

Министерство образования и науки Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Геолого-географический факультет
Кафедра минералогии и геохимии

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК

Руководитель ООП,

д-р геол.-мин. наук, профессор

Мел - А.И. Чернышов

« 2 » 06 2017 г.

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ

МИНЕРАЛОГИЯ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ
ЖИЛЫ «МИКА» КУКУРТСКОГО РУДНОГО УЗЛА
(ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

по основной образовательной программе подготовки магистров
по направлению подготовки 05.04.01 - Геология

Батуева Сарюна Владимировна

Научный руководитель, ВКР
к.г.-м.н., доцент

Асочакова Е.М. Асочакова

«02» июня 2017 г.

Автор работы

студент группы № 02508

Батуева С.В. Батуева

Реферат

УДК [550.4.08:553.063:553.087]

Минералогия миароловых пегматитов жилы Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир): дис. ... маг.геол./ С.В. Батуева. – 65 с., 30 рис., 11 табл., 44 источника, 3 граф. прил.

Объект исследования – пегматитовая жила Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир), относящаяся к пегматитам миароловой формации.

Целью данной работы являлось определение вещественного состава и изучение типоморфных свойств минералов.

Исследования проводились для таких пороодообразующих и второстепенных минералов, как: полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин. В ходе исследования были применены и интерпретированы результаты термо- и рентгенолюминесцентного, дифракции отраженных электронов (EBSD-метод), рентгеноструктурного и растровой электронной микроскопии совмещенной с микрорентгеноспектральным анализом.

В ходе исследований был определен минеральный состав, а также выявлены типоморфные особенности пороодообразующих и второстепенных минералов жилы Мика.

Ключевые слова: миароловые пегматиты, Восточный Памир, полевой шпат, турмалин, Кукуртский рудный узел, типоморфизм.

Тема работы:

Минералогия миароловых пегматитов жилы Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир).

Защищаемые положения:

1. Жила Мика имеет зональное строение, где выделяются следующие зоны: плагиоклаз – микроклиновья, микроклиновья графической и апографической структуры, блокового кварца и кварц-клевеландит-лепидолитовая с полихромным турмалином.

2. Типоморфные характеристики минералов (полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин) указывают на редкометалльную специализацию пегматитов при образовании которых немаловажную роль играли активность флюида, щелочность среды и аутометасоматические процессы.

НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геолого-географический факультет

УТВЕРЖДАЮ

Руководитель ООП

Геология полезных ископаемых

по направлению 05.04.01 Геология

А.И. Чернышов

« 10 » 11 20 16 г.

ЗАДАНИЕ

по подготовке выпускной квалификационной работы магистра

студенту **Батуева Сарюна Владимировна** группы **02508**

1. **Тема работы** Минералогия миароловых пегматитов Кукуртского узла Восточного Памира (Таджикистан)
2. **Цель и содержание работы** Изучение минерального состава пегматитовых жил в пределах Кукуртского узла, с установление минералогической зональности пегматитовой жилы, в зависимости от особенностей химического состава и структуры полевых шпатов, турмалина и слюд. Представлены и обобщены результаты исследования данных минералов методами рентгеноструктурного, рентгенолюминесцентного и микрорентгеноспектрального анализов.
3. **Перечень вопросов, решаемых по заданию заинтересованных организаций и их наименование нет**
4. **Обязательные графические приложения** Геологическая карта / схема Восточного Памира, Геологическая схема Кукуртского узла
5. **Сроки представления завершенной работы:**
 - рецензенту *за двенадцать дней до защиты*
 - научному руководителю ВКР *за восемь дней до защиты*
 - в ГЭК *за три дня до защиты*

6. Предзащита на кафедре *за четырнадцать дней до защиты*

7. **Консультанты по разделам работы** глава «Типоморфные особенности минералов» интерпретации рентгеноструктурного анализа – к.г.-м.н. Небера Т.С., аналитик ЦКП «АЦ ГПС» ТГУ, рентгенолюминесцентного анализа - к.г.-м.н. Борозновская Н.Н., аналитик ЦКП «АЦ ГПС» ТГУ

8. Дата выдачи задания «10» ноября 2016 г.

