).

По соотношению Rb и Fe резко выделяется колумбийский изумруд (рисунок 4.2.11). Для него установлено минимальное соотношение этих элементов – около 1 ppm для Rb и в среднем

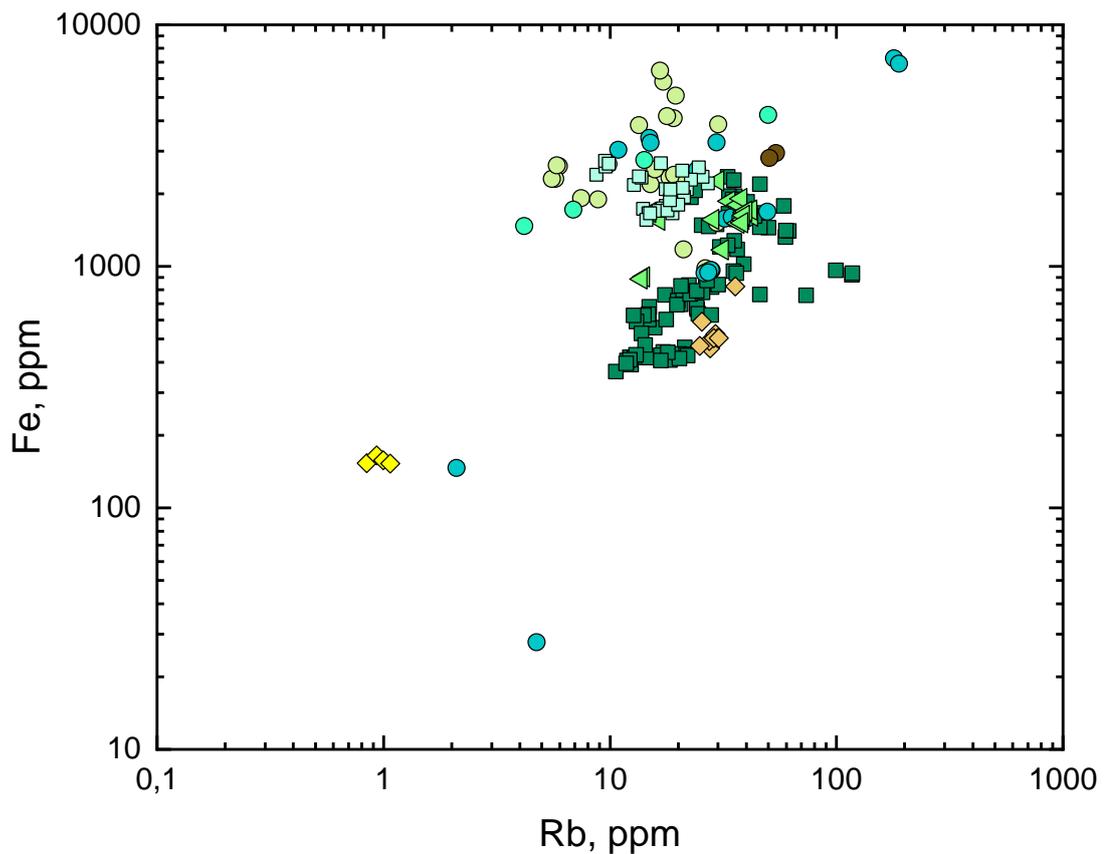


Рисунок 4.2.11 – Соотношение Rb и Fe для изумруда

155 ppm для Fe. Для изумруда из общей группы пегматитов, из грейзенов и из уральских слюдитов четко прослеживается положительная корреляция между содержанием Rb и Fe. В каждой из этих групп содержание Rb варьирует примерно от 3 до 100 ppm. При этом большее содержание Fe присуще изумруду из пегматитов, наименьшее – изумруду из слюдитов, промежуточное между ними – изумруду из грейзенов. Изумруды из биметальных грейзенов по содержанию Rb и Fe также четко разделяются на два кластера. Изумруд из берилл-молибденовых грейзенов обогащен Rb и Fe, по сравнению с изумрудом из вольфрам-молибденовых грейзенов. Изумруд из месторождения Вурд попадает в область составов изумруда из слюдитов. Изумруд из пегматитов Египта тяготеет к полю изумруда из пегматитов других регионов.

Диаграмма соотношения содержания  $Li$  и воды (рисунок 4.2.12) подчеркивает специфику состава изумруда из пегматитов Египта – область их фигуративных точек не пересекается с полями, занимаемыми другими группами. В них содержание  $Li$  находится в интервале от 50 до 200 ppm при среднем значении 154 ppm. Содержание воды попадает в интервал от 36300 до 47100 ppm при среднем значении 41180 ppm.

К полю египетского изумруда примыкает поле изумруда из слюдитов Урала с более высоким содержанием  $Li$ , и меньшим – воды. Содержание  $Li$  находится в интервале от 260 до 1700 ppm при среднем значении 838 ppm. Содержание воды попадает в интервал от 25100 до 43600 ppm при среднем значении 32468 ppm. Обе группы образуют единый тренд с отрицательной корреляцией между содержанием лития и воды ( $r = -0.54$  для изумруда Египта,  $r = -0.73$  для уральского изумруда). По всей видимости, такое сходство неслучайно. Генезис бериллоносных пегматитов Юго-Восточной Пустыни Египта тесно связан с комплексами слюдяных сланцев (Khaleal et al., 2022).

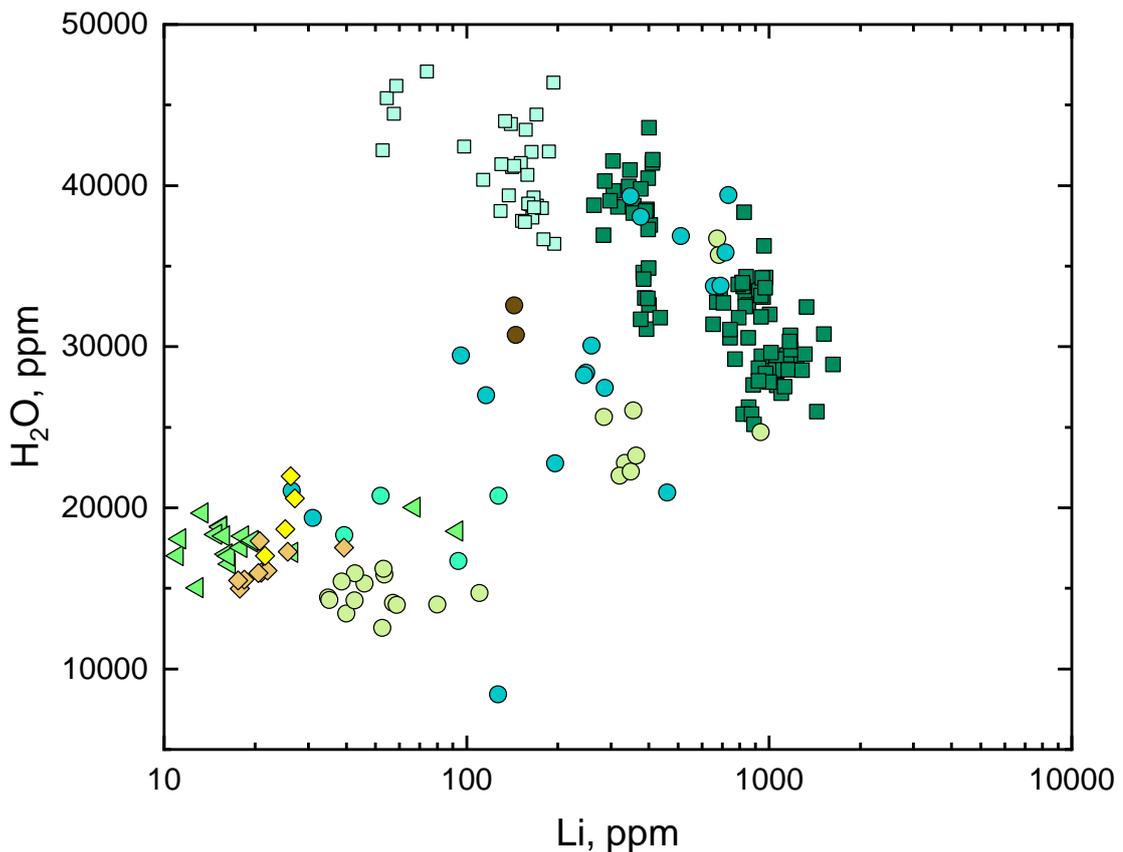


Рисунок 4.2.12 – Соотношение  $Li$  и  $H_2O$  для изумруда

Изумруд из пегматитов (кроме египетских) демонстрирует широкий разброс состава по литию и воде, пересекаясь с полем уральского изумруда (рисунок 4.2.12). Для изумруда из пегматитов содержание  $Li$  находится в интервале от 20 до 1000 ppm при среднем значении 128 ppm. Содержание воды попадает в интервал от 8400 до 39400 ppm при среднем значении 21993

ppm. Примечательно, что для этой группы изумруда зависимость между содержанием лития и воды положительная ( $r = 0.72$ ).

Изумруд из грейзенов, из месторождения Вугуд и колумбийский изумруд характеризуются сравнительно низким содержанием и лития, и воды (Li находится в диапазоне 10-60 ppm, вода, в основном, – в интервале 15000-20000 ppm). Отдельно стоит отметить, что изумруд из берилл-молибденовых грейзенов отличается от изумруда из вольфрам-молибденовых грейзенов пониженным содержанием Li (16.2 и 49.3 ppm, соответственно).

Показательной является диаграмма *соотношения Cl и воды* (рисунок 4.2.13). Суммарно для всех групп фигуративные точки образуют своего рода «веер», расширяющийся от начала координат. Максимальное содержание Cl фиксируется для уральского изумруда (от 550 до 4350 ppm при среднем значении 1864 ppm). Изумруд из пегматитов Египта характеризуется узким диапазоном содержания хлора при среднем значении 1064 ppm, при этом содержание воды может существенно варьировать. Минимальное содержание обоих летучих компонентов установлено для изумруда из грейзенов, из месторождения Вугуд и для колумбийского изумруда. Для изумруда из пегматитов зафиксированы самые широкие вариации содержания хлора – от 10 до 1750 ppm при среднем значении 1750 ppm, что отражает значительные вариации флюидного режима при их образовании.

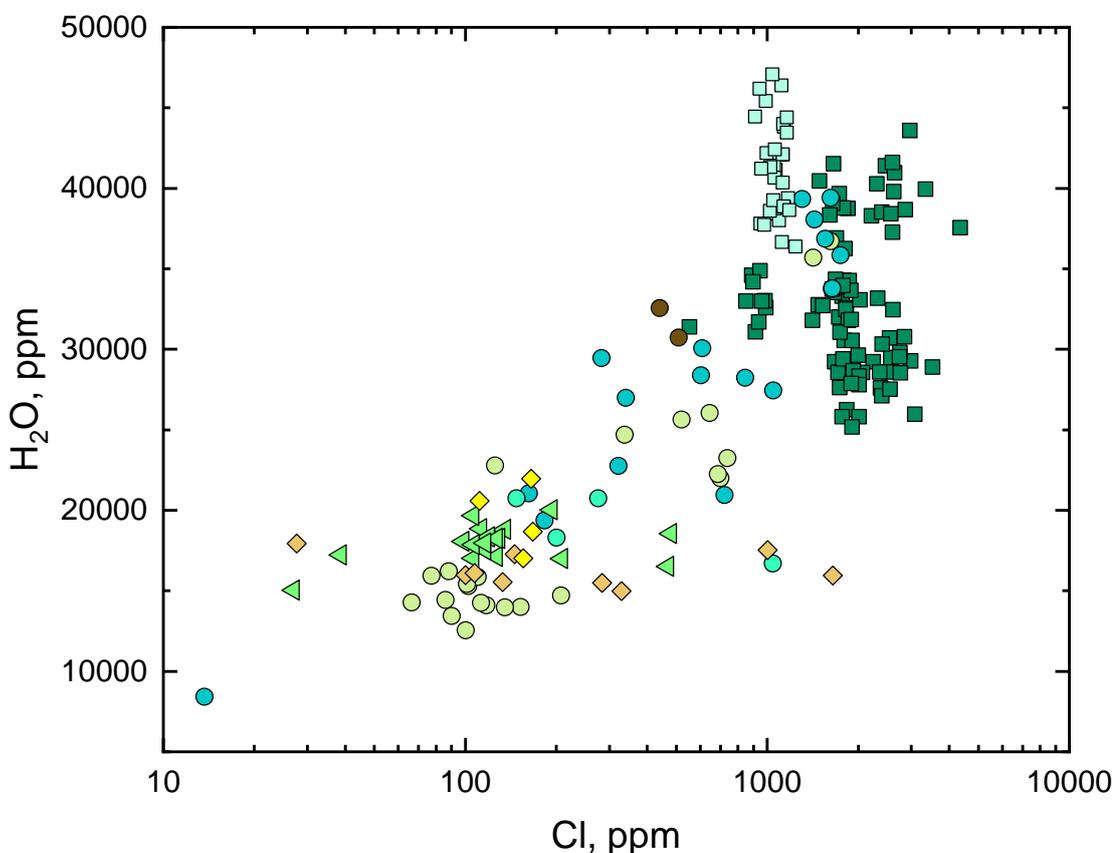


Рисунок 4.2.13 – Соотношение Cl и H<sub>2</sub>O для изумруда

Сравнительный анализ выделенных групп зеленого берилла (изумруда) по геохимическим характеристикам (рисунок 4.2.14), с учетом рассмотренных выше закономерностей, позволяет сформулировать следующее заключение. Зеленый берилл из пегматитов отличается от других разновидностей пониженным содержанием Cr, V, Mg и Na, повышенным – Fe и Ga. Берилл, образованный в результате гидротермально-метасоматического воздействия флюидов на слюдяные сланцы, отличается повышенным содержанием воды, Cl, Na, Li и Mg; на осадочные породы – пониженным содержанием воды, Cl, Cs, Li и Fe, повышенным – Cr и V.

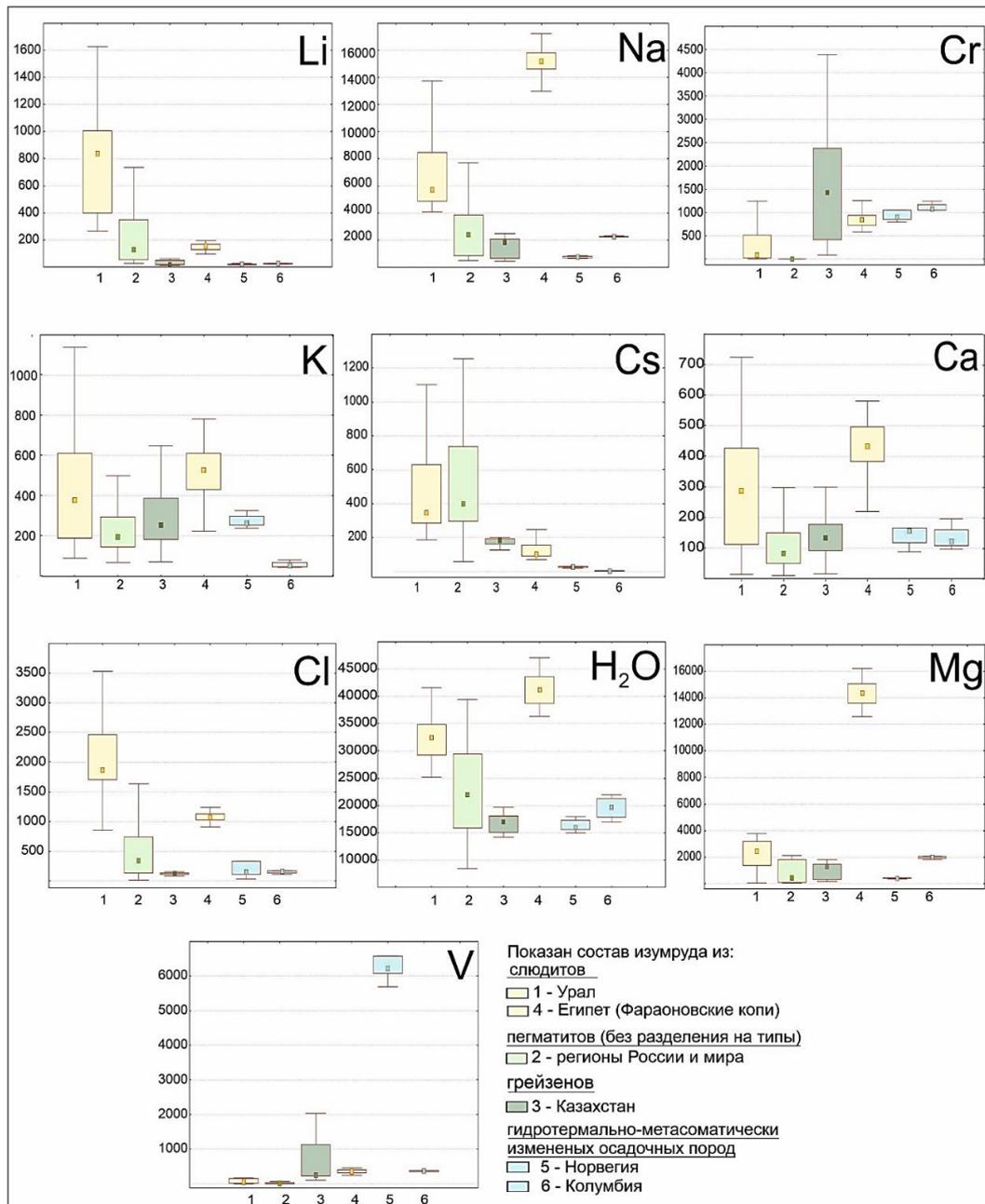


Рисунок 4.2.14 – Особенности состава изумруда разных генетических типов.

Здесь и на аналогичных рисунках ниже показаны: «ящик» – это межквартильный размах IQR ( $Q_3 - Q_1$ ), точкой внутри «ящика» – медиана, «усами» – диапазон значений без выбросов

(от  $Q_1 - 1.5 \times IQR$  до  $Q_3 + 1.5 \times IQR$ )

Берилл из грейзенов характеризуется пониженным содержанием воды, Cl, Li и Na, повышенным – Sc, Cr и V. Отдельно стоит отметить, что изумруды из биметалльных грейзенов по содержанию также четко разделяются на два кластера по уровню содержаний ряда элементов (Cr, V, Rb, Li). Во многом эти выводы перекликаются с закономерностями, рассмотренными в предшествующих исследованиях – из последних работ следует отметить (Auricchio et al., 2018; Giuliani et al., 2019; Saeseaw et al., 2019; Popov et al., 2021; и ряд других). С другой стороны, наша выборка является несбалансированной, особенно в ограниченности данных по колумбийскому изумруду и для грейзенов. Поэтому данное заключение нельзя считать окончательным, работы в этом направлении будут продолжены.

#### 4.2.2 Красный берилл

Если проводить сравнение разновидностей берилла по редкоэлементному составу, то наиболее выделяется красный (малиново-красный) берилл (таблица 4.2.2). Исследованный красный берилл был отобран в пустотах топазовых риолитов (горы Вах-Вах, округ Джуаб, штат Юта, США). Всего было выполнено 7 локальных анализов в участках, отличающихся по интенсивности окраски (от яркой малиново-красной окраски до светло-красной и бледно-красной, рисунок 4.2.15). Смена интенсивности окраски отвечает ростовой зональности кристалла – яркоокрашенная зона относится к центральной части, светлоокрашенная – к промежуточной части, бледноокрашенная – к краевой зоне кристалла.

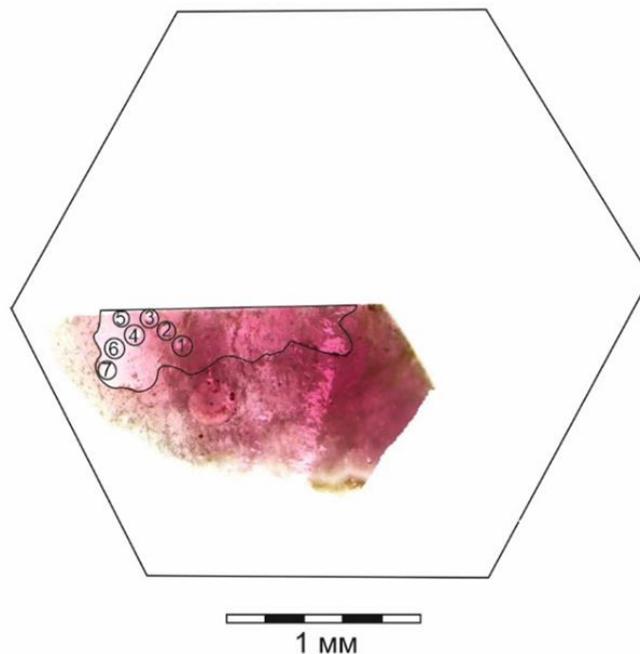


Рисунок 4.2.15 – Фотография-схема исследованного образца берилла красного цвета (образец 45) из выработки горы Wah-Wah, округ Джуаб, штат Юта, США и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют таблице 4.2.2

Следует отметить, что ранее редкоэлементный состав красного берилла комплексно (на широкий набор элементов, включая редкие) исследовался крайне ограниченно. Число публикаций, посвященных геохимии красного берилла, выполненных методом LA-ICP-MS, крайне ограничено (Shigley, Foord, 1984; Gatta et al., 2022). В работе (Henry et al., 2022) отмечено, что красный берилл имеет чрезвычайно низкое содержание Na, а также примечателен тем, что он более безводный, чем любая другая разновидность берилла. Тем не менее, дальнейшую попытку рассчитать содержание воды по эмпирической формуле, предложенной Р. Генри, через измеренное содержание Na, нельзя считать успешной по причине крайне низкого содержания Na. В работе (Shigley, Foord, 1984) для красного берилла приведено содержание воды 0.36 мас.% (одинаковое для центра и края кристалла), определенное методом микрокулонометрии. Однако это значение 0.36 мас.% = 3600 ppm существенно превышает, как будет показано ниже, наши данные по содержанию воды в красном берилле (в среднем 109 ppm по 7 точкам), полученные более прецизионным методом SIMS. Хотя в красном берилле очень мало Na, исследователями было зафиксировано заметное количество K и Cs (ссылки в (Henry et al., 2022)).

Красный берилл может содержать другие элементы, которые обычно редко обнаруживаются в других разновидностях берилла, в том числе F, Ti и Zn. Исследователи (Nassau, Wood, 1968) обнаружили 0.03 мас. % Na, 0.17 мас.% K, 0.10 мас.% Cs, 0.09 мас.% Ti и 0.5 мас.% F в красном берилле из горы Топаз, Юта. Для красного берилла из горы Вах-Вах, Юта определено содержание Na<sub>2</sub>O 1.61 мас.%, 4.15 мас.% K<sub>2</sub>O, 0.26 мас.% F и 0.03 мас.% Ti (Shigley, Foord, 1984). В работе (Aurischio et al., 1990) для красного берилла приведен следующий состав: до 0.3 мас.% Na<sub>2</sub>O, 0.33 мас.% K<sub>2</sub>O, 0.56 мас.% Cs<sub>2</sub>O и 0.52 мас.% TiO<sub>2</sub>. В последнее время зафиксированы более низкое содержание вышеперечисленных элементов: до 0.02 мас.% Na<sub>2</sub>O, 0.08 мас.% K<sub>2</sub>O, 0.27 мас.% Cs<sub>2</sub>O и 0.26 мас.% TiO<sub>2</sub> (Fridrichová et al., 2018). Суммируя установленные особенности состава, можно отметить, что никакая другая разновидность берилла не демонстрирует повышенное содержание TiO<sub>2</sub> или низкое содержание Na в сочетании со значительным количеством K и/или Cs (Henry et al., 2022). Как упоминалось в предыдущих разделах диссертации, малиновый цвет красного берилла возникает из-за того, что Mn<sup>3+</sup> замещает Al<sup>3+</sup> (Shigley, Foord, 1984; Keith et al., 1993; и др.). Железо в красном берилле также, вероятно, трехвалентное, в отличие от большинства других разновидностей берилла, в которых установлено двухвалентное железо (Keith et al. 1993). Эти выводы были подтверждены в работе (Fridrichová et al., 2018): установлено преобладающее октаэдрическое замещение в Fe<sup>3+</sup> и Mn<sup>3+</sup> в позицию Al<sup>3+</sup>, при этом зафиксировано отсутствие Fe<sup>2+</sup>.

Нашими исследованиями (Гаврильчик, Скублов, 2022) для красного берилла зафиксировано максимальное среднее содержание ряда переходных металлов (таблица 4.2.1):

Mn – 2861 ppm, Fe – 11569 ppm, Ti – 2144 ppm, Ni – 45.8 ppm и Sc – 43.3 ppm). Примечательно, что в красном берилле среднее содержание перечисленных элементов (за исключением Sc) в разы больше, чем в других группах. Особенно заметно превышение по содержанию Ti, более чем в двести раз. Также в красном берилле происходит накопление ряда литофильных элементов – Cs (в среднем 2613 ppm), Rb (433 ppm), K (1231 ppm). Содержание В в красном берилле по абсолютному значению не так существенно (в среднем 6.44 ppm), однако, для всех других разновидностей среднее содержание В не превышает 1 ppm. Поэтому есть основание считать, что обогащение красного берилла бором тоже является его типоморфным признаком. Установлено, что вмещающие красный берилл риолиты обогащены фтором, а также содержат такие элементы, как Li, Rb, Cs, U, Th и Be (Burt et al., 1982; Christiansen et al., 1997).

Таблица 4.2.2 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце красного берилла (образец 45)

Точки	1	2	3	4	5	6	7
Насыщенность окраски	ярко-красная		светло-красная			бледно-красная	
Li	207	284	361	264	364	239	208
B	5.71	8.49	15.7	6.34	9.17	6.44	4.73
Na	2908	1395	462	791	1165	178	557
Mg	868	944	735	701	734	677	404
K	3371	1583	1038	1231	1620	854	899
Ca	301	391	153	181	194	66.3	230
Sc	44.5	42.8	39.5	49.5	43.3	53.8	34.8
Ti	2144	2006	3061	2356	2876	2059	1109
V	1.73	0.88	0.61	0.59	0.65	0.47	0.40
Cr	3.29	3.86	2.78	2.65	2.66	1.61	3.27
Mn	2454	2473	3366	3033	3250	2861	1949
Fe	11003	10178	11569	11590	11793	12096	7755
Co	0.66	0.62	0.42	0.54	0.40	0.33	0.31
Ni	29.4	45.8	78.3	47.7	72.1	31.1	12.2
Ga	40.3	36.7	52.8	42.2	49.7	40.5	28.2
Rb	332	333	437	487	514	433	249
Cs	2409	2428	3682	3035	3470	2613	1439
Cl	3820	818	862	725	1666	1104	462
F	60.3	40.4	14.4	4.13	4.93	2.32	2.99
H <sub>2</sub> O	783	231	71.1	82.9	109	111	59.1
Sr	3.60	6.34	1.31	1.39	1.49	0.76	2.17

Соответственно, химический состав вмещающего риолита отражается в составе красного берилла повышенным содержанием литофильных элементов Cs, Rb и K. Повышенные количества элементов группы железа (Fe, Mn, Ni, Sc), скорее всего, также поступили из риолитовой магмы. Сравнение состава риолитов горы Вах-Вах (Keith et al., 1994) с типичными риолитами других регионов (Перетяжко и др., 2014) прямо указывает на обогащенность первых

рядом элементов из вышеперечисленных. На избыток в минералообразующей среде элементов группы железа косвенно указывает наличие в ассоциации с красным бериллом биксбиита  $[(\text{Mn},\text{Fe})_2\text{O}_3]$ , редкого оксида марганца и железа. Есть все основания считать риолитовые расплавы, с которыми генетически связан красный берилл, онгонитами (субвулканическим аналогом редкометалльных Li-F гранитов). Онгониты являются концентраторами многих редких элементов (Li, Rb, Be, Nb, Ta и др.), вплоть до их рудных концентраций (Кузнецов и др., 2004). В результате исследования расплавных включений в онгонитах массива Ары-Булак в стеклах было зафиксировано аномально высокое содержание Cs (до 17 мас.%), что является прямым доказательством существования экстремально обогащенных цезием природных расплавов (Перетяжко и др., 2007). По всей видимости, данный факт объясняет повышенное, по сравнению с другими разновидностями, содержание Cs в красном берилле.

Содержание галогенов сопоставимо с прочими разновидностями берилла (Cl – в среднем 862 ppm, F – 4.93 ppm). Содержание Na в красном берилле невысокое (в среднем 791 ppm) и больше соответствует минимальному значению, установленному для желтого берилла. Геохимической особенностью красного берилла является аномально низкое содержание воды (в среднем 109 ppm), отличающееся в сотни раз от других групп. (Скублов и др., 2022) Условно красный берилл можно считать безводным минералом, что обусловлено его высокотемпературным пневматолитовым генезисом (Christiansen et al., 1997). Красный берилл уникален тем, что это единственный берилл, образующийся в экструзивных магматических условиях. Красный берилл кристаллизовался в паровой фазе в результате реакции между газами, происходящими из риолита, парами, происходящими из нагретых грунтовых вод, и ранее существовавшими минералами и вулканическим стеклом в риолите (Shigley et al., 2003). Условия кристаллизации красного берилла определены как сочетание относительно высокой температуры (до 600°C, Shigley et al., 2003) и низкого давления при его образовании в риолитах. Низкое, вплоть до атмосферного, давление вызвало дегазацию риолитовой магмы (Shinohara, 2008), следовательно, не было достаточного давления паров воды, чтобы включить ее в структурные каналы образованного красного берилла (Fridrichová et al., 2018).

Рассмотрим особенности состава красного берилла в зависимости от интенсивности его окраски (таблица 4.2.2). Содержание ряда элементов (Sc, Ga, V) практически не меняется в разноокрашенных зонах кристалла берилла. Содержание Cr, V и Co также не меняется, но при этом находится на крайне низком уровне (не более первых ppm). Содержание Fe и Mn самое значительное из всех элементов-примесей в красном берилле. В светлоокрашенной зоне содержание этих элементов несколько увеличивается по сравнению с яркоокрашенной центральной зоной кристалла, но затем в бледноокрашенной краевой зоне уменьшается. Для Fe эти вариации не так существенны (в среднем по зонам 10590-11651-9925 ppm), как для Mn

(2463-3216-2405 ppm). Возможно, что такой тренд изменения содержания отражает кристаллизацию на том или ином этапе других минеральных фаз, концентрирующих эти же элементы. Другой вопрос заключается в том, что красно-малиновая окраска берилла из топазовых риолитов связывается с примесями  $Mn^{3+}$ , замещающими Al в октаэдрической позиции (Platonov et al., 1989). По нашим данным (таблица 4.2.2), содержание Mn в яркой красно-малиновой зоне и в практически бесцветной идентично (в среднем 2464 и 2405 ppm, соответственно). Почему же тогда красно-малиновая окраска пропала при равном содержании Mn? Как вариант объяснения, можно предположить снижение фугитивности кислорода на завершающем этапе кристаллизации берилла, что привело к восстановлению трехвалентного Mn до двухвалентного. Точный ответ на этот вопрос можно получить только путем проведения специальных кристаллохимических исследований.

Поведение Ti, Ni, Cs, Rb и Li сходно с поведением Mn – максимум содержания этих элементов зафиксирован в промежуточной светлоокрашенной зоне. Третья группа компонентов (K, Na, Ca, Mg, вода, Cl и F) демонстрирует закономерное снижение содержания в берилле по мере снижения интенсивности красно-малиновой окраски, вплоть до перехода к бледно-красному оттенку. При этом содержание воды и галогенов (Cl и F) радикально уменьшается уже в светлоокрашенной промежуточной зоне, по сравнению с яркоокрашенной. Для воды и фтора содержание уменьшается в 6-7 раз (507 и 87.8 ppm для воды, 50.3 и 7.81 ppm для фтора). Для Cl содержание уменьшается чуть больше, чем в 2 раза. Подобное поведение летучих компонентов можно связать с уменьшением активности газовой фазы, выделившейся из риолитовой магмы, на фоне понижения температуры. Na демонстрирует более равномерное понижение содержания (2151-806-368 ppm), коррелирующееся с интенсивностью окраски соответствующих зон кристалла.

Таким образом, в результате исследования уникального красного берилла с ростовой зональностью, выраженной значительным понижением интенсивности окраски к краю кристалла, представляется возможным сделать следующие выводы:

**1. Красный берилл из топазсодержащих риолитов контрастно выделяется среди других разновидностей низким содержанием воды и Na, повышенным содержанием ряда элементов (Mn, Fe, Ti, Ni, Sc, Cs, Rb, K и B).** Пониженное содержание Na и повышенное – Mn, Fe, Ti, Cs, K и Rb отмечалось и предшествующими исследованиями красного берилла. Экстремально низкое содержание воды также отмечалось в ряде работ ранее (ссылки в (Henry et al., 2022)), но количественно и достоверно оно не было определено. Наш вывод о пониженном содержании воды и повышенном – Ni, Sc и B, подкреплен оригинальными аналитическими данными. В вышедшей параллельно с нашими исследованиями (Гаврильчик, Скублов, 2022; Скублов и др., 2022) работе с данными по составу красного берилла (LA-ICP-MS метод; Gatta et

al., 2022) содержание Ni ниже порога определения 1 ppm, содержание Sc согласуется с нашими данными (76 и 35-54 ppm, соответственно), а содержание В ранее никем не определялось

**2. От центра к краю кристалла закономерно снижается содержание К, Na, Са, Mg, воды, Cl и F, что коррелируется с изменением интенсивности окраски берилла от красно-малинового до бледно-красного оттенка.** Этот вывод является принципиально новым. В предшествующих работах отмечалась зональность красного берилла в отношении интенсивности его окраски (Shigley, Foord, 1984), но состав разноокрашенных зон не сравнивался.

#### 4.2.3 Воробьевит (морганит)

С целью установления особенностей состава воробьевита из различных типов месторождений и проявлений, и из различных регионов Мира была рассмотрена выборка, состоящая из 42 индивидуальных анализов (13 образцов, приложение В.9). Образцы 46 и 221 отобраны из пегматитов жилы Элизабет Р (Elizabeth R), район Пала, Калифорния, США (рисунок 4.2.16).

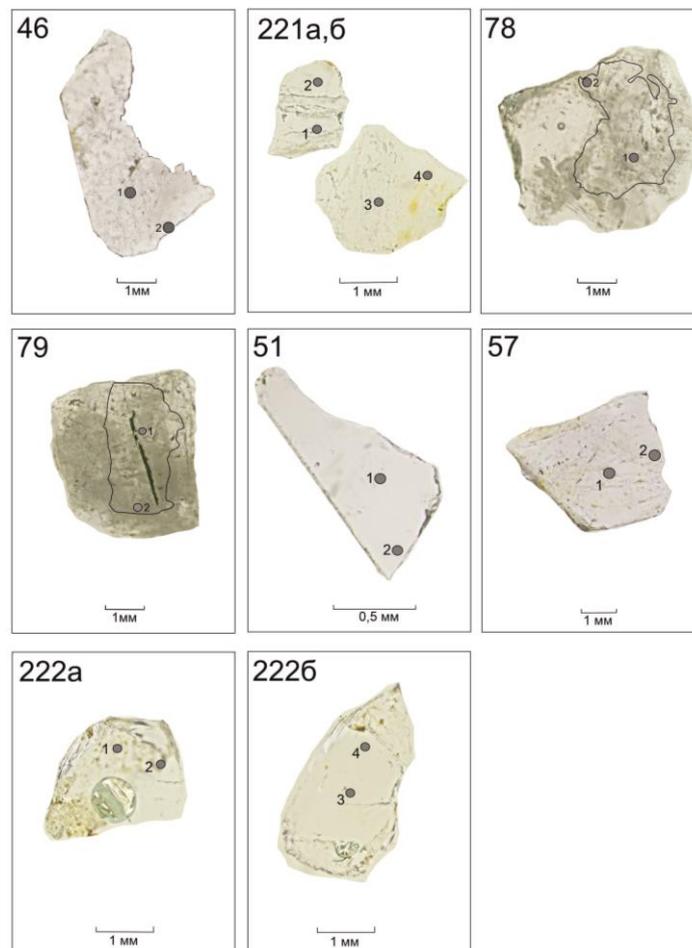


Рисунок 4.2.16 – Фотографии исследованных образцов воробьевита из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.9

Образцы 78 и 79 отобраны из пегматитов Калбинского хребта, Восточный Казахстан (рисунок 4.2.16). Образец 51 отобран из пегматитов Рио Сан Матео (Rio San Mateo), самоцветная провинция Минас Жерайс (Minas Geraes), Бразилия (рисунок 4.2.16).

Образец 222 отобран из пегматитов Нерчинского округа, Забайкалье (рисунок 4.2.16). Образец 57 (рисунок 4.2.16) отобран из пегматитов Меклой (Mecloy), Чехословакия. Два образца SHB1 и SHB2 (рисунок 4.2.17) отобраны из пегматитов месторождения Шук-Бюль, один образец КА1 (рисунок 4.2.17) – из пегматитов месторождения Кара-Адыр (предоставлены для исследования Ю.Д. Гриценко). Оба объекта относятся к Сольбельдерской редкометалльной пегматитовой провинции, Юго-Восточная Тува.

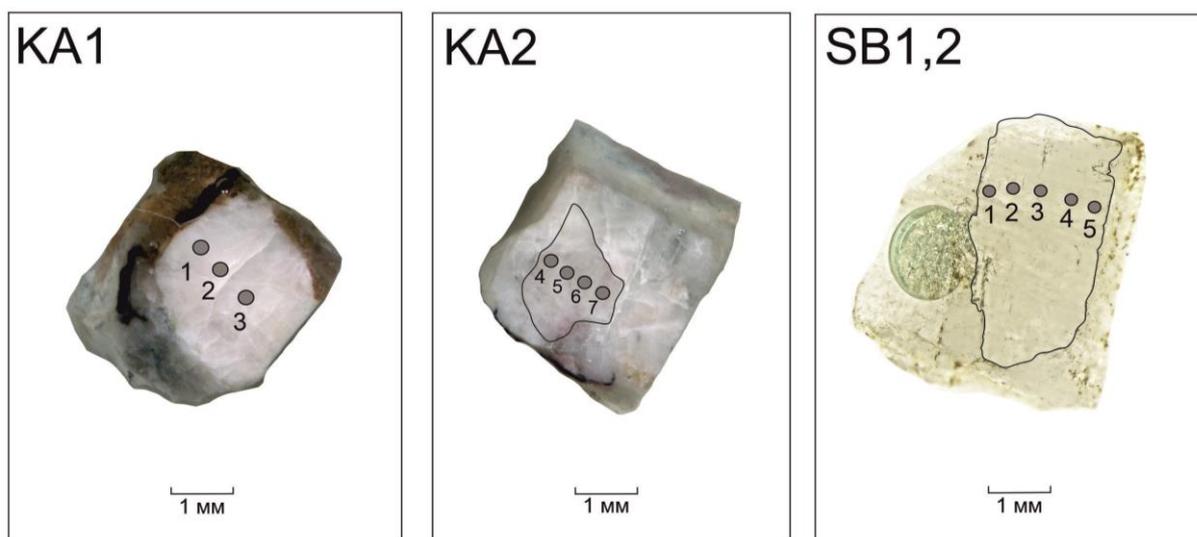


Рисунок 4.2.17 – Фотографии исследованных образцов воробьевита из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.9

Образец 223 (рис 4.2.18) отобран из пегматитов месторождения Завитинское, Восточное Забайкалье. Образец 224 (рис 4.2.18) относится к пегматитам месторождения Хаапалуома (Naaraluoma), Финляндия. Образцы 90 и 91 (рис 4.2.18) отобраны из пегматитов Шонгуйского месторождения (прежнее название – Большой Лапоть), Кольская провинция. Также для сравнения были привлечены данные по составу воробьевита из Шонгуйского месторождения (4 образца, 12 точек), полученные в той же лаборатории методом SIMS (данные С.Г. Скублова и Л.Н. Морозовой).

Если сравнивать состав воробьевита в целом, то отличительной особенностью его состава является повышенное (относительно других разновидностей берилла) содержание элементов группы LILE. Содержание Cs в них превышает этот показатель для других разновидностей берилла более чем в 20 раз, содержание Li – более чем в 15 раз. Также воробьевит выделяется повышенным содержанием Na и Rb. В воробьевите в целом зафиксировано максимальное содержание летучих компонентов – воды и хлора.

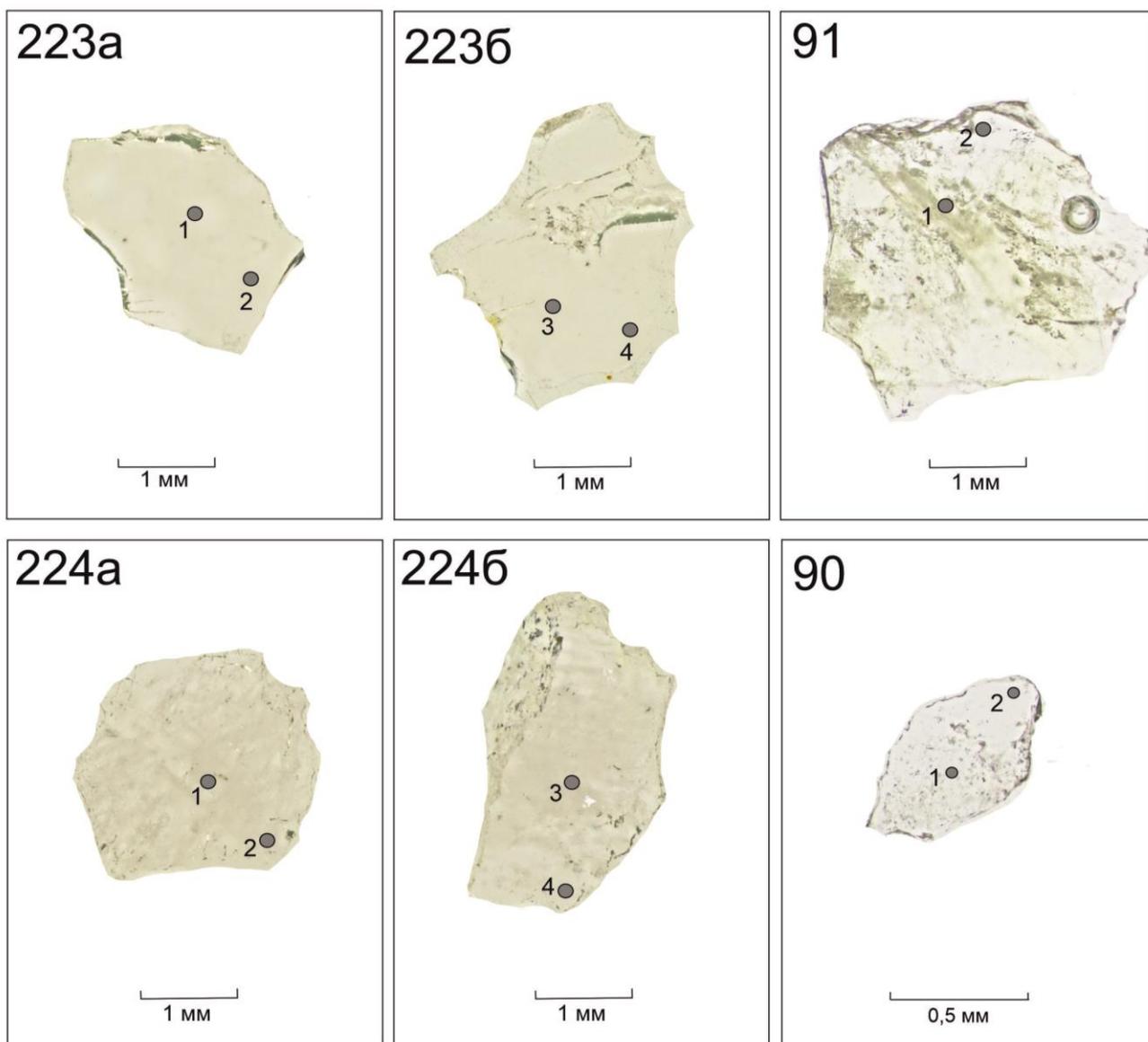


Рисунок 4.2.18 – Фотографии исследованных образцов воробьевита из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.9

Содержание переходных металлов в нем на уровне других разновидностей берилла, Fe и Mg – заметно более низкое (Скублов и др., 2022). Установлено, что в воробьевите содержание Mn в среднем не превышает 200 ppm (Hu, Lu, 2020).

По соотношению Li и Cs исследованные образцы воробьевита распадаются на две группы, отличающиеся, в первую очередь, по уровню содержания Cs (рисунок 4.2.19, приложение В.9). Берилл из Шонгуйского месторождения относится к группе с содержанием Cs, не превышающим 8400 ppm (от 1147 до 8393 ppm при среднем (медианном) значении 4171 ppm). Содержание Li в берилле для этой группы варьирует в диапазоне от 2184 до 5661 ppm при среднем значении 4086 ppm. Помимо пегматитов Шонгуйского месторождения (образцы 90, 91 и четыре образца из коллекции Л.Н. Морозовой) в эту группу попадают хорошо изученные

пегматиты Завитинского месторождения, Восточное Забайкалье (образец 223) и месторождения Хаапалуома, Финляндия (образец 224). Всего в выделенной группе присутствует 24 анализа, выполненных в 8 образцах. Общей особенностью для этих пегматитов является то, что они, в основном, образуют протяженные дайки без пегматитовой зональности. «Материнские» граниты для таких пегматитов, как правило, не обнаруживаются (Бескин, Марин, 2019).

Вторая группа воробьевита (образцы 46, 221, 78, 79, 51, 222, 57, SHB1, SHB2, KA1, всего 30 анализов) отличается повышенным содержанием Cs (рисунок 4.2.19), от 10169 до 45332 ppm при среднем значении 24139 ppm, превышая известный средний порог в 19000 ppm для Cs-бериллов (Lauri et al., 2003). Максимальное содержание Cs составляет 45332 ppm для берилла из пегматитов месторождения Кара-Адыр, Сангилен, Тува. Содержание Li в этой группе выше, чем в первой (от 2949 до 10154 ppm при среднем значении 5981 ppm).

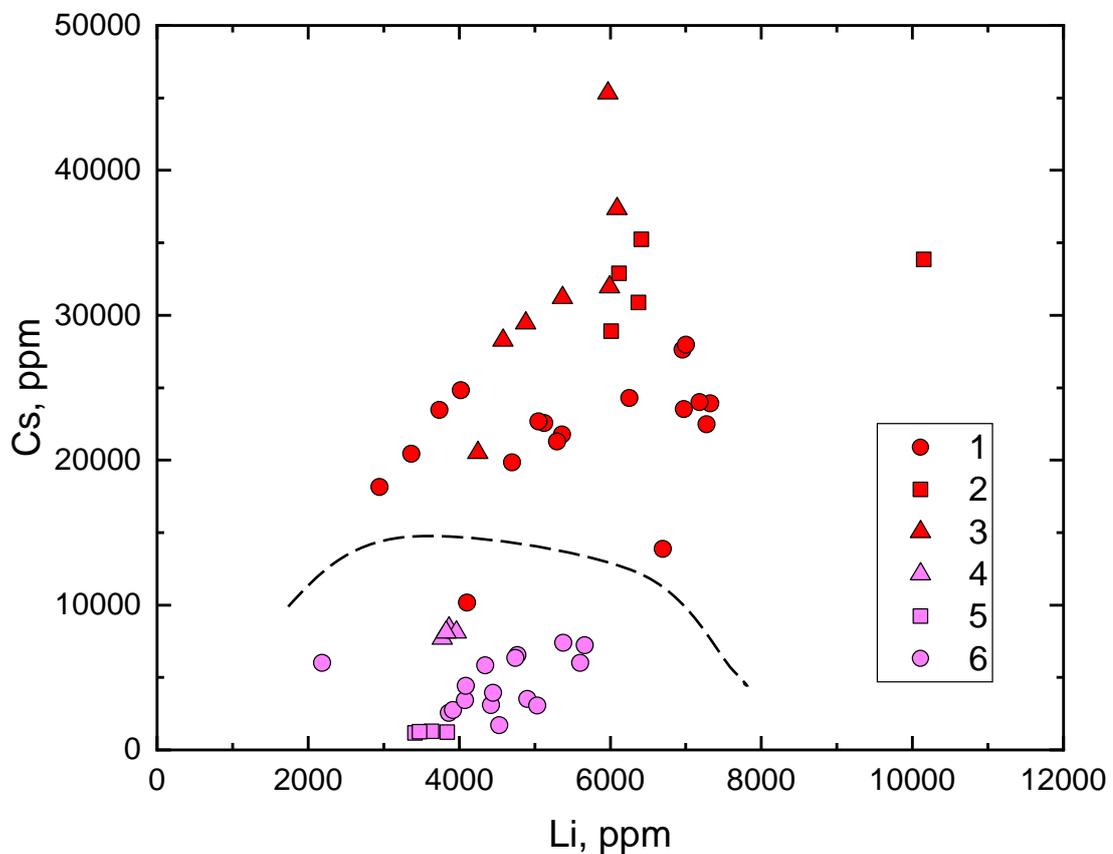


Рисунок 4.2.19 – Соотношение Li и Cs для воробьевита. Здесь и на рисунках 4.2.19-4.2.21 показан состав воробьевита из: 1) пегматитов (кроме указанных ниже); 2) пегматитов месторождения Шук-Бюль; 3) месторождения Кара-Адыр; 4) Завитинского месторождения; 5) месторождения Хаапалуома; 6) Шонгуйского месторождения

Из известных объектов в данную группу попадает берилл из пегматитовых месторождений Элизабет Р, Калифорния; Калбинского хребта, Восточный Казахстан; Шук-Бюль и Кара-Адыр, Сангилен, Тува. Эти объекты относятся к комплексным редкометалльным пегматитам с пегматитовой зональностью и главной минерализацией (крупные кристаллы

сподумена и других Li-минералов, берилла, касситерита, танталатов) в центральных частях пегматитовых тел (Бескин, Марин, 2019).