Научный руководитель ВКР

доцент кафедры минералогии и геохимии, к.г.-м.н Е.М. Асочакова
должность, место работы, инициалы, фамилия, подпись

Утверждено на заседании кафедры минералогии и геохимии

«9» ноября 2016 г. Протокол № 292

Задание принял к исполнению _____

Борозновская Н.Н. / 10.11.2016г.

Реферат

УДК [550.4.08:553.063:553.087]

Минералогия миароловых пегматитов жилы Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир): дис. ... маг. геол./ С.В. Батуева. – 65 с., 30 рис., 11 табл., 44 источника, 3 граф. прил.

Объект исследования – пегматитовая жила Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир), относящаяся к пегматитам миароловой формации.

Целью данной работы являлось определение вещественного состава и изучение типоморфных свойств минералов.

Исследования проводились для таких породообразующих и второстепенных минералов, как: полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин. В ходе исследования были применены и интерпретированы результаты термо- и рентгенолюминесцентного, дифракции отраженных электронов (EBSD-метод), рентгеноструктурного и растровой электронной микроскопии совмещенной с микрорентгеноспектральным анализом.

В ходе исследований был определен минеральный состав, а также выявлены типоморфные особенности породообразующих и второстепенных минералов жилы Мика.

Ключевые слова: миароловые пегматиты, Восточный Памир, полевой шпат, турмалин, Кукуртский рудный узел, типоморфизм.

Тема работы:

Минералогия миароловых пегматитов жилы Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир).

Защищаемые положения:

1. Жила Мика имеет зональное строение, где выделяются следующие зоны: плагиоклаз – микроклиновья, микроклиновья графической и апографической структуры, блокового кварца и кварц-клевеландит-лепидолитовая с полихромным турмалином.

2. Типоморфные характеристики минералов (полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин) указывают на редкометалльную специализацию пегматитов при образовании которых немаловажную роль играли активность флюида, щелочность среды и аутометасоматические процессы.

Содержание

Введение.....	6
I. Геологическое строение исследуемого региона.....	8
1.1 Физико-географический очерк.....	8
1.2 История геологического изучения.....	10
1.3 Тектоника и магматизм.....	11
1.4 Стратиграфия и история геологического развития.....	14
II. Специальная часть.....	17
2.1 Морфология и минеральные ассоциации жилы Мика.....	17
2.2 Типоморфные особенности минералов.....	29
2.2.1 Полевые шпаты.....	29
2.2.2 Кварц.....	40
2.2.3 Слюды.....	43
2.2.4 Турмалин.....	45
2.4 Специфика миароловых пегматитов.....	48
Заключение.....	50
Список литературы.....	53
Приложение 1 Рентгенограммы полевых шпатов жилы Мика	
Приложение 2 Рентгенограммы слюд жилы Мика	
Приложение 3 Результаты люминесцентного анализа кварца	

Введение

В последние годы Восточный Памир обозначился как новая крупная и уникальная по разнообразию видов камнесамоцветного сырья провинция. Кукуртский узел является одним из наиболее перспективных районов Восточного Памира на рудную минерализацию. Здесь в 70е-80е гг. обнаружено 15 пегматитовых жил с кристаллами топаза, цветных и полихромных турмалинов, воробьевита, аквамарина, гамбергита, данбурита, горного хрусталя, раухтопаза, мориона, скаполита и амазонита.

Основой выпускной квалификационной работы послужили материалы, предоставленные кандидатом геолого–минералогических наук, доцентом кафедры минералогии и геохимии НИ ТГУ С.И. Коноваленко, которые были собраны в рамках «Памирской экспедиции» в 2015 г.

Актуальность работы. Миароловые пегматиты следует рассматривать как возможный источник уникального по редкости коллекционного материала, представленного к тому же одиночными кристаллами и друзами. Исследуемая пегматитовая жила Мика не имеет аналогов в нашей стране и относится к наиболее перспективному на цветные турмалины промышленно-генетическому типу – миароловым альбит-микроклиновым зональным пегматитам с широким развитием графических структур и интенсивным проявлением лепидолитовой минерализации.

Структурные и примесные дефекты, непостоянство химического состава, неоднородности, связанные с порядком-беспорядком в кристаллической решетке, проявляющиеся в определенных условиях минералообразования – все это генетические признаки, которые позволяют решать ряд задач поисковой минералогии. Наиболее информативными минералами, проявляющими выраженные типоморфные особенности, являются «сквозные» минералы, образование которых возможно в широком диапазоне физико-химических условий, благодаря чему они могут появляться в разных генетических группах месторождений. В данной работе будут отражены характерные черты химического состава, кристаллохимические, структурные неоднородности основных породообразующих и второстепенных минералов для дальнейшего поиска и оценки пегматитов миароловой формации.

Объект исследования – пегматитовая жила Мика Кукуртского рудного узла (Восточный Памир), относящаяся к пегматитам миароловой формации.

Целью данной работы являлось определение вещественного состава и изучение типоморфных свойств минералов.

Тем самым, необходимо было выполнить **ряд задач**, а именно: исследовать вещественные, люминесцентные и структурные характеристики основных

породообразующих и второстепенных минералов миароловых пегматитов на предмет использования их в качестве поискового критерия.

Для этого были применены следующие методы: растровая электронная микроскопия совмещенная с рентгеноспектральным анализатором, дифракция отраженных электронов (EBSD-метод), термо- и рентгенолюминесцентный и рентгеноструктурный анализы. Исследования проводились на базе ЦКП «Аналитического центра геохимии природных систем» ГГФ ТГУ. Аналитики профессор, д. ф.-м.н. Д.В. Лычагин; к.г.-м.н., с.н.с., Н.Н. Борозновская; к.г.-м.н., в.н.с. Т.С. Небера; магистрант 1 г.о. А.П. Корнева, магистрант 2 г.о. А.Е. Марфин.

По результатам проведенных исследований сформулирован *ряд защищаемых положений:*

1. Жила Мика имеет зональное строение, где выделяются следующие зоны: плагиоклаз – микроклиновая, микроклиновая графической и апографической структуры, блокового кварца и кварц-клевеландит-лепидолитовая с полихромным турмалином.

2. Типоморфные характеристики минералов (полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин) указывают на редкометалльную специализацию пегматитов при образовании которых немаловажную роль играли активность флюида, щелочность среды и аутометасоматические процессы.

Апробация результатов проводилась на VII всероссийской научно-практической конференции «Геология в развивающемся мире» (ПГУ, г. Пермь, 2017 г.); на IV Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике (БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ).

Автор выражает благодарность своим научным руководителям: к.г.-м.н., доценту Сергею Ивановичу Коноваленко и к.г.-м.н. доценту Евгении Михайловне Асочаковой за проявленное терпение и неоценимую помощь в написании данной работы. Также автор благодарит весь ныне существующий преподавательский состав кафедры минералогии и геохимии за чуткое отношение к студентам и непосредственно за помощь.

I Краткий геологический очерк строения региона

1.1 Физико–географический очерк

Изученные пегматиты находятся в пределах Кукуртского узла на территории Восточного Памира. Административно район исследований расположен в пределах Горно–Бадахшанской автономной области Республики Таджикистан (рисунок 1). С юга и запада Памир оконтурен глубоко врезанной долиной р. Пяндж, по которой проходит граница Таджикистана с Афганистаном. Северная граница – Алайская долина, восточная – Сарыкольский хребет.

Памиро-Гималайский регион является частью Средиземноморского внутриконтинентального подвижного пояса. Мегаяс прослеживается с запада на юго-восток на расстояние более 3000 км, обрамляя с севера Индостанский щит. Он имеет отчетливое линейно-зональное строение, обусловленное последовательной миграцией с севера на юг горно-складчатых сооружений, относимых соответственно к варисцидам, ранним киммеридам, поздним киммеридам и альпидам [27].