Следует отметить, что почти для каждого объекта из обеих групп прослеживается положительная корреляция Li и Cs в берилле (рисунок 4.2.19), что подтверждает совместное вхождение этих элементов в структуру берилла.

Помимо Li и Cs, две сравниваемые группы воробьевита также отличаются и по содержанию Rb (приложение В.9). В первой группе (с относительно пониженным содержанием Li и Cs), основу которой составляет берилл из Шонгуйского месторождения, содержание Rb варьирует от 94.3 до 192 ppm при среднем значении 152 ppm. Во второй группе содержание Rb существенно выше – от 34.4 до 1043 ppm при среднем значении 361 ppm. Вторая группа воробьевита имеет несколько большее содержание Na (в среднем 13287 относительно 11757 ppm для первой группы), но это отличие проявлено исключительно за счет того, что берилл из Шонгуйского месторождения выделяется среди других объектов повышенным содержанием Na (в среднем 15083 ppm). Для берилла из пегматитов Шук-Бюль и Кара-Адыр характерно как высокое содержание Na, так и высокое содержание Rb, превышающее в ряде случаев 1000 ppm.

Берилл из первой группы (с относительно пониженным содержанием Li и Cs) также отличается пониженным содержанием хлора и повышенным содержанием воды (рисунок 4.2.20).

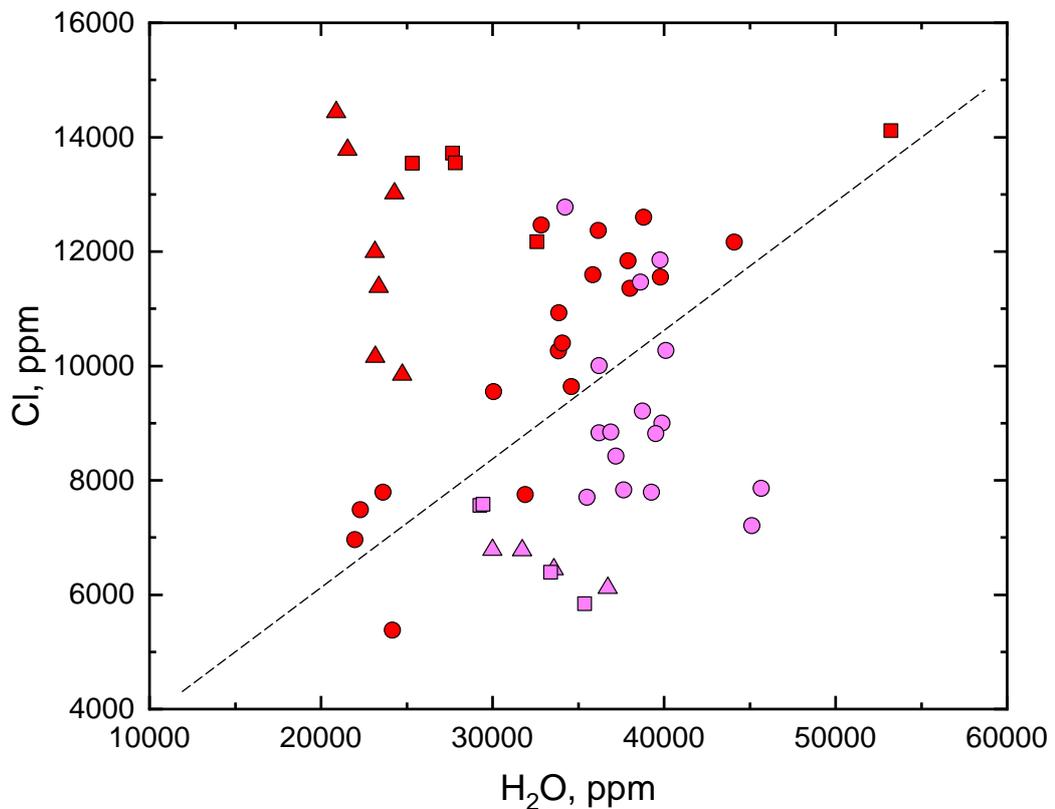


Рисунок 4.2.20 – Соотношение Cl и H<sub>2</sub>O для воробьевита

Содержание хлора в первой группе варьирует от 5839 до 12775 ppm при среднем значении 7842 ppm, во второй группе - от 5381 до 14437 ppm при среднем значении 11573 ppm.

Содержание воды в первой группе варьирует от 29260 до 45673 ppm при среднем значении 36815 ppm, во второй группе - от 20881 до 53246 ppm при среднем значении 30725 ppm. Берилл из Шонгуйского месторождения заметно отличается от берилла из других пегматитовых объектов повышенным содержанием воды (в среднем 38693 ppm).

Индивидуальной особенностью берилла из Шонгуйского месторождения является повышенное содержание элементов группы железа. В остальном воробьевите содержание Cr не превышает 7 ppm, в берилле из Шонгуйского месторождения содержание Cr составляет в среднем 30.4 ppm. По содержанию Fe разрыв еще более существенный (рисунок 4.2.21). В берилле из Шонгуйского месторождения содержание Fe в среднем равняется 1266 ppm. В остальном рассматриваемом воробьевите содержание Fe не превышает 430 ppm. Отличие берилла из Шонгуйского месторождения по содержанию Ni также четко проявлено. В берилле из Шонгуйского месторождения содержание Ni составляет в среднем 187 ppm, для остального берилла – менее 30 ppm. Несмотря на невысокое в целом содержание Co в берилле, отличие прослеживается и по этому элементу. В берилле из Шонгуйского месторождения содержание Co, в основном, лежит в диапазоне 1.5-2 ppm и даже выше; в остальном берилле, как правило, не превышает 1 ppm. Возможно предположить, что повышенное содержание Fe, Cr, Ni и Co в берилле из Шонгуйского месторождения связано с участием в формировании пегматитовых расплавов основных пород, относительно обогащенных этими элементами.

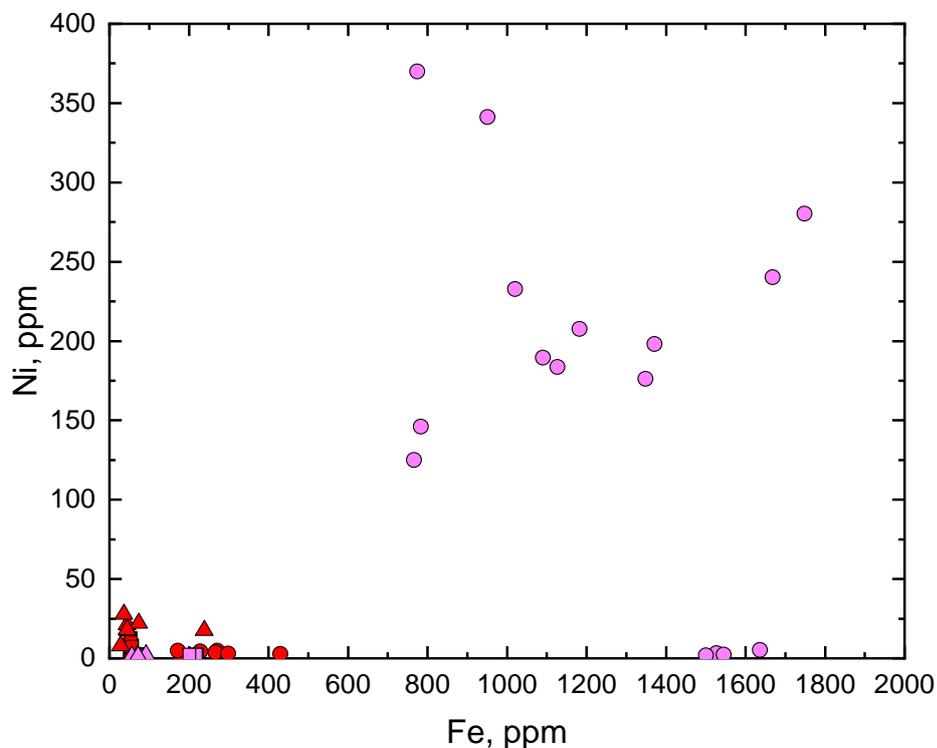


Рисунок 4.2.21 – Соотношение Fe и Ni для воробьевита

Таким образом, воробьевит из даек незональных пегматитов отличается от воробьевита из зональных пегматитов пониженным содержанием Cs, Li, Rb, Cl и

повышенным – воды, что связано с меньшей степенью обогащения расплава несовместимыми элементами.

#### 4.2.4 Желтый берилл (гелиодор)

Желтая разновидность берилла – гелиодор, лучше всего в России представлена на месторождении Шерловая гора (данное месторождение практически единственный источник гелиодора ювелирного качества). В выборке по желтому бериллу было проанализировано 3 кристалла, по ним выполнено 28 анализов. На примере двух образцов из Шерловой горы можно продемонстрировать выявленные особенности (Гаврильчик и др., 2021). Образец 29 – прозрачный берилл с насыщенным желто-лимонным оттенком окраски (рисунок 4.2.22а). Образец 31 – прозрачный берилл со значительно более светлой ненасыщенной желтой окраской (рисунок 4.2.22б). Кристаллы имеют примерно одинаковый размер около 3-4 мм в поперечнике и сопоставимы по удлинению (около 10 мм для образец 29 и 7 мм для образца 31, врезки на рисунок 4.2.22).

Гелиодор с насыщенным ярким желто-лимонным оттенком окраски (образец 29) обнаруживает зональность по целому ряду редких элементов (приложение В.10, рисунок 4.2.23).

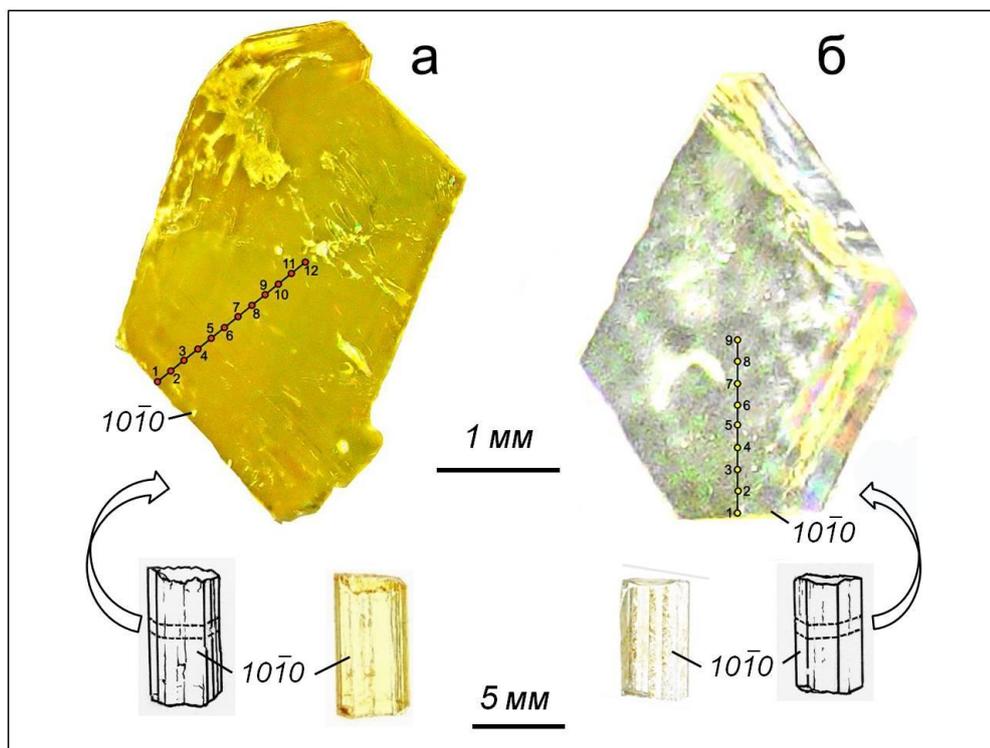


Рисунок 4.2.22 – Фотографии исследованного поперечного сечения гелиодора из месторождения Шерловая Гора и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба) в образец 29 (а) и образец 31 (б). Номера точек соответствуют приложению В.10

*Крупноионные литофильные элементы.* Среди этой группы элементов максимальное содержание фиксируется для Na (490 ppm, здесь и ниже для интервалов приводится среднее

содержание по точкам). Рост уровня Na происходит постепенно от центра к краю кристалла, со значения 404 ppm в центре кристалла (точки 12-10), до значения 695 ppm в трех краевых точках (3-1). Затем по уровню распределения стоит Cs с содержанием 308 ppm. Cs обладает более контрастным характером распределения, по сравнению с Na. Увеличение содержания происходит в три этапа от центра к краю кристалла. В интервале точек 12-7 от центра до середины профиля содержание в среднем имеет значение 135 ppm. Затем оно постепенно увеличивается в полтора раза с 106 до 187 ppm, но к точке 6 фиксируется резкий рост значения до 431 ppm и в точке 3 достигает до значения 580 ppm. Все остальные крупноионные элементы обладают уровнем содержания в кристалле ниже 105 ppm. Содержание K составляет в кристалле 87 ppm и сохраняет выделенный характер распределения: рост значения в краевой зоне до значения 103 ppm (точки 3-1) в сравнении с остальной частью кристалла (82 ppm). Схожим распределением и уровнем содержания обладает Ca, но из-за вариации его содержания выделить закономерности его распределения невозможно. Содержание Li увеличивается в краевой части профиля, но рост не такой значительный (со значения 40 ppm в точках 12-4 до 51 ppm в точках 3-1). При этом фиксируется наличие «провала» в центральной части профиля до минимального содержания (34 ppm в точках 8-5). Rb характеризуется минимальным, в сравнении с другими щелочными элементами, уровнем содержания и составляет около 8 ppm. Для данного элемента тренд плавного увеличения содержания от центра к краю кристалла сохраняется: центральная часть содержит 6 ppm (точки 12-10), краевая – 12 ppm (точки 3-1) (Гаврильчик и др., 2021).

*Летучие компоненты.* Измеренное содержание H<sub>2</sub>O составляет 1.17 мас.%. Содержание воды обладает неравномерным характером распределения. В центре кристалла уровень значительно меньше (1.11 мас.%, точки 12-10), чем в краевой зоне (1.30 мас.%, точки 3-1). Однако минимальное содержание 1.06 мас.% фиксируется в промежуточной части профиля (точка 7). Содержание Cl имеет также вариативный характер распределения: аномально высокое значение на краю кристалла (1023 ppm в точке 1), а для остальной части траверса постоянный уровень содержания на уровне 101 ppm. Вариации содержания F также незначительны и незначительны, уровень меняется в пределах кристалла от 7 до 14 ppm, составляя в среднем 11 ppm.

*Переходные металлы.* Примесь Fe наиболее значительна по содержанию среди переходных металлов – 2365 ppm. Минимальное содержание Fe установлено в центральной части кристалла (1518 ppm для точек 12-9), максимальное – в краевой зоне (4400 ppm для точек 2 и 3), но на самом краю кристалла содержание Fe понижается до 2726 ppm в точке 1. Другие переходные металлы присутствуют в гораздо меньших количествах. Содержание Mn составляет в гелиодоре 73 ppm, незначительно варьируя от 68 до 81 ppm. Поведение Mg похожее – в

центре кристалла оно более выдержанное (10-13 ppm в точках 12-8), в краевой зоне (точки 3-1) варьирует от 9 до 18 ppm. Содержание Sc, по сравнению с Fe и даже с Mn, менее значительное – 23 ppm в пределах всего кристалла, но в деталях повторяет характер зональности по Fe. Минимальное содержание Sc установлено в центральной части кристалла (около 7 ppm в точках 12-9), в промежуточной зоне (точки 8-4) практически не меняется и составляет 28 ppm, максимальное содержание фиксируется в краевой зоне в точках 3-2 (41 ppm), но на самом краю траверса содержание Sc опять понижается до 31 ppm. Распределение Ti, с одной стороны, имеет общие черты с распределением Fe и Sc, с другой стороны, имеет свою особенность. В большей части кристалла (точки 12-5) содержание Ti не меняется и составляет 2-3 ppm, потом оно увеличивается до 15-18 ppm в точках 2-3 и на самом краю кристалла понижается до 4 ppm. Содержание четырех транзитных элементов (Ni, Co, Cr, V) отличается низким уровнем (около 5 ppm для Ni и 1 ppm для трех других элементов), при этом закономерности в распределении не наблюдаются, за исключением V, для которого минимальное содержание фиксируется в центральной части кристалла (0.7 ppm для точек 12-9).

Содержание Ga составляет около 16 ppm. Его распределение зонально, – в центральной части кристалла оно минимально (11 ppm в точках 12-9), в краевой зоне достигает максимума (20 ppm в точках 4-1). Содержание В в гелиодоре незначительное, около 0.25 ppm, и выдержанное в пределах кристалла (Гаврильчик и др., 2021).

Для ненасыщенного гелиодора (образец 31) был установлен следующий характер распределения ряда редких элементов (приложение В.10).

*Крупноионные литофильные элементы.* Содержание Na увеличивается при потере насыщенности цвета до 713 ppm. Распределение Na достаточно выдержанное по профилю (780 ppm для точек 9-3) и резко уменьшается только в краевой зоне кристалла (477 ppm для точек 2-1). Содержание Cs (170 ppm), напротив, ниже, но имеет такую же тенденцию к росту в краевой зоне (134 ppm в основной части профиля и 296 ppm в точках 2 и 1 на границе кристалла).

Содержание K несколько ниже (54 ppm), чем в яркоокрашенном гелиодоре. Содержание K минимально (до 40 ppm) в центральной части профиля, и возрастает до 69 ppm в точках 2 и 1. Содержание Ca в этом образце (17 ppm) не отличается от образца 29, оно возрастает к краю кристалла до 23 ppm, коррелируя с распределением K. Содержание Li в прозрачном гелиодоре гораздо выше (144 ppm), чем в образце 29, и имеет четко выраженную зональность в распределении с понижением до 53 ppm в краевой части (точки 2 и 1) относительно остального профиля (170 ppm, точки 9-3). Содержание Rb находится примерно на таком же уровне (около 3 ppm), как для образца 29, и несущественно понижается к краю кристалла. Содержание воды несколько выше (1.40 мас.%), чем в образце 29, зональность в ее распределении не зафиксирована. Содержание Cl гораздо выше (331 ppm), чем в ярко-желтом гелиодоре. В

основной части кристалла оно составляет 390 ppm, в краевой зоне (точки 2 и 1) уменьшается до 126 ppm. Содержание F одинаковое в обоих образцах, как по уровню, так и по отсутствию зональности.

*Переходные металлы.* Содержание Fe в прозрачном гелиодоре ниже (1873 ppm), чем в ярко-желтом. Оно достаточно выдержанное по профилю (1680 ppm для точек 9-3), и резко повышается в краевой зоне (2547 ppm, точки 2 и 1). Распределение Mn в обоих образцах идентичное, как по уровню содержания, так и по отсутствию зональности. Распределение Mg также сходно с образцом 29, но отличается более выдержанным характером. Sc в прозрачном гелиодоре гораздо меньше (около 5 ppm), чем в ярко-желтом. Как и в образце 29, его содержание повторяет зональность по Fe, возрастая до 8 и 19 ppm в точках 2 и 1, соответственно (при содержании около 2 ppm в остальной части кристалла). Содержание Ti (если не брать в расчет аномально высокое значение 70 ppm в точке 1, вероятно, связанное с микровключением) примерно одинаковое в обоих образцах. Содержание Ni, Co, Cr и V на точно таком же уровне, как в образце 29, зональность по этим элементам не проявлена.

Содержание Ga ниже, чем в яркоокрашенном гелиодоре (7 ppm), оно резко увеличивается в краевой зоне (11 ppm для точек 2 и 1 по сравнению с 6 ppm для остальной части профиля). Содержание В в обоих образцах низкое, зональность не проявлена. Содержание Р в целом более высокое (достигает 74 ppm при среднем значении 48 ppm), чем в образце 29. Максимальное содержание Р для прозрачного гелиодора зафиксировано в центральной и краевой части кристалла (Гаврильчик и др., 2021).

Следует отметить, что зональность яркоокрашенного гелиодора (образец 29) по редким элементам демонстрирует (рисунок 4.2.23) положительную корреляцию Fe и транзитных элементов (Ti, Sc) с содержанием Na, K и крупноионных литофильных элементов (Cs, Li), а также воды и хлора (приложение В.10).

Такой характер зональности отвечает широко проявленному в берилле типу изоморфизма, когда происходит либо прямое замещение трехвалентного Al трехвалентными катионами (Fe, Sc), либо его замещение двухвалентным катионом Fe с компенсацией заряда, обеспечиваемой вхождением одновалентных катионов (Na, Cs, Li, K, Rb) в структурные каналы берилла. Одновременно с этим происходит вхождение в каналы воды и хлора. Уменьшение содержания Al способствует вхождению в его позицию элемента-двойника Ga. То, что процесс накопления литофильных и транзитных элементов коррелируется с ростовой зональностью гелиодора (от центра к краю кристалла, рисунок 4.2.24), указывает на то, что поступление этих элементов осуществлялось благодаря флюиду при грейзенизации, и отражает обогащение флюида несовместимыми элементами.

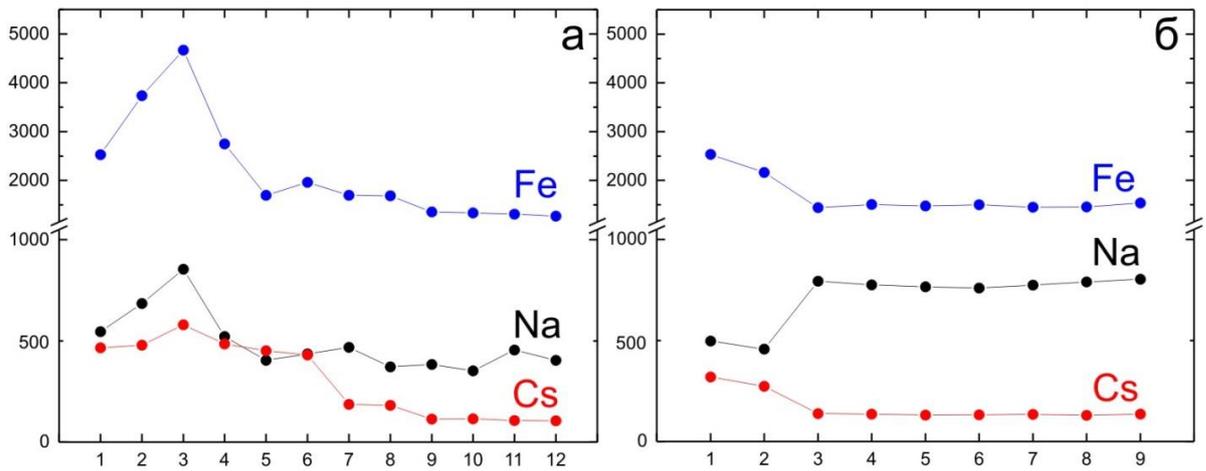


Рисунок 4.2.23 – Зональность по Fe, Na, Cs (ppm) в гелиодоре из месторождения Шерловая Гора: а – образец 29, б – образец 31. Номера точек соответствуют рисунку 4.2.22, приложению В.10

Понижение содержания Fe, Na, Cs, Ti, Sc в краевой зоне (точках 1 и, возможно, 2, рисунок 4.2.23) возможно объяснить либо завершением интенсивного протекания метасоматического процесса, либо посткристаллизационным взаимодействием берилла с сосуществующими минералами (информация о которых отсутствует) (Гаврильчик и др., 2021).

Характер зональности по редким элементам для прозрачного светлоокрашенного гелиодора (образец 31) отличается тем, что большая часть кристалла гомогенна по составу, а изменение содержания редких элементов (Na, K, Ca, Cs, Li, Cl, Fe, Sc, Ti) происходит только в узкой краевой зоне кристалла (точки 1 и 2, приложение В.10, рисунок 4.2.24).

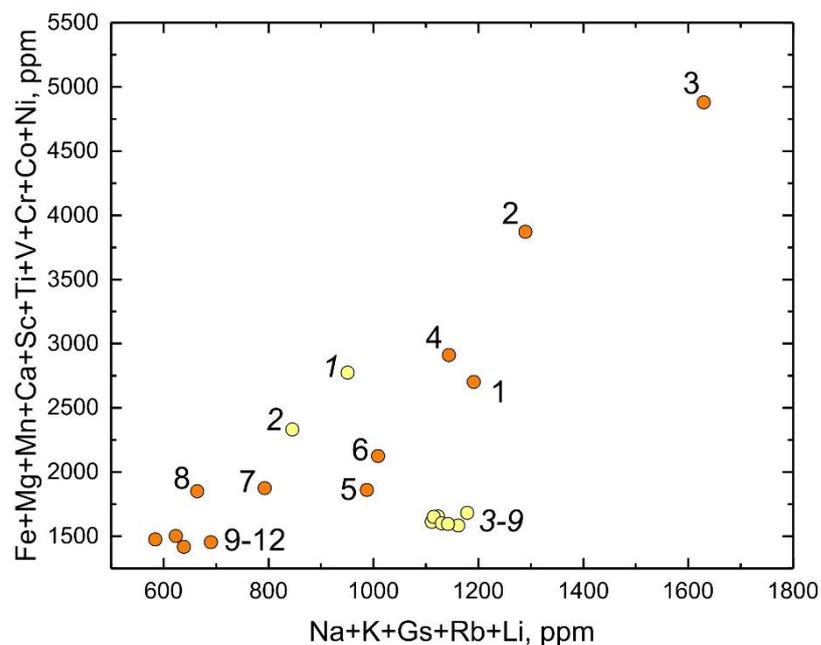


Рисунок 4.2.24 – Соотношение суммы щелочных и переходных элементов в геодиодоре из Шерловой Горы. Оранжевым цветом показан состав яркоокрашенного берилла (образец 29),

желтым – прозрачного светлоокрашенного (образец 31). Номера точек соответствуют рисунку 4.2.22, приложению В.10

Существенной особенностью является то, что содержание Na, Li и Cl уменьшается в краевой зоне, отрицательно коррелируя как с Fe (рисунок 4.2.23) и переходными металлами (Ti, Sc), так и с другими крупноионными литофильными элементами (K, Ca, Cs). По всей видимости, уменьшение содержания этих элементов (вместо ожидаемого увеличения) вызвано одновременной кристаллизацией гелиодора с минералами-концентраторами Na, Li и Cl, например, альбитом и литиевой слюдой. Обогащение флюида несовместимыми элементами произошло при завершении кристаллизации прозрачного гелиодора, а степень обогащения была менее масштабной. Так, содержание Cs увеличивается только в краевой зоне прозрачного гелиодора и в 2.3 раза (от 130 до 300 ppm), а рост Cs в яркоокрашенном гелиодоре затрагивает половину кристалла и имеет более чем четырехкратное увеличение содержания Cs (от 110 до 480 ppm).

Очевидно, что образование ярко окрашенного и прозрачного гелиодора происходило в разное время. На это указывает как различный характер зональности по редким элементам, отражающий отличающиеся режимы минералообразования и возможные парагенезисы, так и существенные отличия в уровне содержания главных элементов-примесей – Fe, Na, Cs. Возможно предположить, что образование прозрачного гелиодора, с более стабильным флюидным режимом и меньшей степенью обогащения флюида несовместимыми элементами, предшествовало кристаллизации яркоокрашенного гелиодора (Гаврильчик и др., 2021).

Сравнение редкоэлементного состава гелиодора из грейзенов месторождения Шерловая Гора с немногочисленными опубликованными данными по геохимии гелиодора из других объектов (пегматитов) показывает, что гелиодор из Шерловой Горы имеет значительное сходство с гелиодором из миароловых пегматитов Луумяки, Финляндия (Michallik et al., 2019) и из пегматитов Внутренней Монголии, Китай (Yu et al., 2017), который отличается только меньшим содержанием Mn (в обоих объектах) и большим содержанием Ti (Yu et al., 2017). Гелиодор из пегматитов Пампеана, Аргентина также имеет сходное с рассматриваемым гелиодором содержание целого ряда редких элементов, но отличается повышенным содержанием Fe, Co, Na и K и пониженным – Sc (Sardi, Heimann, 2014). По известной классификации П. Черни (Černý, Turnock, 1975) гелиодор из месторождения Шерловая Гора относится к первому типу – бесщелочному бериллу с суммарным содержанием щелочей менее 0.1 мас. %.

**Таким образом, группа желтого берилла (гелиодоров) отличается умеренным содержанием переходных металлов и пониженным содержанием литофильных элементов.**

**Особенно это относится к обеднению K, Na и Li. Также в желтом берилле зафиксировано пониженное содержание воды и хлора.**

#### 4.2.5 Аквамарин

К аквамарину, состав которого сопоставлялся с другими основными цветовыми разновидностями берилла, были отнесены 24 образца, в которых локально выполнено 130 анализов (приложение В.1, В.5, В.11). Из них 34 анализа были поставлены в аквамарин из пегматитов (18 – миароловые пегматиты, 16 – редкометалльные пегматиты), 63 анализа – в аквамарин из Sn-W грейzenов). Детальное сопоставление полученных данных послужило основанием для выделения берилла с насыщенной ярко-синей окраской (рассматриваемый как максис-берилл рядом исследователей) в отдельные группы: образцы 601 и 602 из миароловых пегматитов Амиго (Памир, Таджикистан, рассмотренный в (Хайруллина, Гриценко, 2022) и образец 605 из комплексных грейzenов Алейского месторождения, расположенного в Горном Алтае (рисунок 4.2.25).



Рисунок 4.2.25 – Фотографии исследованных образцов синего берилла (максис-берилла) из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.10

К группе аквамарина из пегматитов (кроме Амиго) были отнесены образцы: 5, 7 - миароловые пегматиты Среднего Урала; и 14 – редкометалльный-редкоземельный пегматит, Средний Урал (рисунок 4.2.26); 18, 19, 20 и 21 (оазис Бангера, миароловый пегматит, Восточная Антарктида - рисунок 4.2.26); 33 (миароловый пегматит, Адун-Челон, Забайкалье - рисунок 4.2.26), 58 и 59 (Сонора, Сьерра де Опосура миароловый пегматит, Мексика - рисунок 4.2.28); 62 (Вьетнам, провинция Туонг Суан, поле миароловых пегматитов - рисунок 4.2.28); 69 (месторождение Карасу, редкометалльный пегматит, Северная Киргизия - рисунок 4.2.28); 81 (поле редкометалльных пегматитов, Синьцзян-Уйгурский автономный район, округ Алтай, Китай - рисунок 4.2.28); 89 (полевошпатовые метасоматиты Рай-Из, Полярный Урал - рисунок

4.2.28); 207 (редкометальное пегматитовое поле Альтолигония, Мозамбик - рисунок 4.2.27); 213 (Мадагаскар, Антанариву, редкометальный пегматит - рисунок 4.2.27).

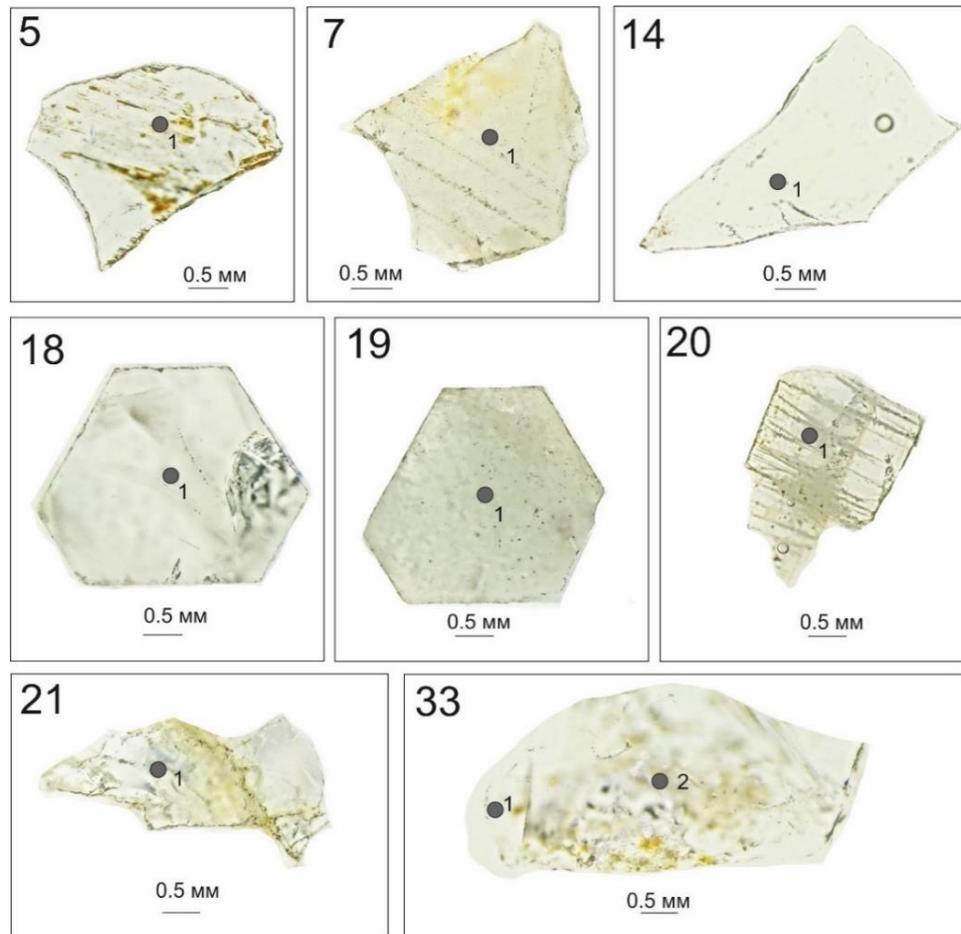


Рисунок 4.2.26 – Фотографии исследованных образцов аквамарина из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.11

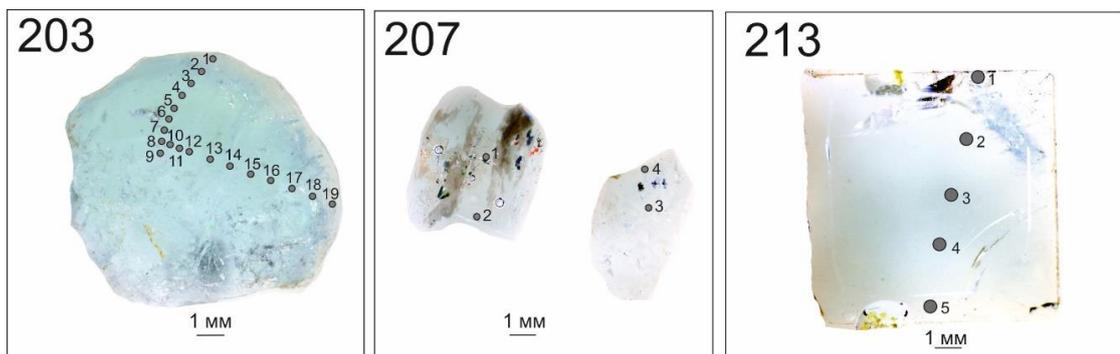


Рисунок 4.2.27 – Фотографии исследованных образцов аквамарина из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.11

К группе аквамарина из грейзенов (кроме Алейского месторождения) были отнесены образцы из месторождений: SG (рисунок 4.1.4), 30, 32 (рисунок 4.2.28) и 203 (рисунок 4.2.27),

все Шерловая Гора, Забайкалье); 76 (Акчатау, биметалльный грейзен (Mo-W), Казахстан - рисунок 4.2.28).

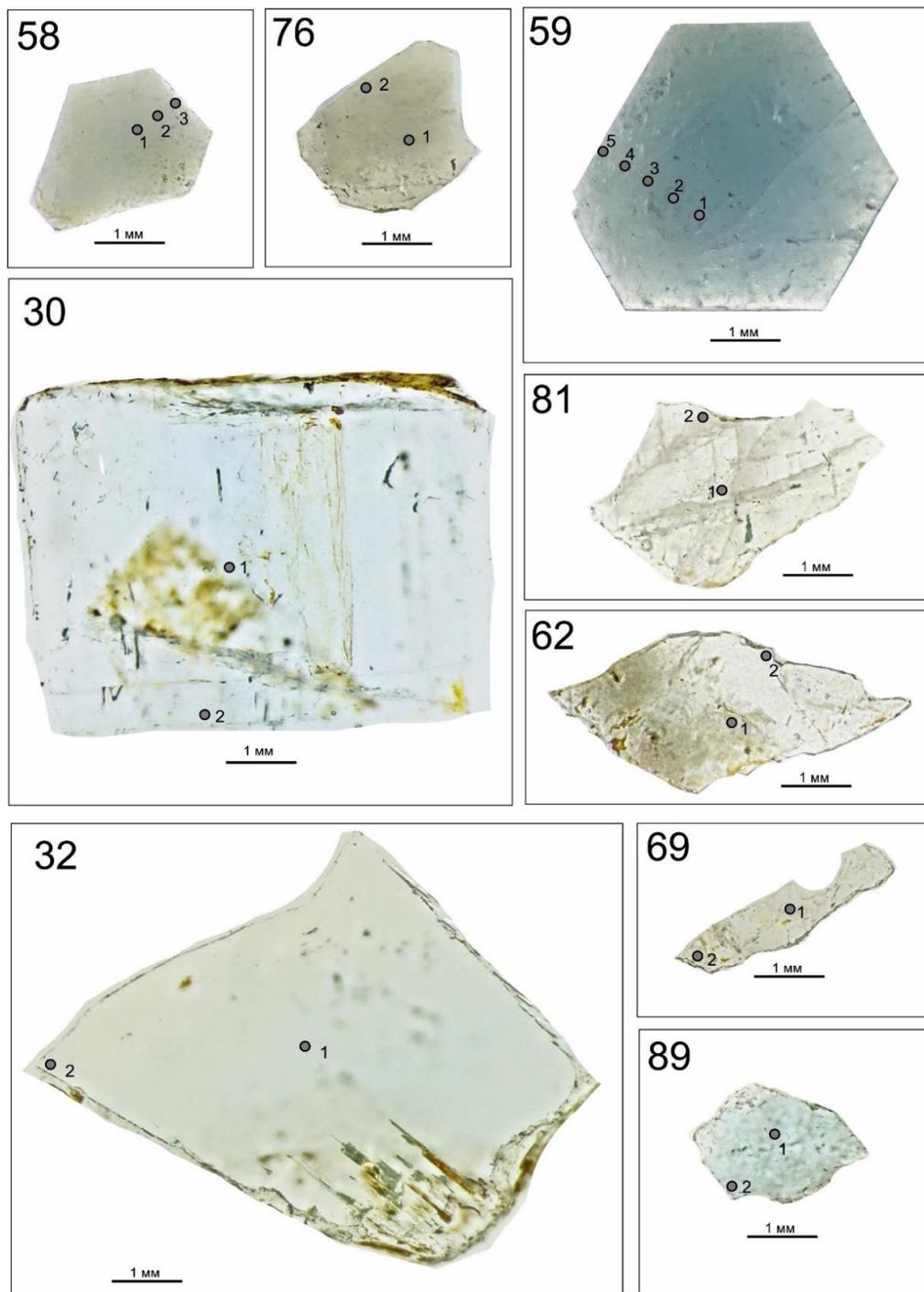


Рисунок 4.2.28 – Фотографии исследованных образцов аквамарина из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.11

В целом, аквамарин, по сравнению с другими основными цветовыми разновидностями берилла, существенно не выделяется особенностями состава. В нем зафиксировано повышенное содержание Fe (в среднем 2606 ppm при разбросе значений от 446 до 25544 ppm) и пониженное

содержание щелочных металлов – Cs и Rb (в среднем 196 и 6.73 ppm, соответственно; таблица 4.2.1).

*Сопоставление редкоэлементного состава аквамарина из редкометалльных, миароловых пегматитов и оловоносных грейзенов.*

Аквамарин является одной из основных цветowych разновидностей берилла, после изумруда в ювелирной отрасли, для которой актуально сравнение редкоэлементного состава из разных минералого-петрографических формаций. В обзорных работах, посвященных типоморфным особенностям берилла из различных по генезису пород, месторождений и проявлений (Косалс, Рылов, 1977; Куприянова, 1989, и др.), недостаточно учитывается окраска этого минерала, также выступающая типоморфным признаком (Фекличев, 1964). Так, например, авторы пишут, что по содержанию Li резко выделяются бериллы из пегматитов (1000 ppm), тогда как в берилле из грейзенов содержание Li не превышает 300 ppm и похожие соотношения отмечаются для Cs и Rb. По уровню содержания Fe, Mg и Mn было установлено, что, в среднем, для берилла из пегматитов концентрация данного ряда элементов ниже, чем для бериллов из месторождений грейзенов (Куприянова, 1989). Как показал анализ первичных данных, опубликованных в (Косалс, Рылов, 1977), такие результаты получились из-за анализируемой выборки. Берилл из редкометалльных пегматитов представлен там только высокощелочными разновидностями, аквамарин в ней отсутствует вообще, хотя в реальных объектах он достаточно широко представлен. Другой недостаток обсуждаемой базы данных – это непредставительность выборки для грейзенов (всего 10 анализов).

Поэтому нами было проведено сопоставление редкоэлементного состава аквамарина (присутствующего практически во всех разновидностях бериллсодержащих пород) из двух основных типов месторождений аквамарина: редкометалльных (14, 81, 89, 207, 213, всего 16 анализов) и миароловых пегматитов (18, 19, 20, 21, 33, 58, 59, 62, всего 18 анализов) различных регионов и из оловоносных грейзенов месторождения Шерловая Гора, Забайкалье, (образцы 30, 32, 203, SG, всего 56 анализов). Диаграммы «с усами» для всех проанализированных компонентов приведены на рисунок 4.2.29.

Достаточно контрастноподобные отличия проявлены для крупноионных литофильных элементов (рисунок 4.2.30 и 4.2.31). Содержание Na в берилле из пегматитов составляет в среднем (здесь и далее приведено медианное значение) 3084 ppm (при вариациях от 1084 до 6017 ppm), в оловоносных грейзенах – 657 ppm (378-2062 ppm).

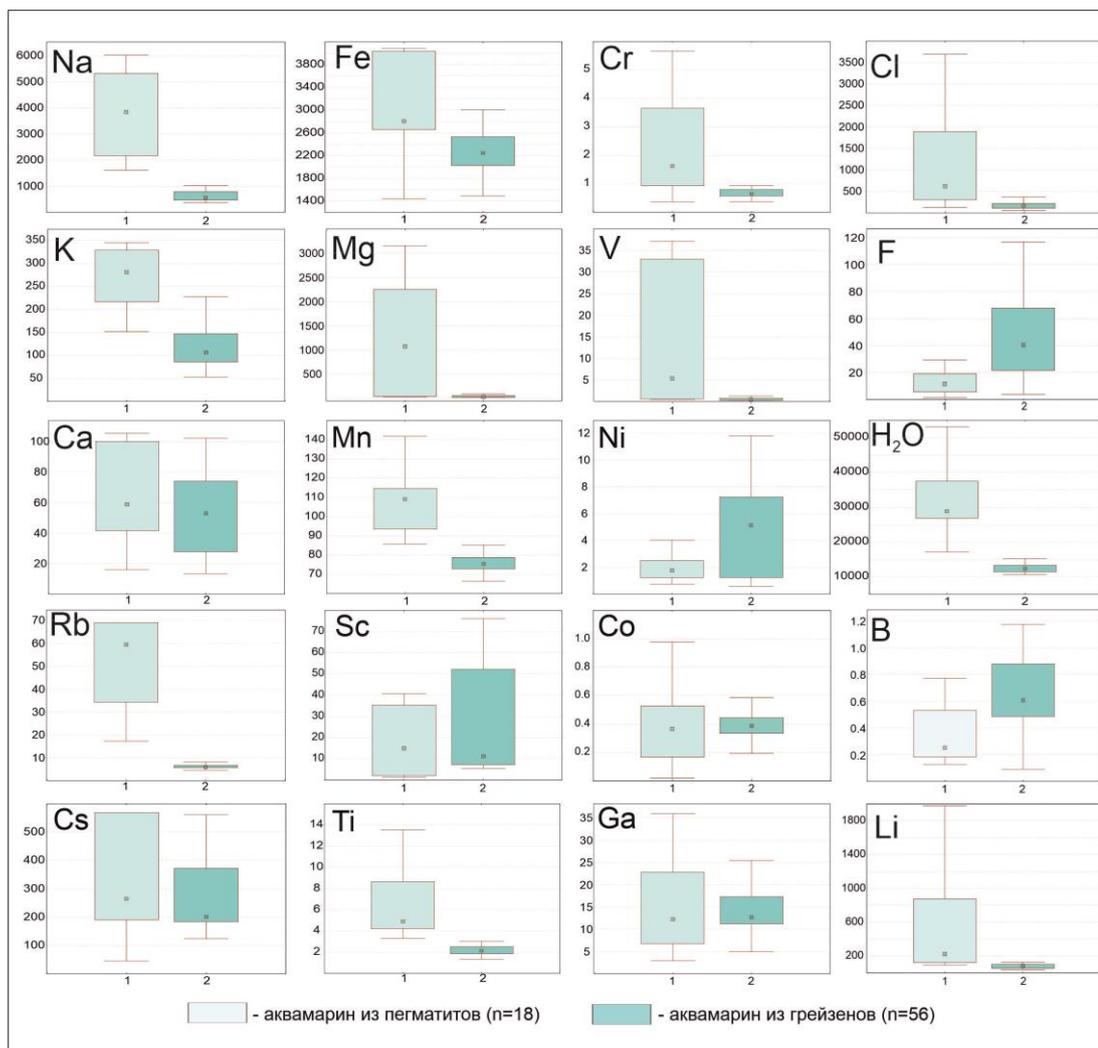


Рисунок 4.2.29. Особенности состава аквамарина из редкометалльных пегматитов (1) и оловоносных грейзенов (2)

Содержание Li различается в рассматриваемых выборках менее контрастно – 720 ppm (90.9-1977 ppm) для редкометалльных пегматитов, 211 ppm (46.8-744 ppm) для миароловых пегматитов и 83.7 ppm (32.8-554 ppm) для оловоносных грейзенов. На диаграмме соотношения содержания Na и Li (рисунок 4.2.30) фигуративные точки для двух групп образцов аквамарина практически не перекрываются, но образуют единый тренд с положительной корреляцией между содержаниями рассматриваемых элементов.

Содержание K в берилле из пегматитов и Sn-W грейзенов находится на близком к литию уровне – 340 ppm (152-846 ppm) для редкометалльных пегматитов, 323 ppm (61.9-1609 ppm) для миароловых пегматитов и 125 ppm (52.8-338 ppm) для оловоносных грейзенов.

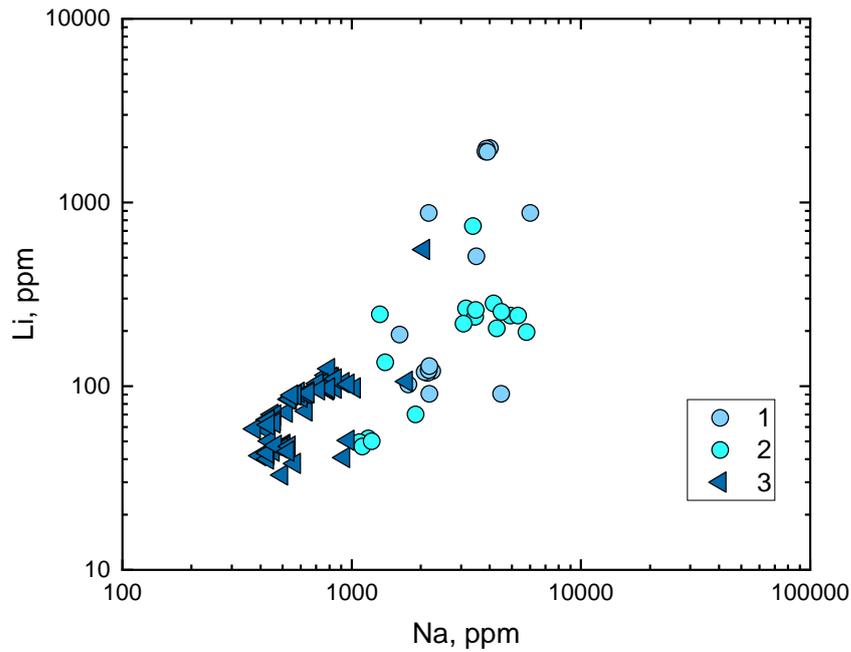


Рисунок 4.2.30. Соотношение Na и Li для аквамаринов. Здесь и на рисунках 4.2.30 – 4.2.35 показаны составы аквамаринов из: 1) миароловых пегматитов регионов России и мира; 2) редкометалльных пегматитов регионов России и мира; 3) оловоносных грейзенов Шерловой горы;

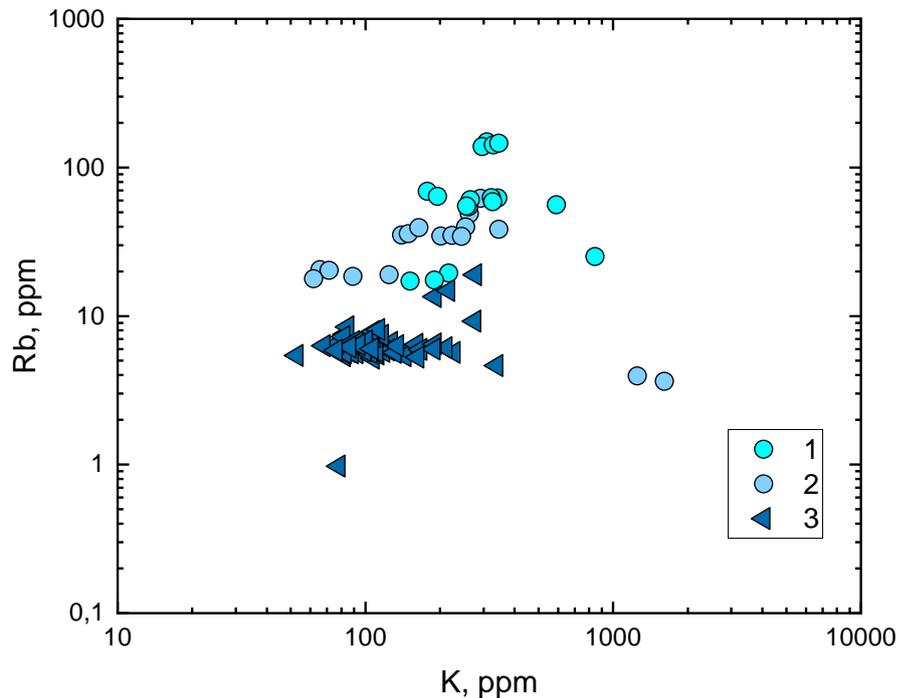


Рисунок 4.2.31. Соотношение K и Rb для аквамаринов.