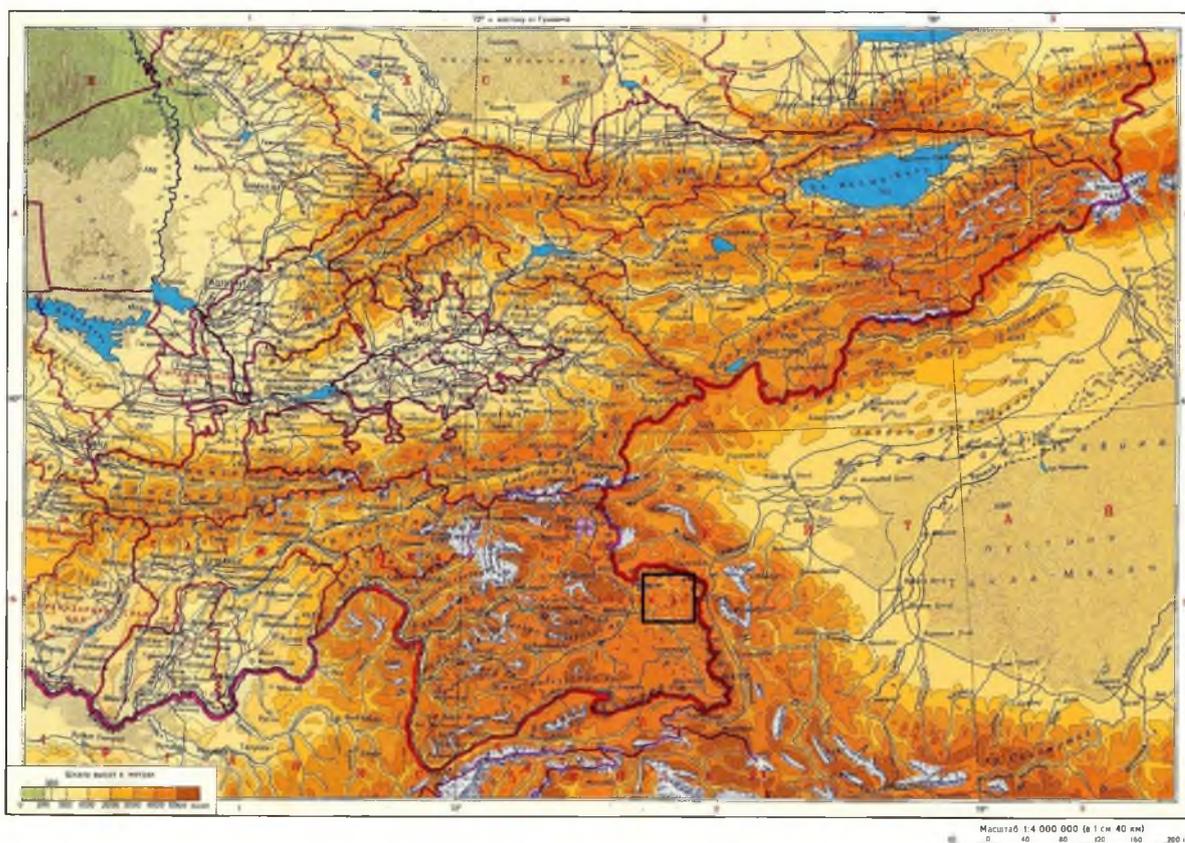


Рисунок 1 - Физико–географическая карта изучаемого района
Примечание - Черным прямоугольником выделена территория исследуемого района

Восточная часть Памира представляет высокое нагорье, в пределах которого плоские днища долин лежат на высоте 4–5 км, а горы возвышаются на 1–2 км. Гребни гор не резки, долины широки, и в них протекают медленные реки, а в котловинах лежат соленые озера. Памир является горным узлом, где сочленяются окончания трех крупных складчатых сооружений азиатской ветви Тетиса, протягивающиеся с двух сторон: Куэнь-Лунь и Каракорум с юго-востока, Гиндукуш – с юго-запада. Эти сооружения образуют в совокупности крутую дугу, обращенную своей выпуклой стороной к северу [5].