Уровень содержания Rb заметно ниже – 78.8 ppm (17.2-149 ppm) для редкометалльных пегматитов, 31.1 ppm (3.62-61.9 ppm) для миароловых пегматитов и 6.57 ppm (0.97-18.9 ppm) для оловоносных грейзенов. При этом по содержанию Rb поля фигуративных точек пегматитов

не перекрываются полем фигуративных точек из грейзенов, а по содержанию К фиксируется определенное перекрытие составов для аквамарина из двух типов пегматитов и из оловоносных грейзенов (рисунок 4.2.31). Примечательно, что по содержанию Cs статистически значимых отличий не наблюдается (рисунок 4.2.29).

Аквамарин из миароловых пегматитов содержит существенно большее количество Mg (в среднем 1085 ppm, при вариациях от 23.7 до 3152 ppm), чем аквамарин из оловоносных грейзенов (в среднем 33.8 ppm, от 10.6 до 88.2 ppm). На диаграмме рассеяния Mg-Mn (рисунок 4.2.32) составы аквамарина из оловоносных грейзенов образуют компактное поле, тогда как составы аквамарина из двух типов пегматитов распадаются на несколько кластеров, демонстрируя отрицательную корреляцию между содержаниями Mg и Mn. Содержание Mn относительно слабо варьирует в рассматриваемых группах – 111 ppm, от 85.7 до 142 ppm для редкометалльных пегматитов, 109 ppm (67.1-266 ppm) для миароловых пегматитов и 75.9 ppm, от 66.4 до 91.6 ppm для оловоносных грейзенов. Содержания Ti, V и Cr в рассматриваемых группах находится в среднем на уровне первых ppm. При этом для аквамарина из оловоносных грейзенов характерен узкий диапазон содержаний этих элементов, практически не перекрывающийся с более широким диапазоном для аквамарина из редкометалльных и миароловых пегматитов (рисунок 4.2.29).

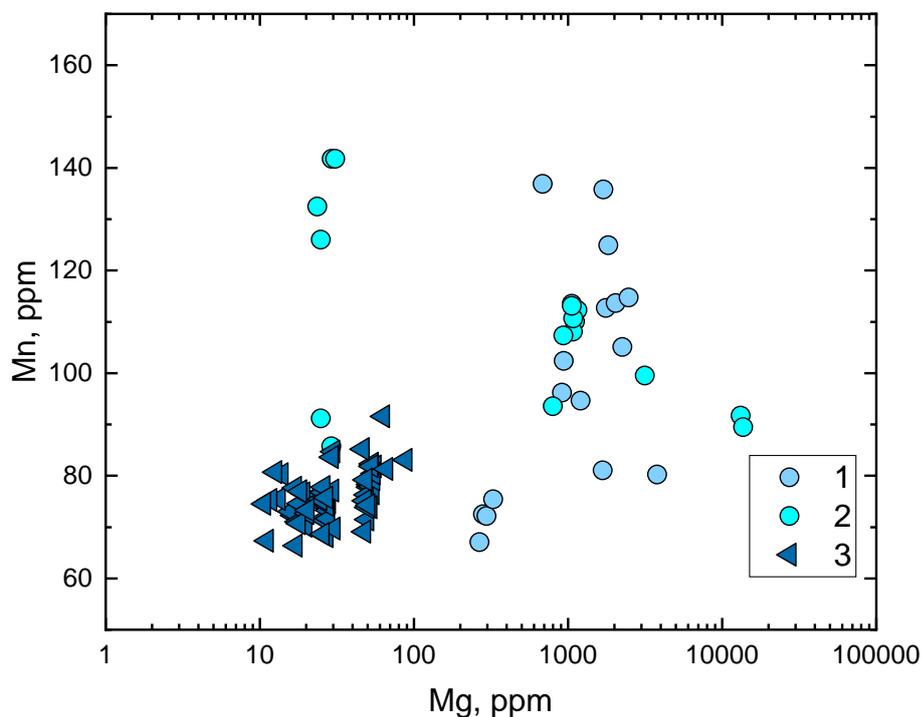


Рисунок 4.2.32. Соотношение Mg и Mn для аквамаринов.

Значимые отличия наблюдаются и по содержанию в аквамарине летучих компонентов. На диаграмме рассеяния H<sub>2</sub>O-Cl (рисунок 4.2.33) фигуративные точки аквамарина из оловоносных грейзенов компактно расположены в нижней левой области графика со средними содержаниями воды 12738 ppm (8266-21093 ppm) и хлора 184 ppm (63.6-1133 ppm).

Составы аквамарина из двух типов пегматитов содержат большее количество этих компонентов – воды в среднем 30399 ppm (17124-50028 ppm) и хлора 1292 ppm (126-3691 ppm) для редкометальных пегматитов, воды в среднем 22973 ppm (15882-29970 ppm) и хлора 550 ppm (50.1-3041 ppm) для миароловых пегматитов. При этом точки для пегматитов расположены широким «веером», демонстрируя положительную корреляцию между содержанием воды и хлора. Напротив, аквамарин из оловоносных грейзенов отличается повышенным содержанием фтора – в среднем 46.9 ppm (3.84-165 ppm). Для аквамарина из двух типов пегматитов содержание фтора определено на меньшем уровне – 10.8 ppm (0.59-29.2 ppm).

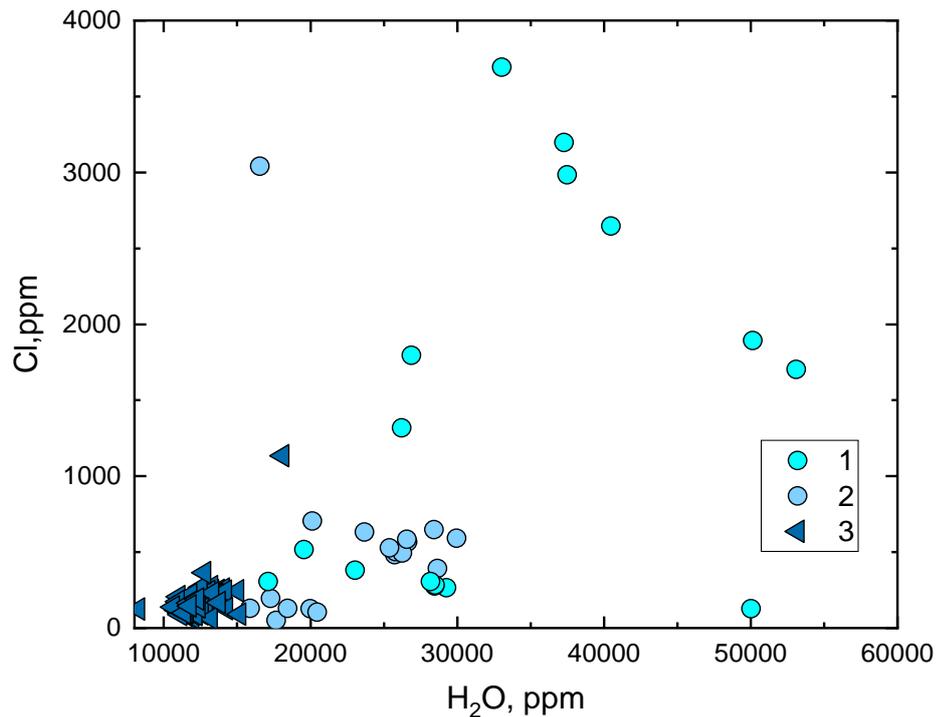


Рисунок 4.2.33. Соотношение воды и Cl для аквамаринов.

На диаграмме соотношения содержания хлора и фтора (рисунок 4.2.34) фигуративные точки для обеих групп демонстрируют широкий разброс, при этом для них прослеживаются тренды с положительной корреляцией, но с разным соотношением рассматриваемых элементов.

Фтор является единственным элементом, которым аквамарин из оловоносных грейзенов обогащен по сравнению с аквамарин из пегматитов. Эта особенность объясняется повышенной активностью фтора во флюиде при образовании грейзенов (Markl, Schumacher, 1996; Wang et al., 2021).

Косвенно это проявляется в кристаллизации фторсодержащих минералов, например, топаза. По остальным рассмотренным компонентам (Mg, Ti, Mn, V, Cr, Li, Na, K, Rb, Cl и вода) аквамарин из пегматитов значительно отличается их повышенным содержанием от аквамарина из оловоносных грейзенов.

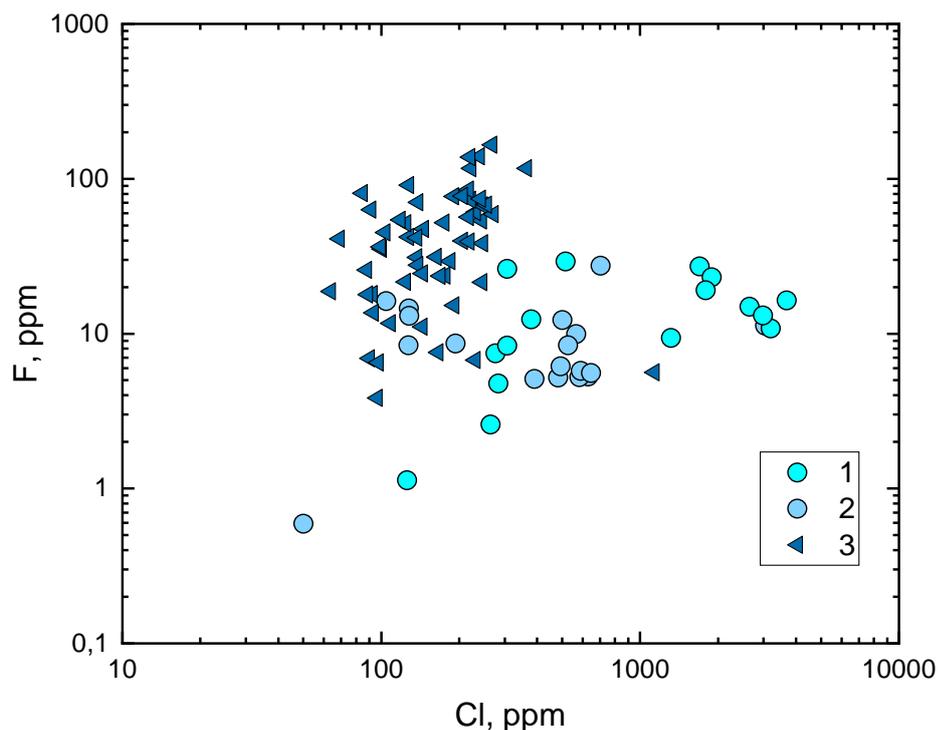


Рисунок 4.2.34. Соотношение Cl и F для аквамаринов.

*Особенности редкоземельного состава синего берилла.* Авторами также было проведено сопоставление состава аквамарина и синего берилла (рисунок 4.2.35). К аквамарину из пегматитов (без разделения на типы) отнесены 34 анализа, к аквамарину из грейзенов – 63 анализа (преимущественно это грейзены Шерловой Горы, а также ряд других объектов). Синий берилл из пегматитов (проявление Амиго, Таджикистан) представлен 23 анализами, синий берилл из грейзенов (Алейское месторождение, Алтай) – 10 анализами.

Синий берилл, который также именуется как максис-берилл, является довольно редкой цветовой разновидностью, по сравнению с другими. История его обнаружения и последующего изучения достаточно запутана. В конце 1972 г. на рынок драгоценных камней поступил темно-синий берилл. Когда позже было обнаружено, что его цвет потускнел после длительного воздействия света, синий берилл резко потерял коммерческую стоимость. Авторы (Nassau et al., 1976) смогли получить подобный цвет в некоторых бериллах с помощью гамма-излучения, рентгеновского излучения и нейтронного облучения и изучили инфракрасные спектры поглощения этих кристаллов. Они назвали их бериллами типа максис (Maxixe), потому что цвет и его обесцвечивание напоминали берилл из бразильского месторождения Maxixe. в штате Минас-Жерайс в Бразилии, найденный в 1917 г. Однако окраска и этих кристаллов оказалась неустойчивой: при дневном свете она или разрушалась, или становилась желтой и рыжеватокоричневой. Аквамарин-максис имеет отчетливый дихроизм:  $N_o$  – кобальтово-синий,  $N_e$  –

бесцветный. В настоящее время различают берилл типа максис 1973 г. и современный берилл типа максис, созданный высокоэнергетическим излучением (Andersson, 2008).

Цвет берилла типа максис, появившегося 1973 г., также был создан искусственно. Есть предположение, что необработанный исходный материал представляет собой светло-розовый морганит из Барра-де-Салинас в штате Минас-Жерайс, Бразилия. Этот берилл не подвергался облучению рентгеновскими лучами, гамма-лучами, нейтронами, протонами или электронами, а был обработан «простым методом», с помощью ультрафиолетового облучения, которое создавало радикалы  $\text{CO}^-$  и  $\text{CO}_2^-$ , вызывающие синюю окраску исходного берилла (Andersson, 2008). Также было установлено, что за синюю окраску берилла типа максис (искусственно обработанного/облученного) и максис-берилла (природного необработанного) ответственны также радикалы  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{NO}_3^-$  (Andersson, 2006). Авторы (Nassau et al., 1976) пришли к выводу, что центр синего цвета в берилле типа максис создается облучением, в то время как цветовой центр максис имеет натуральное происхождение.

Радикалы  $\text{CO}_3^-$  и  $\text{NO}_3$  могут образовываться в берилле различными способами. Одна из возможностей состоит в том, что  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{NO}_3^-$  ионы существовали в исходном расплаве и оказались в ловушке в каналах кристалла берилла в процессе его образования. Электрон можно удалить из каждого из этих ионов путем облучения для создания  $\text{CO}_3^-$  и  $\text{NO}_3$ . Освободившийся электрон может быть «пойман» примесным протоном с образованием атома водорода. Такие атомы были обнаружены в как максис-берилле, так и берилле типа максис. Если эта схема верна, то оба центра окраски могут быть созданы облучением. Вторая возможность заключается в том, что  $\text{CO}_2$  и молекулы  $\text{NO}_2$  были захвачены из первоначального расплава во время кристаллизации берилла. Если молекула воды попадает в канал, содержащий молекулу  $\text{NO}_2$ , то она может соединяться с этой молекулой, чтобы образовалась  $\text{NO}_3$ . Водород при этом «отщепляется». Вероятность того, что эта комбинация произойдет, очень маленькая, так как необходимо много времени, чтобы достаточное количество стабильных молекул  $\text{NO}_3$  было создано, чтобы дать максис-бериллу его насыщенный синий цвет. Аналогично образуется  $\text{CO}_3^{2-}$  в берилле, содержащем  $\text{CO}_2$ , и в этом случае водород «отщепляется» в виде протонов. Облучение создает цвет типа максис (центр  $\text{CO}_3^-$ ), а высвобожденный электрон захватывается протоном с образованием атома водорода. Третья возможность состоит в том, что ионы  $\text{OH}^-$  проникают путем диффузии в структурный канал и соединяются с  $\text{CO}_2$  или  $\text{NO}_2$  с образованием  $\text{CO}_3^{2-}$  или  $\text{NO}_3^-$ . Эта возможность подробно обсуждается в (Andersson, 2006). Как и в первом варианте, облучение необходимо для создания максис-берилла.

Темно-синий берилл, как правило, отличается высоким содержанием Fe. Такой природный необработанный берилл (получивший коммерческое название «True Blue») с повышенным содержанием FeO (до 5.39 мас.%) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (около 2.40 мас.%) был обнаружен в

гидротермальных жилах, связанных с сиенитами на территории Южного Юкона, Канада, в 2003 г. (Adamo et al., 2008; Groat et al., 2010). Темно-синий берилл, содержащий значительное количество Fe (до 3.6 мас.%) и Cs (до 2.3 мас.%), был обнаружен в пегматитах на севере Пакистана (Laurs, Rossman, 2019). Также сообщалось (ссылки в (Groat et al., 2010) о кристаллах берилла ярко-синего цвета с высоким содержанием железа из Calcaferro в Италии (3.83 мас.% FeO), Монте Сервадон в Италии (4.62 мас. % FeO), рудник Лассур, Арьеж, Франция (3.23 мас. % FeO), пегматит Bountiful Beryl, Mohave, Аризона (2.24 мас. % FeO). По данным спектроскопических исследований, окраска аквамарина определяется соотношением  $Fe^{3+}$  в октаэдрической позиции и  $Fe^{2+}$  в структурных каналах. Насыщенная синяя окраска коррелируется с небольшим количеством  $Fe^{3+}$ , а менее насыщенный сине-зеленый берилл имеет большее содержание  $Fe^{3+}$  или меньшее  $Fe^{2+}$  в каналах (Vianna et al., 2002).

Синий берилл из хрусталеносной пегматитовой жилы Амиго на территории Восточного Памира, Таджикистан, достаточно детально изучен (Хайруллина, Гриценко, 2022). Пегматит Амиго был открыт З.Т. Джураевым в 1988 году, однако в силу его труднодоступности по сей день данное проявление остается во многих аспектах малоизученным интересным минералогическим объектом. Гранитные пегматиты Восточного Памира связаны с гранитами Шатпутского интрузивного комплекса альпийского возраста. Пегматит Амиго расположен в 150 км к западу от Ранкульского поля, на приводораздельной цирковой части сая Джалан, на высоте 4900 м. Было изучено 2 типа берилла пегматита Амиго. Берилл 1-го типа бесцветный, идеально прозрачный образует незональные длиннопризматические кристаллы в ассоциации с мусковитом, шерлом, клевеландитом, флюоритом в полостях, заполненных гипсом. Он характеризуется низким содержанием всех примесей, в том числе щелочей, содержание железа и магния менее 0.4 мас.%. Синий берилл 2-го типа (который проанализирован в данной работе) встречается в ассоциации с шерлом, альбитом и кальцитом. Он образует таблитчатые кристаллы до 2 см, с соотношением толщины к ширине 1:3. Этот берилл имеет ярко-синюю зонально-секториальную окраску, грани пинакоида окрашены менее интенсивно, грани призмы – сильнее. Центральная часть кристаллов в большей степени обогащена железом, магнием и щелочами. Содержание железа в центральных частях колеблется от 2.5 до 4.5 мас.% FeO, в краевых частях – 0.4-1 мас.% FeO. Изученный синий берилл из пегматита Амиго происходит из пегматитов, бедных Li, Cs, Rb, содержание этих элементов в берилле низкое, хотя повышенные концентрации натрия отмечаются. Берилл насыщенного синего цвета с высоким содержанием железа обычно имеет стандартный для аквамарина призматический габитус (Хайруллина, Гриценко, 2022).

Второй объект, откуда был получен на исследование синий берилл – это Алейское бериллий-литиевое грейзеновое проявление, расположенное в Рудном Алтае, пространственно

и парагенетически связанное с аляскистовыми гранитами Устьянского массива (Гусев, Козлова, 2009). Берилл в количественном отношении преобладает в штокверках. В грейзенах берилл обычно образует голубые длинностолбчатые кристаллы длиной до 1 мм, в штокверках – игольчатые и длинностолбчатые кристаллы длиной до 2 мм, реже образует секториальные сферолито-лучистые агрегаты синей до густо-синей окраски, редко – голубовато-зеленоватые скопления кристаллов, приближающиеся к аквамарину.

Рассматриваемые нами аквамарин и синий берилл различаются по соотношению Na и Cs (приложение В.11). Синий берилл из пегматитов Амиго отличается минимальным содержанием Cs (33.2-122 ppm при среднем значении 38.9 ppm). Синий берилл из Алейского месторождения, напротив, демонстрирует повышенное содержание Cs (652-4179 ppm при среднем значении 2243 ppm). В «обычном» по окраске аквамарине из пегматитов и грейзенов содержание Cs варьирует в широких пределах, от 45.6 до 2035 ppm, занимая промежуточное положение между двумя группами синего берилла из разных объектов.

Синий берилл резко выделяется, по сравнению с аквамарином, повышенным содержанием Na. Максимальным содержанием Na отличается синий берилл из грейзенов Алейского месторождения (11778-16162 ppm при среднем значении 14060 ppm). В синем берилле из пегматитов Амиго содержание Na тоже достаточно высокое (2814-12272 ppm при среднем значении 5366 ppm). Аквамарин из пегматитов и грейзенов характеризуется пониженным, по сравнению с синим бериллом, содержанием Na (1084-18827 ppm при среднем значении 3423 ppm, и 378-7065 ppm при среднем значении 586 ppm, соответственно).

По повышенному содержанию Li выделяется синий берилл из пегматитов Амиго (в среднем 863 ppm) и грейзенов Алейского месторождения (в среднем 746 ppm).

По соотношению Mg и Fe синий берилл из грейзенов Алейского месторождения и пегматитов Амиго выделяются повышенным содержанием обоих элементов. При этом синий берилл из Алейского месторождения имеет максимальное содержание Mg (2268-12981 ppm при среднем значении 7142 ppm) и Fe (2330-25544 ppm при среднем значении 9934 ppm).

Синий берилл из пегматитов Амиго характеризуется меньшим содержанием Mg (833-11259 ppm при среднем значении 1199 ppm), которое в целом пересекается с содержанием Mg в аквамарине из пегматитов (23.7-13706 ppm при среднем значении 1060 ppm).

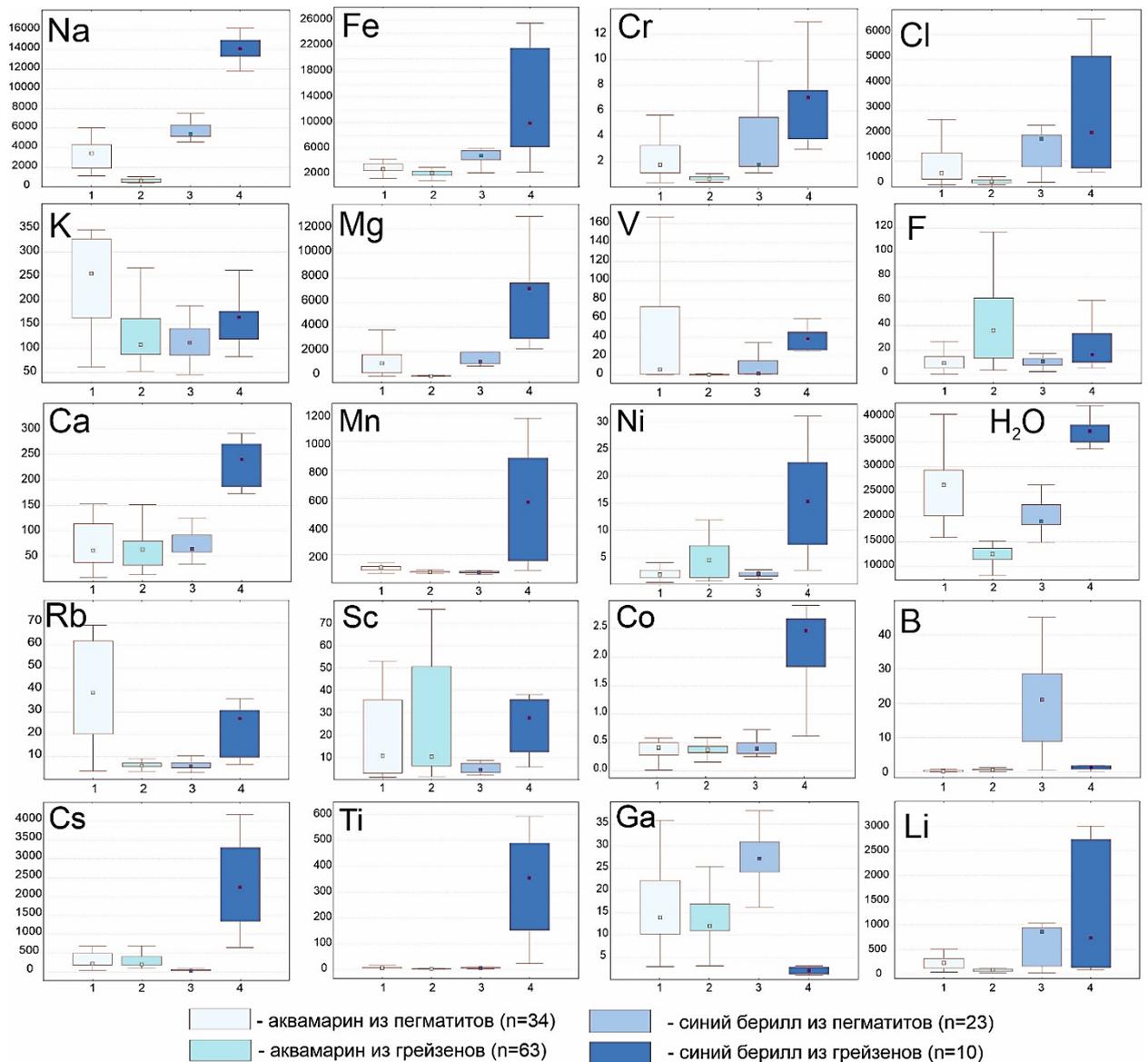


Рисунок 4.2.35 – Особенности состава аквамарина и синего берилла из пегматитов (1 – аквамарин (кроме пегматитов Амиго); 3 – синий берилл, проявление Амиго) и грейзенов (2 – аквамарин (кроме Алейского месторождения); 4 – синий берилл, Алейское месторождение)

Синий берилл из грейзенов Алейского месторождения характеризуется повышенным содержанием Cr и V (7.04 и 38.1 ppm). По содержанию Co и Ni складывается аналогичная картина – аквамарин из грейзенов Алейского месторождения отличается повышенным, относительно других групп, содержанием Co (в среднем 2.47 ppm) и Ni (в среднем 15.3 ppm). Для остальных групп среднее содержание этих элементов заметно ниже.

Если сравнивать содержание летучих компонентов (хлора, фтора и воды), то отличия между группами аквамарина и синего берилла заметны и по ним. Синий берилл из грейзенов Алейского месторождения выделяется повышенным содержанием обоих компонентов (в среднем 2119 и 37119 ppm, соответственно). Синий берилл из пегматитов Амиго имеет сходное среднее содержание хлора (1872 ppm) и существенно меньшее – воды (в среднем 19918 ppm). Несколько иная ситуация прослеживается в отношении распределения фтора. Максимальное

содержание фтора зафиксировано для аквамарина из грейзенов – в среднем 36.4 ppm. Синий берилл из грейзенов Алейского месторождения имеет меньшее среднее содержание (16.5 ppm), чем для аквамарина из грейзенов, но большее чем, у аквамаринов из пегматитов, включая пегматиты Амиго (в среднем 10.9 ppm).

В результате установлено, что по повышенному содержанию катионов (Mg, Fe, Ca и других переходных металлов – Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr, Sc), входящих в октаэдрическую позицию берилла, заметно отличается от других разновидностей синий берилл из грейзенов Алейского месторождения. Синий берилл из грейзенов Алейского месторождения также отличается повышенным содержанием литофильных элементов (Na, Li, Cs) и летучих компонентов (хлора и воды). Объяснить такую особенность состава на данный момент затруднительно (требуется проведение дополнительных исследований). Отличие синего берилла из пегматитов Амиго от аквамарина из других пегматитовых объектов менее контрастно – в нем зафиксировано повышенное содержание Li, Na, Mg и хлора, пониженное – Cs и воды.

Таким образом, как показало проведенное сопоставление составов (рисунок 4.2.35), синий берилл отличается от аквамарина повышенным содержанием ряда элементов – Li, Na, Cl и Fe.

*Сопоставление редкоэлементного состава ювелирных и неювелирных разновидностей аквамарина.* Интересным и актуальным вопросом является проблема определения факторов, приводящих к образованию ювелирных разновидностей минералов, а также отличия в составе ювелирных и неювелирных разновидностей одного и того же минерала. Эта проблема рассматривалась ранее путем исследования параметров роста кристаллов, необходимых или достаточных для получения кристалла, соответствующего по качеству драгоценным камням (Fritsch et al., 2017). Было установлено, что, во-первых, зародышеобразование должно происходить только с ограниченным числом ядер-«зародышей». В противном случае образуется слишком много кристаллов, и они будут слишком малы, чтобы их можно было огранить в драгоценный камень. В целом условия роста должны быть относительно стабильными в течение периода кристаллогенеза. Тем не менее, неоднократно было задокументировано, что почти бесцветные алмазы ювелирного качества могут иметь имеет довольно сложную историю роста. Два механизма роста выявлено для драгоценных камней: чаще всего наблюдается медленный рост со «спиральным» механизмом, что приводит к образованию больших одиночных индивидов. Гораздо реже отмечается другой механизм – быстрого роста, приводящего к образованию ювелирных разновидностей, например, колумбийского изумруда со структурой «gota de aceite» («капли масла») или алмазов в форме дендритовидных псевдокубов (Fritsch et al., 2017). В обоих случаях подразумевается, что количество включений в ювелирных разновидностях должно быть ограниченным. Время, необходимое для

кристаллизации драгоценного камня, редко изучалось или оценивалось. Достижения экспериментальной петрологии и опыт выращивания синтетических драгоценных камней указывает на то, что для этого требуются не миллионы лет, а, буквально, считанное количество лет, или даже меньше. Также желательным условием является доступное свободное пространство для роста кристалла, в противном случае возможны деформации, повышенное содержание включений и другие негативные последствия. Наконец, после образования кристалл ювелирного качества не должен испытывать такие воздействия как растрескивание или травление, которые зависят от тектонической обстановки и наложенных гидротермальных процессов.

Известно, что показатель преломления берилла повышается с увеличением суммарного содержания щелочных элементов в структурных каналах, поскольку в противоположном случае каналы оставались бы «пустыми» и в меньшей степени препятствовали прохождению света через кристалл (Mihalynuk, Lett, 2003). Геммологические характеристики для ювелирных разновидностей берилла являются комплексными, часть из них носит субъективный характер, а определение других требует специальных спектроскопических и оптических исследований. Установлено, что синий тон окраски оказывает большее влияние на оттенок берилла, в то время как желтый тон оказывает большее влияние на цветность. Содержание железа выше в желтом и голубом берилле, по сравнению с другими цветовыми разновидностями. С увеличением содержания железа яркость берилла уменьшается, а насыщенность окраски увеличивается (Shang et al., 2022). Локальное исследование методами EPMA и SIMS кристалла берилла из пегматитов Homret Mukpid, Египет, выявило, что интенсивно окрашенные зоны содержат больше Ti, Mn, Mg, Ca, Na и K, по сравнению с бледно окрашенными участками того же кристалла (Shoji et al., 1975). Однако проведенные ранее сопоставления оптических и геммологических характеристик берилла были выполнены на весьма лимитированном фактическом материале и по ограниченному набору химических элементов, преимущественно малых, определенных методом EPMA.

Нами был сопоставлен редкоэлементный состав аквамарина (не включая синий берилл) из грейзенов, поскольку именно по ним получилась представительная выборка данных для прозрачного (условно ювелирного качества) и непрозрачного аквамарина. Следует отметить, что для пегматитов аналогичная выборка оказалась менее представительной (почти в два раза), к тому же ряд образцов в ней был без точной привязки. Поэтому прозрачный и непрозрачный аквамарин из пегматитов не сопоставлялся.

Прозрачный аквамарин был проанализирован в четырех кристаллах и 39 точках (образец SG, 30 и 32 из месторождения Шерловая Гора, образец 83 из месторождения Светлое, Чукотка). Непрозрачный берилл был проанализирован в двух кристаллах и 24 точках (образец 203 из

Шерловой Горы, образец 76 из Акчатау). Таким образом, основу выборки составил аквамарин из месторождения Шерловая Гора – 37 и 19 анализов, соответственно, всего 56 точек. Диаграммы «с усами» для всех проанализированных компонентов приведены на рисунок 4.2.36.

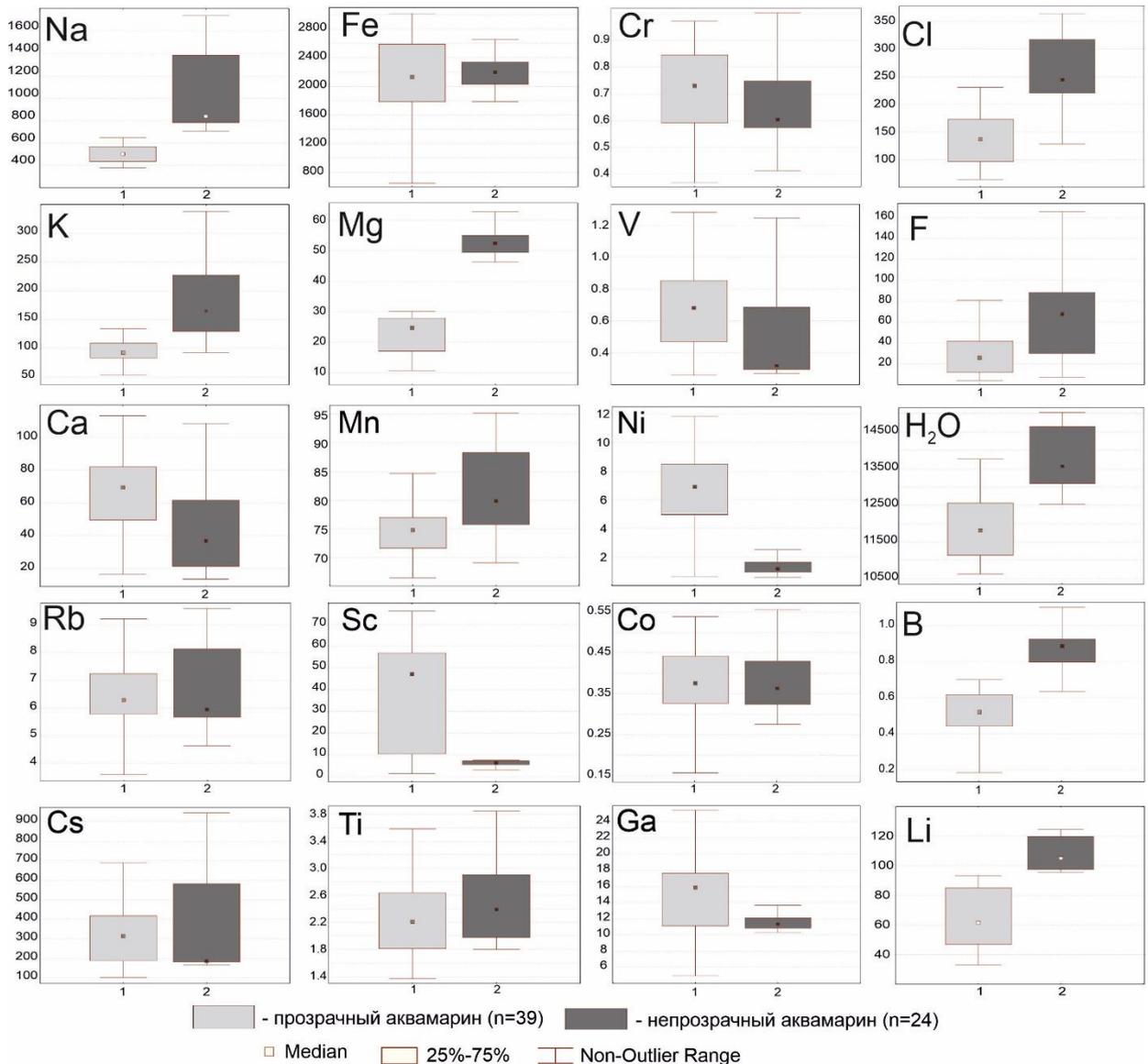


Рисунок 4.2.36 – Особенности состава прозрачного и непрозрачного аквамарина из грейзенов

Установлено, что непрозрачный аквамарин, по сравнению с прозрачным, отличается повышенным (как правило, в полтора-два раза) содержанием ряда редких элементов. Это крупноионные литофильные элементы – Li (среднее содержание 105 и 61.5 ppm, соответственно, в непрозрачном и прозрачном аквамарине), Na (838 и 503 ppm), K (165 и 92.7 ppm); летучие компоненты – B (0.88 и 0.52 ppm), Cl (244 и 137 ppm), F (67.5 и 25.8 ppm) и вода (13561 и 11809 ppm); и Mg (52.5 и 24.6 ppm). Объединяет весь этот набор элементов то, что они присутствуют в составе газовой-жидких включений, которые при определенном их количестве лишают аквамарин прозрачности. Также следует отметить, что прозрачный аквамарин отличается от непрозрачного повышенным содержанием Sc и, в меньшей степени, Ni и Ga –

элементов, замещающих Al в октаэдрической позиции структуры берилла. Объяснить эту особенность состава, на данный момент, сложно.

Берилл ювелирного качества из миарол в пегматитах месторождения Luumäki, Южная Финляндия, по сравнению с «обычным» бериллом магматического генезиса из вмещающих пегматиты граниты в том же объекте, отличается повышенным содержанием Na и Li (Michallik et al., 2019). Такую закономерность возможно объяснить, что, в данном случае, состав берилла отражает эволюцию пегматитовой системы, в которой существенно накапливается содержание литофильных элементов после отделения от материнского гранитного расплава. Аналогичная ситуация, отражающая эволюцию пегматитового флюида/расплава была установлена при сравнении раннего пегматитового берилла и более позднего из миароловых пустот в California Blue Mine топаз-берилловых пегматитах (Pauly et al., 2021). Последний отличается повышенным содержанием Cs и Li, и, в меньшей степени, Na, B и As. Однако в этих примерах сравнивается состав берилла, относящихся к различным этапам эволюции расплава, от магматической стадии до поздней гидротермальной. В этом случае состав берилла, скорее всего, будет отражать эволюцию расплава/флюида, с которыми связано его образование, а не фиксировать различия в составе между ювелирными и не ювелирными разновидностями. В нашем случае идет сравнение состава аквамарина, относящегося к одному процессу – образованию грейzenов.

Обогащение состава флюидных включений водой, хлором и фтором в берилле было установлено для W–Sn–Be камнесамоцветного месторождения Xuebaoding в Юго-Западном Китае (Liu et al., 2012). Содержание NaCl в первичных флюидных включениях в берилле из грейzenов может достигать 17 эквивалентных мас.%, по данным (Naarala, Kinnunen, 1979). Прямой анализ флюидных включений в кварце из грейzenов вольфрамового месторождения Xihuashan, Южный Китай (Yang et al., 2019) методом LA-ICP-MS показал заметное наличие в них таких элементов, как Li, Rb, Cs, K, Na, Ti, Cu, Zn, As и W (в диапазоне 1-125 ppm при среднем уровне 19 ppm). Исследование газовой фазы во включениях в кварце в грейзенизированном массиве Mole Granite, Австралия показало ее существенное обогащение Cu, B, Li и As (Audétat et al., 2000). Значительное количество бора (в виде борной кислоты) было обнаружено во флюидных включениях в миароловых пегматитах из 11 регионов Мира (Peretyazhko et al., 2000). Присутствие хлорида магния в составе флюида было зафиксировано в процессе исследования включений в различных минералах, связанных с гидротермально-пневматолитовыми процессами (Gromalova et al., 2014).

Таким образом, на основе сравнения редкоэлементного состава прозрачного (условно ювелирного) и непрозрачного аквамарина из грейzenов можно констатировать, что

непрозрачный аквамарин из грейзенов отличается от прозрачного повышенным содержанием Li, Na, K, Mg, B, Cl, F и воды, что связано с его насыщенностью газовой-жидкими включениями.

По результатам исследования геохимии аквамарина и синего берилла из пегматитов и грейзенов следует вывод, что **аквамарин из пегматитов отличается от аквамарина из оловоносных грейзенов повышенным содержанием Mg, Ti, Mn, V, Cr, Li, Na, K, Rb, Cl и воды и пониженным содержанием F. Синий берилл отличается от аквамарина повышенным содержанием Na, Li, Cl и Fe. Непрозрачный аквамарин из грейзенов отличается от прозрачного повышенным содержанием Li, Na, K, Mg, B, Cl, F и воды.**

#### 4.2.6 Бесцветный берилл

В группу бесцветного берилла были отнесены (после повторной разбраковки) 13 образцов берилла, которые были проанализированы в 29 точках (приложение В.12). Все рассмотренные ниже образцы относятся к пегматитам. Образцы 1, 2, 3, 4 и 6 были отобраны из миароловых пегматитов Среднего Урала (месторождения Алабашка и Мурзинка – рисунок 4.2.37, 4.2.36), 34 – из миароловых пегматитов района Нерчинска (Забайкалье - рисунок 4.2.38), 35 и 36 – из юго-западной части месторождения Володарск-Волынское (миароловые пегматиты, Украина - рисунок 4.2.38), 68 – из месторождения Карасу (редкометалльный пегматит, Северная Киргизия - рисунок 4.2.38), 86 – из месторождения Бирули (Таймыр - рисунок 4.2.39), 87 – из слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района (Забайкалье - рисунок 4.2.39), 603 и 604 – из пегматитовой жилы Амиго (миароловый пегматит Памира, Таджикистан - рисунок 4.2.39). Последние два образца предоставлены для исследования Ю.Д. Гриценко (Минералогический музей РАН), остальные поступили из Горного музея.

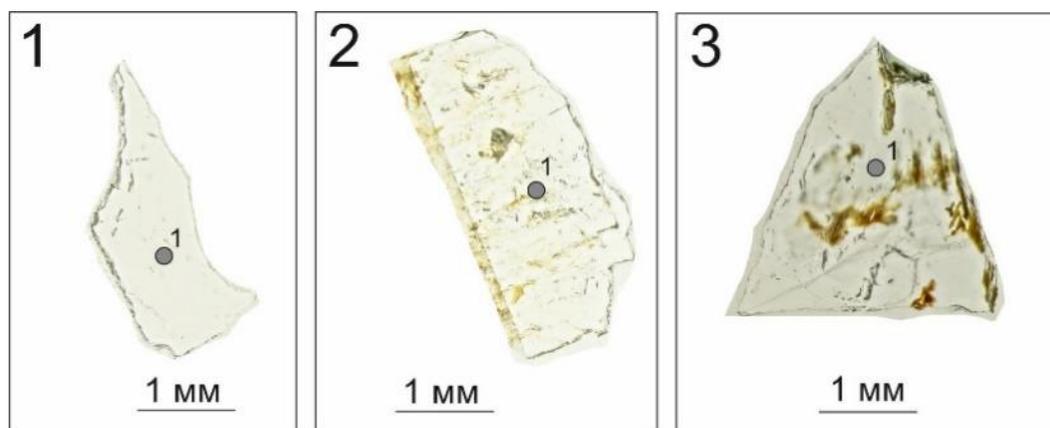


Рисунок 4.2.37 – Фотографии исследованных образцов бесцветного берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.12

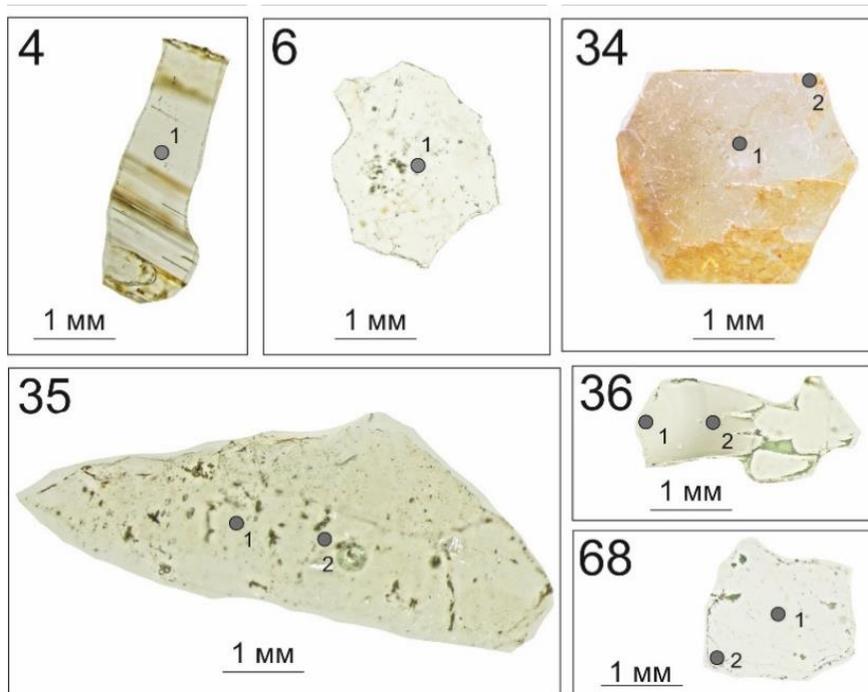


Рисунок 4.2.38 – Фотографии исследованных образцов бесцветного берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.12

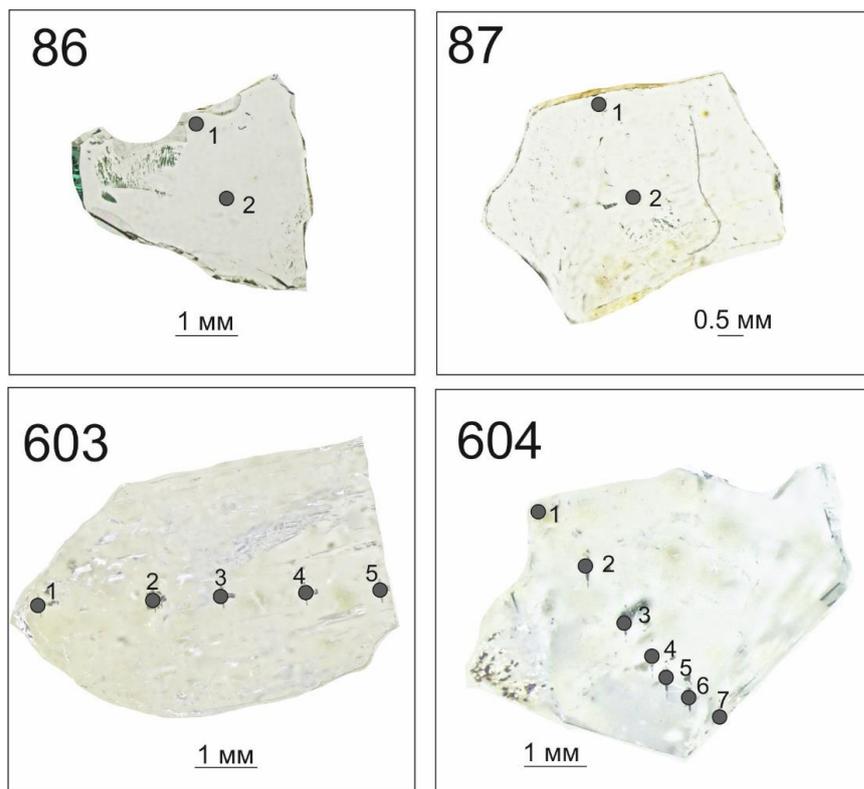


Рисунок 4.2.39 – Фотографии исследованных образцов бесцветного берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба).

Номера точек соответствуют приложению В.12

Как показало предшествующее исследование, берилл из пегматитов Амиго характеризуется низким содержанием всех примесей, в том числе щелочей (Хайруллина, Гриценко, 2022). Действительно, содержание Rb для берилла из пегматитов Амиго составляет в среднем (медианное значение) около 1 ppm при максимальном содержании 3.15 ppm. Для остального бесцветного берилла содержание Rb варьирует от 5.88 до 148 ppm при среднем содержании 28.5 ppm. По содержанию Cs берилл из пегматитов Амиго еще более контрастно отличается от остальных образцов. Для берилла из пегматитов Амиго вариации Cs составляют 0.70-7.23 ppm при среднем значении 1.25 ppm, для остального берилла – 161-3707 ppm при среднем значении 470 ppm. На диаграмме соотношения содержания Rb и Cs рассматриваемых групп не перекрываются (рисунок 4.2.40). Берилл из пегматитов Амиго также отличается пониженным содержанием К (31.7-85.3 ppm при среднем значении 50.8 ppm). Бесцветный берилл из других проявлений в целом имеет более высокое содержание К (29.4-759 ppm при среднем значении 189 ppm). Содержание Cl в берилле из пегматитов Амиго в целом ниже, чем для берилла из других местонахождений (в среднем 133 и 460 ppm, соответственно).

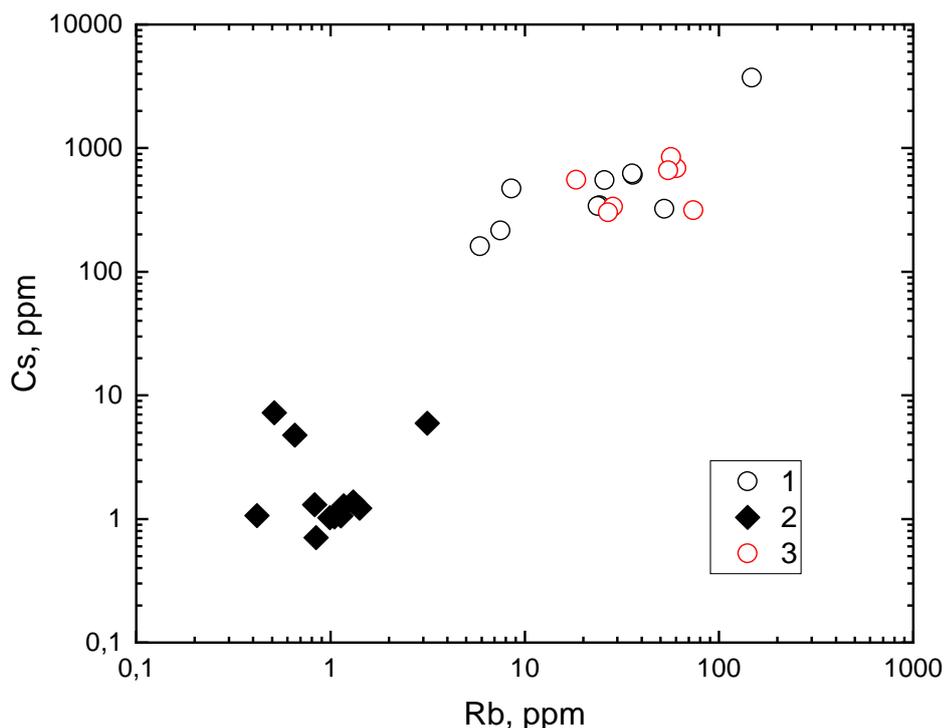


Рисунок 4.2.40 – Соотношение Rb и Cs для образцов бесцветного берилла. Здесь и на рисунках 4.2.38 – 4.2.40 показаны составы берилла: 1,3) разных пегматитов мира 2) из пегматитовой жилы Амиго

Минимальное содержание К и Cl установлено для берилла из пегматитов Среднего Урала (нижняя группа точек на рисунок 4.2.41), в них содержание Cl ниже, чем для пегматитов Амиго.

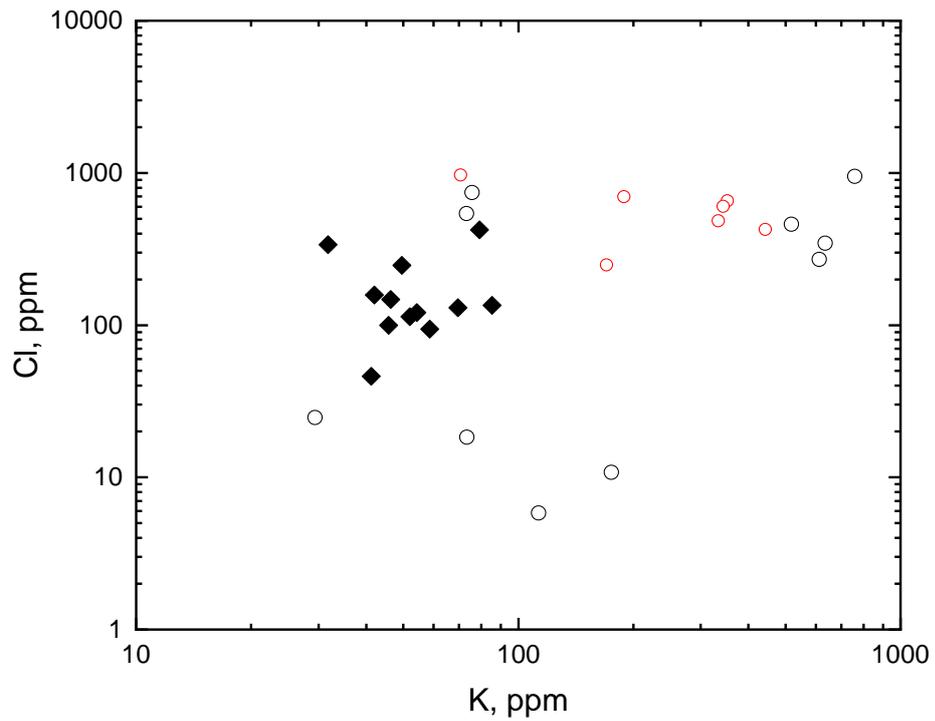


Рисунок 4.2.41 – Соотношение К и Cl для образцов бесцветного берилла

По соотношению Fe и Mg, занимающих октаэдрическую позицию в минерале, сравниваемые группы бесцветного берилла более близки между собой (рисунок 4.2.42), чем по соотношению крупноионных литофильных элементов (K, Rb и Cs), входящих в каналы структуры.

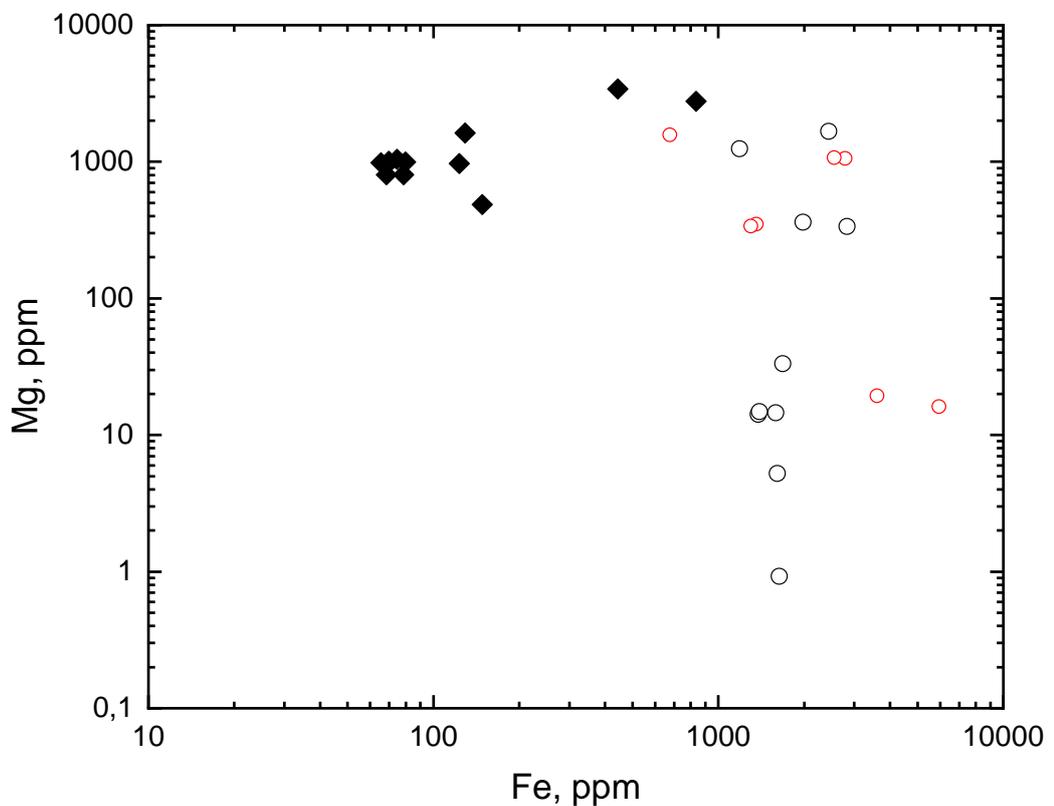


Рисунок 4.2.42 – Соотношение Fe и Mg для образцов бесцветного берилла

Несмотря на отмеченное ранее низкое содержание примесей, содержание Mg в берилле из пегматитов Амиго (486-3406 ppm при среднем значении 1320 ppm) в целом превышает содержание этого же элемента в бесцветном берилле из других проявлений (0.92-1667 ppm при среднем значении 336 ppm). Среди последнего наибольшее содержание Mg фиксируется для берилла из проявлений в Забайкалье.

При этом берилл из пегматитов Амиго содержит меньше Fe (65.5-834 ppm при среднем значении 182 ppm для пегматитов Амиго, 677-5945 ppm при среднем значении 2116 ppm для остального бесцветного берилла).

Кроме того, берилл из пегматитов Амиго отличается, по сравнению с бесцветным бериллом из других проявлений, пониженным содержанием Sc, и повышенным – V.

В целом, бесцветный берилл характеризуется относительно выдержанным содержанием Li (от 9.42 до 343 ppm, за исключением одной точки), Ca (от 5.34 до 164 ppm) и Na (от 598 до 5215 ppm).

Для значительной части проанализированных точек содержание воды находится в диапазоне 10000-20000 ppm, содержание фтора не превышает 20 ppm, Ga – не выше 30 ppm. Содержание других элементов не обнаруживает закономерностей и/или находится на суб-ppm уровне (приложение В.12).

#### **4.2.7 Белый берилл**

В группу белого берилла были отнесены 13 образцов, которые были проанализированы в 48 точках (приложение В.13). Образцы 48, 52, 53 - отобраны из миароловых пегматитов различных регионов Мира (рисунок 4.2.43), образцы 55, 56 – отобраны из редкометальных пегматитов Баварии; к грейzenам относятся образцы 60 и 61 (из месторождений в провинциях Хунань и Хуан, Китай, редкометальный пегматит - рисунок 4.2.43); 74,75 - отобраны из редкометальных пегматитов Казахстана, Огневка и 77 (из месторождения Акчатау, Казахстан (биметальный грейзен (Mo-W) - рисунок 4.2.43); образцы 402, 403 и 406 отобраны из слюдитов Урала на рисунок 4.2.44.

Белый берилл, в сравнении с другими разновидностями берилла, характеризуется повышенным содержанием Na и Li (приложение В.13).

Если сравнивать различные по происхождению группы белого берилла между собой, то можно наблюдать, что белый берилл из слюдитов (в сравнении с пегматитами и грейzenами) отличается бóльшим содержанием Mg, Ca, Ni и воды, и меньшим – Fe.

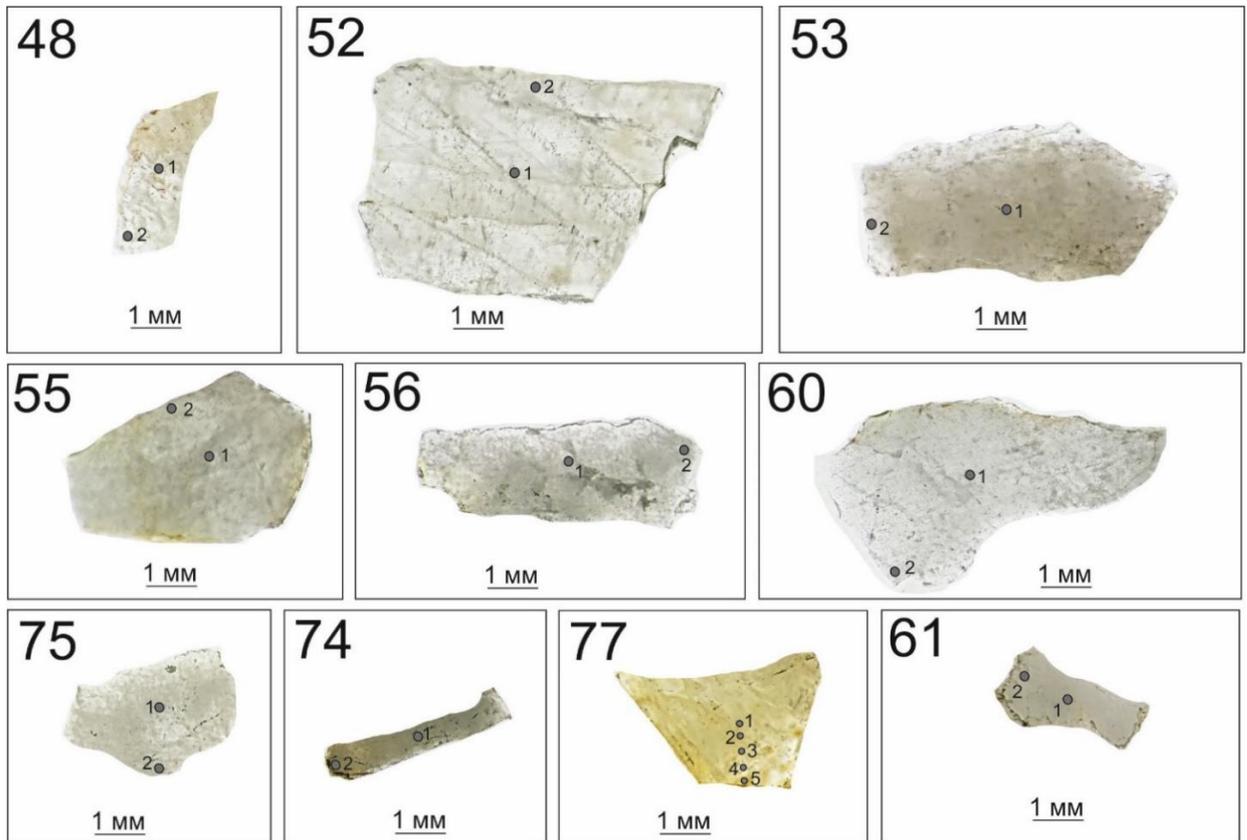


Рисунок 4.2.43 – Фотографии исследованных образцов белого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.13

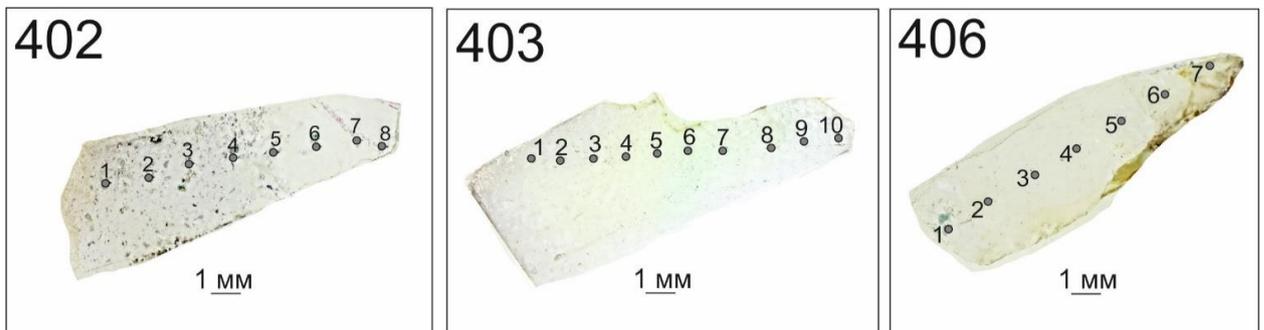


Рисунок 4.2.44 – Фотографии исследованных образцов белого берилла из различных типов месторождений и проявлений и расположение точек анализа (диаметр вне масштаба). Номера точек соответствуют приложению В.13

Рассматриваемые группы белого берилла разделяются на диаграмме соотношения Mg и Fe (рисунок 4.2.45). Так, белый берилл из слюдитов имеет содержание Mg в интервале 82.0-2645 ppm

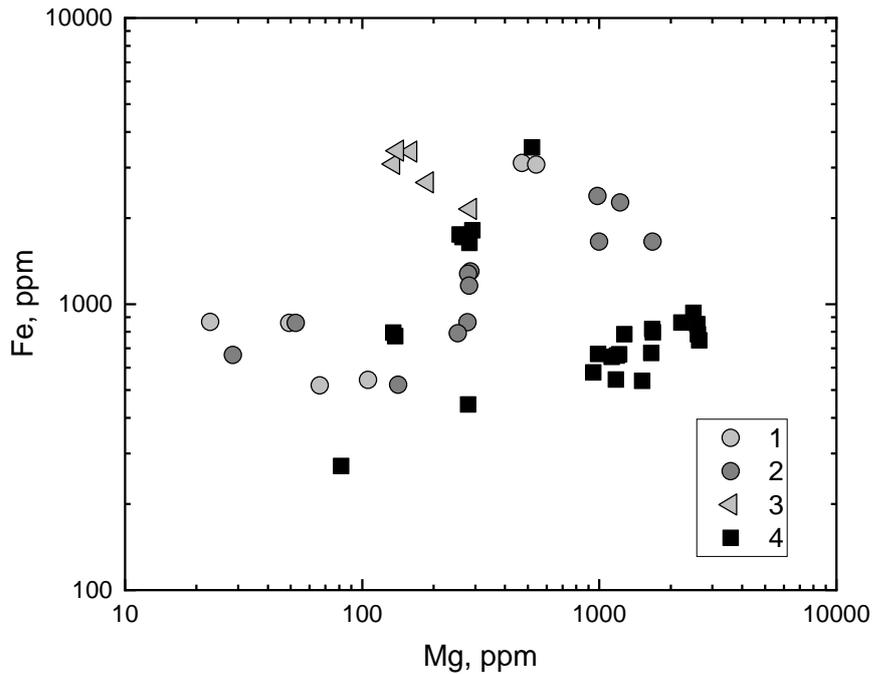


Рисунок 4.2.45 – Соотношение Mg и Fe для образцов белого берилла. Здесь и на рисунках 4.2.46 – 4.2.47 показаны составы бериллов: 1) из миароловых пегматитов различных регионов Мира; 2) из редкометалльных пегматитов различных регионов Мира 3) из грейзенов различных регионов Мира; 4) из слюдитов Урала

при среднем значении 1175 ppm, берилл из пегматитов – 22.9-1681 ppm при среднем значении 211 ppm, берилл из грейзенов – 136-1227 ppm при среднем значении 254 ppm. Содержание Fe в берилле из слюдитов меньше (271-3521 ppm при среднем значении 784 ppm), чем в берилле из пегматитов (519-3111 ppm при среднем значении 1012 ppm) и грейзенов 791-3431 ppm при среднем значении 2261 ppm).

Группа фигуративных точек белого берилла из слюдитов также обособляется и на диаграмме соотношения V и Ni (рисунок 4.2.46). Берилл из пегматитов характеризуется минимальным содержанием этих элементов (в среднем 1.04 и 1.69 ppm, соответственно). Берилл из грейзенов содержит большее количество V (в среднем 16.5 ppm) и сопоставимое – Ni (2.49 ppm), берилл из слюдитов – в среднем 12.0 ppm V и большее количество Ni (5.18 ppm).

На диаграмме соотношения Ca и воды (рисунок 4.2.47) фигуративные точки берилла из слюдитов обособлены в верхней части графика. Берилл из слюдитов имеет среднее содержание Ca 360 ppm, воды – 25948 ppm. Берилл из грейзенов имеет минимальное содержание этих компонентов – в среднем 121 и 15135 ppm, соответственно. Примечательно, что берилл из грейзенов месторождения Акчатау отличается от берилла из китайских грейзенов еще более низким содержанием Ca и воды. Белый берилл из пегматитов характеризуется промежуточным значением данных компонентов – 160 и 23215 ppm, соответственно.

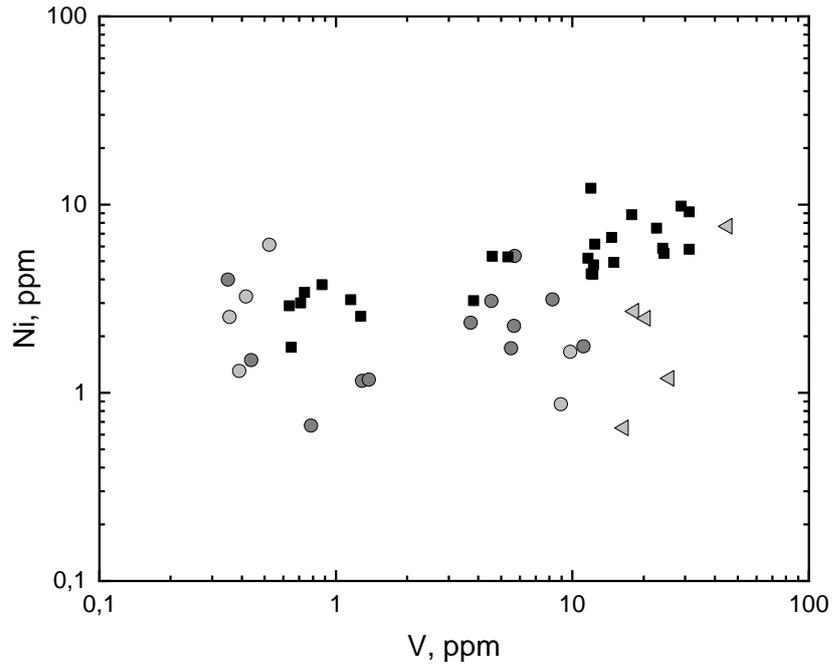


Рисунок 4.2.46 – Соотношение V и Ni для образцов белого берилла

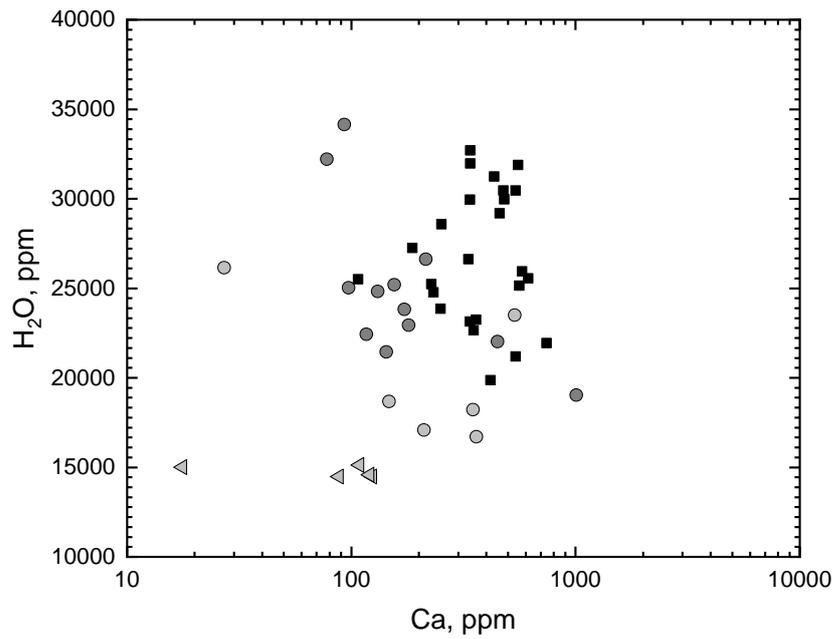


Рисунок 4.2.47 – Соотношение Ca и H<sub>2</sub>O для образцов белого берилла

#### 4.2.8 Выводы к главе 4.2

Описанные выше особенности редкоэлементного состава основных цветковых разновидностей берилла наглядно проиллюстрированы статистическими диаграммами «усами» для всех проанализированных компонентов (рисунок 4.2.48-49).

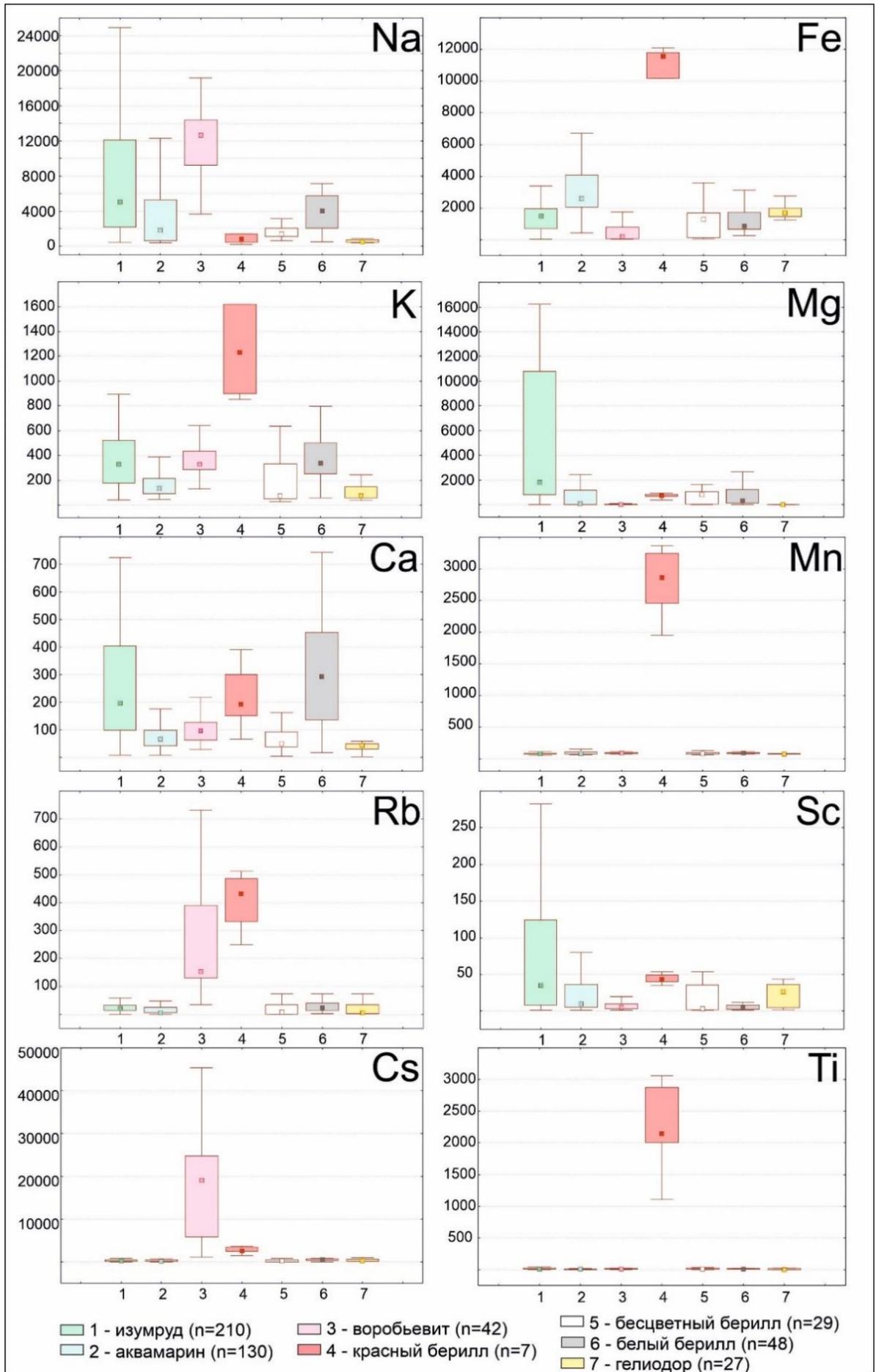


Рисунок 4.2.48 – Характерные особенности состава разновидностей берилла

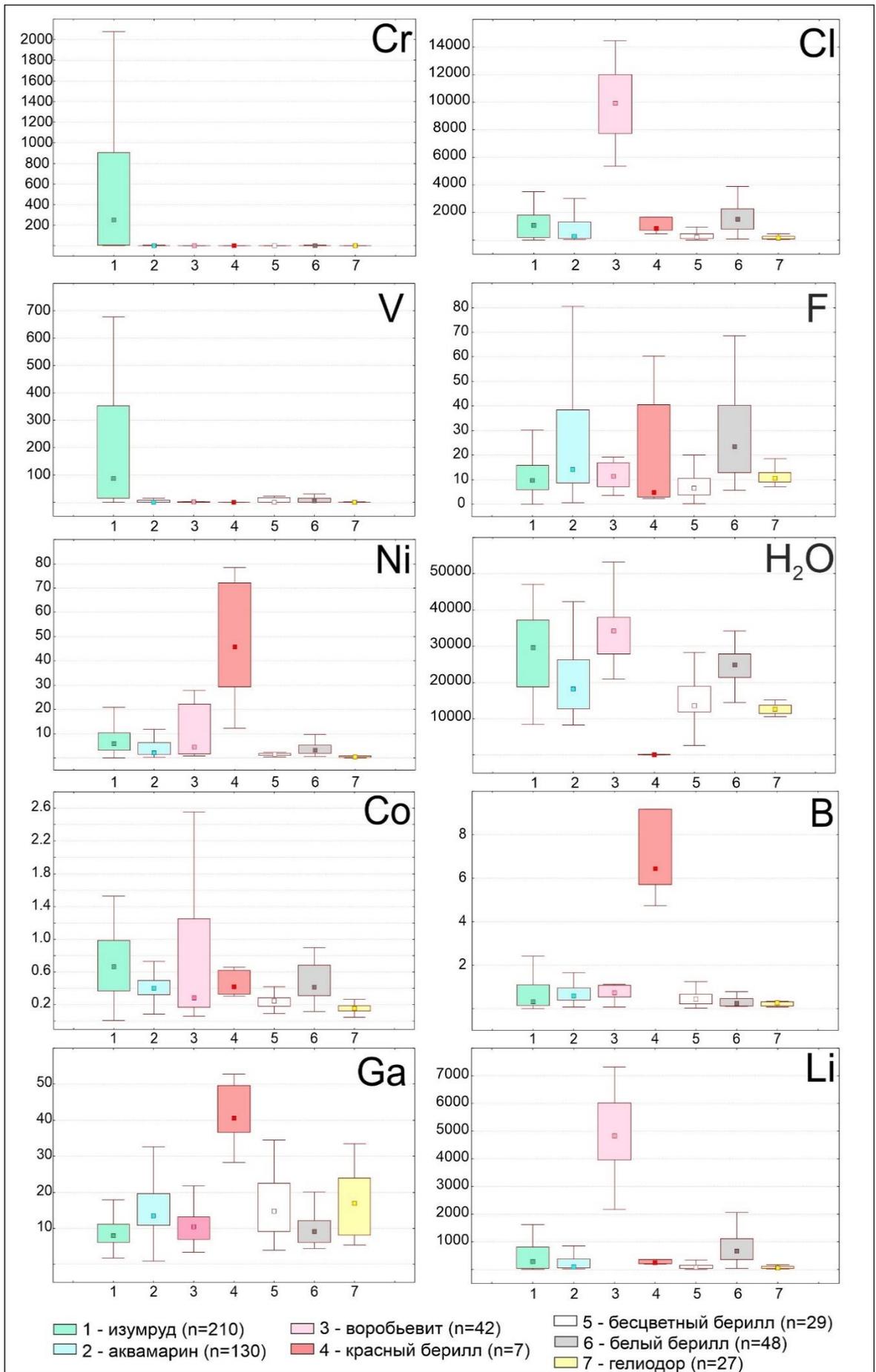


Рисунок 4.2.49 – Характерные особенности состава разновидностей берилла

### 4.3 Обработка данных по геохимии берилла методами многомерной статистики

#### 4.3.1 Метод главных компонент (PCA)

В случае статистической обработки логарифмированных данных (кроме содержания воды, которое описывается нормальным законом распределения) по редкоэлементному составу берилла всех разновидностей методом PCA установлено, что вклад трех главных компонент в суммарную дисперсию составляет около 64 %. На диаграмме нагрузок для первой и второй главной компоненты с весом 32 и 17 % соответственно, по первой главной компоненте с положительными нагрузками обособляются две группы элементов: K (0.69), Na (0.85) и вода (0.76), с одной стороны, и V (0.63), Cr (0.68), Mg (0.76), Co (0.74), Ni (0.79) и Ca (0.80), с другой (рисунок 4.3.1а).

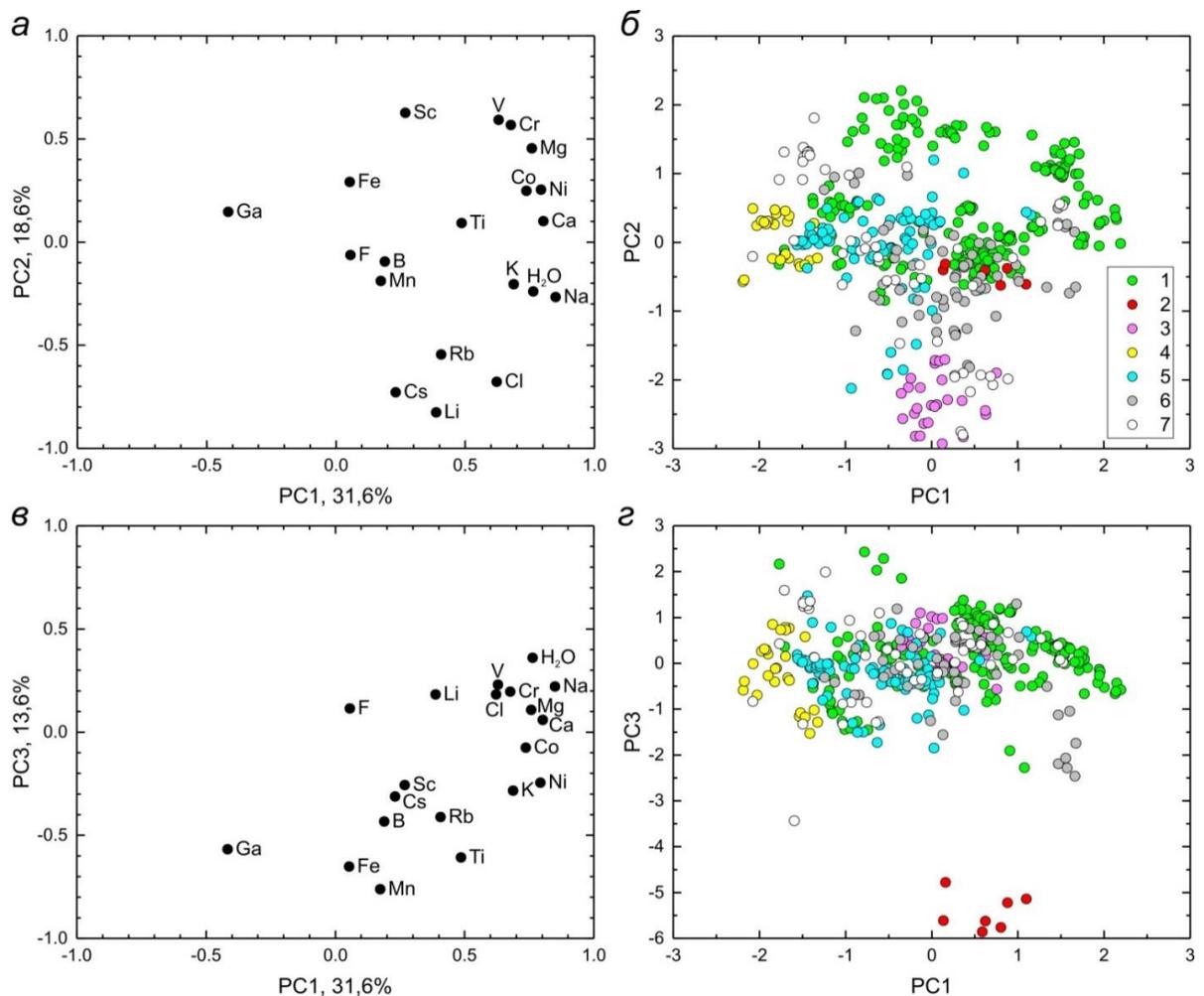


Рисунок 4.3.1 – Визуализация данных по составу берилла методом PCA (после логарифмирования): в координатах 1 и 2 главной компоненты диаграммы нагрузок (а) и значений главной компоненты (б); тоже самое в координатах 1 и 3 главной компоненты (в, г). В процентах указан вес соответствующей главной компоненты (PC). Здесь и на других

рисунках показаны точки составов берилла: зеленого (1), красного (2), воробьевита (3), желтого (4), аквамарина (5), белого (6) и бесцветного (7)

Отрицательную нагрузку по первой главной компоненте имеет только Ga (-0.42). По второй главной компоненте наибольшие положительные нагрузки имеют Sc (0.63), V (0.59), Cr (0.57) и Mg (0.45), наибольшие отрицательные (по модулю) – Li (-0.83), Cs (-0.73), Rb (-0.54) и Cl (-0.68). Скорее всего, первую и вторую главные компоненты возможно проинтерпретировать как факторы состава минералообразующей среды. В пространстве первой и второй главной компоненты V, Cr, Mg, Co, Ni и Ca характеризуют состав пород, в которых кристаллизовалась значительная часть проанализированного зеленого берилла, а K, Na и вода по первой главной компоненте отражают поступление этих веществ в процессе метасоматоза. По второй главной компоненте нагрузки Li, Cs, Rb и Cl связаны с образованием грейзенов, редкометалльных пегматитов и других пород, в которых кристаллизуется воробьевит, обогащенный данными элементами-примесями.

На диаграмме значений первой и второй главной компоненты (рисунок 4.3.1б) наиболее заметно обособлено компактное поле фигуративных точек воробьевита. Фигуративные точки зеленого берилла занимают гораздо более широкую область, при этом не менее половины точек выделяется максимальными значениями первой или второй главной компоненты. Желтый берилл отличается отрицательными значениями первой главной компоненты, по которой также отрицательные значения имеет Ga. Возможно, это связано с тем, что протолитом для желтого берилла выступают высокоглиноземистые породы, в которых также содержится существенное количество Ga – рассеянного элемента-двойника Al. Можно отметить, что поле, отвечающее составам зеленого берилла, минимально пересекается с полями составов аквамарина и бесцветного берилла (Скублов и др., 2022).

В координатах первой и третьей (вес 14 %) главной компоненты (рисунок 4.3.1в) наибольшие по модулю отрицательные нагрузки по третьей главной компоненте имеют Mn (-0.76), Fe (-0.65), Ti (-0.61) и Ga (-0.57). Из этих элементов только Fe и Mn сближены на диаграмме. Положительными нагрузками не выделяется ни один элемент, наибольшее значение нагрузки демонстрирует вода.

На диаграмме значений первой и третьей главной компоненты (рисунок 4.3.1г) по отрицательным значениям третьей главной компоненты резко обособлены фигуративные точки красного берилла. Другие разновидности по третьей главной компоненте никак не выделяются. Третью главную компоненту возможно проинтерпретировать как фактор образования красного берилла в результате автометасоматического изменения риолитовых туфов на позднемагматической стадии (Aurischio et al, 1990). Считается, что красный цвет данной разновидности обусловлен именно примесью трехвалентного Mn (Andersson, 2019).

В случае статистической обработки методом PCA данных по редкоэлементному составу берилла, предварительно нормированных методом CLR, установлено, что вклад трех главных компонент в суммарную дисперсию составляет около 59 %. На диаграмме нагрузок для первой и второй главной компоненты с весом 28 и 19 % соответственно, заметно обособлены Cr (0.89), V (0.88) и Mg (0.79), образующие компактную ассоциацию с положительными нагрузками по первой главной компоненте (рисунок 4.3.2а).

Примерно одинаковые отрицательные нагрузки на первую главную компоненту имеют пары элементов (Li (-0.68) и Cl (-0.52), Cs (0.75) и Rb (-0.66), Mn (-0.64) и Ga (-0.51), отличающиеся между собой нагрузками на вторую главную компоненту. На вторую главную компоненту максимальные положительные нагрузки имеют Na (0.83), Cl (0.77) и Li (0.63), отрицательные – Mn (-0.55), Ga (-0.63) и Fe (-0.71) и отдельно расположенный Sc (-0.60). Все выделяющиеся по второй главной компоненте элементы, за исключением Sc, имеют отрицательные значения нагрузки по первой главной компоненте (Скублов и др., 2022).

На диаграмме значений первой и второй главной компоненты (рисунок 4.3.2б) правая половина графика занята в основном точками состава зеленого берилла, имеющих максимальные положительные значения на первую главную компоненту. Наибольшие (по модулю) отрицательные значения первой главной компоненты установлены для фигуративных точек воробьевита, бесцветного, желтого и красного берилла. Белый берилл и аквамарин занимают по значениям первой главной компоненты промежуточное положение между перечисленными разновидностями и зеленым бериллом. По второй главной компоненте наиболее обособляются поля состава воробьевита (положительные значения) и красного берилла (отрицательные значения). С учетом того, что красный берилл образуется на высокотемпературной пневматолитовой стадии изменения риолитов, а воробьевит – на заключительной низкотемпературной стадии эволюции пегматитовой системы (Пеков, 2023), второй фактор возможно проинтерпретировать как фактор понижения температуры образования берилла. Интерпретация первого фактора не так очевидна. С учетом того, что по нему наибольший разброс на диаграмме значений факторов демонстрируют фигуративные точки изумруда, заметно отличающиеся между собой по генезису (пегматиты, слюдиты, гидротермально-метасоматическое воздействие на осадочные породы и т.п.), первый фактор возможно проинтерпретировать как влияние минералообразующей среды (интегральное воздействие различных по составу расплавов, флюидов, гидротермальных растворов, а также влияние состава вмещающих пород) (Скублов и др., 2022).

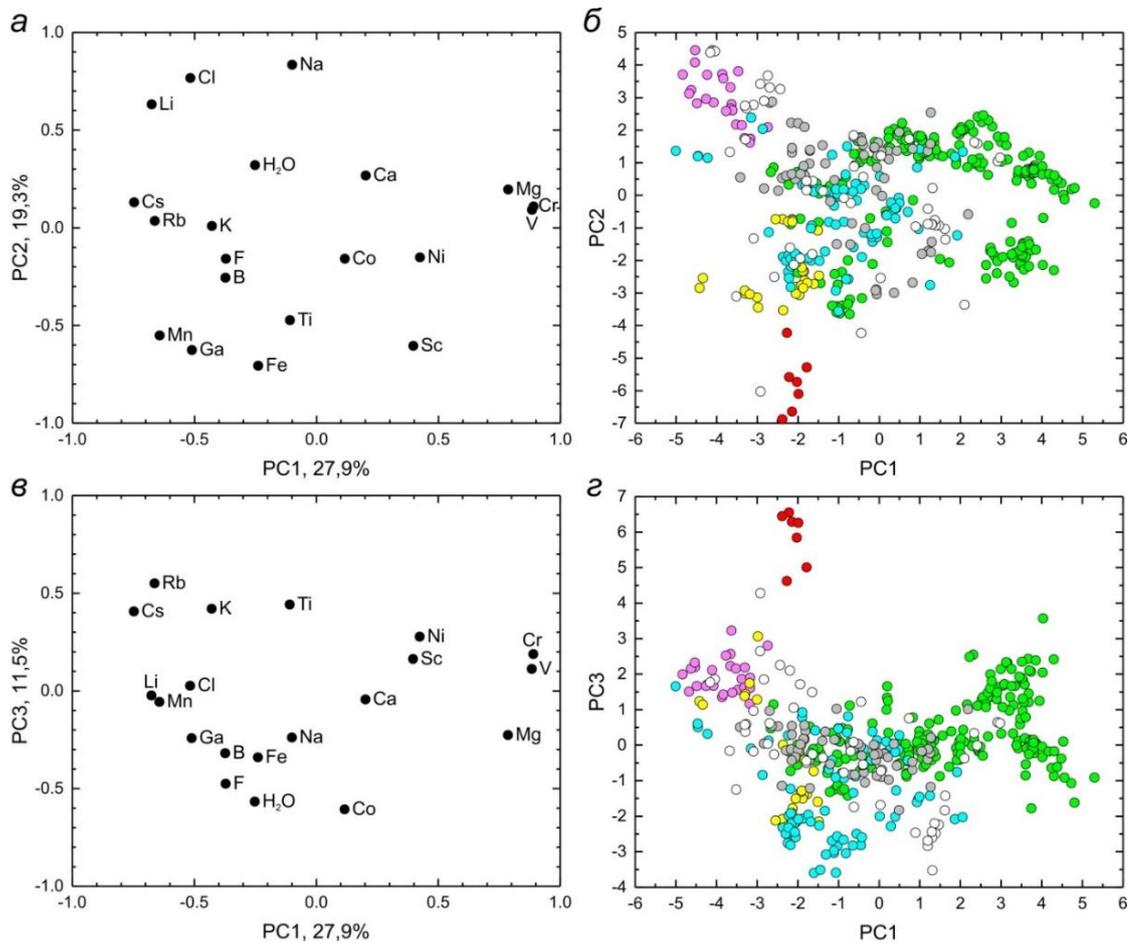


Рисунок 4.3.2 – Визуализация данных по составу берилла методом PCA (после CLR-преобразования): в координатах 1 и 2 главной компоненты диаграммы нагрузок (а) и значений главной компоненты (б); тоже самое в координатах 1 и 3 главной компоненты (в, г)

В координатах первой и третьей (вес 12 %) главной компоненты (рисунок 4.3.2в) максимальные по модулю отрицательные нагрузки на третью главную компоненту имеют Co (–0.61), вода (–0.57) и фтор (–0.47). Положительные нагрузки установлены для Rb (0.55), Cs (0.41), K (0.42) и Ti (0.44). На диаграмме значений первой и третьей главной компоненты (рисунок 4.3.2г) по положительным значениям третьей главной компоненты резко обособлены фигуративные точки красного берилла. Наиболее близко к ним расположено поле составов воробьевита.

Метод главных компонент с CLR-преобразованием первичных данных показал, что по первой главной компоненте происходит обособление фигуративных точек зеленого берилла от других разновидностей. По второй главной компоненте воробьевит обособляется от красного берилла, по третьей – красный берилл от остальных разновидностей. В целом, результаты визуализации аналитических данных с CLR-преобразованием принципиально не отличаются от рассмотренных аналогичных данных со «стандартным» логарифмированием. Возможные варианты интерпретации главных компонент также будут близки или даже совпадать для этих

двух методических приемов предварительной обработки одних и тех же аналитических данных. Тем не менее, использование метода главных компонент с CLR-преобразованием дало более наглядную визуализацию данных, чем в случае с «обычным» логарифмированием (Скублов и др., 2022).

#### 4.3.2 Метод стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE)

При визуализации прологарифмированных первичных аналитических данных (за исключением содержания воды, которое демонстрирует нормальное распределение) методом t-SNE использовались различные значения перплексии. Рассмотрим варианты визуализации данных в двумерном пространстве при значениях перплексии 10, 20, 30 и 50 (рисунок 4.3.3).

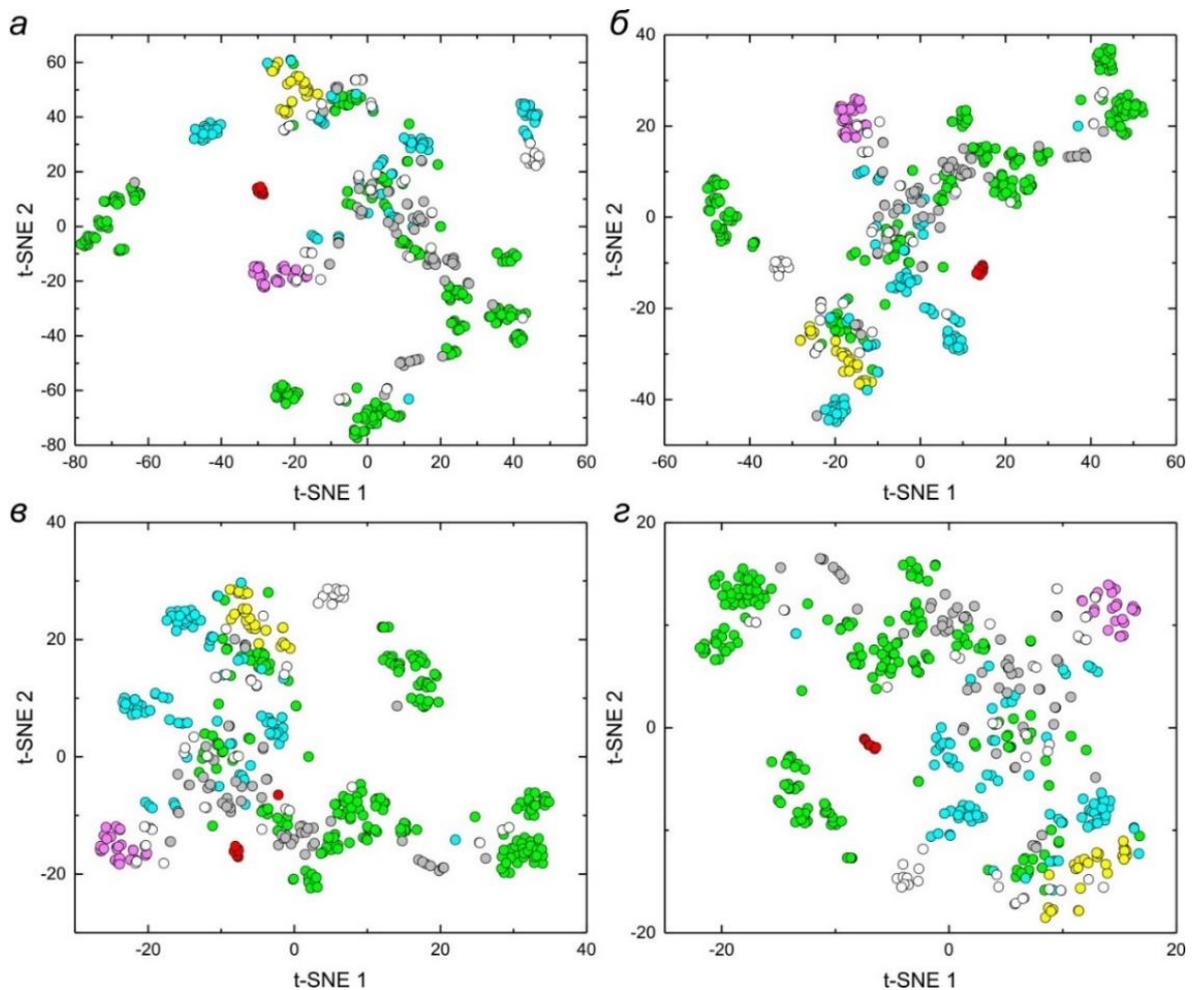


Рисунок 4.3.3 – Визуализация данных по составу берилла методом t-SNE (после логарифмирования) для значений перплексии 10 (а), 20 (б), 30 (в), 50 (г)

При значении перплексии 10 (рисунок 4.3.3а) фигуративные точки берилла одной разновидности в основном плотно сгруппированы. Так, точки красного берилла (семь индивидуальных анализов) практически сливаются в одну общую точку. Общая конфигурация большей части точек имеет облик «подковы». При этом зеленый берилл присутствует во всех участках этой фигуры в виде отдельных кластеров с разным количеством точек. В центральной

части поля, которую окаймляет «подкова», особняком расположены точки красного берилла и воробьевита. К последнему тяготеют некоторые точки бесцветного берилла. Аквамарин, белый и бесцветный берилл не образуют отдельных кластеров и «разбросаны» по полю диаграммы. Желтый берилл, напротив, относительно компактно сгруппирован в верхней части «подковы».

При значении перплексии 20 (рисунок 4.3.3б) более четко прослеживается тенденция обособления кластеров точек, относящихся к различным типам берилла. Крупные кластеры точек зеленого берилла сгруппированы в верхнем правом и левом участках поля диаграммы; воробьевит, красный и желтый берилл – в индивидуальные кластеры, примыкающие к общей фигуре. Бесцветный берилл и аквамарин образуют кластеры и представлены разбросанными по полю точками, наряду с белым бериллом. Эти три разновидности в основном не пересекаются с составами зеленого берилла.

При значении перплексии 30 (рисунок 4.3.3в) кластеры отдельных разновидностей берилла «расползаются» по полю диаграммы, занимая почти половину его площади. Заметно, что отдельные кластеры зеленого берилла практически не пересекаются с точками других разновидностей. Сохраняется компактность кластеров красного берилла и воробьевита (расположенных в непосредственной близости друг от друга), для желтого берилла она нарушается.

При значении перплексии 50 (рисунок 4.3.3г) еще больше теряется компактность расположения фигуративных точек отдельных разновидностей берилла. Компактность сохраняется только для кластеров красного берилла и воробьевита, удаленных друг относительно друга. Точки, отвечающие желтому бериллу, при данном параметре заметно теряют единство и не образуют компактного кластера (Скублов и др., 2022).

При визуализации методом t-SNE аналитических данных, нормированных методом CLR, также использовались значения перплексии 10, 20, 30 и 50 (рисунок 4.3.4).

При значении перплексии 10 общей закономерностью является чрезмерная «кучность» точек (рисунок 4.3.4а). Так, совокупность точек зеленого берилла распадается на более чем 10 индивидуальных кластеров. Остальные разновидности берилла в основном не пересекаются с кластерами зеленого берилла. От общей совокупности точек наиболее удалены кластеры красного берилла (самый компактный кластер) и воробьевита, с примыкающими к нему точками бесцветного берилла и аквамарина. Точки желтого берилла образуют компактную вытянутую область, тяготеющую к красному бериллу.

При значении перплексии 20 фигуративные точки выстраиваются в более закономерную дугу при сохранении компактности индивидуальных кластеров (рисунок 4.3.4б). Кластеры зеленого берилла больше сближены между собой и расположены преимущественно в верхней части диаграммы. По-прежнему от общей последовательности точек обособлены кластеры

красного и розового берилла. Точки желтого берилла сближены между собой и тяготеют к составу красного берилла.

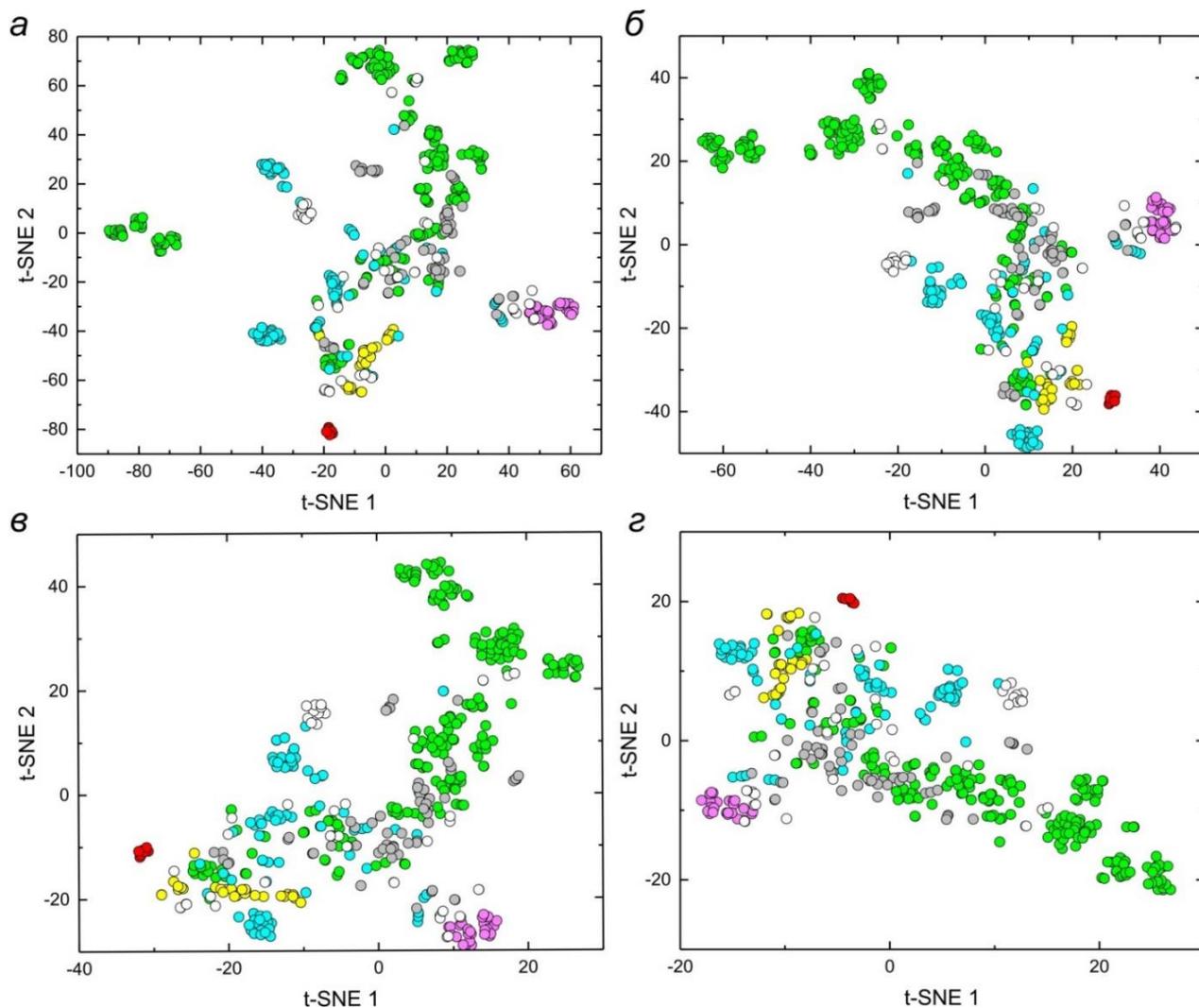


Рисунок 4.3.4 – Визуализация данных по составу берилла методом t-SNE (после CLR-преобразования) для значений перплексии 10 (а), 20 (б), 30 (в), 50 (г)

При значении перплексии 30 (рисунок 4.3.4в) индивидуальные кластеры зеленого берилла «расползаются», и в целом точки этой разновидности значительно перемешаны с точками других групп берилла. Тем не менее, сохраняется компактность кластеров красного берилла и воробьевита, значительно удаленных друг от друга.

При значении перплексии 50 (рисунок 4.3.4г) структура взаимного расположения точек разновидностей берилла, установленная при значении перплексии 30, во многом сохраняется. Наиболее компактные кластеры, по-прежнему удаленные друг от друга, это красный берилл и воробьевит. Однако точки желтого берилла перестают быть единым кластером. Аквамарин, белый и бесцветный берилл не образуют отдельных кластеров, чередуясь с представителями зеленого берилла, которые, занимая почти все поле диаграммы, также образуют и отдельные субкластеры (Скублов и др., 2022).

### 4.3.3 Выводы по главе 4.3.

Метод главных компонент (PCA) с CLR-преобразованием первичных данных показал, что по первой главной компоненте (предположительно фактор протолита) наблюдается тенденция обособления фигуративных точек зеленого берилла от других разновидностей. По второй главной компоненте (фактор температурного режима) воробьевит обособляется от красного берилла, по третьей – красный берилл отделен от остальных разновидностей. Использование метода главных компонент с CLR-преобразованием показало себя более информативным, чем в случае с более традиционным логарифмированием данных.

Метод стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) с CLR-преобразованием первичных данных продемонстрировал контрастность состава зеленого берилла относительно других разновидностей. Зеленый берилл практически при любом значении perplexity образует длинные вытянутые поля, что, вероятно, свидетельствует о возможности его образования в различных по составу породах и отличающихся условиях генезиса (Giuliani et al., 2019). Красный берилл и воробьевит образуют самые компактные кластеры, имеющие минимальное сходство по составу. Визуализация данных наиболее эффективная при значениях perplexity 20 или 30.

### 4.4. Выводы по главе 4

Исследование состава по редким элементам разновидностей берилла на основе представительной выборки (около 500 локальных анализов, выполненных методом SIMS, и более 100 образцов) позволило установить следующие закономерности.

1. Геохимическая неоднородность кристаллов зеленого берилла и аквамарина, в результате проявленной секториальности, выражается в преимущественном обогащении Li и Cl пирамид роста граней пинакоида  $\{0001\}$  и накоплением Fe, Ga и Cs в пирамидах роста граней призмы  $\{10\bar{1}0\}$ .

2. Аквамарин из пегматитов отличается от аквамарина из Sn-W грейзенов повышенным содержанием Mg, Ti, Mn, V, Cr, Li, Na, K, Rb, Cl и воды и пониженным содержанием F. Синий берилл отличается от аквамарина повышенным содержанием Na, Li, Cl и Fe. Непрозрачный аквамарин из грейзенов отличается от прозрачного повышенным содержанием Li, Na, K, Mg, B, Cl, F и воды.

3. Красный берилл из топазсодержащих риолитов контрастно выделяется среди других разновидностей низким содержанием воды и Na, повышенным содержанием ряда элементов (Mn, Fe, Ti, Ni, Sc, Cs, Rb, K и B). От центра к краю кристалла закономерно снижается содержание K, Na, Ca, Mg, воды, Cl и F, что коррелируется с изменением интенсивности окраски берилла от красно-малинового до бледно-красного оттенка.

4. Воробьевит из даек незональных пегматитов отличается от воробьевита из зональных пегматитов пониженным содержанием Cs, Li, Rb, Cl и повышенным – воды, что связано с меньшей степенью обогащения расплава несовместимыми элементами.

5. Сопоставление результатов применения двух различных многомерных статистических методов (метода главных компонент и метода стохастического вложения соседей с  $t$ -распределением) продемонстрировало их возможности при исследовании «схожести» значительного количества сравнительно однородных объектов (берилла основных разновидностей) в отношении их состава по редким и малым элементам, включая летучие компоненты и воду. Выделены ряды индикаторных элементов, по особенностям содержания, которых при визуализации обособляются (образуют кластеры) фигуративные точки берилла различных типов (Скублов и др., 2022).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа представляет собой законченное исследование, в рамках которого проведено комплексное изучение редко-элементного состава берилла, в результате которого выявлены геохимические различия основных цветовых разновидностей берилла из месторождений и проявлений различных генетических типов.

Впервые с помощью высокоточного метода определено содержание воды и летучих компонентов (F, Cl) в воробьевите и красном берилле. Воробьевит из даек незональных пегматитов отличается от воробьевита из зональных пегматитов с «главной минерализацией» в центральных частях тел пониженным содержанием Cs, Li, Rb, Cl и повышенным – воды, что связано с меньшей степенью обогащения расплава несовместимыми элементами. Выявлена корреляция интенсивности окраски красного берилла из топазсодержащих риолитов с содержанием элементов-примесей.

Показано, что распределение редких и малых элементов в кристаллах берилла контролируется их зонально-секториальным строением. Для аквамарина и зеленого берилла впервые доказан различный характер накопления ряда редких и малых элементов в зависимости от секториальности. Неоднородность берилла проявлена в накоплении Fe, Ga и Cs в секторе роста призмы  $\{10\bar{1}0\}$ , при этом в секторе роста пи-накоида  $\{0001\}$  увеличивается содержание Li и Cl. Установлено, что синий берилл отличается от аквамарина повышенным содержанием Na, Li, Cl и Fe. Аквамарин из пегматитов отличается от аквамарина из грейзенов повышенным содержанием Mg, V, Cr, Li, Na, K, Rb, Cl и воды и пониженным – F. Непрозрачный аквамарин из грейзенов отличается от прозрачного повышенным содержанием Li, Na, K, Mg, B, Cl, F и воды.

В результате выполненной работы показана возможность применения локального прецизионного геохимического метода SIMS для установления типоморфных особенностей редкоэлементного состава разновидностей берилла из различных генетических типов месторождений и проявлений.

Перспективным направлением дальнейших исследований типоморфных характеристик берилла может быть пополнение геохимического банка данных для берилла из месторождений и проявлений России и других стран мира информацией по их спектроскопическим характеристикам, полученных современными аналитическими методами (ИК-спектроскопия, мёссбауэровская и рамановская спектроскопия).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бидный, А. С. Сравнительная характеристика берилла из месторождений Уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП-МС-и ИК-спектроскопии / А. С. Бидный, И. А. Бакшеев, М. П. Попов, М. О. Аносова // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2011. – № 2. – С. 34-41.
2. Белов, Н. В. Кристаллическая структура миларита / Н. В. Белов, Т. Н. Тархова // Тр. Института кристаллографии АН СССР. – 1951. – Вып. 6. – С. 83-140.
3. Белонин, М. Д. Факторный анализ в геологии / М. Д. Белонин, В. А. Голубева, Г. Т. Скублов. – М.: Недра. – 1982. – 269 с.
4. Бершов, Л. В. Атомарный водород и метан в некоторых природных минералах // Геохимия. – 1970. – № 10. – С. 1275-1278.
5. Бескин, С. М. Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами / С. М. Бескин, Ю. Б. Марин // Записки РМО. – 2019. – № 4. – С. 1-16.
6. Беус, А. А. Геология месторождений изумрудов Колумбии. Геохимические критерии поисков // Геммология – I. Тез. докладов 1-го геммологического сов. Черноголовка, окт. 1985 г. – 1985. – С. 12-13.
7. Беус, А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений – М.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 333 с.
8. Буканов, В. В. Цветные камни. Энциклопедия. – СПб. – 2008. – 415 с.
9. Гавриленко, Е. В. Особенности изумрудов различного генезиса и их диагностическое значение / Е. В. Гавриленко, Д. М. Дашевская // Записки ВМО. – 1998. – № 1 – С. 47-57.
10. **Гаврильчик, А. К.** Особенности редкоэлементного состава берилла из Уральских Изумрудных копей / А. К. Гаврильчик, С. Г. Скублов, Е. Л. Котова // Минералогия. – 2021. – Т. 7. – № 3. – С. 32-48.
11. **Гаврильчик, А. К.** Редкоэлементный состав берилла из месторождения Шерловая Гора, Юго-Восточное Забайкалье / А. К. Гаврильчик, С. Г. Скублов, Е. Л. Котова // Записки РМО. – 2021. – № 2. – С. 69-82.
12. **Гаврильчик, А.К.** Геохимическая зональность берилла из месторождения Изумрудные копи, средний Урал / А.К. Гаврильчик, С.Г. Скублов, Е.Л. Котова // Сборник тезисов докладов Геологического Международного Студенческого Саммита. – СПб.: изд-во ВВМ. – 2021. – С. 72-76.
13. **Гаврильчик, А. К.** Особенности редкоэлементного состава красного берилла, штат Юта, США / А. К. Гаврильчик, С. Г. Скублов // Геологический Международный

Студенческий Саммит: Сборник материалов, Санкт-Петербург, 09 апреля 2022 года. – СПб: Первый ИПХ. – 2022. – С. 217-222.

14. **Гаврильчик, А.К.** Особенности распределения редких элементов для берилла из месторождения Шерловая гора, юго-восточное Забайкалье. / А.К. Гаврильчик, С.Г. Скублов, Е.Л. Котова // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021», Москва, 12-23 апреля 2021 года. – Москва: МГУ, [Электронный ресурс] – М.: МАКС Пресс, 2021. – С.1-3.

15. **Гаврильчик А.К.** Редкоэлементный состав берилла из месторождения Адунчилон, юго-восточное Забайкалье // Материалы Всероссийской молодежной конференции «Современные Проблемы Геохимии – 2021», Иркутск, 14-17 сентября 2021 года. – Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2021 – С.7-9.

16. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов (ред. К. А. Власов). М.: Наука / Т. 1. Геохимия редких элементов. – 1964. – 687 с. / Т. 2. Минералогия редких элементов. – 1965. – 830 с. / Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. – 1966. – 869 с.

17. Герасимова, Е. И. Высокотемпературный берилл из Супруновского месторождения бесполостных гранитных пегматитов (Иркутская область, Россия) / Е. И. Герасимова, В. Ю. Прокофьев, С. З. Смирнов, Т. Н. Ковальская // Геохимия. – 2019. – Т. 64. – № 7. – С. 750-756.

18. Гинзбург, А. И. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова, М. И. Новикова. – М.: Недра. – 1977. – 230 с.

19. Григорьев, Д. П. Телесные модели генезиса минералов // Записки ВМО. – 1979. – Т. 108. – С. 134-140.

20. Гусев, А. И. Бериллиевое оруденение Алтая / А. И. Гусев, Т. Н. Козлова // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. – 2009. – № 1. – С. 21.

21. Елфимова, Е. В. Сравнительная характеристика аквамаринов различных месторождений / Е. В. Елфимова, Н. И. Пономарева, А. Н. Сахаров, П. Б. Соколов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2004. – № 1. – С.72-76.

22. Загорский, В. Е. Гранитные пегматиты. Том 3. Миароловые пегматиты / В. Е. Загорский, И. С. Перетяжко, Б. М. Шмакин. – М.: Наука. – 1999. – 488 с.

23. Загорский, В. Е. Проблема связи пегматитов с гранитами и типы гранитно-пегматитовых систем / В. Е. Загорский, В. М. Макагон // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания. Иркутск, ИГХ СО РАН. – 2012. – С. 60-63.

24. Загорский, В. Е. Гранитные пегматиты. Том 2. Редкометалльные пегматиты / В. Е. Загорский, В. М. Макагон, Б. М. Шмакин, В. А. Макрыгина, Л. Г. Кузнецова. – М.: Наука. – 1997. – 285 с.
25. Зарайский, Г. П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. – М.: Наука. – 1989. – 341 с.
26. Золотухин, Ф. Ф. Мариинское месторождение изумруда, Средний Урал. – СПб.: Изд-во СПбГУ. – 1996. – 70 с.
27. Ибрагимова, Э. М. Корреляция между примесями и центрами окраски, созданными при облучении природных кристаллов берилла / Э. М. Ибрагимова, Н. М. Мухамедшина, А. Х. Исламов // Неорганические материалы. – 2009. – Т. 45. – № 2. – С. 199-204.
28. Киевленко, Е. Я. Геология месторождений драгоценных камней / Е. Я. Киевленко, Н. Н. Сенкевич, А. П. Гаврилов. – М.: Недра. – 1982. – 273 с.
29. Комащенко, С. В. Типоморфные признаки ювелирных разновидностей берилла и их значение для прогнозирования месторождений // Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. – Екатеринбург, 2011. – 30 с.
30. Косалс, Я.А. Зависимость геохимических особенностей бериллов от состава вмещающих пород / Я. А. Косалс, Г. М. Рылов // Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Труды Института геологии и геофизики Сибирского отдела АН СССР. – Новосибирск: Наука. – 1977. – № 370. – С. 134-153.
31. Коржинский, Д. С. Очерк метасоматических процессов / В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР. – 1953. – С. 334-456.
32. Кузнецов, В.А. Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавленных включений) / В. А. Кузнецов, И. А. Андреева, В. И. Коваленко, В. С. Антипин, Н. Н. Кононкова // Доклады РАН. – 2004. – Т. 396. – № 4. – С. 524—529.
33. Куприянова, И. И. Берилл // Типоморфизм минералов. – М.: Недра. – 1989. – С. 69-85.
34. Куприянова, И. И. Некоторые вопросы генезиса месторождений бериллия // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Всероссийская конференция, посвящённая 85-летию ИГЕМ РАН. Москва, 25-27 ноября 2015 г. Материалы докладов. – М.: ИГЕМ РАН. – 2015. – С. 222-223.

35. Куприянова, И. И. Геолого-геохимические факторы генезиса месторождений бериллия разных промышленных типов // Руды и металлы. – 2016. – № 2. – С. 18-30.
36. Носова, А. А. Элементы-примеси в клино-пироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала / А. А. Носова, Л. В. Сазонова, В. В. Наркисова, С. Г. Симакин // Геохимия. – 2002. – № 3. – С. 254-268.
37. Пеков И. В. Минералогия литофильных редких элементов. Бериллий. – М.: МГУ. – 2023. – 106 с. (Электронная лекция).
38. Перетяжко, И. С. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) / И. С. Перетяжко, Е. А. Царева, В. Е. Загорский // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук". – 2007. – Т. 413. – №. 6. – С. 791-797.
39. Перетяжко, И. С. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии / И. С. Перетяжко, Е. А. Савина, Н. С. Карманов, Л. А. Павлова // Петрология. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 287-326.
40. Платонов, А. Н. Кристаллохимия, оптические спектры и окраска бериллов. I. Гелиодор и золотистый берилл (golden beryl) - две разновидности природных желтых бериллов / А. Н. Платонов, В. М. Хоменко, М. Н. Таран // Мінералогічний журнал. – 2016. – Т. 38. – № 2. – С. 3-14.
41. Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. – Свердловск: УНЦ АН СССР. – 1984. – 190 с.
42. Попов, В. А. Практическая генетическая минералогия. – Екатеринбург: УрО РАН. – 2011. – 167 с.
43. Портнягин, М. В. Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты / М. В. Портнягин, С. Г. Симакин, А. В. Соболев // Геохимия. – 2002. – № 7. – С. 691-699.
44. Скублов, С. Г. Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (PCA) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) / С. Г. Скублов, **А. К. Гаврильчик**, А. В. Березин // Записки Горного института. – 2022. – Т. 255. – С. 455-469.
45. Спиридонов, Э. М. Метасоматиты грейзеновых формаций. Цвиттеры и сопряжённые рудные концентрации и месторождения самоцветов // Ломоносовские чтения-2019. – М.: МГУ. – 2019. – 5 с.
46. Фекличев, В. Г. Берилл – М.: Наука. – 1964. – 124 с.

47. Хайруллина, А. И. Минералогия гранитного пегматита Амиго, СВ Памир, Таджикистан / А. И. Хайруллина, Ю. Д. Гриценко // Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора ЛЛ Перчука (ISES-2022). – 2022. – С. 95.
48. Якубович, О. В. Роль щелочных металлов в формировании производных структурных мотивов на основе берилла: сравнительная кристаллохимия воробьевита и пеззоттаита / О. В. Якубович, И. В. Пеков, Я. М. Стил, В. Масса, Н. В. Чуканов // Кристаллография. – 2009. – Т. 54. – № 3. – С.432-445.
49. Adamo, I. Aquamarine, Maxixe-type beryl, and hydrothermal synthetic blue beryl: Analysis and identification / I. Adamo, A. Pavese, L. Prosperi, V. Diella, et al. // *Gems & Gemology*. – 2008. – V. 44. – P. 214-226.
50. Aines, R. D. The high temperature behaviour of water and carbon dioxide in cordierite and beryl / R. D. Aines, G. R. Rossman // *American Mineralogist*. – 1984. – V. 60. – P. 319-327.
51. Aitchison, J. The statistical analysis of compositional data // *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*. – 1982. – V. 44. – P. 139-160.
52. Andersson, L. O. The positions of H<sup>+</sup>, Li<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> impurities in beryl // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2006. – V. 33. – P. 403-416.
53. Andersson, L. O. EPR investigation of the methyl radical, the hydrogen atom and carbon oxide radicals in Maxixe-type beryl // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2008. – V. 35. – P. 505-520.
54. Andersson, L. O. The yellow color center and trapped electrons in beryl // *The Canadian Mineralogist*. – 2013. – V. 51. – P.15-25.
55. Andersson, L. O. Comments on beryl colors and on other observations regarding iron-containing beryls // *The Canadian Mineralogist*. – 2019. – V.57. – P. 551-566.
56. Artioli, G. Structure refinements of beryl by single-crystal neutron and X-ray diffraction / G. Artioli, R. Rinaldi, K. Stahl, P. F. Zanazzi // *American Mineralogist*. – 1993. – V. 78. – P. 762-768.
57. Artioli, G. Single-crystal pulsed neutron diffraction of a highly hydrous beryl / G. Artioli, R. Rinaldi, C. C. Wilson, P. F. Zanazzi // *Acta Crystallographica Section B: Structural Science*. – 1995. – V.51. – P.733-737.
58. Audétat, A. Causes for large-scale metal zonation around mineralized plutons: Fluid inclusion LA-ICP-MS evidence from the Mole Granite, Australia / A. Audétat, D. Günther, C. A. Heinrich // *Economic Geology*. – 2000. – V. 95. –P. 1563-1581.
59. Aurisicchio, C. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl / C. Aurisicchio, G. Fioravanti, O. Grubessi, P. F. Zanazzi // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – P. 826-837.

60. Aurisicchio, C. Genesi e crescita del berillo rosso dell'Utah (USA) / C. Aurisicchio, G. Fioravanti, O. Grubessi, A. Mottana // *Rendiconti Lincei*. – 1990. – V. 1. – P. 393-404.
61. Aurisicchio, C. Major and trace element geochemistry of emerald from several deposits: Implications for genetic models and classification schemes / C. Aurisicchio, A. M. Conte, L. Medeghini, L. Ottolini, C. De Vito // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – V. 94. – P. 351-366.
62. Aurisicchio, C. Infrared spectroscopy and crystal chemistry of the beryl group / C. Aurisicchio, O. Grubessi, P. Zecchini // *The Canadian Mineralogist*. – 1994. – V. 32. – P. 55-68.
63. Bačik, P. Octahedral substitution in beryl from weakly fractionated intragranitic pegmatite Predné Solisko, Tatry Mountains (Slovakia): The indicator of genetic conditions / P. Bačik, J. Fridrichova, P. Uher, S. Rybar, V. Bizovska, et al. // *Journal of Geosciences*. – 2019. – V. 64. – P. 59-72.
64. Baker J. M. Genesis of red beryl in topaz rhyolites in Starvation Canyon, Thomas Range, Utah / PhD Thesis. – Brigham Young University. Department of Geology. – 1998.
65. Barton, M. D. Non-pegmatitic Deposits of Beryllium: Mineralogy, Geology, Phase Equilibria and Origin / M. D. Barton, S. Young // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – V. 50. – P. 591-691.
66. Beal, K. L. Aquamarine beryl from Zealand Station, Canada: a mineralogical and stable isotope study / K. L. Beal, D. R. Lentz // *Journal of Geosciences*. – 2010. – V. 55. – P. 57-67.
67. Bocchio, R. Aquamarine from the Masino-Bregaglia Massif, Central Alps, Italy / R. Bocchio, I. Adamo, F. Caucia // *Gems and Gemology*. – 2009. – V. 45. – P. 204-207.
68. Bosze, S. Surface-structure-controlled sectoral zoning of the rare earth elements in fluorite from Long Lake, New York, and Bingham, New Mexico, USA / S. Bosze, J. Rakovan // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – P. 997-1009.
69. Bragg, W. L. The structure of beryl,  $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$  / W. L. Bragg, J. West // *Proceeding of the Royal Society of London. A*. – 1926. – V. 111. – P. 691-714.
70. Burt, D. M. Topaz rhyolites; distribution, origin, and significance for exploration / D. M. Burt, M. F. Sheridan, J. V. Bikun, E. H. Christiansen // *Economic Geology*. – 1982. – V. 77. – P. 1818-1836.
71. Cheilletz A. Time-pressure and temperature constraints on the formation of Colombian emeralds; an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser microprobe and fluid inclusion study / A. Cheilletz, G. Féraud, G. Giuliani, C. T. Rodriguez // *Economic Geology*. – 1994. – V. 89. – P. 361-380.
72. Černý, P. Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. – 1975. – V. 123. – P. 198–212.
73. Černý, P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis // *Geoscience Canada*. – 1991. – V. 18. – P. 68-81.

74. Černý, P. Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – V. 50. – P. 405–444.
75. Černý, P., Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite, Zimbabwe / P. Černý, A. J. Anderson, P. B. Tomascak, R. Chapman // *The Canadian Mineralogist*. – 2003. – V. 41. – P. 1003–1011.
76. Černý, P. The classification of granitic pegmatites revisited / P. Černý, T. S. Ercit // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. – V. 43. – P. 2005-2026.
77. Černý P. Granitic pegmatites as reflections of their sources / P. Černý, D. London, M. Novák // *Elements*. – 2012. – V. 8. – №. 4. – P. 289-294.
78. Černý, P. Refractive indices versus alkali contents in beryl: General limitations and applications to some pegmatitic types / P. Černý, F. C. Hawthorne // *The Canadian Mineralogist*. – 1976. – V. 14. – P. 491-497.
79. Černý, P. Beryl from the granitic pegmatites at Greer Lake, southeastern Manitoba / P. Černý, A. C. Turnock // *The Canadian Mineralogist*. – 1975. – V. 13. – P. 55-61.
80. Charoy, B. Channel occupancy in an alkali-poor beryl from Serra Branca (Goias, Brazil); spectroscopic characterization / P. De Donato, O. Barres, C. Pinto-Coelho // *American Mineralogist*. – 1996. – V. 81. –P. 395-403.
81. Cheilletz, A. Time-pressure and temperature constraints on the formation of Colombian emeralds; an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser microprobe and fluid inclusion study / A. Cheilletz, G. Féraud, G. Giuliani, C. T. Rodriguez // *Economic Geology*. – 1994. – V. 89. – P. 361-380.
82. Cheilletz, A. The black shale-hosted Colombian emerald deposits: a synthetic genetic model with emphasis on the source of beryllium / A. Cheilletz, J. C. Royant // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*. – CRC Press. – 2001. – P. 43-44.
83. Christiansen, E. H. The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States / E. H. Christiansen, D. M. Burt, M. F. Sheridan, R. T. Wilson // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1983. – V. 83. – P. 16-30.
84. Christiansen, E. H. Origin of gem red beryl in Utah's Wah Wah Mountains / E. H. Christiansen, J. D. Keith, T. J. Thompson // *Mining Engineering*. – 1997. – V. 49. – P. 37-41.
85. Comas-Cufí, M. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software / M. Comas-Cufí, S. Thió i Fernández de Henestrosa // *CoDaWork'11: 4th International Workshop on Compositional Data Analysis*. Sant Feliu de Guíxols. – 2011.
86. Conklin, L. H. What is emerald – fact and opinion // *ExtraLapis English*. – 2002. – V. 2. – P. 72–73.

87. De Almeida Sampaio Filho, H. Contribution to the crystal chemistry of beryl / H. De Almeida Sampaio Filho, G. P. Sighinolfi // *Contribution to Mineral and Petrology*. – 1973. – V. 38. – P. 279-290.
88. Danyushevsky, L. V. H<sub>2</sub>O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; Part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations / L. V. Danyushevsky, S. M. Eggins, T. J. Falloon, D. M. Christie // *Journal of Petrology*. – 2000. – V. 41. – P. 1329-1364.
89. Dowty, E. Crystal structure and crystal growth; II, Sector zoning in minerals // *American Mineralogist*. – 1976. – V. 61. – P. 460-469.
90. Dill, H. G. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium // *Earth-Science Reviews*. – 2010. – V. 100. – P.1-420.
91. Dmitrijeva, M. Defining IOCG signatures through compositional data analysis: A case study of lithogeochemical zoning from the Olympic Dam deposit, South Australia / M. Dmitrijeva, K. J. Ehrig, C. L. Ciobanu, N. J. Cook, M. R. Verdugo-Ihl, et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – V. 105. – P. 86-101.
92. Don Goldman, S. Channel constituents in beryl / S. Don Goldman, G. R. Rossman, K. M. Parkin // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 1978. – V. 3. – P. 225-235.
93. Fridrichová, J. Optical and crystal-chemical changes in aquamarines and yellow beryls from Thanh Hoa province, Vietnam induced by heat treatment / J. Fridrichová, P. Bačík, P. Rusinová, P. Antal, R. Škoda, et al. // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2015. – V. 42. – P. 287-302.
94. Fridrichová, J. Spectroscopic and bond-topological investigation of interstitial volatiles in beryl from Slovakia / J. Fridrichová, P. Bačík, V. Bizovská, E. Libowitzky, R. Škoda, et al. // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2016. – V. 43. – P.419-437.
95. Fridrichová, J. Jahn-Teller distortion of Mn<sup>3+</sup>-occupied octahedra in red beryl from Utah indicated by optical spectroscopy / J. Fridrichová, P. Bačík, A. Ertl, M. Wildner, J. Dekan // *Journal of Molecular Structure*. – 2018. – V. 1152. – P. 79-86.
96. Fritsch, E. Why are some crystals gem quality? Crystal growth considerations on the “gem factor” / E. Fritsch, B. Rondeau, B. Devouard, et al // *The Canadian Mineralogist*. – 2017. – V. 55. – P. 521-533.
97. Fritsch, E. An update on color in gems. Part 2: colors involving multiple atoms and color centers / E. Fritsch, G. R. Rossman // *Gems & Gemology*. – 1988. – V. 24. – P. 3-15.
98. Fukuda, J. Water molecules in beryl and cordierite: High-temperature vibrational behavior, dehydration, and coordination to cations / J. Fukuda, K. Shinoda // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2011. – V. 38. – P. 469-481.

99. Fukuda, J. Polarized infrared spectroscopic study of diffusion of water molecules along structure channels in beryl / J. Fukuda, K. Shinoda, S. Nakashima, et al. // *American Mineralogist*. – 2009. – V. 94. – P. 981-985.
100. Garber, J. M. Controls on trace element uptake in metamorphic titanite: Implications for petrochronology / J. M. Garber, B. R. Hacker, A. R. C. Kylander-Clark, et al. // *Journal of Petrology*. – 2017. – V. 58. – P. 1031-1057.
101. Gatta, G.D. A multi-methodological investigation of natural and synthetic red beryl gemstones / G. D. Gatta, I. Adamo, A. Zullino, et al. // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – 439.
102. Gawad, A. E. A. Trace Element Geochemistry and Genesis of Beryl from Wadi Nugrus, South Eastern Desert, Egypt / A. E. A. Gawad, A. Ene, S. G. Skublov, **A. K. Gavrilchik**, et al. // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – № 2. – 206.
103. Gibbs, G. V. Structural refinement of hydrous and anhydrous synthetic beryl,  $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$  and emerald  $\text{Be}_3\text{Al}_{1.9}\text{Cr}_{0.1}\text{Si}_6\text{O}_{18}$  / G. V. Gibbs, D. W. Breck, E. P. Meagher // *Lithos*. – 1968. – V. 1. – P. 275-285.
104. Giuliani, G. Fluid composition,  $\delta\text{D}$  of channel  $\text{H}_2\text{O}$ , and  $\delta^{18}\text{O}$  of lattice oxygen in beryls: genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistani emerald deposits / G. Giuliani, C. France-Lanord, J. L. Zimmermann, et al. // *International Geology Review*. – 1997. – V. 39. – P.400-424.
105. Giuliani, G. Geology of corundum and emerald gem deposits: A review / G. Giuliani, L. A. Groat // *Gems & Gemology*. – 2019. – V. 55. – P. 464-489.
106. Giuliani, G. Emerald deposits: A review and enhanced classification / G. Giuliani, L. A. Groat, D. Marshall, et al. // *Minerals*. – 2019. – V. 9. – № 2. – 105.
107. Groat, L. A. Emerald deposits and occurrences: A review / L. A. Groat, G. Giuliani, D. D. Marshall, D. Turner // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – V. 34. – P. 87-112.
108. Groat, L. A. Crystal chemistry of dark blue aquamarine from the True Blue showing, Yukon Territory, Canada / L. A. Groat, G. R. Rossman, M. D. Dyar, et al. // *The Canadian Mineralogist*. – 2010. – V. 48. – P. 597-613.
109. Gromalova, N. A. Comparative analysis of inclusions in Uralian alexandrite, Tanzanian chrysoberyl, and several synthetic samples / N. A. Gromalova, V. Y. Prokof'ev, V. S. Urusov // *Moscow University Geology Bulletin*. – 2014. – V. 69. – P. 41-46.
110. Glover, A. S. Granitic pegmatites: Storehouses of industrial minerals / A. S. Glover, W. Z. Rogers, J. E. Barton // *Elements*. – 2012. – V. 8. – P. 269-273.
111. Grundmann, G. Emerald mineralization during regional metamorphism; the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits / G. Grundmann, G. Morteani // *Economic Geology*. – 1989. – V. 84. – P. 1835-1849.

112. Grundmann, G. Emerald formation during regional metamorphism: The Zabara, Sikeit and Umm Kabo deposits (Eastern Desert, Egypt) / G. Grundmann, G. Morteani // International Conference on Geoscientific Research in Northeast Africa. – 1993. – P. 495-498.
113. Haapala, I. Fluid inclusions in cassiterite and beryl in greisen veins in the Eurajoki Stock, southwestern Finland / I. Haapala, K. Kinnunen // Economic Geology. – 1979. – V. 74. – P. 1231-1238.
114. Hammarstrom, J. M. Mineral chemistry of emeralds and some associated minerals from Pakistan and Afghanistan: an electron microprobe study // Emeralds of Pakistan. – 1989. – P. 125–150.
115. Hawthorne, F. C. The alkali-metal positions in Cs-Li beryl / F.C. Hawthorne, P. Černý // The Canadian Mineralogist. – 1977. – V. 15. – P. 414-421.
116. Henry, R. E. The enhanced crystal-chemistry and structure prediction of beryl // Doctoral dissertation University of British Columbia. – Vancouver. – 2022. – 545 p.
117. Henry, R. E. Crystal-Chemical observations and the relation between sodium and H<sub>2</sub>O in different beryl varieties / R. E. Henry, L. A. Groat, R. J. Evans, et al. // The Canadian Mineralogist. – 2022. – V. 60. – P. 625-675.
118. Hu, Y. Color characteristics of blue to yellow beryl from multiple origins / Y. Hu, R. Lu // Gems & Gemology. – 2020. – V. 56. – P. 54-65.
119. Hughes, J. M. Rare-earth-element ordering and structural variations in natural rare-earth-bearing apatites / J. M. Hughes, M. Cameron, A. N. Mariano // American Mineralogist. – 1991. – V. 76. – P. 1165-1173.
120. Huong, L. T. T. Aquamarine from Thethuong Xuan district, Thanh Hoa province, Vietnam / L. T. T. Huong, W. Hofmeister, T. Häger, N. N. Khoi, et al. // Gems & Gemology. – 2011. – V. 47. – P. 42-48.
121. 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. – P. 87-133.
122. 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, et al. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2006. – V. 7. – Q02008.
123. Kamenetsky, V. S. Enriched end-member of primitive MORB melts: Petrology and geochemistry of glasses from Macquarie island (SW Pacific) / V. S. Kamenetsky, J. L. Everard, A. J. Crawford, et al. // Journal of Petrology. – 2000. – V. 41. – P. 411-430.
124. Karampelas, S. Emeralds from the most important occurrences: chemical and spectroscopic data / S. Karampelas, B. Al-Shaybani, F. Mohamed, et al. // Minerals. – 2019. – V. 9. – 561.

125. Keith, J. D. The role of mafic alkaline magmas and magmatic sulfides in ore genesis: Examples from the Bingham district and the East Tintic Mountains, Utah / J. D. Keith, D. K. Moore, D. G. Tingey, et al. // Geological Society of America, Abstracts with Programs; (United States). – 1993. – V. 25. – 9305259.
126. Keith, J. D. Geological and chemical conditions of formation of red beryl, Wah Wah Mountains, Utah / J. D. Keith, E.H. Christiansen, D.G. Tingey // Utah Geological Association Publication – 1994. – V. 23 – P. 155-169.
127. Khaibullin, R. I. Coloration of natural beryl by iron ion implantation / R. I. Khaibullin, O. N. Lopatin, F. G. Vagizov, V. V. Bazarov, et al. // Nuclear Instrument and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Material and Atoms. – 2003. – V. 26. – P. 277-281.
128. Khaleal F. M. Occurrences and genesis of emerald and others beryl mineralization in Egypt: A review / F. M. Khaleal, G. M. Saleh, R. L. El Saeed, D. R. Lentz // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. – 2022. – 103266.
129. Kolesov, B. A. The orientation and vibrational states of H<sub>2</sub>O in synthetic alkali-free beryl / B. A. Kolesov, C. A. Geiger // Physics and Chemistry of Minerals. – 2000. – V. 27. – P. 557-564.
130. Kukui, A. L. Geochemistry of rare earth elements in Iceland spars from deposits in the Siberian Craton / A. L. Kukui, S. G. Skublov // Doklady Earth Sciences. – 2008. – V. 418. – P. 247-251.
131. Laurs, B. M. Dark Blue Beryl from Pakistan / B. M. Laurs, G. R. Rossman // The Journal of Gemmology. – 2019. – V. 36. – P. 583-584.
132. Laurs, B. M. Pezzottaite from Ambatovita, Madagascar: a new gem mineral / B. M. Laurs, W. B. Simmons, G. R. Rossman, E. P. Quinn, et al. // Gems & Gemology. – 2003. – V. 39. – P. 284-301.
133. Le, T. T. H., Microscopic, chemical and spectroscopic investigations on emeralds of various origins: Doctoral dissertation. – Mainz. – 2008. – 127 p.
134. Levashova, E. V. Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from feldspathic pegmatites (Ilmen Mountains, the Southern Urals) / E. V. Levashova, S. G. Skublov, V. A. Popov // Geosciences. – 2020. – V. 11. – 7.
135. Libowitzky, E. An IR absorption calibration for water in minerals / E. Libowitzky, G. R. Rossman // American Mineralogist. – 1997. – V. 82. – P. 1111-1115.
136. Liu, H. Using t-distributed Stochastic Neighbor Embedding (t-SNE) for cluster analysis and spatial zone delineation of groundwater geochemistry data / H. Liu, J. Yang, M. Ye, et al. // Journal of Hydrology. – 2021. – V. 597. – P. 126-146.

137. Liu, Y. Genesis of the Xuebaoding W–Sn–Be crystal deposits in southwest China: evidence from fluid inclusions, stable isotopes and ore elements / Y. Liu, J. Deng, G. Shi, X. Sun, et al. // *Resource Geology*. – 2012. – V. 62. – P. 159-173.
138. Lofgren, G. E. An experimental study of trace-element partitioning between Ti-Al-clinopyroxene and melt: Equilibrium and kinetic effects including sector zoning / G. E. Lofgren, G. R. Huss, G. J. Wasserburg // *American Mineralogist*. – 2006. – V. 91. – P. 1596-1606.
139. London, D. Beryllium in silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatites / D. London, J. M. Evensen // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – V. 50. – P. 445-485.
140. London, D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future // *Lithos*. – 2005. – V. 80. – P. 281-303.
141. London, D. Pegmatites // *The Canadian Mineralogist*. – 2008. – Special publication, No. 10. – 347 p.
142. London, D. Reading Pegmatites: Part 1 – What Beryl Says // *Rocks & Minerals*. – 2015. – V. 90. – P. 138-153.
143. Lum, J. E. Mineralogical and geochemical characteristics of beryl (aquamarine) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia / J. E. Lum, F. Viljoen, B. Cairncross, D. Frei // *Journal of African Earth Sciences*. – 2016. – V. 124. – P. 104-125.
144. Lyckberg, P. Famous mineral localities: Volodarsk-Volynski Zhitomir Oblast, Ukraine / P. Lyckberg, V. Chornousenko, W. E. Wilson // *The Mineralogical Record*. – 2009. – V. 40. – P. 473-507.
145. Markl, G. Spatial variations in temperature and composition of greisen-forming fluids; an example from the Variscan Triberg granite complex, Germany / G. Markl, J. C. Schumacher // *Economic Geology*. – 1996. – T. 91. – №. 3. – C. 576-589.
146. Marshall, D. Pressure–temperature–fluid constraints for the Poona Emerald Deposits, Western Australia: Fluid inclusion and stable isotope studies / D. Marshall, P. J. Downes, S. Ellis, R. Greene, et al. // *Minerals*. – 2016. – V. 6. – 130.
147. Mashkovtsev, R. I. Channel constituents in synthetic beryl: ammonium / R. I. Mashkovtsev, V. P. Solntsev // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2002. – V. 29. – P. 65-71.
148. Mihalynuk, M. G. Composition of Logtung beryl (aquamarine) by ICPES/MS: a comparison of beryl worldwide / M. G. Mihalynuk, R. Lett // *Geological Fieldwork*. – 2003. – P. 141-146.
149. Michallik, R. M. The role of magmatic and hydrothermal processes in the formation of miarolitic gem beryl from the Luumäki pegmatite, SE Finland / R. M. Michallik, T. Wagner, O. T. Rämö, et al // *European Journal of Mineralogy*. – 2019. – V. 31. – P. 507-518.

150. Morosin, B. Structure and thermal expansion of beryl // *Acta Crystallographica*. – 1972. – B28. – P. 1899-1903.
151. Müller, A. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – Part I: History and the need for a new classification / A. Müller, W. Simmons, H. Beurlen, R. Thomas, et al. // *The Canadian Mineralogist*. – 2022. – V.60. – P. 203-227.
152. Müller, A. Quartz chemistry of granitic pegmatites: Implications for classification, genesis and exploration / A. Müller, W. Keyser, W. B. Simmons, K. Webber, et al. // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 584. – 120507.
153. Nassau, K. *Physics and chemistry of color: the fifteen causes of color* – New York: John Wiley and Sons. – 2001. – 480 p.
154. Nassau, K. The deep blue Maxixe-type color center in beryl / K. Nassau, B. E. Prescott, D. L. Wood // *American Mineralogist*. – 1976. – V. 61. – P. 100-107.
155. Nassau, K. An examination of red beryl from Utah / K. Nassau, D. L. Wood // *American Mineralogist*. – 1968. – V. 53. – P. 801-806.
156. Neiva, A. M. R. Beryl from the granitic pegmatite at Namivo, Alto Ligonha, Mozambique / A. M. R. Neiva, J. Neiva // *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*. – 2005. – P. 173-182.
157. Novák, M. Blue, complexly zoned, (Na, Mg, Fe, Li)-rich beryl from quartz-calcite veins in low-grade metamorphosed Fe-deposit Skály near Rýmařov, Czech Republic / M. Novák, P. Gadas, J. Filip, et al. // *Mineralogy and Petrology*. – 2011. – V. 102. – P. 3-14.
158. Paquette, J. Relationship between surface structure, growth mechanism, and trace element incorporation in calcite / J. Paquette, R. J. Reeder // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – V. 59. – P. 735-749.
159. Paterson, B. A. Zoning in granitoid accessory minerals as revealed by backscattered electron imagery / B. A. Paterson, W. E. Stephens, D. A. Herd // *Mineralogical Magazine*. – 1989. – V. 53. – P. 55-61.
160. Pauly, C. Beryl as indicator of metasomatic processes in the California Blue Mine topaz-beryl pegmatite and associated miarolitic pockets / C. Pauly, A. P. Gysi, K. Pfaff, et al. // *Lithos*. – 2021. – V. 404. – 106485.
161. Pawlowsky-Glahn, V. Compositional data and their analysis: an introduction / V. Pawlowsky-Glahn, J. J. Egozcue // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2006. – V. 264. – P. 1-10.
162. Peretyazhko, I. S. Role of boric acids in the formation of pegmatite and hydrothermal minerals: Petrologic consequences of sassolite (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>) discovery in fluid inclusions / I. S.

Peretyazhko, V. Y. Prokofev, V. E. Zagorskii, S. Z. Smirnov // *Petrology*. – 2000. – V. 8. – P. 214-237.

163. Platonov, A. N. On two colour types of Mn<sup>3+</sup>-bearing beryls / A. N. Platonov, M. N. Taran, V. A. Klyakhin // *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*. – 1989. – V. 38. – P. 147-154.

164. Popov, M. P. An analysis of geochemical features of crystallization of emeralds as an approach to determine the deposit of them / M. P. Popov, V. I. Solomonov, A. V. Spirina // *News of the Ural State Mining University*. – 2021. – V. 2. – № 62. – P. 16-21.

165. Portnyagin, M. Experimental evidence for rapid water ex-change between melt inclusions in olivine and host magma / M. Portnyagin, R. Almeev, S. Matveev, F. Holtz // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 272. – P. 541-552.

166. Přikryl, J. Iron<sup>+</sup> magnesium-bearing beryl from granitic pegmatites: An EMPA, LA-ICP-MS, Mössbauer spectroscopy, and powder XRD study / J. Přikryl, M. Novák, J. Filip, et al. // *The Canadian Mineralogist*. – 2014. – V. 52. – P. 271-284.

167. Rakovan, J. Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llallagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age / J. Rakovan, D. K. McDaniel, R. J. Reeder // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 146. – P. 329-336.

168. Rakovan, J. Differential incorporation of trace elements and dissymmetrization in apatite: The role of surface structure during growth / J. Rakovan, R. J. Reeder // *American Mineralogist*. – 1994. – V. 79. – P. 892-903.

169. Rakovan, J. Intracrystalline rare earth element distributions in apatite: Surface structural influences on incorporation during growth / J. Rakovan, R. J. Reeder // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 4435-4445.

170. Rakovan, J. Synchrotron microanalytical methods in the study of trace and minor elements in apatite / J. Rakovan, Y. Luo, O. Borkiewicz // *Mineralogia*. – 2008. – V. 39. – P. 31-40.

171. Reeder, R. J. Surface structural controls on trace element incorporation during crystal growth / R. J. Reeder, J. Rakovan // *Growth, dissolution and pattern formation in geosystems*. – 1999. – P. 143-162.

172. Repina, S. A. Fractionation of REE in the xenotime and florencite paragenetic association from Au-REE mineral occurrences of the Nether-Polar Urals // *Geochemistry International*. – 2011. – V. 49. – № 9. – P. 868-887.

173. Repina, S. A. Microheterogeneity of crystal growth zones as a result of REE fractionation / S. A. Repina, V. V. Khiller, E. P. Makagonov // *Geochemistry International*. – 2014. – V. 52. – P. 1057-1071.

174. Rocholl, A. B. E. Chemical characterisation of NIST silicate glass certified reference material SRM 610 by ICP-MS, TIMS, LIMS, SSMS, INAA, AAS and PIXE / A. B. E. Rocholl, K. Simon, K. P. Jochum, et al. // *Geostandards Newsletter*. – 1997. – V. 21. – P. 101-114.
175. Rondeau, B. Characterization of emeralds from a historical deposit: Byrud (Eidsvoll), Norway / B. Rondeau, E. Fritsch, J. J. Peucat, et al. // *Gems & Gemology*. – 2008. – V. 44. – P. 108-122.
176. Rossovskiy, L. N. Rare-metal pegmatites with precious stones and conditions of their formation (Hindu Kush) // *International Geology Review*. – 1981. – V. 23. – P. 1312-1320.
177. Rudnick, R. L. The role of lower crustal recycling in continent formation / R. L. Rudnick, S. Gao // *Geochimica Et Cosmochimica Acta Supplement*. – 2003. – V. 67. – №18. – P. 403.
178. Schumann, W. *Gemstones of the world*. – New York: Sterling Publ. Co. – 1997. – 272 p.
179. Saeseaw S. Geographic origin determination of emerald / S. Saeseaw, N. D. Renfro, A. C. Palke, et al. // *Gems & Gemology*. – 2019. – V. 55. – P. 614-646.
180. Sammon, L. G. A geochemical review of amphibolite, granulite, and eclogite facies lithologies: Perspectives on the deep continental crust / L. G. Sammon, W. F. McDonough // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2021. – V. 126. – e2021JB022791.
181. Sardi, F. G. Pegmatitic beryl as indicator of melt evolution: Example from the Velasco district, Pampeana Pegmatite province, Argentina, and review of worldwide occurrences the Canadian mineralogist / F. G. Sardi, A. Heimann // *The Canadian Mineralogist*. – 2014. – V. 52. – P. 809-836.
182. Scandale, E. Growth and sector zoning in a beryl crystal / E. Scandale, S. Lucchesi // *European Journal of Mineralogy*. – 2000. – V. 12. – P. 357-366.
183. Schumann, W. *Gemstones of the World: Revised and Expanded Edition* – Trans. Annette Englander. New York: Sterling. – 1997. – 272 p.
184. Schwarz, D. Emerald deposits – a review / D. Schwarz, G. Giuliani // *The Australian Gemmologist*. – 2001. – V. 21. – P. 17-23.
185. Schwarz, D. The definition of emerald: The green variety of beryl colored by chromium and/or vanadium / D. Schwarz, K. Schmetzer // *Emeralds of the World*. – 2002. – V. 2. – P. 74-78.
186. Schwarz, D. Emerald and green beryl from Central Nigeria / D. Schwarz, J. Kanis, J. Kinnaird // *Journal of Gemology*. – 1996. – V. 25. – P. 117-141.
187. Shang, Y. Spectroscopy and chromaticity characterization of yellow to light-blue iron-containing beryl / Y. Shang, Y. Guo, J. Tang // *Scientific Reports*. – 2022. – V. 12. – 10765.
188. Sherriff, B. L. The incorporation of alkalis in beryl: Multinuclear MAS NMR and crystal-structure refinement study / B. L. Sherriff, H. D. Grundy, J. S. Hartman, et al. // *The Canadian Mineralogist*. – 1991. – V. 29. – P. 271-285.

189. Shigley, J. E. Gem-quality red beryl from the Wah Wah Mountains, Utah / J. E. Shigley, E. E. Foord // *Gems & Gemology*. – 1984. – V. 20. – P. 208-221.
190. Shigley, J. E. Red beryl from Utah: a review and update / J. E. Shigley, T. J. Thompson, J. D. Keith // *Gems & Gemology*. – 2003. – V.39. – P. 302-313.
191. Shinohara, H. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity // *Reviews of Geophysics*. – 2008. – V. 46. – 2007RG000244.
192. Shoji, T. Determination of trace elements in zoned beryl by laser and ion microprobe analyzers / T. Shoji, Y. Hirahara, M. Murota // *Mining Geology*. – 1975. – V. 25. – P. 411-416.
193. Solntsev, V. P. The color of natural beryls from rare-metal Mozambique pegmatites / V. P. Solntsev, G. V. Bukin // *Russian Geology and Geophysics*. – 1997. – V. 38. – P. 1661-1668.
194. Staatz, M. H. Differences in the minor element compositions of beryl in various environments / M. H. Staatz, W. R. Griffitts, P. R. Barnett // *American Mineralogist*. – 1965. – V. 50. – P. 1783-1795.
195. Simmons, W. B. Evidence for an anatectic origin of granitic pegmatites, western Maine, USA / W. B. Simmons, E. E. Foord, A. U. Falster, V. T. King // *Geol. Soc. Amer. Ann. Mtng.*, New Orleans, LA, Abstr. Prog. – 1995. – V. 27. – P. A411.
196. Simmons, W. B. Anatectic origin of granitic pegmatites, western Maine, USA. GAC-MAC Annual Meeting. Winnipeg / W. B. Simmons, E. E. Foord, A. U. Falster // *Abstracts Programme A*. – 1996. – 87.
197. Simmons, W. K. Pegmatology: pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis / W. K. Simmons, K. Webber, U. F. Alexander, W. N. James // New Orleans, LA: Rubellite Press, 2003. – 176 p.
198. Simmons, W. B. S. Pegmatite genesis: state of the art / W. B. S. Simmons, K. L. Webber // *European Journal of Mineralogy*. – 2008. – V. 20. – P. 421-438.
199. Shishkina, T.A. Solubility of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>-bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500 MPa / T. A. Shishkina, R. E. Botcharnikov, F. Holtz, et al. // *Chemical Geology*. – 2010. – V. 277. – P. 115-125.
200. Sobolev, A.V. H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle / A.V. Sobolev, M. Chaussidon // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1996. – V. 137. – P. 45-55.
201. Stowell, H. Garnet sector and oscillatory zoning linked with changes in crystal morphology during rapid growth, North Cascades, Washington / H. Stowell, C. Zuluaga, A. Boyle, G. Bulman // *American Mineralogist*. – 2011. – V. 96. – P. 1354-1362.
202. Sturm, R. Internal morphology and crystal growth of accessory zircon from igneous rocks // *Zircon and Olivine* (van Dijk, G., van den Berg, V., Eds). – 2012. – P. 37-65.

203. Schwandt, C. S. Minor-and trace-element sector zoning in synthetic enstatite / C. S. Schwandt, G. A. McKay // *American Mineralogist*. – 2006. – V. 91. – P. 1607-1615.
204. Sunagawa, I. Beryl crystals from pegmatites: morphology and mechanism of crystal growth / I. Sunagawa, A. Urano // *Journal of Gemmology*. – 1999. – V. 26. – P. 521-533.
205. Tamic, N. The solubility of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO-H<sub>2</sub>O fluid phase / N. Tamic, H. Behrens, F. Holtz // *Chemical Geology*. – 2001. – V. 174. – P. 333-347.
206. Taylor, S. R. The geochemical evolution of the continental crust / S. R. Taylor, S. M. McLennan // *Encyclopedia of physical science and technology*. – 2001. – V. 312. – P. 697-719.
207. Taran, M. N. Be, Fe<sup>2+</sup>-substitution in natural beryl: an optical absorption spectroscopy study / M. N. Taran, O. A. Vyshnevskiy // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2019. – V. 46. – P. 795-806.
208. Thompson T. J. A model for the origin of red beryl in topaz rhyolite, Wah Wah Mountains, Utah, USA . – Ph.D. Thesis. – Brigham Young University. Department of Geology. – 2002. – 99 p.
209. Uher, P. Beryl composition and evolution trends: an example from granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype, Western Carpathians, Slovakia / P. Uher, P. Chudik, P. Bacik, et al. // *Journal of Geosciences*. – 2010. – V.55. – P. 69-80.
210. Vianna, R. R. Characterization of beryl (aquamarine variety) by Mössbauer spectroscopy / R. R. Vianna, G. M. da Costa, E. De Grave, et al. // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2002. – V. 29. – P. 78-86.
211. Vianna, R. R. Characterization of beryl (aquamarine variety) from pegmatites of Minas Gerais, Brazil / R. R.Vianna, H. Jordt-Evangelista, G. M. da Costa // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2002a. – V. 29. – P. 668-679.
212. Van der Maaten, L. Visualizing data using t-SNE / L. Van der Maaten, G. Hinton // *Journal of Machine Learning Re-search*. – 2008. – V. 9. – P. 2579-2605.
213. Vapnik, Y. Fluid Inclusions in Ianapera Emerald, Southern Madagasca / Y. Vapnik, B. Sabot, I. Moroz // *International Geology Review*. – 2005. – V. 47. – P. 647-662.
214. Vapnik, Y. E. Formation of emeralds at pegmatite-ultramafic contacts based on fluid inclusions in Kianjavato emerald, Mananjary deposits, Madagascar / Y. E. Vapnik, I. Moroz, M. Roth, I. Eliezri // *Mineralogical Magazine*. – 2006 – V. 70. – P. 141-158.
215. Vavra, G. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 106. – P. 90-99.

216. Vavra, G. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study / D. Gebauer, R. Schmid, W. Compston // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 122. – P. 337-358.

217. Wang, R. C. Geochemical evolution and late re-equilibration of Na–Cs-rich beryl from the Koktokay# 3 pegmatite (Altai, NW China) / R. C. Wang, X. D. Che, W. L. Zhang // *European Journal of Mineralogy*. – 2009. – V.21. – P. 795-809.

218. Wang, H. A. Multi-element analysis of minerals using laser ablation inductively coupled plasma time of flight mass spectrometry and geochemical data visualization using t-distributed stochastic neighbor embedding: Case study on emeralds / H. A. Wang, M. S. Krzemnicki // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 2021. – V. 36. – P. 518-527.

219. Wang, X. S. The role of fluorine in granite-related hydrothermal tungsten ore genesis: Results of experiments and modeling / X. S. Wang, A. E. Williams-Jones, R. Z. Hu, L. B. Shang, X. W. Bi, // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2021. – T. 292. – C. 170-187.

220. Watson, E. B. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks / E. B. Watson, Y. Liang // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P. 1179-1187.

221. Watson, E. B. Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 5013-5020.

222. Wickersheim, K. A. The near infrared spectrum of beryl / K. A. Wickersheim, R. A. Buchanan // *American Mineralogist* – 1959. – V. 44. – P. 440-444.

223. Wise, M. A. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites / M. A. Wise, A. Müller, W. B. Simmons // *The Canadian Mineralogist*. – 2022. – V.60. – P. 229-248.

224. Wood, D. L. Infrared spectra of foreign molecules in beryl / D. L. Wood, K. Nassau // *The Journal of Chemical Physics*. – 1967. – V. 47. – P. 2220-2228.

225. Wood, D. L. The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy / D. L. Wood, K. Nassau // *American Mineralogist*. – 1968. – V. 53. – P. 777-800.

226. Yang, J. H. Metal source and wolframite precipitation process at the Xihuashan tungsten deposit, South China: Insights from mineralogy, fluid inclusion and stable isotope / J. H. Yang, Z. Zhang, J. T. Peng, et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – V. 111. – 102965.

227. Yu, X. Infrared spectroscopic characteristics and ionic occupations in crystalline tunneling system of yellow beryl / X. Yu, D. Hu, X. Niu, W. Kang // *Jom*. – 2017. – V. 69. – P. 704-712.

228. Zagorsky, V. Ye. On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications // *Estudios Geológicos*. – 2009. – V. 19. – P. 365-369.
229. Zambonini, F. Ricerche chimiche sulla roosterite di San Piero in Campo (Isola d'Elba) e sui berilli in generale / F. Zambonini, V. Caglioti // *Gazetta Chimica Italiana*. – 1928. – V. 58. – № 131. – P. 131-152.
230. Zimmermann, J. L. Mineralogical significance of fluids in channels of Colombian emeralds: a mass-spectrometric study / G. Giuliani, A. Cheilletz, C. Arboleda // *International Geology Review*. – 1997. – V. 39. – P. 425-437.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

### 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  
 Гаврильчик Александры Константиновны  
 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 «Редкоэлементный состав цветковых разновидностей берилла как индикатор генетического типа его месторождений», 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

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б

### Каталог изученных образцов берилла

Таблица Б.1 – Каталог изученных образцов берилла

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>1</u>	Призматический, трещиноватый, прозрачный кристалл. Призмы либо частично протравлены – матовые, либо блестящие, но с глубокими бороздками интенсивного растворения. Головка сложная, развиты многие формы, но преобладает пинакоид.	Мурзинские копи (из окрестности Мурзинской слободы на Урале)	Миароловый пегматит	1
<u>2</u>	Прозрачный, чистый, несколько уплощенный кристалл, богатый комбинациями, выросший в дымчатый кварц.	Мурзинские копи - 7,5 км на север от Мурзинки, окрестности деревни Алабашка	Миароловый пегматит	1
<u>3</u>	Параллельный сросток просвечивающих, призматических кристаллов с пинакоидом. Кристаллы содержат трещины по плоскости пинакоида.	Мурзинские копи - копь Мокруша, близ Алабашки	Миароловый пегматит	1
<u>4</u>	Кристалл зеленовато-голубого цвета, растворенный по призме, грани мутные, есть глубокие бороздки, грань пинакоида интенсивно протравлена с мелкими присыпками, наблюдается изменение окраски по зонам роста, от преобладающего зеленовато-голубого цвета до бесцветного.	Мурзинские копи - В окрестностях село Мурзинка	Миароловый пегматит	1
<u>5</u>	Параллельный сросток прозрачных, призматических кристаллов зеленовато-синего цвета с нарощими кристаллами ортоклаза.	Мурзинские копи - 7,5 км на север от Мурзинки, окрестности деревни Алабашка	Миароловый пегматит	1
<u>6</u>	Обломок крупного, непрозрачного кристалла, сильно трещиноватого, со слюдой на поверхности. Кристалл бледно-зеленого цвета до бесцветного, напоминает параллельный сросток индивидов, центральная часть обрамлена пластинками слюды.	Изумрудные копи, Урал	Изумрудоносные слюдиты	1
<u>7</u>	Призматический кристалл синевато-зеленого цвета. Абсолютно непрозрачный, все грани матовые.	Россия, Челябинская обл., Пластовский р-н, пос. Михайловка	Миароловый пегматит	1
<u>8</u>	Непрозрачный кристалл зеленоватого цвета в кварце со слюдой. Кристалл трещиноватый, с одной зияющей трещиной. Головка с одной стороны оформлена пинакоидом, со слабо проявленными гранями дипирамиды, с другой – скол	Россия, Челябинская обл., Пластовский р-н, пос. Михайловка	Миароловый пегматит	1

## Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<b>9</b>	Непрозрачный кристалл зеленоватого цвета в кварце	Россия, Челябинская обл., Пластовский р-н, пос. Михайловка	Миароловый пегматит	<b>1</b>
<b>10</b>	Мелкие, непрозрачные, тонко игольчатые кристаллы, бледного изумрудно-зеленого цвета, в породе с кварцем.	Массив Кара-Оба, на окраине заброшенного пос. Джамбул, Казахстан	Биметалльный (W-Mo) грейзен	<b>2</b>
<b>11</b>	Непрозрачный, призматического габитуса, зеленоватого цвета. В отдельных участках наблюдается срастание с полевым шпатом.	Липовское пегматитовое поле, Свердловская область, Урал	Редкометалльный пегматит (берил-сподумен-танталовой специализации)	<b>1</b>
<b>12</b>	Спил верхушки крупного кристалла, состоящий из двух частей. Это параллельный сросток изумрудно-зеленых, разной интенсивности окраски кристаллов от полупрозрачных до непрозрачных. Внутри кристалла включения желтовато-белого цвета.	Мальшевский рудник (месторождение Уральских изумрудных копей)	Изумрудноносные слюдиты	<b>2</b>
<b>13</b>	Призматический кристалл зеленоватого цвета, с большим количеством трещин, параллельных пинакоиду. Все грани матовые, протравлены. На одной из граней призмы глубокие бороздки травления. На призме срастание с дымчатым кварцем.	Ильменские горы, в 5 ½ верст на NO от Миасского завода	Редкометалльный-редкоземельный пегматит	<b>1</b>
<b>14</b>	Столбчатые кристаллы голубовато-зеленоватого цвета в граните. Все кристаллы интенсивно трещиноватые, непрозрачные, лишь в отдельных участках полупрозрачные. Окраска от серовато-голубой до слабой травяно-зеленой. Грани матовые с кавернами и реликтами вмещающей породы.	Ильменские горы, около оз. Миассова	Редкометалльный-редкоземельный пегматит	<b>1</b>
<b>15</b>	Большой столбчатый кристалл зеленовато-голубого цвета, представляет собой параллельное срастание двух индивидов. Кристаллы непрозрачные, лишь в отдельных участках полупрозрачные. Грани матовые. На призме видны отдельные прозрачные участки яркого зеленовато-голубого цвета с небольшим количеством крупных трещин.	Миасские горы в Ильменских горах, в 6 верстах к NO от Миасского завода	Редкометалльный-редкоземельный пегматит	<b>1</b>

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>16</u>	Столбчатый, непрозрачный кристалл спаржево-желтого цвета. Кристалл содержит большое количество трещин и включений. На гранях призм видна штриховка, борозды, а также нарости аналогичные по качеству кристаллы второй генерации. На одной из граней виден нарост альбит. Головки кристалла не оформлены, видны сколы – один по пинакоиду, другой косо направленный.	Orijärvi-Paavo, Финляндия	Редкометалльный пегматит (сподумен-танталитовый)	2
<u>17</u>	Непрозрачный, столбчатый кристалл буровато-зеленого цвета, несколько искривленной формы. Головки отсутствуют, сколы.	Торро, Таммела в Финляндии	Редкометалльный пегматит (комплексный)	2
<u>18</u>	Полупрозрачный, столбчатый кристалл светло-голубого цвета	Антарктида, оазис Бангера	Миароловый	1
<u>19</u>	Непрозрачный, столбчатый кристалл светло-голубого цвета	Антарктида, оазис Бангера	Миароловый	1
<u>20</u>	Полупрозрачный, столбчатый кристалл светло-голубого цвета	Антарктида, оазис Бангера	Миароловый	1
<u>21</u>	Полупрозрачный, столбчатый кристалл светло-голубого цвета	Антарктида, оазис Бангера	Миароловый	1
<u>23</u>	Столбчатый, темно-зеленый кристалл, в отдельных участках полупрозрачен; практически непрозрачен. В кристалле грани призмы матовые, с частичным травлением. Головка кристалла с одной стороны оформлена пинакоидом, с другой – срастание со слюдой.	Урал, Изумрудные копи, прав. берег р. Токовой	Изумрудоносные слюдиты	2
<u>24</u>	Сросток столбчатых кристаллов от светло-зеленого до темно-зеленого цвета (не изумруды - изумрудная зелень), в слюдите. Головки кристаллов не выражены. Видимые грани призм – матовые, слегка протравленные с «примазками» слюды	Урал, Изумрудные копи, прав. Берег р. Токовой, впад. В большой Рефт, в 65 верстах на восток от Екатеринбурга	Изумрудоносные слюдиты	17

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>25</u>	Бериллиевое гнездо, сложенное бледно-зелеными, разно ориентированными, призматическими до игольчатых кристаллами нескольких генераций, среди мелко-чешуйчатого слюдита.	Изумрудные копи, Урал	Изумрудоносные слюдиты	16
<u>26</u>	Бледно окрашенные, столбчатые кристаллы и обломки кристаллов в полевом шпате на слюдите. Кристаллы в основном непрозрачные, в отдельных участках полупрозрачные, с большим кол-вом трещин и включений.	Урал, Изумрудные копи, прав. берег р. Токовой, впад. В большой Рефт, в 65 верстах на восток от Екатеринбурга	Изумрудоносные слюдиты	2
<u>27</u>	Группа параллельно сросшихся кристаллов сильно замутненных и трещиноватых, со слюдой, темно-зеленого цвета. Кристаллы блокового строения, непрозрачные, слегка просвечивают в тонких сколах. Образец трещиноватый, замутненный газово-жидкими включениями, нет участков ювелирного качества	Урал, Изумрудные копи, прав. берег р. Токовой,	Изумрудоносные слюдиты	16
<u>28</u>	В прозрачных, столбчатых кристаллах синевато-зеленого цвета на кварце со скородитом	из горы Адун-Чолон в Адун-Чолонском кряже между рр. Ундою и Онон-Борзею	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	14
<u>29</u>	обломок призматического кристалла ярко-желтого цвета с внутренними трещинами	Шерловая гора, Забайкалье	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	12
<u>30</u>	Кристалл аквамарина бледно-голубого цвета. совершенно чистый, с небольшим кол-вом трещин и включений.	Шерловая гора, Забайкалье	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	2
<u>31</u>	Срастание и проращение мелких кристалликов гелиодора. Кристаллы полупрозрачные, содержат небольшое количество микротрещин и включений	Шерловая гора, Забайкалье	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	9
<u>32</u>	Срастание и проращение мелких кристалликов аквамарина различных генераций. Кристаллы полупрозрачные, содержат небольшое количество микротрещин и включений. Головки кристаллов имеют сложную огранку.	Шерловая гора, Забайкалье	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	2
<u>33</u>	Столбчатый кристалл аквамарина бледно-голубого цвета с небольшим кол-вом внутренних дефектов, вросший в обелисковидный кристалл дымчатого кварца	из горы Адун-Чолон в Адун-Чолонском кряже между рр. Ундою и Онон-Борзею	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>34</u>	Отдельный кристалл берилла местами абсолютно непрозрачный, серовато-зеленоватого цвета с желтизной от окислов железа.	Падь Ургучан на правом берегу р. Шилки, против Нерчинска	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>35</u>	Обломок травяно-зеленого кристалла, прозрачный, со следами интенсивного растворения. Кристалл содержит небольшое количество трещин и газожидких включений. На поверхности реликты вмещающей породы.	Володарск-Волынское месторождение, юго-западная часть Коростенского плутона	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>36</u>	Непрозрачный, лишь в отдельных участках просвечивающий параллельный сросток столбчатых кристаллов светлого травяно-зеленого цвета, со следами интенсивного растворения и «распилами». Растворение шло по плоскостям параллельного срастания индивидов.	Володарск-Волынское месторождение, юго-западная часть Коростенского плутона	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>37</u>	Обломки отдельных кристаллов, представляющих собой параллельные и неправильные сростки, непрозрачные, бледно окрашенные в голубовато-зеленоватые тона.	Копь Мельникова, близ Борисовки (Кочкарь), Урал	Изумрудоносные слюдиты	2
<u>41</u>	Обломки столбчатых кристаллов светло-зеленого цвета, вросших в крупнозернистый жильный кварц светло-серого цвета с сиреневым оттенком, в ассоциации с альбитом и слюдой. Кристаллы непрозрачны, в отдельных участках полупрозрачны, трещиноваты.	Рудник Рейнольдс, Массачусетс, Сев. Америка	Редкометалльный пегматит (тантал-бериллиевый/литиевый эволюционный ряд)	2
<u>42</u>	В столбчатых, полупрозрачных кристаллах зеленого цвета, вросших в кварце с ортоклазом и слюдой.	Рудник Рейнольдс, Массачусетс, Сев. Америка	Редкометалльный пегматит (тантал-бериллиевый/литиевый эволюционный ряд)	2
<u>43</u>	В столбчатых, непрозрачных, трещиноватых кристаллах, вросших в кварц. Некоторые растащены и искривлены, трещины залечены. На поверхности следы ожелезнения. В ассоциации с дымчатым кварцем, слюдой, альбитом, турмалином.	Монроэ (Monroe), Коннектикут (Connecticut), Сев. Америка	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	5
<u>45</u>	Риолит с включениями обломков кристаллов красного берилла. Кристаллы хорошо оформлены, но трещиноваты с включениями	(Джуаб-Каунти, шт. Юта, США)	Пустоты в топазовых риолитов	7
<u>46</u>	Обломок большого кристалла бледно-розового, едва различимого цвета, прозрачного, трещиноватого с различными включениями	Жила Елизабет, окр. Пала, шт. Калифорния, США	Редкометалльный пегматит	2

## Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>47</u>	Мелкая друзочка кристаллов изумрудно-зеленого цвета светлых тонов с голубоватым оттенком. Кристаллики полупрозрачны и непрозрачны с сульфидами и кварцем	Музо, Колумбия	Изумрудные жилы в битуминозных известняках	4
<u>51</u>	Обломок слабо трещиноватого, прозрачного кристалла голубовато-зеленоватого цвета. Грани призм кристалла обколоты, сохранились лишь две грани. Головка оформлена пинакоидом.	Rio San Mateo, Minas Geraes, Бразилия	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>52</u>	Обломок параллельного сростка кристаллов берилла беловато-серого цвета, непрозрачный, трещиноватый. Поверхность скола неровная.	Limoges, Dep. Haute-Vienne, Франция	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>53</u>	Обломок кристалла зеленовато-белого цвета с серым оттенком, непрозрачный. Кристалл разбит трещиной, перпендикулярной удлинению, трещина залечена.	Лимож, департамент Верхней Венны, Франция.	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>54</u>	В бесцветных, призматических кристаллах с пинакоидом, в граните. Кристаллы прозрачны, слабо трещиноваты, с небольшим количеством газово-жидких включений, в ассоциации с кварцем, слюдой и альбитом.	San Pierro in Campo, Grotta Dossi, на о-ве Эльба	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	2
<u>55</u>	Обломок параллельного сростка призматических кристаллов, непрозрачных, белого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Содержит обилие трещин и включений.	Huhnerkobel bei Rabenstein, Zwiesel, Бавария	Редкометалльный пегматит (фосфатный)	2
<u>56</u>	Шестоватый, непрозрачный обломок кристалла серовато-белого цвета с ортоклазом и слюдой	Hagendorf, Вост. Бавария, Германия	Редкометалльный пегматит (фосфатный)	2
<u>57</u>	Обломок уплощенного кристалла, абсолютно непрозрачного, трещиноватого, серовато-зеленоватого цвета.	Mecloy, Polézovic Jihozap, Чехословакия	Миароловый пегматит	2
<u>58</u>	Голубые, непрозрачные, шестоватые кристаллы с матовой поверхностью, разно ориентированные, в сливном кварце из кварцевой жилы	Mexico, Sonora, Sierra de Oposura	Миароловый пегматит	3
<u>59</u>	Голубые, непрозрачные, шестоватые кристаллы с матовой поверхностью, разно ориентированные, в сливном кварце из кварцевой жилы	Mexico, Sonora, Sierra de Oposura	Миароловый пегматит	5
<u>60</u>	Крупный кристалл бледно-голубого цвета, со слюдой	Китай, пров. Хунань, близ Чанта, м-ние Тин-Цзяо-Уан	Редкометалльный пегматит (берилл-танталовая)	2

## Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>61</u>	Сросток кристаллов белого цвета, слегка голубоватого оттенка. Кристаллы совершенно непрозрачные, трещиноватые, с небольшим ожелезнением с поверхности.	Нинсян, пров. Хуан, Китай.	Редкометалльный пегматит (берилл-танталовая)	2
<u>62</u>	Обломок призматического кристалла светлого голубовато-зеленоватого цвета, непрозрачный. На поверхности обломка реликтовая слюда.	Вьетнам, г. Ханой, провинция Туонг Суан	Миароловый пегматит	2
<u>63</u>	Мелкий кристаллик изумруда, бледно-зеленого цвета, полу/непрозрачный, трещиноватый с различными включениями	Джабал Нугрис-Хафаит, Египет (отвалы фараоновских месторождений)	Изумрудоносные слюдиты	4
<u>64</u>	Мелкий кристаллик изумруда, бледно-зеленого цвета, полу/непрозрачный, трещиноватый с различными включениями	Джабал Нугрис-Хафаит, Египет (отвалы фараоновских месторождений)	Изумрудоносные слюдиты	3
<u>65</u>	Непрозрачные, мелкие кристаллы изумрудно-зеленого цвета, выросшие в альбит, с кварцем.	Месторождение Вурд, район Eidsvoll, юго-восток Норвегии	Изумрудные жилы в сланцах	9
<u>66</u>	Кусок сплошного непрозрачного берилла зеленоватого цвета с трещиной, залеченной слюдой, с кварцем.	Бродбо, близ Фалуна, Швеция	Редкометалльно-редкоземельный пегматит	
<u>67</u>	В полупрозрачных столбчатых кристаллах зеленого цвета, выросших в кварц. Кристаллы трещиноваты с небольшим количеством газовой-жидких включений.	Old Kilpatrick, Шотландия	Редкометалльный пегматит	5
<u>68</u>	Прожилок, состоящий из непрозрачных, плохо ограненных кристаллов от бесцветного до голубого цвета (аквамарина).	Северная Киргизия, Ойгаинское месторождение	Редкометалльный пегматит	2
<u>69</u>	Прожилок, состоящий из непрозрачных, плохо ограненных кристаллов голубого цвета (аквамарина).	Северная Киргизия, Ойгаинское месторождение	Редкометалльный пегматит	2
<u>71</u>	Мелкие кристаллики ярко-зеленого цвета, непрозрачные, в кварце со слюдой.	М-в Куу, (45 км к Ю от Каражала), Ц. Казахстан	Биметальный грейзен (Ве-Мо)	6
<u>72</u>	Мелкие полупрозрачные, светло окрашенные кристаллики в кварце	Изумрудная жила Южная Куу, Ц. Казахстан	Биметальный грейзен (Ве-Мо)	8

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>74</u>	Сросток кристаллов с мусковитом и флюоритом	Огневка, Казахстан	Редкометалльный пегматит (натролитиевый)	2
<u>75</u>	Непрозрачные, бледно окрашенные, желтоватые, голубоватые и зеленоватые тона.	Пегматитовое поле Асу-Булак, В. Казахстан	Редкометалльный пегматит (натролитиевый)	2
<u>76</u>	голубые, желтовато-зеленоватые, радиально-лучистые и шестоватые агрегаты призматических кристаллов в грейзене.	Акчатау, Ц. Казахстан	Биметалльный (Мо-В) грейзен	5
<u>77</u>	Бесцветные, мелкие, удлиненные кристаллы на зернистом кварце. Кристаллы абсолютно непрозрачны, покрыты коркой ожелезнения, в сростании с выщелоченным пиритом	Акчатау, Казахстан	Биметалльный (Мо-В) грейзен	5
<u>78</u>	Непрозрачный обломок крупного кристалла, участками белого и бледно-розового цветов, с реликтовыми гранями и отпечатками от граней совместного роста.	Калбинский хребет, Вост. Казахстан	Редкометалльный пегматит (сподуменовый)	2
<u>79</u>	Непрозрачный обломок крупного кристалла, участками белого и бледно-розового цветов, с реликтовыми гранями и отпечатками от граней совместного роста.	Калбинский хребет, Вост. Казахстан	Редкометалльный пегматит (сподуменовый)	2
<u>80</u>	очень светлые зеленоватые иногда с голубоватым оттенком, часто с головками, иногда зонально окрашенные.	Центральный Казахстан	Биметалльный (Мо-В) грейзен	10
<u>81</u>	Длинно-призматический кристалл, светло-голубой, трещиноватый, непрозрачный, с реликтами слюды.	Автономный район Синьцзян-Уйгурский, округ Алтай	Редкометалльный пегматит (сподумен-танталовый)	2
<u>82</u>	Непрозрачный, бледно окрашенный кристалл голубовато-зеленого цвета, разбит на отдельные куски	Тигерецкие Белки, Алтай	Редкометалльный пегматит (берилл-колумбит-танталовый)	2
<u>83</u>	Прозрачный, в зеленовато-голубоватые тона кристалл	М-ние Светлое, Иультинский р-н, Чукотка	Биметалльный (Sn-W) грейзен	2
<u>84</u>	Обломки непрозрачных бледно-зеленых кристаллов берилла в слюдите.	М-ние Светлое, Иультинский р-н, Чукотка	Биметалльный (Sn-W) грейзен	2

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>85</u>	Обломок кристалла светло-желто-зеленого цвета, полупрозрачный, сильно трещиноватый.	М-ние Бирулинское, Красноярский край, Центральный Таймыр	Берилл-мусковитовый (редкометалльно-слюдоносный) пегматит	2
<u>86</u>	Непрозрачные кристаллы голубоватого цвета в сростании с кварцем, мусковитом, арсенопиритом, вольфрамитом	М-ние Бирулинское, Красноярский край, Центральный Таймыр	Берилл-мусковитовый (Редкометалльно-слюдоносный) пегматит	2
<u>87</u>	Обломок крупного желтовато-зеленоватого кристалла; непрозрачного, трещиноватого	Голец Попутный, пос. Б.Северный, Мамско-чуйский р-н, Иркутская обл.	Слюдоносный пегматит	2
<u>88</u>	Обломок крупного желтовато-зеленоватого кристалла; непрозрачного, трещиноватого	Голец Попутный, пос. Б.Северный, Мамско-чуйский р-н, Иркутская обл.	Слюдоносный пегматит	2
<u>89</u>	жильный, белый, плотный кварц с мелкими непрозрачными ярко-голубыми кристалликами берилла	Тай-Кеу ур., Рай-Из, Полярный Урал	Полевошпатовый метасотатит связанный с редкометалльным гранитом	2
<u>90</u>	желтовато-зеленоватого (спаржевого) цвета, непрозрачный, с вросшими кристаллами апатита, в кварце с мусковитом	М-ние Шонгуйское, Оз. Б. Лапоть, Мурманская обл.	Редкометалльный пегматит (берилл-колумбитовый)	2
<u>91</u>	Обломок крупного кристалла светлого желтовато-зеленоватого цвета с вкрапленностью апатита и слюдой.	Месторождение Шонгуйское, Оз. Б. Лапоть, Мурманская обл.	Редкометалльный пегматит (берилл-колумбитовый)	2
<u>200</u>	Обломок кристалла берилла желтовато-зеленого цвета, непрозрачный	Южно-Тигирекское м-ние	Редкометалльный пегматит (берилл-колумбит-танталовый)	2
<u>203</u>	Призматический кристалл насыщенно-голубого цвета, полупрозрачный	Шерловая гора	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	19
<u>205</u>	Отполированный кристалл берилла бледно-желтого цвета, полупрозрачный	Володар-Волыньское, шахта горизонт 95 шахта 2	Хрусталеносный (миароловый) пегматит	7
<u>213</u>	Вставка ярко-голубого цвета, без природных границ, прозрачная	Betafo-Antsirabe, Антанариву, Мадагаскар	Редкометалльный пегматит (литиевый)	5

## Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<u>221</u>	Небольшой, хорошо ограненный, призматический кристалл бледно-розового цвета, трещиноватый с различными включениями.	Пала, Калифорния, жила Элизабет	Редкометалльный пегматит (тантал-берилловый ряд)	4
<u>222</u>	Обломок призматического, полупрозрачного кристалла светлого дымчатого цвета с розоватым оттенком и следами интенсивного растворения	р. Шилка, Нерчинский округ	Редкометалльный пегматит (литевый)	4
<u>223</u>	Воробьевит с турмалином в альбите. Зерна воробьевита изометричных очертаний, без граней, прозрачные и полупрозрачные, сильно трещиноватые,	гора Завитая, Забайкалье	Редкометалльный пегматит (литевый)	4
<u>224</u>	параллельный сросток непрозрачных, белых с розовым оттенком кристаллов	Перасейняйоки, месторождения Хаапалуома (Naapaluoma), Финляндия	Редкометалльный пегматит (комплексный)	4
<u>303</u>	Отдельный кристал берилла травенисто-зеленого цвета с большим количеством включений слюды	Египет, Фараоновая копь	Изумрудоносные слюдиты	25
<u>402</u>	Обломок призматического кристалла белого цвета, полупрозрачный.	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	8
<u>403</u>	Обломок призматического кристалла белого цвета, непрозрачный.	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	10
<u>406</u>	Обломок кристалла желтовато-белого цвета, непрозрачный	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	7
<u>409</u>	Обломок призматического кристалла ненасыщенно-зеленого цвета, зональный, непрозрачный	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	10
<u>410</u>	Обломок призматического кристалла насыщенно-зеленого цвета, зональный, полупрозрачный	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	12
<u>411</u>	Обломок призматического кристалла насыщенно-зеленого цвета, полупрозрачный, с матовыми гранями	Уральские Изумрудные копи	Изумрудоносные слюдиты	12

Продолжение таблицы Б.1

№	Описание образца	Привязка	Минералого-петрографическая/рудная формация	Кол-во анализов
<b>601</b>	Призматический кристалл берилла ярко-синего цвета, равномерно-окрашенный, непрозрачный	Амиго, Таджикистан	Хрусталеносные (миароловые) пегматиты	<b>14</b>
<b>602</b>	Призматический кристалл берилла ярко-синего цвета, равномерно-окрашенный, непрозрачный	Амиго, Таджикистан	Хрусталеносные (миароловые) пегматиты	<b>9</b>
<b>603</b>	Обломок бесцветного кристалла берилла, прозрачный	Амиго, Таджикистан	Хрусталеносные (миароловые) пегматиты	<b>7</b>
<b>604</b>	Обломок бесцветного кристалла берилла, прозрачный	Амиго, Таджикистан	Хрусталеносные (миароловые) пегматиты	<b>5</b>
<b>605</b>	Ярко-синие бериллы, вросшие в кристалл кальцита белого цвета	Алейское, Алтай	Комплексные (W-Cu -Be) грейзены	<b>8</b>
<b>Сеч. 1</b>	Прозрачный, чистый, кристалл, богатый комбинациями, голубого цвета, вросший в дымчатый кварц. Сечение головки кристалла	Шерловая гора	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	<b>11</b>
<b>Сеч. 2</b>	Прозрачный, чистый, несколько уплощенный кристалл, богатый комбинациями, голубого цвета, вросший в дымчатый кварц. Сечение центральной части кристалла	Шерловая гора	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	<b>11</b>
<b>Сеч. 3</b>	Прозрачный, чистый, несколько уплощенный кристалл, богатый комбинациями, голубого цвета, вросший в дымчатый кварц. Сечение основная кристалла	Шерловая гора	Комплексные (Sn-W-Bi) грейзены	<b>11</b>
<b>SHB 1</b>	Обломок кристалла белого цвета, непрозрачный	Шук-Бюль, Сангилен, Тува	Редкометалльный пегматит (сподумен-танталовый)	<b>3</b>
<b>SHB 2</b>	Обломки кристалла белого цвета, непрозрачный	Шук-Бюль, Сангилен, Тува	Редкометалльный пегматит (сподумен-танталовый)	<b>2</b>
<b>KA1</b>	Обломки кристалла белого цвета, непрозрачный	Кара-Адыр, Сангилен, Тува	Редкометалльный пегматит (сподумен-танталовый)	<b>7</b>

## ПРИЛОЖЕНИЕ В

### Содержание редких и малых элементов в образцах берилла

Таблица В.1 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце SG -1, 2, 3

Сеч.1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	60.7	44.2	42.4	41.8	65.6	70.0	69.5	64.7	40.0	58.6	58.6
B	0.45	0.56	0.46	0.45	0.39	0.41	0.49	0.49	0.56	0.47	0.52
Na	416	455	433	398	428	450	463	461	431	419	378
Mg	17.1	19.8	16.5	15.8	25.5	27.7	27.9	27.7	18.1	13.8	11.1
K	134	107	105	100	85.6	82.1	82.4	88.2	82.1	82.7	52.8
Ca	67.6	86.5	97.8	88.3	58.6	63.1	66.7	69.4	72.6	67.6	24.8
Sc	47.3	64.8	56.9	54.0	10.4	10.6	10.0	10.3	52.0	43.6	48.2
Ti	4.60	2.84	2.74	2.22	1.84	1.93	1.81	1.93	1.54	2.21	1.37
V	0.79	1.11	0.88	1.03	0.69	0.78	0.77	0.74	1.24	0.99	0.85
Cr	0.57	0.67	0.79	0.84	0.51	0.59	0.63	0.60	0.65	0.73	0.37
Mn	66.4	70.2	72.3	73.0	71.5	73.3	75.3	71.7	74.6	80.3	67.3
Fe	2247	2489	2393	2243	1578	1494	1578	1558	2253	2030	2075
Co	0.33	0.40	0.34	0.46	0.35	0.44	0.33	0.33	0.35	0.43	0.22
Ni	8.49	8.39	10.6	9.49	5.24	5.97	7.05	7.13	6.42	7.08	4.22
Ga	18.1	17.9	17.4	16.8	10.7	10.1	10.0	10.3	17.3	15.6	14.0
Rb	6.30	5.79	5.68	6.10	5.77	5.40	6.07	5.66	5.63	5.64	5.43
Cs	449	328	313	303	176	180	178	176	316	438	417
P	0.74	121	66.3	66.7	–	8.31	–	20.0	121	108	–
Sr	0.37	0.39	0.40	0.39	0.28	0.31	0.29	0.29	0.30	0.34	0.15
Cl	92.4	93.1	68.8	91.1	146	128	124	137	84.5	139	118
F	18.0	13.7	41.0	63.0	47.4	42.1	51.6	31.0	80.5	70.6	54.4
H <sub>2</sub> O	12179	12563	11942	12003	12019	12585	11861	10813	11495	11079	10883
Сеч.2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	65.6	48.2	47.2	47.0	86.9	92.4	91.2	93.2	91.8	63.2	50.2
B	0.58	0.64	0.66	0.64	0.44	0.48	0.52	0.60	0.64	0.54	0.40
Na	434	507	503	508	604	586	628	644	646	461	437
Mg	13.3	17.7	20.3	21.6	30.1	27.2	29.9	29.3	29.4	11.7	10.6
K	111	92.7	96.1	109	117	82.9	108	113	84.7	77.0	81.5
Ca	102	80.2	66.0	77.7	49.6	25.4	38.9	64.5	44.7	51.2	40.2
Sc	47.7	70.3	76.2	76.1	18.1	12.1	11.0	11.3	12.5	53.9	48.3
Ti	2.58	2.21	1.90	1.88	7.72	2.45	2.54	3.01	2.25	2.14	1.61
V	0.45	0.54	0.66	0.79	0.58	0.48	0.56	0.46	0.57	0.49	0.36
Cr	0.82	0.65	0.64	0.74	0.49	0.38	0.56	0.86	0.51	0.85	0.65
Mn	75.5	71.0	72.7	75.6	69.7	74.3	84.7	83.6	77.1	75.3	74.5
Fe	2316	3009	2932	2941	2001	1891	2033	1963	2127	2583	2471
Co	0.39	0.20	0.30	0.40	0.53	0.38	0.54	0.66	0.50	0.38	0.45
Ni	9.57	8.35	6.41	10.8	6.76	3.26	6.09	7.18	6.74	6.96	4.97
Ga	17.2	18.4	18.2	18.0	16.7	11.5	13.5	12.8	12.3	17.9	16.6
Rb	5.77	6.69	6.22	7.28	7.39	7.51	7.84	8.11	8.43	6.52	7.24
Cs	534	355	354	372	197	186	209	203	205	561	535
Cl	144	108	96.45	88.67	177	206	184	218	175	137	124
P	210	79.8	–	68.3	26.5	111	39.4	130	29.3	64.9	49.0

Примечание. «—» - элемент не определялся

## Продолжение таблицы В.1.

Сеч.2	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sr	0.45	0.38	0.36	0.45	0.31	0.15	0.21	0.33	0.25	0.22	0.24
F	11.1	11.7	3.8	17.9	23.7	39.8	29.4	39.4	52.0	41.7	21.6
H <sub>2</sub> O	10906	11276	11135	11123	11291	11000	11412	11809	10955	10626	8266
Сеч.3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	45.9	43.4	84.8	85.4	89.3	84.8	89.1	47.6	47.0	44.2	61.5
B	0.70	0.51	0.59	0.53	0.64	0.54	0.62	0.68	0.66	0.62	0.58
Na	494	430	534	542	568	538	549	466	535	529	433
Mg	19.2	17.9	24.6	25.7	25.8	25.5	27.0	20.4	16.9	18.3	12.6
K	85.2	99.2	89.3	101	89.4	92.0	94.1	86.4	68.0	76.2	106
Ca	70.8	94.6	76.0	92.1	74.1	45.0	86.0	81.9	16.4	70.4	73.7
Sc	70.0	52.4	9.59	10.1	9.78	10.8	9.53	58.7	69.3	62.5	50.6
Ti	2.00	2.23	2.06	2.15	2.36	2.39	1.61	1.67	1.70	1.56	1.37
V	0.74	0.68	0.46	0.38	0.42	0.43	0.44	0.68	0.75	0.67	0.26
Cr	0.87	0.92	0.85	0.93	0.85	0.62	0.84	0.83	0.46	0.78	0.73
Mn	76.5	70.7	75.4	76.7	77.8	68.6	75.8	73.3	77.7	77.0	80.7
Fe	2992	2570	1795	1788	1741	1915	1776	2762	3012	2690	2307
Co	0.35	0.45	0.41	0.45	0.46	0.27	0.42	0.35	0.36	0.44	0.34
Ni	10.5	11.8	8.35	10.6	9.23	5.75	7.37	9.48	4.45	6.89	5.06
Ga	18.0	17.0	11.4	11.8	11.0	11.0	11.2	17.9	17.0	17.6	15.9
Rb	6.29	5.82	6.54	6.77	6.70	6.62	6.40	6.16	6.29	5.86	6.02
Cs	377	332	189	190	199	181	189	379	372	362	539
Cl	63.6	87.6	163	138	169	166	191	103	100	99.1	144
P	48.8	87.0	40.1	33.9	134	18.0	33.2	40.2	116	170	9.37
Sr	0.33	0.42	0.35	0.45	0.37	0.25	0.49	0.40	0.14	0.29	0.36
F	18.8	25.8	31.3	27.7	23.6	7.55	15.2	44.9	35.3	36.4	24.4
H <sub>2</sub> O	13211	12161	11898	12384	13758	11713	12287	11577	11480	11385	11758

Таблица В.2 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 24

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
24.1	834	0.11	6510	2709	170	103	10.6	11.5	34.9	18.1	89.1	954	1.01	9.84	11.7	35.2	452	1825	4.90	32483
24.2	795	0.08	5747	2418	149	102	12.4	8.91	52.4	99.5	82.5	834	0.82	5.34	8.31	22.4	333	1855	11.1	31800
24.3	828	0.15	5523	2250	154	105	10.4	11.5	48.1	85.0	80.0	767	0.70	4.24	8.41	22.6	317	1613	32.7	38343
24.4	744	0.19	5442	2262	122	102	11.2	9.21	52.3	57.9	77.2	779	0.68	4.83	7.09	25.7	338	1741	23.7	31052
24.5	973	0.14	4797	1150	187	112	4.82	13.3	15.9	30.1	77.5	421	0.68	2.04	3.39	12.2	250	1794	8.49	34282
24.6	927	0.13	5004	1198	178	136	5.84	14.2	16.4	31.8	78.1	420	0.76	3.27	3.44	12.8	253	1671	9.46	33514
24.7	949	0.13	5109	1134	425	286	4.40	12.9	15.6	29.2	72.1	392	0.62	3.04	2.95	12.4	234	1866	8.97	34253
24.8	955	0.20	5058	1139	463	176	5.09	12.4	15.8	30.4	74.1	430	0.73	2.25	3.28	13.1	245	2025	7.65	33058
24.9	963	0.13	4699	1131	140	142	4.82	11.3	15.3	31.1	73.8	407	0.74	2.86	3.31	11.9	233	1809	13.9	36259
24.10	941	0.33	5113	1146	522	153	5.02	16.0	16.2	31.7	74.0	409	0.74	1.99	3.28	12.2	242	2320	11.3	33156
24.11	971	0.52	4680	1138	202	91.5	3.88	11.9	16.0	29.7	71.9	366	0.66	3.08	3.07	10.6	220	1889	5.38	33656
24.12	940	0.34	4704	1125	149	95.3	4.43	12.1	15.5	28.1	75.9	396	0.60	2.94	3.32	11.8	249	1896	7.45	31837
24.13	706	0.20	4743	1897	220	95.7	11.3	7.94	47.4	51.8	74.4	624	0.66	4.33	5.19	12.7	278	1529	9.54	32706
24.14	841	0.09	5406	2201	206	72.7	9.59	8.56	54.6	59.6	78.9	792	0.60	4.85	6.19	24.2	358	1686	5.90	34332
24.15	822	0.07	5871	2453	150	60.6	8.64	7.12	49.4	74.1	81.8	873	0.65	4.69	6.96	26.9	315	1643	5.15	33724
24.16	792	0.11	5882	2500	215	84.5	10.1	7.33	58.1	121	80.1	829	0.58	4.04	6.96	20.6	303	1704	5.78	33859
24.17	818	0.14	6581	2879	288	111	6.20	6.01	35.8	21.4	85.3	934	0.72	6.01	8.02	36.2	423	1781	5.71	33946

Таблица В.3 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 25

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
25.1	835	0.08	6077	2704	111	89.9	9.23	6.98	45.4	4.29	83.1	878	0.75	6.08	8.67	26.5	324	1769	14.2	33294
25.2	814	0.07	6545	2970	150	98.7	9.18	7.33	46.4	34.3	91.0	843	1.06	9.17	8.88	26.5	327	1862	7.74	33978
25.3	673	0.07	5547	2656	122	274	16.8	6.84	60.4	193	83.2	694	0.87	6.07	8.26	20.6	361	1474	11.7	32750
25.4	401	0.06	4490	2759	92	105	41.5	6.43	87.7	310	84.3	623	0.62	6.06	5.87	14.8	310	990	8.80	32572
25.5	389	0.08	4769	2911	101	112	40.7	6.52	88.4	295	79.5	556	0.64	5.65	5.26	15.8	293	985	7.55	33020
25.6	383	0.07	4299	2642	169	94.4	52.6	6.15	84.2	372	76.7	602	0.52	6.12	5.25	14.8	350	890	12.4	34595
25.7	400	0.09	4862	3173	103	98.4	51.6	12.4	85.1	439	76.3	679	0.60	4.58	5.21	14.9	345	947	12.4	34880
25.8	397	0.09	4601	2917	93	98.9	48.6	11.2	82.0	404	79.9	632	0.61	5.92	5.11	14.8	347	960	12.0	32983
25.9	385	0.06	4591	2813	89	103	49.9	6.27	85.1	419	82.1	626	0.69	5.56	5.22	14.1	354	898	10.4	34174
25.10	393	0.21	4423	2558	125	199	37.5	9.34	87.5	309	75.9	589	0.43	5.16	5.46	13.1	218	915	13.6	31075
25.11	377	0.06	4062	2373	129	110	34.7	5.52	82.1	229	77.3	526	0.46	6.29	4.87	13.8	234	939	14.5	31687
25.12	437	0.37	5032	2676	512	240	27.2	9.76	68.5	155	75.2	602	0.58	6.29	4.79	17.7	264	1414	16.5	31795
25.13	743	0.10	5788	2619	258	117	11.0	6.57	51.5	161	81.1	665	0.60	5.92	7.71	24.3	368	1801	13.7	30534
25.14	853	0.06	5917	2296	346	146	8.00	6.14	50.2	42.9	83.0	721	0.65	5.73	7.33	20.0	224	1913	15.2	30534
25.15	773	0.07	6535	2880	226	118	8.52	6.05	44.6	26.2	92.3	818	0.88	8.55	8.00	28.1	311	1676	18.9	29229
25.16	853	0.12	6046	2501	107	66.5	9.17	7.01	49.3	3.61	81.7	797	0.74	7.01	6.97	21.1	314	1827	16.2	32588

Таблица В.4 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 28

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
28.1	80.2	0.56	598	91.9	126	34.5	15.0	7.22	1.76	0.66	71.1	1911	0.47	1.08	13.4	7.48	181	153	7.14	13980
28.2	110	1.28	829	128	150	59.5	17.0	7.06	7.59	0.98	78.7	1891	0.55	0.92	12.9	8.87	173	208	11.7	14704
28.3	40.1	0.49	514	70.2	161	62.1	73.7	6.26	3.39	1.00	75.1	2600	0.38	1.69	16.9	5.96	347	90.21	7.28	13431
28.4	57.1	0.78	472	44.8	117	48.9	61.4	63.7	2.20	0.70	73.0	2298	0.35	2.86	15.8	5.72	592	118	10.6	14080
28.5	52.7	0.73	469	38.9	156	62.9	52.4	26.1	1.38	0.84	79.9	2299	0.37	1.41	14.9	5.55	544	100	8.25	12531
28.6	58.9	0.86	497	36.9	125	28.6	63.6	37.5	1.36	0.68	82.6	2619	0.36	3.15	15.1	5.83	596	135	4.62	13973
28.7	46.1	0.48	837	104	266	81.8	68.2	38.6	1.58	1.02	86.6	5076	0.44	2.67	20.1	19.5	1004	102	7.23	15290
28.8	42.8	0.36	673	105	247	75.7	88.2	17.9	2.83	1.28	83.6	3871	0.28	2.40	20.2	30.1	1253	77.5	2.19	15935
28.9	42.6	0.27	708	111	198	70.7	72.5	39.9	2.68	1.13	85.8	4106	0.45	1.59	19.5	19.1	904	113	5.48	14233
28.10	34.9	0.33	671	70.1	183	43.2	58.1	17.3	1.38	0.88	89.6	4182	0.33	3.36	19.5	17.9	1130	86.1	5.77	14421
28.11	53.5	0.35	802	84.8	126	30.7	56.4	38.2	0.95	0.59	86.3	5798	0.46	3.38	22.9	17.2	747	110	2.91	15860
28.12	53.2	0.36	935	85.9	209	48.1	53.4	32.1	0.83	0.86	89.0	6456	0.36	2.45	21.4	16.6	737	88.4	3.58	16218
28.13	35.2	0.14	503	50.1	177	62.6	43.1	2.79	2.99	0.96	82.3	2650	0.35	0.72	16.7	9.86	884	66.4	3.57	14274
28.14	38.7	0.19	778	72.1	212	66.1	18.2	12.8	1.30	0.99	82.7	3837	0.33	0.80	20.8	13.5	728	101	5.35	15416

Таблица В.5 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 59

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
59.1	238	0.09	3461	940	346	76.1	35.5	9.69	143	2.36	102	3185	0.50	2.22	17.7	38.2	188	567	9.94	26623
59.2	219	0.09	3077	913	202	59.9	37.6	8.43	134	1.87	96.2	3058	0.22	1.83	17.1	34.5	189	502	12.2	25780
59.3	260	0.08	3481	1059	224	103	49.9	13.6	145	2.62	113	3427	0.55	1.33	20.2	34.9	219	493	6.13	26271
59.4	242	0.11	4937	2043	263	130	46.0	11.1	142	4.00	114	3877	0.39	1.64	18.1	48.7	411	583	5.23	26583
59.5	254	0.39	4510	1699	261	88.4	53.0	7.45	163	2.91	136	3593	0.50	1.48	21.4	54.4	372	527	8.41	25382

Таблица В.6 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 409

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
409.1	1169	0.15	6335	1520	516	411	12.2	12.8	15.3	3.17	72.1	694	0.54	5.97	9.14	19.8	264	2402	5.79	30305
409.2	1099	0.38	6232	1391	555	526	8.39	13.8	11.6	3.15	77.2	675	0.65	5.21	9.23	24.2	282	2396	17.4	27117
409.3	1058	0.13	6030	1472	442	494	9.48	11.4	20.9	15.18	85.1	635	0.79	5.60	9.55	24.6	285	2242	13.9	29222
409.4	1180	0.54	5439	931	319	368	5.99	9.88	6.52	2.09	74.5	629	0.52	4.64	9.56	28.1	356	2357	9.7	28578
409.5	886	0.11	5080	850	515	458	6.50	9.06	7.36	2.25	117	1204	0.65	5.74	7.64	30.6	359	1740	19.4	27619
409.6	1130	1.93	5382	968	515	428	6.73	9.88	10.1	2.63	81.1	839	0.65	4.60	14.3	30.1	457	2067	13	28568
409.7	1075	2.16	5424	1095	432	410	5.51	9.14	6.01	2.36	102	1462	0.90	7.41	9.69	27.3	309	1825	13	28568
409.8	1158	2.41	5684	1561	517	434	6.04	12.3	14.1	3.10	101	1172	0.83	6.25	10.4	36.5	469	1813	13	28568
409.9	997	2.31	4745	1665	281	326	6.27	6.68	18.6	3.07	101	1275	0.70	6.00	10.6	35.5	461	1733	13	28568
409.10	940	1.40	5665	1860	410	454	8.07	10.7	16.0	2.93	95.2	1222	1.10	6.91	9.59	33.1	864	1719	13	28568

Таблица В.7 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образце 303

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O
303.1	142	1.12	18205	14423	734	327	216	29.0	285	760	57.4	2199	1.23	8.90	8.57	27.0	194	1066	21.7	41144
303.2	140	1.30	17248	15054	710	477	231	24.0	370	885	67.8	2342	1.43	14.1	8.71	25.6	234	1137	16.6	43805
303.3	129	1.11	15722	14439	571	379	254	23.3	418	645	68.4	2081	1.29	10.9	7.17	21.8	246	1029	14.0	38415
303.4	164	1.27	14727	13574	598	388	266	22.3	406	675	65.1	2097	1.05	11.1	6.81	20.3	282	1126	19.2	42073
303.5	134	2.13	16942	16077	763	557	258	21.7	403	890	71.4	2567	1.43	12.2	7.97	24.7	238	1129	20.6	43985
303.6	138	1.30	15486	14218	721	518	214	18.9	336	971	63.8	2284	1.05	12.9	7.72	22.8	142	1172	24.4	39370
303.7	195	1.22	15435	12669	781	537	134	28.9	262	761	74.1	1657	1.21	9.9	7.56	18.9	88.2	1241	31.0	36375
303.8	165	1.17	15871	13775	622	502	211	21.7	349	905	73.2	1775	1.24	11.7	8.36	17.7	100	1094	15.7	38005
303.10	153	2.17	16013	14460	415	581	199	24.9	337	919	75.0	2170	2.32	46.6	8.29	12.8	115	950	95.7	37791
303.11	194	1.19	14841	13631	598	432	204	20.0	333	885	67.6	1874	0.99	10.0	7.05	19.2	100	1117	15.9	46383
303.12	156	0.91	14785	13611	559	379	211	17.4	355	875	68.9	1734	1.13	10.4	7.53	17.1	97.0	978	14.4	37725
303.15	151	1.60	13801	13647	895	444	155	33.9	299	710	70.5	1788	1.12	7.76	10.6	19.0	82.0	1052	18.8	41383
303.16	159	1.32	14161	14766	389	464	164	18.9	336	750	74.0	2671	3.53	8.00	6.46	16.8	75.3	1058	118	40646
303.17	171	1.16	14547	13647	405	526	148	19.2	316	589	70.1	1729	0.98	9.7	5.64	14.0	80.5	1059	9.10	38748
303.18	180	0.97	13029	12778	415	482	146	16.4	307	691	67.6	1694	1.00	10.4	5.85	16.4	70.6	1120	8.18	36644
303.19	163	1.19	12972	12590	376	418	148	17.2	294	718	65.6	1656	0.96	10.2	5.86	14.8	75.4	1138	132	38850
303.20	177	1.10	13944	13200	442	386	137	30.8	288	666	69.8	1558	0.93	7.91	6.12	14.5	78.5	1021	11.8	38579
303.21	187	1.75	14280	13563	504	394	136	20.2	297	727	68.8	1653	1.20	11.4	6.26	15.1	91.2	1125	36.4	42093
303.22	167	0.89	15120	14316	527	487	154	20.5	322	707	77.4	1700	1.11	10.7	7.22	18.0	84.9	1048	9.02	39262
303.23	130	1.29	15642	15307	638	491	180	17.2	352	896	70.6	1937	1.18	13.8	6.71	21.2	107	1025	11.2	41321
303.24	144	1.32	15158	15069	470	315	283	16.5	463	701	59.3	2083	0.99	11.7	5.64	17.6	229	955	15.5	41217
303.25	171	1.36	14938	15081	469	334	218	15.7	395	824	63.7	2109	1.08	11.1	5.78	21.0	132	1160	11.4	44387
303.26	160	1.30	16399	15627	527	389	198	20.1	393	773	75.8	1800	1.31	11.3	6.39	20.0	168	1133	5.75	38865
303.27	157	1.96	15505	15177	445	383	222	21.4	394	852	65.3	1876	1.08	10.5	6.80	18.4	195	1163	7.28	43454
303.28	167	1.53	14978	15410	222	219	243	15.3	424	1235	54.7	2078	0.79	8.50	5.53	18	145	1183	5.32	38646

Таблица В.8 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах зеленого берилла (изумруд)

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
12.1	652	0.12	5194	2061	156	12.8	17.6	131	69.9	7.34	83.2
12.2	689	0.08	5084	2344	118	46.5	19.3	6.63	90.19	140	83.3
23.1	299	1.01	13442	11419	752	425	89.1	10.3	171	1000	90.0
23.2	284	1.43	14224	11132	1769	566	85.9	134	171	923	92.1
24.1	834	0.11	6510	2709	170	103	10.6	11.5	34.9	18.1	89.1
24.2	795	0.08	5747	2418	149	102	12.4	8.91	52.4	99.5	82.5
24.3	828	0.15	5523	2250	154	105	10.4	11.5	48.1	85.0	80.0
24.4	744	0.19	5442	2262	122	102	11.2	9.21	52.3	57.9	77.2
24.5	973	0.14	4797	1150	187	112	4.82	13.3	15.9	30.1	77.5
24.6	927	0.13	5004	1198	178	136	5.84	14.2	16.4	31.8	78.1
24.7	949	0.13	5109	1134	425	286	4.40	12.9	15.6	29.2	72.1
24.8	955	0.20	5058	1139	463	176	5.09	12.4	15.8	30.4	74.1
24.9	963	0.13	4699	1131	140	142	4.82	11.3	15.3	31.1	73.8
24.10	941	0.33	5113	1146	522	153	5.02	16.0	16.2	31.7	74.0
24.11	971	0.52	4680	1138	202	91.5	3.88	11.9	16.0	29.7	71.9
24.12	940	0.34	4704	1125	149	95.3	4.43	12.1	15.5	28.1	75.9
24.13	706	0.20	4743	1897	220	95.7	11.3	7.94	47.4	51.8	74.4
24.14	841	0.09	5406	2201	206	72.7	9.59	8.56	54.6	59.6	78.9
24.15	822	0.07	5871	2453	150	60.6	8.64	7.12	49.4	74.1	81.8
24.16	792	0.11	5882	2500	215	84.5	10.1	7.33	58.1	121	80.1
24.17	818	0.14	6581	2879	288	111	6.20	6.01	35.8	21.4	85.3
25.1	835	0.08	6077	2704	111	89.9	9.23	6.98	45.4	4.29	83.1
25.2	814	0.07	6545	2970	150	98.7	9.18	7.33	46.4	34.3	91.0
25.3	673	0.07	5547	2656	122	274	16.8	6.84	60.4	193	83.2
25.4	401	0.06	4490	2759	92	105	41.5	6.43	87.7	310	84.3
25.5	389	0.08	4769	2911	101	112	40.7	6.52	88.4	295	79.5
25.6	383	0.07	4299	2642	169	94.4	52.6	6.15	84.2	372	76.7
25.7	400	0.09	4862	3173	103	98.4	51.6	12.4	85.1	439	76.3
25.8	397	0.09	4601	2917	93	98.9	48.6	11.2	82.0	404	79.9
25.9	385	0.06	4591	2813	89	103	49.9	6.27	85.1	419	82.1
25.10	393	0.21	4423	2558	125	199	37.5	9.34	87.5	309	75.9
25.11	377	0.06	4062	2373	129	110	34.7	5.52	82.1	229	77.3
25.12	437	0.37	5032	2676	512	240	27.2	9.76	68.5	155	75.2
25.13	743	0.10	5788	2619	258	117	11.0	6.57	51.5	161	81.1
25.14	853	0.06	5917	2296	346	146	8.00	6.14	50.2	42.9	83.0
25.15	773	0.07	6535	2880	226	118	8.52	6.05	44.6	26.2	92.3
25.16	853	0.12	6046	2501	107	66.5	9.17	7.01	49.3	3.61	81.7
26.1	399	0.84	4354	38.5	600	291	1.66	7.94	0.76	1.13	113
26.2	306	1.47	4361	33.4	543	203	1.49	4.28	0.74	1.16	115
27.1	287	0.73	15347	13042	704	609	45.4	51.7	648	2656	87.5
27.2	317	2.00	24940	13504	2000	1052	19.5	84.5	625	2069	90.1
27.3	356	1.29	15795	13117	3545	724	34.7	138	517	3922	86.1
27.4	356	1.53	22100	13048	1889	602	13.3	125	466	3051	86.9
27.5	405	1.49	17179	13195	6336	651	3.22	180	454	1892	91.2
27.6	395	1.28	16373	12664	1139	561	2.01	43.9	393	1166	82.7
27.7	412	1.50	16121	12010	1247	589	1.57	43.7	351	828	80.6
27.8	264	0.81	15095	13119	664	405	47.4	28.2	678	4216	86.3

Примечание. «←» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы В.8

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
12.1	805	0.78	4.80	6.87	22.0	379	553	2.19	31383	3.65	–
12.2	760	0.75	5.61	6.33	17.5	309	852	2.68	32983	10.5	–
23.1	1853	1.24	19.3	9.91	36.6	319	1647	16.3	39059	–	–
23.2	1844	1.43	8.87	10.04	40.4	354	1693	5.93	36911	52.9	–
24.1	954	1.01	9.84	11.7	35.2	452	1825	4.90	32483	–	–
24.2	834	0.82	5.34	8.31	22.4	333	1855	11.1	31800	28.9	–
24.3	767	0.70	4.24	8.41	22.6	317	1613	32.7	38343	–	–
24.4	779	0.68	4.83	7.09	25.7	338	1741	23.7	31052	–	–
24.5	421	0.68	2.04	3.39	12.2	250	1794	8.49	34282	63.1	–
24.6	420	0.76	3.27	3.44	12.8	253	1671	9.46	33514	77.5	–
24.7	392	0.62	3.04	2.95	12.4	234	1866	8.97	34253	–	–
24.8	430	0.73	2.25	3.28	13.1	245	2025	7.65	33058	21.1	–
24.9	407	0.74	2.86	3.31	11.9	233	1809	13.9	36259	29.2	–
24.10	409	0.74	1.99	3.28	12.2	242	2320	11.3	33156	4.38	–
24.11	366	0.66	3.08	3.07	10.6	220	1889	5.38	33656	19.1	–
24.12	396	0.60	2.94	3.32	11.8	249	1896	7.45	31837	69.6	–
24.13	624	0.66	4.33	5.19	12.7	278	1529	9.54	32706	76.7	–
24.14	792	0.60	4.85	6.19	24.2	358	1686	5.90	34332	75.2	–
24.15	873	0.65	4.69	6.96	26.9	315	1643	5.15	33724	–	–
24.16	829	0.58	4.04	6.96	20.6	303	1704	5.78	33859	–	–
24.17	934	0.72	6.01	8.02	36.2	423	1781	5.71	33946	–	–
25.1	878	0.75	6.08	8.67	26.5	324	1769	14.2	33294	87.0	–
25.2	843	1.06	9.17	8.88	26.5	327	1862	7.74	33978	84.8	–
25.3	694	0.87	6.07	8.26	20.6	361	1474	11.7	32750	56.8	–
25.4	623	0.62	6.06	5.87	14.8	310	990	8.80	32572	77.0	–
25.5	556	0.64	5.65	5.26	15.8	293	985	7.55	33020	135	–
25.6	602	0.52	6.12	5.25	14.8	350	890	12.4	34595	63.3	–
25.7	679	0.60	4.58	5.21	14.9	345	947	12.4	34880	–	–
25.8	632	0.61	5.92	5.11	14.8	347	960	12.0	32983	51.4	–
25.9	626	0.69	5.56	5.22	14.1	354	898	10.4	34174	103	–
25.10	589	0.43	5.16	5.46	13.1	218	915	13.6	31075	65.8	–
25.11	526	0.46	6.29	4.87	13.8	234	939	14.5	31687	52.7	–
25.12	602	0.58	6.29	4.79	17.7	264	1414	16.5	31795	–	–
25.13	665	0.60	5.92	7.71	24.3	368	1801	13.7	30534	120	–
25.14	721	0.65	5.73	7.33	20.0	224	1913	15.2	30534	28.7	–
25.15	818	0.88	8.55	8.00	28.1	311	1676	18.9	29229	136	–
25.16	797	0.74	7.01	6.97	21.1	314	1827	16.2	32588	13.9	–
26.1	922	0.25	16.1	13.7	117	1513	1489	12.4	40445	93.3	–
26.2	936	0.33	24.1	13.5	118	1505	1731	46.1	39651	83.4	–
27.1	1932	1.28	19.7	8.43	22.8	614	2305	3.89	40264	–	–
27.2	2183	1.26	20.9	7.68	46.0	717	2870	8.43	38663	126	–
27.3	1950	1.47	20.9	9.75	35.5	1022	1853	4.72	38738	31.5	–
27.4	1857	1.28	18.2	8.93	38.0	1075	2216	1.70	38279	131	–
27.5	1802	1.35	20.8	7.13	38.7	930	4350	3.67	37555	123	–
27.6	1601	1.12	17.6	5.75	36.4	880	2396	3.66	38514	49.5	–
27.7	1480	0.99	16.2	4.48	25.4	715	2466	4.25	41385	35.5	–
27.8	2062	1.50	24.6	10.0	23.8	524	1787	1.08	38756	–	–

## Продолжение таблицы В.8

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
27.9	305	1.44	16870	14005	1100	579	28.3	97.6	635	2341	88.5
27.10	343	1.51	19228	13790	2364	633	20.0	147	631	1820	99.5
27.11	348	1.50	16989	12940	1862	556	14.8	45.3	572	1737	83.0
27.12	376	1.53	16761	13732	1534	558	15.5	42.4	552	1750	83.7
27.13	402	1.44	15762	13235	828	368	4.96	29.5	497	1243	85.2
27.14	391	1.38	16220	12953	1123	520	2.70	30.0	434	1007	81.6
27.15	413	1.22	15579	12555	872	498	1.81	29.8	390	927	85.0
27.16	399	1.45	16617	12061	4810	487	2.00	109	353	823	83.2
37.1	1284	0.50	12096	10994	718	467	100.56	12.0	176	934	83.1
37.2	1315	0.41	11852	10778	656	537	87.5	10.9	167	1115	76.7
409.1	1169	0.15	6335	1520	516	411	12.2	12.8	15.3	3.17	72.1
409.2	1099	0.38	6232	1391	555	526	8.39	13.8	11.6	3.15	77.2
409.3	1058	0.13	6030	1472	442	494	9.48	11.4	20.9	15.18	85.1
409.4	1180	0.54	5439	931	319	368	5.99	9.88	6.52	2.09	74.5
409.5	886	0.11	5080	850	515	458	6.50	9.06	7.36	2.25	117
409.6	1130	1.93	5382	968	515	428	6.73	9.88	10.1	2.63	81.1
409.7	1075	2.16	5424	1095	432	410	5.51	9.14	6.01	2.36	102
409.8	1158	2.41	5684	1561	517	434	6.04	12.3	14.1	3.10	101
409.9	997	2.31	4745	1665	281	326	6.27	6.68	18.6	3.07	101
409.10	940	1.40	5665	1860	410	454	8.07	10.7	16.0	2.93	95.2
410.1	1438	0.44	13758	1497	842	281	51.0	51.8	23.4	45.2	56.6
410.2	1626	0.27	9396	1211	703	397	35.4	31.3	21.6	37.7	55.0
410.3	1520	0.29	6404	1287	380	215	13.5	14.1	28.8	59.6	65.4
410.4	1178	0.35	7323	3013	440	174	21.7	11.9	99.2	276	91.4
410.5	1330	0.29	7685	3160	356	143	20.0	10.7	108	295	101
410.6	1235	0.29	7752	2988	550	290	28.0	13.8	129	347	99.1
410.7	1235	0.29	6156	2445	411	235	18.8	7.08	98.2	311	78.7
410.8	1144	0.36	8296	3503	467	385	48.4	22.5	153	514	85.6
410.10	1179	0.21	6891	3104	414	244	40.6	10.8	146	298	81.1
410.11	1060	0.59	7000	3154	349	223	19.6	8.4	110	653	84.5
410.12	1110	0.28	8485	3760	609	360	39.6	18.5	148	686	115
411.1	944	0.14	4868	1309	261	170	10.6	17.2	12.5	15.8	67.5
411.2	923	0.15	4546	1218	340	388	9.86	14.1	18.7	64.4	69.0
411.3	856	0.15	4826	1234	394	363	6.67	12.2	18.1	82.0	67.1
411.4	1006	0.18	5158	1401	355	392	6.43	12.1	20.0	93.9	74.2
411.5	974	0.19	5071	1399	377	406	6.81	14.2	21.0	81.9	74.1
411.6	1127	0.20	5298	1424	320	342	5.14	19.2	19.0	25.6	73.9
411.7	1001	0.19	4733	1282	350	323	5.48	12.2	16.2	68.0	70.3
411.8	923	0.15	4773	1474	366	357	8.15	9.8	33.8	146	70.5
411.9	1015	0.15	4637	1280	289	283	5.82	15.8	15.7	11.9	72.6
411.10	823	0.19	4699	1357	338	328	6.40	16.6	21.5	24.3	70.3
411.11	874	0.23	4917	1435	376	303	6.93	20.3	24.1	24.7	75.2
411.12	892	0.17	4777	1315	455	303	5.85	19.0	19.9	14.2	72.2
8	334	0.11	2266	1050	66.7	21.8	3.32	4.30	2.52	1.56	72.4
9	937	2.04	4069	367	283	24.8	3.27	5.75	1.92	1.41	91.7
11	127	0.09	1514	598	140	12.8	17.6	2.92	6.91	1.58	94.1
13	52.0	0.17	1123	233	204	9.03	16.8	7.21	8.97	2.49	88.9
15	128	0.14	1276	44.01	132	32.3	26.8	4.76	1.32	0.85	153

Продолжение таблицы В.8

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
27.9	2342	1.33	20.3	7.63	33.2	528	1659	1.02	41511	14.8	–
27.10	2272	1.45	21.6	6.86	35.4	712	3343	0.98	39953	29.3	–
27.11	1951	1.14	17.8	6.05	33.5	944	2645	4.33	40949	–	–
27.12	1860	1.25	25.2	6.38	36.1	997	2624	2.79	39776	17.8	–
27.13	1894	0.97	24.5	5.64	34.9	1104	2970	2.51	43577	–	–
27.14	1653	1.02	21.5	5.18	33.3	760	2568	2.33	38403	147	–
27.15	1563	0.97	19.0	5.04	36.2	888	2598	1.38	41588	28.6	–
27.16	1492	1.00	19.5	4.85	29.5	820	2600	1.36	37270	121	–
37.1	1604	1.12	0.96	9.39	41.0	334	2763	8.01	28542	79.4	–
37.2	1610	1.18	1.03	9.09	43.6	319	2747	6.46	29529	95.1	–
409.1	694	0.54	5.97	9.14	19.8	264	2402	5.79	30305	241	1.05
409.2	675	0.65	5.21	9.23	24.2	282	2396	17.4	27117	658	2.12
409.3	635	0.79	5.60	9.55	24.6	285	2242	13.9	29222	523	1.47
409.4	629	0.52	4.64	9.56	28.1	356	2357	9.7	28578	186	1.11
409.5	1204	0.65	5.74	7.64	30.6	359	1740	19.4	27619	637	1.13
409.6	839	0.65	4.60	14.3	30.1	457	2067	13	28568	468	1.29
409.7	1462	0.90	7.41	9.69	27.3	309	1825	13	28568	483	1.27
409.8	1172	0.83	6.25	10.4	36.5	469	1813	13	28568	853	1.42
409.9	1275	0.70	6.00	10.6	35.5	461	1733	13	28568	479	1.14
409.10	1222	1.10	6.91	9.59	33.1	864	1719	13	28568	430	1.82
410.1	962	0.67	9.55	30.0	100	1261	3084	72	25958	231	0.83
410.2	757	0.52	9.01	25.5	73.4	951	3530	54	28885	446	1.04
410.3	762	0.63	5.68	16.1	45.9	612	2848	112	30769	275	0.50
410.4	1322	0.67	7.14	20.3	59.7	918	2546	79	30703	362	0.51
410.5	1401	0.67	6.73	19.2	61.7	864	2612	74	32454	145	0.31
410.6	1405	0.72	9.66	17.9	59.8	921	2984	107	29265	453	0.73
410.7	1022	0.48	8.99	16.7	39.0	598	2984	107	29265	276	0.58
410.8	1662	0.67	42.8	19.2	46.5	842	2566	75	29486	459	1.05
410.10	1444	0.50	7.58	17.2	50.3	614	2755	47	29801	420	0.49
410.11	1451	0.56	9.39	16.8	46.0	450	2372	55	27597	284	0.56
410.12	1780	1.03	15.1	19.9	58.5	629	2528	22	28590	217	0.77
411.1	462	0.89	6.30	4.56	21.4	287	1781	31.5	29390	117	0.50
411.2	418	0.59	6.41	5.36	14.6	232	1929	36.4	28651	400	0.94
411.3	409	0.65	6.47	5.86	18.4	272	1834	41.5	26251	854	0.94
411.4	433	0.69	6.35	5.60	20.3	259	1729	52.0	31999	471	1.09
411.5	442	0.81	5.94	5.03	17.2	251	2017	34.7	28329	727	1.02
411.6	432	0.82	6.99	3.70	21.7	338	2555	40.5	27513	405	0.90
411.7	426	0.66	6.22	4.91	22.1	303	2014	65.9	27792	413	1.11
411.8	471	0.69	6.07	5.61	14.3	187	1897	41.6	27860	787	1.07
411.9	414	0.66	5.54	3.51	20.3	295	2006	30.2	29621	339	0.85
411.10	428	0.82	5.91	3.88	16.8	269	1771	102	25794	645	1.01
411.11	440	0.87	7.17	3.92	18.0	291	2015	124	25794	940	1.16
411.12	408	0.94	6.62	3.61	16.8	290	1907	27.0	25171	593	1.23
8	1175	0.26	0.38	8.76	21.2	1807	125	1.17	22775	–	–
9	1512	0.33	0.88	10.3	29.7	1723	338	1.33	24695	–	–
11	2503	0.33	0.98	13.8	24.3	570	13.7	0.09	8407	48.8	–
13	2758	0.31	0.94	18.9	14.2	248	148	19.5	20745	–	–
15	4227	0.24	1.67	47.6	49.9	93.95	276	9.14	20744	6.21	–

## Продолжение таблицы В.8

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
16.1	26.5	0.14	3656	2106	113	41.9	279	3.94	26.6	8.34	88.3
16.2	31.1	0.27	3567	1834	85.4	49.5	244	4.41	25.7	3.20	83.5
17.1	244	2.24	8705	6221	1211	90.6	309	10.5	51.2	7.40	223
17.2	286	2.21	8412	6161	1328	92.9	308	61.5	50.7	7.78	230
28.1	80.2	0.56	598	91.9	126	34.5	15.0	7.22	1.76	0.66	71.1
28.2	110	1.28	829	128	150	59.5	17.0	7.06	7.59	0.98	78.7
28.3	40.1	0.49	514	70.2	161	62.1	73.7	6.26	3.39	1.00	75.1
28.4	57.1	0.78	472	44.8	117	48.9	61.4	63.7	2.20	0.70	73.0
28.5	52.7	0.73	469	38.9	156	62.9	52.4	26.1	1.38	0.84	79.9
28.6	58.9	0.86	497	36.9	125	28.6	63.6	37.5	1.36	0.68	82.6
28.7	46.1	0.48	837	104	266	81.8	68.2	38.6	1.58	1.02	86.6
28.8	42.8	0.36	673	105	247	75.7	88.2	17.9	2.83	1.28	83.6
28.9	42.6	0.27	708	111	198	70.7	72.5	39.9	2.68	1.13	85.8
28.10	34.9	0.33	671	70.1	183	43.2	58.1	17.3	1.38	0.88	89.6
28.11	53.5	0.35	802	84.8	126	30.7	56.4	38.2	0.95	0.59	86.3
28.12	53.2	0.36	935	85.9	209	48.1	53.4	32.1	0.83	0.86	89.0
28.13	35.2	0.14	503	50.1	177	62.6	43.1	2.79	2.99	0.96	82.3
28.14	38.7	0.19	778	72.1	212	66.1	18.2	12.8	1.30	0.99	82.7
41.1	348	0.63	12120	10686	778	421	90.3	11.8	162	934	83.7
41.2	376	0.60	12074	10954	735	429	83.8	12.2	156	835	84.5
42.1	116	0.45	3483	1369	333	163	10.9	8.45	20.7	2.45	87.5
42.2	95.9	0.47	3251	1379	339	125	7.99	7.28	23.4	2.63	121
43.1	356	0.60	3034	680	110	112	2.55	4.14	4.04	1.31	91.1
43.2	321	1.28	3172	729	331	147	3.03	6.05	4.09	1.35	92.3
43.3	350	0.46	3343	728	170	96.4	3.55	3.88	4.58	1.38	88.5
43.4	363	3.09	3321	706	167	149	2.75	4.35	4.32	1.56	95.9
43.5	285	0.61	3524	802	166	84.8	4.20	3.98	6.00	1.61	91.8
54.1	683	0.22	7153	4885	292	334	26.4	8.95	57.4	148	69.2
54.2	674	0.24	7693	5164	255	252	26.7	9.32	62.3	146	72.7
55.1	136	0.09	2880	982	242	97.2	6.70	5.8	1.29	1.70	93.5
55.2	169	0.47	3690	1681	654	1008	2.57	43.3	11.1	4.03	96.1
66.1	94.0	0.67	2062	73.8	499	464	0.74	5.22	0.42	2.60	101
66.2	39.4	0.14	995	29.4	128	63.1	0.63	2.41	0.23	0.71	84.1
67.1	735	0.22	7289	4819	196	219	25.2	8.80	60.4	142	78.5
67.2	717	0.23	7438	5084	194	230	24.3	9.41	58.9	142	76.6
67.3	657	0.22	7440	5051	149	226	24.5	9.52	61.0	141	75.5
67.4	692	0.23	7094	4958	145	257	25.0	8.07	58.7	139	73.7
67.5	512	0.30	9754	7580	318	297	139	6.60	203	357	83.9
84.1	92.8	0.42	989	82.9	182	104	5.07	6.72	1.65	0.60	78.0
84.2	67.2	0.30	898	147	178	147	4.89	5.81	2.48	0.85	77.4
85.1	259	0.18	2031	452	338	124	1.29	4.24	1.69	1.29	87.0
85.2	248	0.11	1841	425	259	75.4	1.46	4.49	1.91	1.24	89.6
88.1	146	1.09	3857	1098	460	324	1.90	4.64	1.62	2.31	112
88.2	144	1.05	3494	1023	340	123	2.13	4.41	1.44	1.82	97.6
200.1	196	0.13	2581	274	113	31.8	39.0	26.8	10.4	0.73	38.1
200.2	460	4.24	2397	224	239	77.8	10.3	16.1	21.6	0.73	61.8
10.1	26.4	0.44	2061	1799	121	36.9	27.4	11.3	101	909	85.3
10.2	12.9	0.06	1103	828	383	14.9	78.0	5.78	159	1466	75.5

## Продолжение таблицы В.8

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
16.1	3400	0.46	7.91	28.2	15.0	389	163	11.7	21039	–	–
16.2	3032	0.34	5.59	25.7	10.9	254	183	10.2	19353	–	–
17.1	7261	0.80	8.17	22.9	180	1612	846	12.1	28214	–	–
17.2	6893	0.93	9.15	23.3	189	1653	1048	9.69	27447	–	–
28.1	1911	0.47	1.08	13.4	7.48	181	153	7.14	13980	–	–
28.2	1891	0.55	0.92	12.9	8.87	173	208	11.7	14704	1.84	–
28.3	2600	0.38	1.69	16.9	5.96	347	90.21	7.28	13431	42.6	–
28.4	2298	0.35	2.86	15.8	5.72	592	118	10.6	14080	63.8	–
28.5	2299	0.37	1.41	14.9	5.55	544	100	8.25	12531	40.6	–
28.6	2619	0.36	3.15	15.1	5.83	596	135	4.62	13973	71.3	–
28.7	5076	0.44	2.67	20.1	19.5	1004	102	7.23	15290	59.0	–
28.8	3871	0.28	2.40	20.2	30.1	1253	77.5	2.19	15935	207	–
28.9	4106	0.45	1.59	19.5	19.1	904	113	5.48	14233	85.3	–
28.10	4182	0.33	3.36	19.5	17.9	1130	86.1	5.77	14421	157	–
28.11	5798	0.46	3.38	22.9	17.2	747	110	2.91	15860	34.7	–
28.12	6456	0.36	2.45	21.4	16.6	737	88.4	3.58	16218	178	–
28.13	2650	0.35	0.72	16.7	9.86	884	66.4	3.57	14274	8.3	–
28.14	3837	0.33	0.80	20.8	13.5	728	101	5.35	15416	217	–
41.1	1681	1.24	16.8	9.51	49.6	400	1304	12.8	39335	–	0.15
41.2	1579	1.24	15.9	8.79	37.7	349	1435	8.19	38063	68.1	0.66
42.1	3248	0.28	3.03	16.8	15.1	332	341	5.34	26970	36.1	1.10
42.2	3251	0.39	2.48	16.3	29.5	556	283	10.5	29442	34.4	0.81
43.1	2330	0.23	1.63	11.8	18.3	269	646	5.88	26031	–	0.70
43.2	2392	0.29	1.41	12.2	19.2	295	701	9.19	21993	3.18	0.90
43.3	2183	0.38	1.67	11.0	15.1	281	686	8.30	22253	120	0.33
43.4	2237	0.28	1.57	11.5	21.8	298	738	13.7	23225	–	0.87
43.5	2513	0.29	1.46	12.0	15.8	273	521	8.53	25619	1.06	0.35
54.1	982	0.56	4.86	1.96	26.4	285	1422	5.21	35689	94.5	1.52
54.2	947	0.76	3.31	1.88	26.8	295	1624	3.18	36700	37.8	1.21
55.1	2387	0.47	1.15	13.6	40.3	695	445	6.18	25023	96.2	0.83
55.2	1651	0.37	1.76	6.30	8.28	113	951	20.9	19033	114	6.53
66.1	1712	0.15	5.16	14.1	6.88	179	1044	7.86	16679	–	4.27
66.2	1468	0.06	1.66	14.2	4.19	107	201	5.24	18292	–	0.77
67.1	963	0.84	3.97	1.83	28.1	320	1622	10.1	39417	33.9	0.69
67.2	965	0.74	4.90	1.99	27.9	317	1750	9.39	35842		0.97
67.3	937	0.78	2.90	2.05	26.2	326	1639	13.1	33756		0.91
67.4	943	0.73	3.33	1.96	27.2	305	1640	7.47	33767	29.9	1.01
67.5	1573	0.92	6.20	3.07	40.1	539	1559	13.0	36849	8.86	0.64
84.1	904	0.15	0.80	11.0	14.1	511	478	13.5	18543	6.75	–
84.2	885	0.12	0.65	10.6	13.7	661	192	9.32	20021	52.3	–
85.1	1576	0.12	0.76	8.31	32.1	468	609	6.78	30057	77.1	–
85.2	1597	0.33	1.15	8.36	34.6	490	603	6.21	28377	–	–
88.1	2941	0.30	1.50	13.4	54.1	823	509	8.24	30729	135	–
88.2	2802	0.25	2.90	13.2	50.6	790	441	9.50	32563	61.0	–
200.1	27.8	0.01	0.01	4.77	4.74	60.1	321	12.4	22750	274	0.15
200.2	146	0.12	0.96	6.61	2.10	331	722	16.4	20938	224	1.01
10.1	1167	0.81	8.72	6.13	31.4	64.5	38.6	1.92	17213	40.4	–
10.2	1547	0.49	6.63	6.89	16.4	58.3	27.0	2.70	15024	30.8	–

## Продолжение таблицы В.8

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
71.1	15.4	0.34	1963	1450	470	154	146	8.33	221	4387	87.6
71.2	15.4	0.71	2471	1549	628	424	105	22.4	224	3187	120
71.3	14.8	0.82	2415	1419	646	482	118	11.7	218	3015	114
71.4	13.3	0.60	2355	1427	466	340	123	43.8	219	3143	109
71.5	11.1	0.38	1972	1241	353	244	113	7.94	239	3020	88.0
71.6	11.3	0.12	1318	846	183	113	87.04	5.31	208	4138	74.8
72.1	15.7	0.06	1849	1433	248	154	147	9.40	252	2372	72.5
72.2	16.5	0.29	2354	1574	558	300	144	19.7	240	2076	97.0
72.3	16.0	0.06	1802	1336	245	178	133	8.24	225	1667	77.6
72.4	16.3	0.03	2059	1533	224	135	134	26.0	240	1829	73.8
72.5	18.0	0.06	1897	1477	282	131	130	34.3	224	1335	76.9
72.6	18.2	0.09	2160	1584	289	152	123	45.4	217	1423	77.8
72.7	19.5	0.08	1793	1453	387	177	130	23.4	212	1631	75.6
72.8	19.6	0.18	1839	1498	474	151	109	41.9	216	1426	74.3
80.1	43.8	0.23	512	174	98.3	56.7	186	17.1	1128	82.9	65.3
80.2	34.6	0.18	436	168	96.0	111	210	14.9	1322	279	68.0
80.3	44.5	0.25	475	167	114	91.6	255	18.2	1555	231	68.4
80.4	61.7	0.37	503	191	71.1	33.7	220	10.0	2035	128	61.3
80.5	56.0	0.33	583	233	135	120	146	17.5	1623	199	69.6
80.6	49.4	0.19	666	310	185	107	105	18.5	1088	477	69.3
80.7	51.2	0.27	742	326	298	146	104	19.3	1113	422	69.8
80.8	48.9	0.23	708	311	255	109	103	18.6	1108	413	69.7
80.9	52.1	0.22	689	309	250	83.6	124	21.4	1232	413	70.6
80.10	50.9	0.19	668	329	192	88.0	151	7.69	1341	669	66.9
63.1	57.6	1.01	14714	13643	503	512	196	71.3	418	992	74.1
63.2	52.8	1.28	15476	14626	539	514	215	14.7	458	1127	73.3
63.3	113	1.09	14189	13012	363	383	225	14.5	426	1153	76.3
63.4	98.2	1.05	15771	14079	313	322	209	14.7	449	1311	74.3
64.1	54.6	1.44	16486	16213	560	473	89.4	23.3	233	755	69.2
64.2	74.0	0.94	16027	15657	567	432	165	10.8	373	1253	74.7
64.3	58.6	0.83	15282	14885	510	421	190	11.6	369	1387	64.3
303.1	142	1.12	18205	14423	734	327	216	29.0	285	760	57.4
303.2	140	1.30	17248	15054	710	477	231	24.0	370	885	67.8
303.3	129	1.11	15722	14439	571	379	254	23.3	418	645	68.4
303.4	164	1.27	14727	13574	598	388	266	22.3	406	675	65.1
303.5	134	2.13	16942	16077	763	557	258	21.7	403	890	71.4
303.6	138	1.30	15486	14218	721	518	214	18.9	336	971	63.8
303.7	195	1.22	15435	12669	781	537	134	28.9	262	761	74.1
303.8	165	1.17	15871	13775	622	502	211	21.7	349	905	73.2
303.10	153	2.17	16013	14460	415	581	199	24.9	337	919	75.0
303.11	194	1.19	14841	13631	598	432	204	20.0	333	885	67.6
303.12	156	0.91	14785	13611	559	379	211	17.4	355	875	68.9
303.15	151	1.60	13801	13647	895	444	155	33.9	299	710	70.5
303.16	159	1.32	14161	14766	389	464	164	18.9	336	750	74.0
303.17	171	1.16	14547	13647	405	526	148	19.2	316	589	70.1
303.18	180	0.97	13029	12778	415	482	146	16.4	307	691	67.6
303.19	163	1.19	12972	12590	376	418	148	17.2	294	718	65.6
303.20	177	1.10	13944	13200	442	386	137	30.8	288	666	69.8

## Продолжение таблицы В.8

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
71.1	2251	0.73	11.1	12.3	29.9	187	113	61.6	18857	72.0	–
71.2	1863	1.16	14.4	10.9	33.5	201	135	49.6	18815	232	–
71.3	1796	0.82	17.1	9.80	36.8	193	119	35.8	18335	139	–
71.4	1909	0.84	12.7	10.1	37.9	192	106	26.8	19677	77.7	–
71.5	1562	0.60	10.5	9.43	28.5	183	106	25.3	17012	116	–
71.6	1670	0.63	7.81	11.6	15.0	71.6	98.3	72.9	18067	192	–
72.1	1609	0.47	8.89	8.05	42.3	186	129	8.43	18248	–	–
72.2	1707	0.67	9.78	8.77	41.9	192	468	32.6	16519	52.6	–
72.3	1506	0.46	7.13	7.48	36.8	183	127	8.38	17134	43.6	–
72.4	1559	0.47	7.49	7.63	38.7	173	208	9.69	17001	–	–
72.6	1689	0.49	5.52	6.86	39.8	179	127	10.0	18231	91.0	–
72.7	1622	0.45	7.07	7.22	38.8	176	106	5.17	17858	138	–
72.8	1513	0.37	7.12	6.97	38.2	163	116	6.49	17951	61.0	–
80.1	892	0.11	2.05	11.4	3.62	157	83.5	4.14	15102	–	–
80.2	700	0.15	1.78	9.08	3.17	126	69.5	4.97	14534	120	–
80.3	737	0.11	1.53	8.78	3.89	151	88.1	6.67	15416	–	–
80.4	699	0.07	1.60	7.29	4.45	163	110	8.25	16215	–	–
80.5	689	0.09	2.29	6.74	5.36	168	127	6.82	15451	5.49	–
80.6	770	0.13	1.78	6.92	6.28	272	135	8.58	15451	9.11	–
80.7	786	0.12	2.58	7.26	6.84	273	151	6.96	14627	27.2	–
80.8	771	0.15	2.73	6.94	6.79	281	138	7.88	14326	39.8	–
80.9	778	0.24	3.42	7.16	6.53	279	122	11.6	15062	139	–
80.10	840	0.28	2.84	7.89	9.04	289	108	13.1	14183	42.6	–
63.1	2393	1.49	25.6	6.56	8.74	97.1	911	9.85	44442	36.9	2.02
63.2	2590	1.52	20.4	7.02	9.56	103	996	8.20	42189	–	1.92
63.3	2734	1.41	14.9	5.92	9.54	104	1124	14.3	40358	–	0.82
63.4	2654	1.50	17.0	7.09	9.89	107	1062	8.49	42399	68.1	0.90
64.1	2330	1.48	17.3	4.69	13.8	103	989	10.8	45423	6.00	1.75
64.2	2483	1.41	20.5	6.99	20.9	99.3	1039	8.92	47072	63.0	1.72
64.3	2358	1.16	18.3	6.76	13.4	135	943	10.2	46185	54.9	1.10
303.1	2199	1.23	8.90	8.57	27.0	194	1066	21.7	41144	123	2.28
303.2	2342	1.43	14.1	8.71	25.6	234	1137	16.6	43805	253	4.25
303.3	2081	1.29	10.9	7.17	21.8	246	1029	14.0	38415	322	3.22
303.4	2097	1.05	11.1	6.81	20.3	282	1126	19.2	42073	233	3.15
303.5	2567	1.43	12.2	7.97	24.7	238	1129	20.6	43985	295	4.69
303.6	2284	1.05	12.9	7.72	22.8	142	1172	24.4	39370	265	5.17
303.7	1657	1.21	9.9	7.56	18.9	88.2	1241	31.0	36375	327	6.62
303.8	1775	1.24	11.7	8.36	17.7	100	1094	15.7	38005	393	6.81
303.10	2170	2.32	46.6	8.29	12.8	115	950	95.7	37791	196	8.63
303.11	1874	0.99	10.0	7.05	19.2	100	1117	15.9	46383	341	4.22
303.12	1734	1.13	10.4	7.53	17.1	97.0	978	14.4	37725	308	3.53
303.15	1788	1.12	7.76	10.6	19.0	82.0	1052	18.8	41383	298	19.2
303.16	2671	3.53	8.00	6.46	16.8	75.3	1058	118	40646	179	4.73
303.17	1729	0.98	9.7	5.64	14.0	80.5	1059	9.10	38748	452	4.57
303.18	1694	1.00	10.4	5.85	16.4	70.6	1120	8.18	36644	558	4.56
303.19	1656	0.96	10.2	5.86	14.8	75.4	1138	132	38850	521	4.55
303.20	1558	0.93	7.91	6.12	14.5	78.5	1021	11.8	38579	231	4.21
303.21	1653	1.20	11.4	6.26	15.1	91.2	1125	36.4	42093	467	5.25

## Продолжение таблицы В.8

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
303.21	187	1.75	14280	13563	504	394	136	20.2	297	727	68.8
303.22	167	0.89	15120	14316	527	487	154	20.5	322	707	77.4
303.23	130	1.29	15642	15307	638	491	180	17.2	352	896	70.6
303.24	144	1.32	15158	15069	470	315	283	16.5	463	701	59.3
303.25	171	1.36	14938	15081	469	334	218	15.7	395	824	63.7
303.26	160	1.30	16399	15627	527	389	198	20.1	393	773	75.8
303.27	157	1.96	15505	15177	445	383	222	21.4	394	852	65.3
303.28	167	1.53	14978	15410	222	219	243	15.3	424	1235	54.7
65.1	17.8	0.11	715	393	236	87.0	91.6	12.4	6573	1045	62.9
65.2	18.4	0.09	655	388	253	155	82.8	12.4	6099	851	62.1
65.3	20.7	0.09	704	400	269	166	85.0	11.9	6216	854	65.5
65.4	21.0	0.10	744	418	263	134	70.8	13.0	6085	839	64.9
65.5	39.3	0.26	826	485	326	165	79.9	15.2	5221	796	64.3
65.6	17.6	0.11	743	366	296	162	108	11.5	5689	898	65.6
65.7	25.7	0.09	723	412	262	118	150	13.7	6381	924	63.4
65.8	22.0	0.08	792	391	243	99.3	346	20.7	13763	1903	64.0
65.9	20.5	0.13	3747	783	3467	608	301	74.4	11424	1602	69.4
47.1	27.0	0.01	2221	2014	49.1	122	36.3	1.91	384	1044	66.0
47.2	26.2	0.02	2285	2077	43.6	195	31.5	2.33	349	1047	67.0
47.3	25.2	0.06	2231	1957	53.5	120	33.2	2.30	355	1099	67.8
47.4	21.5	0.02	2263	1819	78.1	96.4	34.8	3.44	392	1247	55.7
№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
303.22	1700	1.11	10.7	7.22	18.0	84.9	1048	9.02	39262	563	6.32
303.23	1937	1.18	13.8	6.71	21.2	107	1025	11.2	41321	385	4.29
303.24	2083	0.99	11.7	5.64	17.6	229	955	15.5	41217	54.7	1.18
303.25	2109	1.08	11.1	5.78	21.0	132	1160	11.4	44387	266	2.43
303.26	1800	1.31	11.3	6.39	20.0	168	1133	5.75	38865	237	4.37
303.27	1876	1.08	10.5	6.80	18.4	195	1163	7.28	43454	158	3.81
303.28	2078	0.79	8.50	5.53	18	145	1183	5.32	38646	7.47	0.16
65.1	457	0.11	4.15	10.4	27.6	20.5	329	3.56	14991	–	0.85
65.2	491	0.15	3.77	11.0	27.4	23.5	133	6.23	15549	39.1	1.42
65.3	524	0.20	4.64	11.5	29.2	28.1	27.7	2.94	17938	11.6	1.52
65.4	504	0.10	2.72	10.7	29.8	31.4	100	4.09	15980	–	1.25
65.5	468	0.22	3.33	10.2	24.9	22.5	1003	11.1	17527	53.6	2.33
65.6	505	0.17	5.09	11.1	28.8	24.1	284	7.88	15501	–	1.35
65.7	505	0.16	4.80	10.1	30.3	29.5	146	3.24	17275	–	1.34
65.8	589	0.18	6.50	16.3	25.4	46.6	107	9.10	16091	–	1.55
65.9	825	0.44	21	15.3	35.7	76.1	1648	13.8	15955	78.8	7.78
47.1	153	0.11	3.61	6.53	0.84	3.58	111	14.6	20583	23.9	0.81
47.2	165	0.23	3.64	6.65	0.93	3.42	165	11.2	21959	–	1.29
47.3	158	0.26	32.1	6.70	1.00	3.73	167	8.12	18677	–	1.15
47.4	153	0.19	4.03	8.25	1.07	4.75	155	15.4	17009	–	0.99

Таблица В.9 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах воробьевита

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
46.1	6959	0.85	14378	24.4	474	142	2.44	6.87	2.47	1.77	88.7
46.2	6257	0.54	13322	21.6	747	123	2.55	23.1	2.17	1.37	83.9
51.1	6699	0.09	17626	38.4	716	113	6.88	20.2	2.73	0.98	72.2
51.2	7184	0.08	17542	36.1	354	161	3.25	9.10	3.10	1.40	77.5
57.1	4702	0.17	11084	85.7	489	104	3.18	20.2	5.83	1.24	71.8
57.2	4107	0.16	11724	166	551	112	3.32	18.5	12.6	1.69	74.7
78.1	5365	0.53	10618	51.7	581	158	0.75	3.89	1.74	1.09	84.3
78.2	5297	0.51	11790	33.2	535	65.4	0.78	3.60	1.69	0.79	76.9
79.1	5130	0.46	11429	43.2	436	179	1.70	3.88	1.70	0.86	83.5
79.2	5053	0.48	11228	44.5	499	184	0.89	3.91	1.89	0.84	87.0
221.1	7005	0.10	10547	8.14	370	29.4	7.09	8.78	1.71	0.62	94.3
221.2	6974	0.13	10489	8.08	330	29.5	2.02	4.76	1.60	0.67	92.3
221.3	7277	0.25	12043	12.2	218	42.1	2.27	7.33	1.95	0.87	84.6
221.4	7324	0.11	11210	11.2	286	45.5	2.26	5.58	1.75	0.75	87.2
222.1	3369	0.95	4216	25.1	243	66.7	10.6	6.01	0.72	1.12	72.3
222.2	2949	1.07	3662	27.9	249	60.2	20.1	9.58	0.63	1.22	75.5
222.3	3742	0.93	4412	29.3	267	57.2	11.2	14.1	1.00	1.12	71.4
222.4	4022	0.93	4865	30.5	309	50.3	10.1	7.83	1.13	6.88	73.5
КА.1	29.1	0.50	1202	971	45.8	61.1	3.91	5.97	22.4	1.91	69.1
КА.2	32.6	0.58	1293	1046	52.0	53.9	2.49	7.84	20.3	1.53	75.4
КА.3	37.2	0.64	1313	1008	54.2	42.0	2.42	8.45	18.4	1.38	69.5
КА.4	37.6	0.66	1198	930	42.0	53.5	2.50	8.34	13.6	1.48	67.1
КА.5	39.7	0.66	1295	998	46.4	49.8	2.43	9.28	14.7	1.40	73.1
КА.6	9.42	0.53	598	486	41.2	40.4	6.43	292	22.2	0.99	67.9
КА.7	90.1	0.85	3152	2772	31.7	73.7	1.73	34.6	1.82	3.16	65.9
SB.1	76.6	4.26	3809	3406	79.1	68.6	3.91	262	22.5	3.92	67.0
SB.2	38.1	0.64	1113	803	85.3	42.0	1.51	8.23	4.88	1.36	67.9
SB.3	29.6	0.55	1211	985	69.4	41.7	2.90	6.22	22.5	1.59	68.1
SB.4	17.9	0.27	995	806	58.6	39.1	1.20	3.17	17.1	1.33	71.0
SB.5	89.6	0.19	2073	1626	49.6	57.5	2.26	3.47	1.13	1.93	69.6
223.1	3864	0.72	6943	15.5	365	36.6	1.77	6.27	1.14	0.91	112
223.2	3776	0.71	7010	11.9	324	40.1	1.00	5.61	1.07	0.78	105
223.3	3964	0.78	7182	30.5	405	65.7	0.90	13.8	1.16	1.62	108
223.4	3825	0.69	7201	25.7	380	52.2	1.57	7.96	1.15	1.35	105
224.1	3842	0.85	8358	16.7	308	63.0	43.6	16.7	1.23	1.31	175
224.2	3637	0.76	8129	15.5	320	51.6	43.5	17.0	1.26	1.69	166
224.3	3419	0.72	6958	21.5	331	74.9	39.0	15.5	1.04	1.22	148
224.4	348	0.79	7595	17.9	299	71.4	40.4	16.2	1.23	1.11	173
90.1	4530	0.62	13153	95.3	455	90.5	3.64	5.74	2.29	0.95	76.5
90.2	4902	0.80	15628	107	640	218	5.07	9.09	2.79	1.71	85.8
91.1	4421	0.80	15889	72.9	301	63.1	3.80	5.89	2.84	0.94	97.0
91.2	5033	0.82	13341	81.3	316	79.9	4.02	5.23	2.59	0.94	92.9

Примечание: «—» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы В.9

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
46.1	229	0.34	4.39	3.68	127	27621	12365	13.2	36180	17.2	1.55
46.2	272	0.30	4.71	5.00	128	24277	12463	14.9	32836	–	1.12
51.1	172	1.79	4.70	8.26	34.4	13862	12162	10.4	44097	7.19	–
51.2	267.2	1.51	3.62	6.96	34.4	24001	12595	17.4	38805	53.6	–
57.1	299	0.21	3.03	4.38	165	19836	9551	4.49	30061	25.0	0.84
57.2	430	0.28	2.75	4.79	179	10169	7749	5.06	31910	–	0.77
78.1	81.5	0.17	1.97	3.85	396	21760	10262	12.2	33847	–	–
78.2	70.7	0.13	1.30	3.98	391	21277	9639	9.29	34604	–	–
79.1	79.1	0.24	1.16	3.84	401	22540	10925	6.96	33878	–	–
79.2	86.7	0.24	1.44	4.56	406	22678	10398	11.2	34086	–	–
221.1	217	0.14	0.94	6.04	147	27962	11595	8.70	35847	–	0.20
221.2	207	0.08	1.09	4.91	139	23507	11354	12.7	38011	30.3	0.21
221.3	211	0.14	1.22	5.97	104	22481	11550	3.65	39804	31.4	0.24
221.4	180	0.06	1.04	3.29	131	23912	11834	10.1	37899	18.7	0.18
222.1	56.5	0.26	1.20	7.25	75.7	20432	6959	6.48	21976	93.7	0.29
222.2	53.4	0.19	1.72	7.01	68.5	18144	5381	7.73	24165	40.7	0.26
222.3	55.3	0.09	1.08	8.74	79.9	23459	7486	5.77	22302	1.53	0.26
222.4	56.8	0.18	1.56	8.46	93.4	24815	7789	7.62	23629	39.6	0.32
KA.1	123	0.09	2.04	14.7	1.41	1.22	100	7.20	13392	–	14.2
KA.2	74.5	0.20	1.56	16.9	1.17	1.28	114	4.59	11882	–	114
KA.3	69.8	0.25	1.36	15.8	1.05	1.04	121	5.36	11773	–	2.86
KA.4	67.8	0.16	1.55	14.1	1.13	1.06	158	5.48	11691	–	1.35
KA.5	79.9	0.23	1.21	15.3	0.99	1.02	147	6.51	11848	–	112
KA.6	148	0.13	9.13	15.5	0.51	7.23	46.2	8.23	10897	95.1	6.96
KA.7	834	0.24	1.88	7.12	0.66	4.77	339	7.54	16073	–	2.11
SB.1	443	0.42	8.12	24.0	3.15	5.93	423	25.2	17192	–	0.36
SB.2	78.6	0.18	1.64	13.4	0.84	0.70	135	12.4	11416	88.9	0.58
SB.3	65.5	0.24	1.21	14.4	1.31	1.37	130	12.3	11911	112	0.60
SB.4	68.4	0.18	1.09	13.9	0.83	1.30	94.0	10.6	10230	222	0.79
SB.5	129	0.40	1.69	4.66	0.42	1.06	247	6.34	13777	–	1.05
223.1	70.9	0.13	1.71	13.5	156	8393	6120	11.8	36720	4.23	0.27
223.2	56.1	0.13	1.26	12.0	143	7692	6777	11.4	31724	30.8	0.21
223.3	91.6	0.20	2.16	12.9	153	8107	6444	11.7	33572	188	0.33
223.4	71.6	0.13	1.44	12.2	151	8121	6783	16.9	30002	121	0.25
224.1	218	0.16	1.93	7.06	97.4	1227	7562	8.90	29260	97.1	0.23
224.2	221	0.17	2.32	7.08	101	1275	7582	4.03	29460	50.8	0.19
224.3	218	0.14	2.37	6.50	94.3	1147	5839	12.3	35366	150	0.23
224.4	201.	0.27	2.28	7.19	95.7	1244	6388	12.2	33393	272	0.24
90.1	1527	0.16	3.07	8.91	139	1684	7206	6.33	45125	205	0.92
90.2	1637	0.13	5.18	9.38	176	3498	7855	5.27	45672	4.30	1.42
91.1	1545	0.27	2.38	9.39	148	3087	8829	5.98	36226	–	0.67
91.2	1501	0.31	1.75	9.99	158	3048	10004	3.67	36226	14.1	0.81

Таблица В.10 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах желтого берилла (гелиодора)

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
29.1	47.2	0.27	545	12.8	123	53.9	30.9	4.21	1.38	0.93	70.6
29.2	54.2	0.20	684	9.06	60.4	2.96	38.7	14.7	1.26	0.35	67.6
29.3	52.4	0.32	854	18.1	126	51.2	43.2	17.8	1.10	0.71	80.8
29.4	47.7	0.22	522	12.0	80.0	41.1	29.7	6.70	1.12	0.66	73.7
29.5	34.8	0.17	404	10.5	90.1	49.1	23.3	2.80	1.98	0.87	74.2
29.6	32.0	0.21	435	10.1	100	42.3	29.1	2.80	1.44	0.70	74.7
29.7	34.7	0.27	468	9.75	96.3	60.3	29.3	2.70	1.45	0.78	76.3
29.8	35.7	0.28	371	10.2	69.7	47.8	29.4	2.41	1.33	0.71	73.8
29.9	44.9	0.30	384	12.0	75.5	47.1	7.07	2.36	0.68	0.72	74.6
29.10	44.7	0.28	353	11.3	65.8	42.4	7.38	2.23	0.69	1.02	73.8
29.11	45.2	0.26	455	10.6	77.2	49.6	6.14	2.38	0.69	0.56	70.1
29.12	43.6	0.24	403	12.6	80.2	52.4	7.01	2.53	0.68	0.75	71.5
31.1	56.9	0.31	497	13.1	76.0	57.8	18.9	70.0	0.63	0.78	76.8
31.2	49.8	0.12	457	14.4	62.5	53.1	7.97	5.42	0.85	0.93	88.3
31.3	186	0.35	793	14.4	41.4	44.5	1.77	3.48	0.49	0.75	76.5
31.4	165	0.31	775	15.0	44.5	45.8	2.46	3.86	0.54	0.78	74.6
31.5	171	0.30	766	14.6	40.5	40.2	2.38	3.17	0.53	0.55	73.8
31.6	175	0.31	760	14.7	44.7	51.0	2.23	3.63	0.52	0.84	77.2
31.7	165	0.31	775	15.4	53.3	49.2	2.58	3.33	0.57	0.80	79.8
31.8	166	0.33	790	15.4	53.7	43.3	2.15	3.39	0.50	0.78	75.6
31.9	164	0.34	803	17.1	72.4	41.1	2.40	3.52	0.58	0.70	78.3
205.1	95.4	0.11	520	3.98	233	21.1	40.0	93.8	0.27	0.43	69.4
205.2	85.9	0.12	503	4.71	222	27.5	36.6	21.4	0.27	0.52	77.2
205.3	88.8	0.12	527	4.79	247	33.2	36.2	23.6	0.31	0.58	79.2
205.4	87.4	0.08	524	3.61	219	21.6	38.6	10.5	0.25	0.44	77.8
205.5	88.3	0.11	514	3.72	218	26.0	37.4	22.9	0.23	0.53	76.7
205.6	90.7	0.10	461	2.32	175	6.53	35.6	18.3	0.18	0.19	48.9
205.7	94.2	0.10	465	2.84	176	12.6	35.5	21.4	0.21	0.13	36.2

Примечание: «—» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы В.10

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
29.1	2527	0.13	0.52	17.1	9.11	466	100	10.9	13069	71.3	–
29.2	3737	0.11	0.90	20.0	11.1	479	108	7.30	13175	–	–
29.3	4667	0.21	0.75	24.4	17.3	580	138	13.5	12701	10.1	–
29.4	2748	0.10	0.45	19.0	9.04	485	116	12.9	11933	10.3	–
29.5	1697	0.16	0.59	16.8	7.04	451	89.1	12.9	11286	15.6	–
29.6	1964	0.07	0.68	18.4	11.0	431	87.3	10.6	11789	–	–
29.7	1694	0.24	0.28	18.5	6.89	187	105	10.4	10621	–	–
29.8	1686	0.14	0.18	17.9	6.17	181	69.8	8.59	10982	–	–
29.9	1358	0.17	0.53	11.3	5.90	113	100	9.65	11356	–	–
29.10	1336	0.18	0.36	11.5	6.06	115	105	8.95	11224	14.6	–
29.11	1313	0.15	0.50	10.5	6.03	107	94.7	9.22	10913	–	–
29.12	1270	0.13	0.41	10.7	5.84	106	94.2	13.6	11067	17.0	–
31.1	2536	0.32	0.10	11.2	2.13	319	132	10.8	13970	64.3	–
31.2	2162	0.46	0.41	10.3	1.97	274	119	9.54	13077	60.2	–
31.3	1441	0.18	0.58	5.41	2.74	138	454	12.6	14030	4.15	–
31.4	1507	0.20	2.68	5.81	2.68	135	378	10.4	14146	–	–
31.5	1478	0.13	0.25	5.59	2.70	131	385	9.37	14393	–	–
31.6	1501	0.13	0.44	5.92	2.83	132	385	7.82	15149	41.38	–
31.7	1449	0.21	0.24	5.36	2.56	135	366	11.4	13742	70.9	–
31.8	1455	0.17	0.45	5.71	2.59	130	368	8.36	13823	73.9	–
31.9	1538	0.18	0.14	5.63	2.73	136	392	8.48	13719	22.9	–
205.1	2054	0.06	5.08	30.2	73.7	919	177	8.19	12797	19.3	0.09
205.2	1784	0.14	0.96	30.8	66.5	907	200	12.5	11546	19.8	0.11
205.3	1773	0.27	1.78	33.4	69.3	1011	197	13.6	11511	136	0.15
205.4	1894	0.16	1.69	29.6	87.5	931	224	13.1	11716	3.00	0.09
205.5	1726	0.12	2.09	28.0	66.3	944	224	14.3	11923	154	0.12
205.6	1625	0.05	0.18	23.6	52.3	695	201	18.5	12372	47.5	0.05
205.7	1526	0.05	0.10	24.3	51.2	663	180	12.0	13651	65.6	0.04

Таблица В.11 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах аквамарина

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
601.1	320	4.15	7513	5839	149	97.3	6.92	7.94	3.75	5.47	62.4
601.2	914	17.2	5366	1241	136	64.3	7.51	6.73	1.42	7.33	71.8
601.3	894	14.9	5420	1392	100	58.2	16.5	8.13	99.0	2.56	74.1
601.4	888	20.2	5133	1157	119	67.3	5.13	5.79	1.43	1.69	72.5
601.5	905	21.0	4876	1070	89.5	63.0	4.63	5.16	1.26	1.60	70.8
601.6	850	24.1	4613	953	165	59.7	5.84	5.48	1.36	1.70	74.2
601.7	943	19.6	5344	1100	141	70.9	4.73	5.53	1.45	1.65	76.4
601.8	814	28.6	4883	1506	112	84.2	79.9	29.2	85.7	2.81	72.6
601.9	50.7	1.66	10782	10068	86.5	152	7.28	353	22.1	9.90	64.5
601.10	129	0.43	7028	6103	138	125	4.01	4.81	4.54	17.1	68.0
601.11	188	0.70	12272	11259	189	189	5.10	6.23	11.7	11.3	58.4
601.12	161	0.63	2814	1799	107	49.4	3.77	3.93	1.80	24.7	71.8
601.13	30.5	45.1	4582	1106	112	82.0	4.34	13.0	1.28	1.62	117
601.14	769	24.5	5692	1228	147	54.8	2.69	4.87	34.6	1.80	82.0
602.1	34.8	8.88	6301	1961	91.1	60.8	2.02	10.8	2.11	2.38	106
602.2	863	32.9	5279	1034	77.4	60.1	2.30	2.65	1.43	1.75	87.0
602.3	939	21.7	5446	960	76.1	44.3	8.63	6.65	1.23	1.41	71.6
602.4	966	37.5	5307	906	46.2	34.6	3.54	3.68	1.15	1.13	70.5
602.5	1013	20.7	6253	1199	148	91.7	3.18	8.04	5.17	1.62	75.7
602.6	1039	21.8	6557	1199	141	75.4	4.04	6.20	15.2	1.72	81.1
602.7	1007	42.0	5318	874	63.4	40.9	2.49	3.25	1.20	1.27	72.2
602.8	927	38.8	5244	833	71.8	57.9	2.84	4.53	1.18	1.32	75.8
602.9	29.9	21.7	5393	1949	136	105	16.3	85.2	197	3.08	109
605.1	2994	4.30	16162	2268	243	270	12.4	164	25.6	5.40	416
605.2	87.4	1.40	13291	7262	160	222	34.5	454	41.5	7.58	776
605.3	176	1.89	12497	12981	263	270	169	593	93.2	13.0	110
605.4	140	1.09	14715	7353	175	233	35.8	515	38.1	7.59	1165
605.5	1316	0.15	15079	10204	119	291	12.6	22.6	59.7	11.7	88.4
605.6	140	0.60	13360	7022	178	247	30.6	452	38.2	7.03	728
605.7	2725	1.16	11778	2460	82.9	176	5.64	38.2	31.6	2.97	156
605.8	2954	1.87	13490	3480	120	173	9.49	151	26.4	3.77	328
605.9	2310	5.20	14922	3053	115	256	24.8	256	26.6	3.38	999
605.10	100	0.77	14629	7583	171	187	38.1	489	45.6	7.04	883
5	135	0.34	1402	686	292	14.0	<i>10.0</i>	5.82	5.09	1.51	137
7	744	3.89	3385	695	125	28.5	3.44	38.9	2.25	1.73	267
14	90.9	0.59	4487	3152	591	55.5	122	6.96	3.09	4.00	100
18	51.9	0.19	1181	267	65.7	76.8	3.81	4.69	1.09	0.76	67.1
19	49.5	0.25	1084	281	89.1	22.9	1.75	6.60	0.73	1.12	72.5
20	46.8	0.51	1116	297	71.6	12.2	3.28	7.76	0.72	1.09	72.1
21	50.2	0.32	1223	328	61.9	9.07	2.86	4.57	1.27	1.07	75.4
33.1	70.0	0.30	1902	1680	1254	114	8.97	6.46	0.41	1.15	81.0
33.2	246	0.55	1330	3788	1609	275	6.27	8.94	0.82	2.87	80.2

Примечание: «—» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы В.11

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
601.1	2727	0.28	0.97	16.4	7.45	68.4	963	6.08	26416	53.6	0.38
601.2	4864	0.41	2.73	29.5	5.84	38.9	1666	11.6	22483	17.9	0.50
601.3	5151	0.36	1.99	29.8	6.03	37.9	1812	10.9	22720	79.3	0.36
601.4	4510	0.40	1.88	28.1	5.46	37.2	1993	13.4	19060	–	0.49
601.5	4330	0.41	1.19	25.6	5.15	36.8	1909	7.30	18882	14.3	0.37
601.6	4517	0.41	1.84	26.0	5.61	36.5	1919	13.7	18247	–	0.37
601.7	4738	0.41	2.17	26.9	5.91	38.9	2022	6.99	18811	19.5	0.50
601.8	4938	0.40	5.09	27.4	5.12	37.6	1741	12.5	18519	57.4	0.65
601.9	8428	0.43	16.1	38.0	7.44	97.9	769	11.4	29057	63.5	0.40
601.10	1606	0.30	2.09	10.3	6.13	64.0	675	6.84	20739	7.66	0.47
601.11	1929	0.27	2.17	13.4	10.6	56.7	1073	7.76	29502	0.17	0.48
601.12	2192	0.28	1.64	16.3	3.10	43.7	405	8.96	14878	47.6	0.29
601.13	16948	0.73	1.58	47.3	10.5	121	173	10.1	16820	–	0.98
601.14	4254	0.49	2.19	25.3	5.37	38.6	2399	17.4	18150	133	1.59
602.1	19242	0.52	1.93	46.9	12.9	122	135	2.39	25086	–	0.48
602.2	3806	0.52	2.02	24.0	4.72	34.3	1872	12.4	18474	53.8	0.32
602.3	5418	0.40	1.80	32.7	6.06	38.7	2171	13.1	18037	–	0.23
602.4	5116	0.26	0.66	27.2	5.03	38.6	2091	11.2	19118	–	0.11
602.5	5657	0.39	2.08	28.3	6.11	39.5	2165	15.6	20564	–	1.60
602.6	6002	0.54	2.10	31.0	6.77	44.9	2345	16.6	19231	88.3	1.09
602.7	4982	0.33	1.23	24.8	5.29	35.2	1910	9.67	21402	3.17	0.26
602.8	4379	0.27	1.58	24.3	4.88	33.2	2012	10.1	18391	104	0.44
602.9	17195	0.69	5.06	42.4	11.3	112	246	8.18	20667	53.6	1.91
605.1	6249	2.77	11.3	1.80	16.5	1672	6606	33.6	33619	164	13.1
605.2	20561	2.29	20.5	2.55	29.3	3294	707	18.9	34938	87.0	1.36
605.3	7471	0.79	15.4	3.11	28.7	2405	1018	50.4	27973	23.5	0.81
605.4	25544	2.91	31.0	2.79	30.9	4179	854	32.2	37030	37.4	0.94
605.5	2330	0.62	2.60	1.23	8.76	938	3221	60.8	39590	–	0.69
605.6	21647	2.68	23.6	2.42	31.9	3186	656	6.63	38378	75.4	0.69
605.7	3464	1.86	4.66	0.95	6.70	652	5160	10.7	36578	17.0	0.93
605.8	6711	1.83	7.31	1.21	9.87	1346	5664	10.2	38111	33.2	0.83
605.9	12397	2.68	15.2	1.39	25.6	2082	4638	14.0	37208	160	1.16
605.10	24145	2.65	22.5	2.79	36.0	3631	544	5.34	42277	121	0.61
5	4344	0.41	6.52	35.7	62.0	688	50.1	0.59	17661	–	–
7	2018	0.42	3.88	10.3	19.0	2035	391	5.09	28647	23.4	–
14	4086	0.37	5.39	29.4	56.1	569	380	12.4	23053	58.7	–
18	2682	0.40	3.58	14.6	20.5	195	128	8.40	19978	–	–
19	2166	0.58	1.15	11.6	18.5	171	128	14.5	18445	–	–
20	2068	0.50	0.36	11.2	20.3	256	128	13.0	15882	5.02	–
21	2717	0.50	0.69	16.7	17.7	228	105	16.2	20463	–	–
33.1	1902	0.28	0.53	9.61	3.94	345	194	8.60	17298	40.7	–
33.2	1330	0.34	3.29	6.87	3.62	92.0	3041	11.3	16559	71.1	–

Продолжение таблицы В.11

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
58.1	282	0.48	4169	1758	140	152	15.9	15.2	72.1	4.00	113
58.2	265	0.09	3156	1209	149	123	11.7	12.5	58.1	3.26	94.7
58.3	206	0.25	4296	1831	165	146	47.4	6.38	150	3.62	125
59.1	238	0.09	3461	940	346	76.1	35.5	9.69	143	2.36	102
59.2	219	0.09	3077	913	202	59.9	37.6	8.43	134	1.87	96.2
59.3	260	0.08	3481	1059	224	103	49.9	13.6	145	2.62	113
59.4	242	0.11	4937	2043	263	130	46.0	11.1	142	4.00	114
59.5	254	0.39	4510	1699	261	88.4	53.0	7.45	163	2.91	136
62.1	197	0.56	5796	2473	254	105	4.87	4.80	3.43	3.66	115
62.2	242	0.53	5319	2250	245	86.1	2.88	4.57	2.89	2.89	105
69.1	191	0.59	1619	29.1	178	100	9.49	6.27	0.51	1.10	85.7
69.2	102	0.53	1769	24.9	196	62.5	37.7	9.42	0.78	0.93	91.1
81.1	509	0.27	3498	800	152	58.8	1.69	8.65	7.31	1.55	93.5
81.2	874	0.77	6017	935	846	409	2.96	17.6	8.65	5.66	107
89.1	322	0.39	18827	13198	217	275	26.6	13.5	159	17.0	91.7
89.2	345	0.47	18242	13706	190	278	20.5	10.6	167	14.7	89.4
207.1	1977	0.23	4014	24.9	310	28.1	1.65	3.47	0.51	0.50	126
207.2	1956	0.22	3875	23.7	296	16.1	1.41	3.49	0.48	0.35	132
207.3	1888	0.22	3840	29.3	329	34.5	1.92	3.30	0.56	0.52	142
207.4	1885	0.22	3910	30.8	345	41.6	1.21	3.88	0.56	0.54	142
213.1	121	0.16	2250	1149	343	38.2	40.6	5.01	37.1	1.93	112
213.2	118	0.18	2146	1111	266	48.1	35.3	4.56	32.6	1.69	110
213.3	119	0.13	2083	1075	257	44.4	35.6	4.21	34.4	1.56	108
213.4	122	0.14	2170	1082	322	59.0	34.2	4.73	33.0	1.53	111
213.5	128	0.13	2183	1061	327	60.6	33.2	4.96	32.1	1.79	113
30.1	50.6	0.39	967	88.2	277	36.7	61.5	43.4	0.91	3.81	83.1
30.2	32.8	0.19	497	48.5	217	72.1	53.2	3.58	1.28	0.83	79.2
32.1	37.9	0.12	565	28.2	276	151	35.9	2.63	0.47	0.80	74.8
32.2	554	0.09	2062	27.0	78.0	25.1	5.85	1.66	0.54	0.55	68.2
203.1	97.5	1.03	1029	49.8	127	13.4	14.3	7.54	0.30	0.41	71.5
203.2	95.4	0.95	786	51.1	228	23.7	7.55	3.01	0.28	0.53	78.3
203.3	98.0	0.89	761	51.1	153	25.0	6.01	2.44	0.32	0.59	77.7
203.4	111	0.89	827	52.9	150	30.1	7.23	2.42	0.31	0.66	77.9
203.5	112	0.89	813	53.9	92.2	17.9	7.28	2.16	0.31	0.53	76.6
203.6	107	1.00	744	52.1	112	22.6	6.81	1.90	0.29	0.51	73.8
203.7	115	0.90	773	49.3	118	19.7	6.67	2.08	0.31	0.60	76.3
203.8	124	0.89	795	49.7	124	19.9	5.80	2.03	0.28	0.62	73.8
203.9	103	0.87	742	47.4	144	19.5	5.39	1.87	0.27	0.53	69.1
203.10	104	1.10	920	55.7	161	32.5	6.80	2.49	0.34	0.69	81.8
203.11	103	0.86	707	48.1	107	18.7	6.85	1.92	0.27	0.57	75.1
203.12	96.0	0.89	790	54.4	131	24.5	7.25	2.35	0.33	0.65	79.3
203.13	97.5	0.88	851	54.6	211	40.8	6.28	1.80	0.34	0.58	80.5
203.14	110	1.17	850	53.3	167	53.0	6.31	2.80	0.36	0.58	82.4
203.15	102	0.92	968	63.0	191	41.2	7.12	2.06	0.38	0.60	91.6
203.16	97.6	0.93	796	53.0	189	52.9	6.31	1.84	0.32	0.58	81.8

## Продолжение таблицы В.11

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
58.1	2959	0.96	1.72	13.4	35.1	182	705	27.4	20138	73.5	2.03
58.2	2402	0.47	2.66	11.2	35.7	187	631	5.27	23672	–	1.16
58.3	4087	0.48	1.98	19.7	39.3	332	482	5.21	25735	–	1.49
59.1	3185	0.50	2.22	17.7	38.2	188	567	9.94	26623	107	0.31
59.2	3058	0.22	1.83	17.1	34.5	189	502	12.2	25780	240	0.38
59.3	3427	0.55	1.33	20.2	34.9	219	493	6.13	26271	64.8	0.77
59.4	3877	0.39	1.64	18.1	48.7	411	583	5.23	26583	12.7	0.89
59.5	3593	0.50	1.48	21.4	54.4	372	527	8.41	25382	17.8	0.83
62.1	4037	0.38	1.87	8.64	39.7	228	590	5.73	29970	–	0.55
62.2	3389	0.28	1.53	6.72	34.3	191	647	5.57	28423	–	0.43
69.1	3451	0.10	1.48	22.81	69.0	300	516	29.2	19572	185	–
69.2	6580	0.17	3.05	35.9	63.8	493	307	26.2	17124	98.1	–
81.1	1441	0.20	1.18	2.97	17.2	435	1318	9.35	26207	52.4	–
81.2	1542	0.36	3.11	4.53	25.0	497	1795	19.1	26891	175	–
89.1	8515	1.24	2.50	5.38	19.5	78.8	1701	27.1	53118	111	–
89.2	7531	0.98	4.03	4.78	17.4	45.6	1892	23.1	50133	70.2	–
207.1	2612	0.12	1.23	12.4	149	1582	3196	10.8	37274	45.7	0.11
207.2	2688	0.02	1.11	11.2	138	1534	3691	16.4	33047	45.6	0.09
207.3	2656	0.09	1.03	11.5	142	1561	2647	14.9	40473	112	0.17
207.4	2778	0.19	1.80	12.0	145	1618	2985	13.1	37486	116	0.18
213.1	2883	0.46	2.23	22.8	62.0	203	265	2.59	29281	156	0.15
213.2	2810	0.49	1.73	22.8	60.4	190	277	7.44	28470	72.0	0.16
213.3	2791	0.53	0.74	22.8	54.8	187	284	4.76	28498	43.5	0.17
213.4	2712	0.58	1.83	22.7	62.4	186	307	8.36	28192	125	0.24
213.5	2600	0.57	1.26	22.2	58.6	193	126	1.13	50028	175	0.25
30.1	6224	0.43	2.16	25.4	18.9	780	89.9	6.91	15147	–	–
30.2	2944	0.28	2.41	17.3	14.8	913	97.3	6.49	12882	222	–
32.1	2057	0.25	0.93	15.1	9.22	691	230	6.76	13311	70.1	–
32.2	646	0.19	0.65	4.98	0.97	124	1133	5.61	18096	–	–
203.1	2649	0.44	1.21	16.6	6.65	205	244	53.8	13301	–	0.07
203.2	2230	0.42	1.61	12.1	5.68	183	231	61.0	12664	39.5	0.25
203.3	2158	0.44	1.85	12.6	5.78	188	246	67.1	12919	1974	0.09
203.4	2324	0.41	1.26	12.0	5.94	185	271	58.9	13234	2.48	0.10
203.5	2347	0.38	0.92	11.4	5.66	184	246	38.4	13692	34.1	0.05
203.6	2300	0.33	0.96	11.4	5.54	168	221	72.9	13355	78.0	0.08
203.7	2131	0.34	0.96	11.3	5.77	182	255	67.9	14043	91.2	0.07
203.8	2119	0.40	1.10	11.3	5.88	175	245	21.5	15023	–	0.08
203.9	2018	0.28	0.84	10.3	5.41	166	190	77.0	14000	42.6	0.09
203.10	2333	0.59	0.72	12.1	6.42	192	222	117	13587	9.36	0.17
203.11	2036	0.32	1.03	11.0	5.19	181	217	56.5	13535	61.2	0.07
203.12	2345	0.36	0.59	11.4	5.67	184	217	85.2	12806	–	0.09
203.13	2293	0.37	1.16	11.7	6.11	188	239	139	13048	–	0.11
203.14	2585	0.35	1.70	11.0	5.97	185	242	74.2	14172	–	0.10
203.15	2434	0.73	1.03	13.7	6.47	219	267	165	12528	–	0.13
203.16	2227	0.56	1.35	10.9	5.97	187	220	138	13201	34.9	0.14

## Продолжение таблицы В.11

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
203.17	106	0.81	1738	66.2	338	98.5	5.56	2.08	0.99	0.80	81.3
203.18	95.4	0.78	720	50.5	163	53.0	5.57	1.81	0.31	0.61	74.3
203.19	40.9	0.35	925	46.4	191	52.7	20.2	3.84	0.29	0.64	85.2
76.1	1384	0.35	5307	37.4	267	109	1.61	2.56	1.01	1.00	141
76.2	1754	0.32	7065	47.7	227	83.4	1.56	2.63	1.25	1.07	166
76.3	380	0.63	2944	417	463	131	5.29	9.91	7.91	1.64	112
76.4	504	0.63	2714	185	388	70.5	2.95	17.7	7.00	1.30	95.2
76.5	625	0.89	2958	184	462	132	1.80	16.8	3.15	1.38	93.9
83.1	73.2	0.14	633	67.7	132	114	1.91	3.21	1.03	0.97	76.0
83.2	72.1	0.14	520	48.0	123	58.9	1.31	2.73	1.44	0.84	71.6
№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
203.17	2088	0.46	1.60	10.4	4.64	192	364	117	12757	116	0.20
203.18	2070	0.40	0.92	10.8	5.28	171	206	77.3	13124	5.17	0.14
203.19	6467	0.28	1.54	20.7	13.5	944	127	91.0	14261	12.4	0.17
76.1	749	0.08	0.87	3.12	9.61	1488	3198	10.0	30829	101	–
76.2	1307	0.33	1.99	4.74	15.5	1378	3888	10.9	29735	–	–
76.3	1786	0.31	2.07	12.7	36.8	1929	996	11.1	24788	93.4	–
76.4	1130	0.29	2.50	11.4	37.9	1455	1381	7.13	22791	192	–
76.5	944	0.33	4.69	7.20	37.2	1850	1523	7.23	23008	54.7	–
83.1	485	0.19	3.29	7.10	3.86	130	173	11.9	21093	178	–
83.2	446	0.16	2.80	7.14	3.59	103	173	9.67	20209	183	–

Таблица В.12 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах бесцветного берилла

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
1	214	0.81	808	0.92	113	5.64	280	170	0.19	0.48	271
2	66.1	0.38	727	5.24	73.4	8.96	2.98	3.32	0.16	0.48	132
3	65.0	0.23	641	336	175	5.34	276	4.24	2.37	0.79	101
4	67.4	0.03	838	360	29.4	6.60	37.4	1.66	1.36	1.09	89.2
6	991	0.13	5215	1576	70.6	36.7	4.59	6.57	15.2	2.55	87.4
34.1	343	0.05	3129	1242	75.7	25.7	0.92	10.1	23.1	1.77	109
34.2	260	0.04	3611	1667	73.3	28.2	3.84	3.89	56.0	1.97	166
35.1	84.9	0.32	1655	14.5	759	114	52.1	55.7	0.76	1.58	80.6
35.2	92.1	0.28	1648	33.3	519	139	53.6	95.1	0.78	1.71	82.0
36.1	64.1	0.21	1046	14.1	613	92.9	39.3	21.3	0.68	1.18	78.7
36.2	55.4	0.21	1418	14.8	636	144	38.7	21.1	0.66	2.18	77.3
68.1	252	1.51	1711	19.3	189	44.9	8.83	5.72	0.59	0.70	87.4
68.2	125	0.45	1578	16.1	170	42.8	35.5	8.35	0.82	0.68	105
86.1	275	0.21	1983	348	352	164	1.67	5.39	1.66	1.10	87.0
86.2	263	0.22	1918	337	343	130	1.82	5.12	1.75	1.16	87.8
87.1	150	1.25	3787	1053	443	118	1.86	5.06	1.61	2.29	102
87.2	163	1.15	3701	1070	334	137	1.66	4.96	1.44	2.43	98.5
603.1	29.1	0.50	1202	971	45.8	61.1	3.91	5.97	22.4	1.91	69.1
603.2	32.6	0.58	1293	1046	52.0	53.9	2.49	7.84	20.3	1.53	75.4
603.3	37.2	0.64	1314	1008	54.2	42.0	2.42	8.45	18.4	1.38	69.5
603.4	37.6	0.66	1198	930	42.0	53.5	2.50	8.34	13.6	1.48	67.2
603.5	39.7	0.66	1295	998	46.4	49.8	2.43	9.28	14.7	1.40	73.1
603.6	9.42	0.53	598	486	41.2	40.4	6.43	292	22.2	0.99	67.9
603.7	90.1	0.85	3152	2772	31.7	73.7	1.73	34.6	1.82	3.16	65.9
604.1	76.6	4.27	3809	3406	79.1	68.6	3.91	262	22.5	3.92	67.0
604.2	38.1	0.64	1113	803	85.3	42.0	1.51	8.23	4.88	1.36	67.9
604.3	29.6	0.55	1211	985	69.4	41.7	2.90	6.22	22.5	1.59	68.1
604.4	17.9	0.27	995	806	58.6	39.1	1.20	3.17	17.1	1.33	71.0
604.5	89.6	0.19	2073	1626	49.6	57.5	2.26	3.47	1.13	1.93	69.6

Примечание: «—» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы Б.12

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
1	1635	0.17	11.7	50.0	148	3707	5.83	0.21	2571	–	–
2	1611	0.27	0.45	30.6	25.8	551	18.3	2.99	18898	–	–
3	2834	0.17	3.77	25.4	52.3	322	10.8	1.06	11745	–	–
4	1982	0.33	1.27	8.52	5.88	161	24.6	2.18	16284	–	–
6	677	0.71	3.81	9.15	18.4	554	970	1.38	30325	–	–
34.1	1186	0.42	0.51	3.87	7.52	216	740	11.3	28329	–	–
34.2	2442	0.10	0.60	6.66	8.54	470	539	3.83	25647	–	–
35.1	1594	0.25	1.30	23.1	36.1	606	948	1.26	13528	–	–
35.2	1687	0.26	0.92	24.2	35.7	624	460	3.26	12838	–	–
36.1	1382	0.25	1.14	19.6	24.3	344	269	6.81	13623	–	–
36.2	1396	0.21	2.42	18.5	23.8	339	346	4.69	12990	–	–
68.1	3606	0.18	1.39	22.5	73.8	315	698	20.1	14041	–	–
68.2	5945	0.34	1.48	34.5	60.5	689	248	15.3	15890	–	–
86.1	1361	0.29	1.61	8.96	28.5	335	655	7.05	25303	–	–
86.2	1303	0.30	0.80	8.08	26.8	303	603	6.53	26513	–	–
87.1	2786	0.26	1.29	13.0	56.6	847	426	10.3	32555	–	–
87.2	2551	0.25	4.16	13.8	54.8	662	483	15.9	31720	–	–
603.1	123	0.09	2.04	14.7	1.41	1.22	100	7.20	13392	–	0.27
603.2	74.5	0.20	1.56	16.9	1.17	1.28	114	4.59	11882	–	0.32
603.3	69.8	0.25	1.36	15.8	1.05	1.04	121	5.36	11773	22.0	0.26
603.4	67.8	0.16	1.55	14.1	1.13	1.06	158	5.48	11691	60.9	0.27
603.5	79.9	0.23	1.21	15.3	0.99	1.02	147	6.51	11848	–	0.22
603.6	148	0.13	9.13	15.5	0.51	7.23	46.2	8.23	10897	105	0.25
603.7	834	0.24	1.88	7.12	0.66	4.77	339	7.54	16073	158	0.25
604.1	443	0.42	8.12	24.0	3.15	5.93	423	25.2	17192	629	0.30
604.2	78.6	0.18	1.64	13.4	0.84	0.70	135	12.4	11416	1388	0.29
604.3	65.5	0.24	1.21	14.4	1.31	1.37	130	12.3	11911	–	0.27
604.4	68.4	0.18	1.09	14.0	0.83	1.30	94.0	10.6	10230	94.5	0.25
604.5	129	0.40	1.69	4.66	0.42	1.06	247	6.34	13777	22.3	0.24

Таблица В.13 – Содержание редких и малых элементов (ppm) в образцах белого берилла

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
48.1	89.7	0.39	1278	472	148	349	3.51	10.4	9.79	1.55	84.7
48.2	77.2	0.39	1213	543	296	362	2.22	6.90	8.95	1.64	100
52.1	667	0.25	2229	22.9	199	27.1	2.61	8.27	0.39	0.49	75.6
52.2	610	0.53	3170	49.3	450	535	1.32	9.68	0.52	2.03	80.4
53.1	570	5.46	1700	66.2	356	147	2.87	11.7	0.36	1.42	80.9
53.2	568	17.9	1798	106	494	211	2.70	23.1	0.42	1.97	77.3
55.1	136	0.09	2880	982	242	97.2	6.70	5.75	1.29	1.70	93.5
55.2	169	0.47	3690	1681	654	1008	2.57	43.3	11.1	4.03	96.1
56.1	475	0.14	2232	52.6	150	131	1.54	8.10	0.44	0.94	84.2
56.2	332	0.10	1956	28.5	301	173	1.22	4.32	0.35	1.48	77.9
60.1	1163	3.57	4593	278	642	449	0.98	20.7	3.72	1.45	92.6
60.2	1141	5.91	4453	254	534	117	0.68	21.6	4.55	1.50	90.9
61.1	1042	0.55	5141	1227	574	156	5.92	12.0	8.24	2.35	123
61.2	1190	2.71	5752	999	320	215	3.46	9.56	5.67	1.81	87.2
74.1	2051	0.20	7106	287	312	77.9	1.54	6.88	5.51	1.01	99.2
74.2	2056	0.47	7150	280	354	93.0	1.00	6.37	5.70	1.21	96.5
75.1	278	0.78	2371	283	400	181	1.98	6.49	0.79	1.73	94.5
75.2	628	0.29	2937	142	306	143	1.93	25.4	1.38	1.39	93.5
77.1	54.8	0.33	1594	287	234	124	270	<i>14.0</i>	45.3	1.41	82.5
77.2	48.2	0.12	530	136	179	109	72.9	13.5	16.5	1.45	84.1
77.3	51.3	0.11	645	161	188	121	88.0	18.7	18.2	1.33	90.7
77.4	71.1	0.12	520	188	59.3	17.6	55.0	15.6	20.4	0.74	84.5
77.5	49.6	0.23	587	141	305	88.0	128	8.11	25.7	1.34	89.3
402.1	343	0.18	1996	138	691	360	11.6	8.81	3.82	5.05	85.5
402.2	393	0.10	1714	81.5	421	541	5.91	4.39	1.27	1.53	81.2
402.3	386	0.12	2132	135	499	418	5.90	11.3	1.16	1.49	75.5
402.4	468	0.35	4241	522	797	561	4.90	11.9	0.88	1.97	123
402.5	678	0.43	3778	292	691	577	4.13	20.5	0.74	1.67	99.1
402.6	646	0.38	3432	283	579	615	2.52	12.5	0.71	1.46	96.7
402.7	586	0.47	2967	258	327	333	2.29	11.0	0.65	0.92	85.1
402.8	571	0.54	3044	265	545	744	2.59	12.1	0.64	1.55	87.8

Примечание: «—» элемент не определялся, курсивом выделены значения, заменённые на среднее

Продолжение таблицы В.13

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
48.1	3111	0.42	1.65	12.3	13.7	438	282	21.3	18220	–	–
48.2	3071	0.41	0.87	12.2	13.9	420	231	8.03	16711	–	–
52.1	865	0.12	1.30	5.80	40.4	838	1146	11.1	26154	–	–
52.2	859	0.33	6.10	5.91	39.9	858	1905	14.4	23495	–	–
53.1	519	0.25	2.53	5.85	37.1	1483	1121	101	18673	–	–
53.2	543	0.25	3.25	5.70	33.2	1345	1149	37.2	17079	–	–
55.1	2387	0.47	1.15	13.6	40.3	695	445	6.18	25023	–	–
55.2	1651	0.37	1.76	6.30	8.28	113	951	20.9	19033	–	–
56.1	860	0.35	1.49	5.82	19.7	362	778	68.5	24829	–	–
56.2	663	0.16	4.00	8.48	17.6	250	713	42.2	23818	–	–
60.1	863	6.06	2.35	4.54	42.0	2007	2494	10.0	22014	–	–
60.2	791	0.59	3.08	4.43	35.6	2095	2426	7.16	22422	–	–
61.1	2261	0.48	3.13	9.11	38.3	2840	2228	14.9	25195	–	–
61.2	1651	0.20	2.27	8.03	24.1	1405	2292	7.50	26619	–	–
74.1	1300	0.31	1.72	5.64	38.6	712	3882	8.85	32203	–	–
74.2	1276	0.33	5.33	5.79	39.3	739	4631	21.7	34137	–	–
75.1	1159	0.18	0.67	9.91	22.4	198	743	5.67	22934	–	–
75.2	522	0.31	1.17	5.41	4.45	364	1610	12.1	21447	–	–
77.1	2147	0.54	7.67	13.1	11.4	346	151	616	14477	–	–
77.2	3088	0.23	0.65	18.5	5.72	182	102	13.7	15135	–	–
77.3	3404	0.29	2.71	20.1	6.65	207	133	13.3	14586	–	–
77.4	2659	0.20	2.49	12.5	10.2	220	147	29.4	15000	–	–
77.5	3431	0.31	1.19	17.9	10.4	304	131	12.1	14474	–	–
402.1	771	0.48	3.08	5.54	4.73	47.1	623	10.6	23251	1381	1.52
402.2	271	0.34	2.55	4.45	2.55	52.5	820	12.7	21180	723	1.39
402.3	793	0.33	3.12	6.86	12.3	204	852	14.2	19857	886	1.34
402.4	3521	0.39	3.75	16.1	81.7	780	1096	21.5	25144	1199	1.60
402.5	1811	0.48	3.42	9.68	54.3	453	1411	31.8	25948	884	1.54
402.6	1634	0.35	3.01	9.26	46.4	402	1356	15.6	25559	858	1.68
402.7	1748	0.30	1.74	8.92	44.6	386	1014	28.4	26616	581	1.31
402.8	1714	0.33	2.90	10.8	52.4	450	1142	38.6	21927	1781	2.89

*Продолжение таблицы В.13*

№	Li	B	Na	Mg	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn
403.1	1109	0.33	5598	1175	224	107	9.38	15.3	12.0	1.63	74.7
403.2	1204	1.39	6891	1516	1507	459	9.65	23.5	12.0	3.73	74.2
403.3	903	0.17	6014	2221	231	232	8.89	11.7	24.1	2.86	83.5
403.4	796	0.20	6461	2592	299	338	8.24	9.6	31.2	3.25	83.4
403.5	956	0.20	4672	945	279	352	5.71	7.43	5.34	2.34	76.1
403.6	818	0.29	5820	2495	300	339	7.94	8.70	17.8	59.0	85.0
403.7	793	0.19	6007	2605	309	253	8.31	9.09	29	79.1	83.1
403.8	911	0.24	5588	1656	211	250	5.91	7.82	12.5	5.18	91.9
403.9	801	0.09	6016	2645	244	227	7.82	7.51	31.2	58.9	78.5
403.10	1051	0.44	5776	1684	263	187	6.53	11.0	14.7	2.89	85.5
406.1	1966	0.13	6203	280	509	339	3.60	10.3	4.59	1.33	86.4
406.2	1145	0.13	5330	1214	349	339	5.44	9.73	24.4	9.39	101
406.3	1320	0.14	6263	1129	472	434	5.03	11.0	15.0	4.33	110
406.4	1288	0.12	5283	990	434	477	3.64	8.98	12.2	3.82	102
406.5	1043	0.17	6141	1673	558	541	5.69	11.7	22.7	3.49	107
406.6	1220	0.10	5125	1189	472	555	4.03	11.3	11.7	2.27	98.1
406.7	1143	0.12	5421	1277	396	481	4.64	8.31	12.3	3.16	97.7

*Продолжение таблицы В.13*

№	Fe	Co	Ni	Ga	Rb	Cs	Cl	F	H <sub>2</sub> O	P	Sr
403.1	545	0.83	4.28	7.26	19.8	421	2246	43.7	25497	143	0.49
403.2	539	0.85	12.2	7.09	15.9	375	2904	114	29177	982	3.08
403.3	862	0.73	5.84	9.49	25.1	539	2086	21.5	24764	204	0.76
403.4	849	0.83	5.79	11.2	19.4	426	1724	25.2	23142	562	0.96
403.5	576	0.66	5.27	7.92	21.1	446	2085	35.0	22647	360	0.94
403.6	931	0.87	8.84	7.55	32.6	509	1865	84.7	29941	356	1.23
403.7	784	0.85	9.81	8.66	18.0	476	1471	54.2	28576	304	0.83
403.8	673	0.90	6.16	10.3	21.3	543	1892	47.2	23857	282	0.81
403.9	746	0.76	9.13	8.58	22.0	311	1789	26.5	25226	255	0.67
403.10	797	0.64	6.68	10.8	19.1	232	2109	37.2	27253	228	0.80
406.1	445	0.33	5.32	13.8	74.9	853	3819	64.4	32707	522	1.96
406.2	667	0.64	5.50	10.8	29.9	464	2361	46.6	31969	592	1.23
406.3	654	0.70	4.94	12.2	36.5	523	2790	25.0	31241	532	1.34
406.4	668	0.63	4.26	12.8	43.5	456	2509	27.8	30451	622	1.42
406.5	817	0.88	7.48	12.0	35.7	458	2198	59.0	30459	788	2.20
406.6	660	0.63	5.18	11.8	39.5	396	2373	21.1	31889	1085	1.73
406.7	785	0.72	4.78	12.8	45.5	352	2343	28.6	29961	729	1.76