Климат Восточного Памира высокогорный, суровый, резко континентальный, замкнутые котловины которого способствуют застою охлажденного воздуха. Из-за географического положения, в субтропическом поясе зимой здесь преобладают массы воздуха умеренных широт, летом — тропические. Средняя температура января на высотах около 3600 м — 17,8° С. Зима длится с октября по апрель включительно. Абсолютные минимумы температур достигают — 50° С. Лето короткое и холодное. Летние температуры не поднимаются свыше 20° С. Средняя температура июля 13,9° С. В долинах Мургаба, Оксу, в бессточных впадинах (озеро Каракуль и др.) распространены многолетнемерзлые горные породы.

Площадь современного оледенения около 8400 км². Крупнейшие центры оледенения — хребты Академии Наук, Заалайский, Рушанский и Северо-Аличурский, Язгулемский, Петра Первого, Дарвазский и Зулумарт. На рассматриваемой территории преобладают небольшие долинные, склоновые и каровые ледники. Современное оледенение значительно уступает древнему, как по размерам отдельных ледников, так и по общей площади их распространения, охватывающей почти весь Памир.

На Восточном Памире на пространствах с выположенным рельефом господствует ландшафт холодной высокогорной пустыни и каменистого высокогорья. Древесная растительность полностью отсутствует. Растения низкорослые, приспособившиеся к суровым условиям местообитания. На плоских днищах долин и котловин и на сухих горных склонах растут приземистые кустики терескена, растения-подушки, памирская пижма, астрагал, местные виды полыни и луков, развиты ирисовые и мятликовые формации редкотравных степей. По дну наиболее увлажнённых долин распространены осоковые и кобрезиевые луга — сазы. Фауна Восточного Памира бедна. Характерны: горный баран — архар, сурок длиннохвостый, пищуха большеухая, заяц тибетский; из птиц — тибетская горная индейка, тибетская копытка, серпоклюв, тибетский ворон, рогатый жаворонок, снежный гриф и др [44].

1.2 История геологического изучения

Геологическое исследование Памира было начато еще в конце XIX в. Д.Л. Ивановым, И.В. Мушкетовым, К.И. Богдановичем и продолжено в начале XX в. Д.В. Наливкиным, В.П. Ренгартеном, В.И. Поповым. В 30-х гг. здесь работала Таджикско–Памирская экспедиция в послевоенные годы обширные исследования выполнены геологической службой Таджикистана, АН СССР и другими организациями. Тематическими исследованиями по магматизму на Памире занимались А.М. Месхи, В.И. Буданов, А.И. Проскурко и др.

Исследованиями по тектонике Памира занимались П.Д. Виноградов, Д.В. Наливкин, М.М. Кухтиков, которые в период с 1956-1959гг. опубликовали несколько работ по тектонике данного региона и разработали схемы тектонического районирования Памира. В 1959-1961 гг. Памирской ГРЭ были проведены тематические работы по тектонике Памира, которые осуществлялись Б.П. Бархатовым и Г.Г. Мельником. В результате данных работ в 1962г. была составлена тектоническая карта Памира в масштабе 1: 500 000 с объяснительной запиской к ней [28].

В дальнейшем, в 60-е годы, изучением тектоники Памира занимались В.И. Дронов, А.Х. Кафарский, М.С. Дюфур, Э.Я. Ливен, С.С. Карапетов, С.В. Руженцев, В.А. Швольман и др. Составлена тектоническая схема Памира в масштабе 1:100 000 и объяснительная записка к ней. В 1970-1980г.г. А.Л. Копылов и др. проводили тематические работы, с целью составления прогнозно-металлогенической карты Памира масштаба 1:500 000, как части Металлогенической карты Центральной Азии. В результате проведенных работ составлены: металогеническая, структурно – формационная и прогнозная карты Памира в масштабе 1:500 000.

В итоге проведенных работ значительная часть территории Памира покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000. Для этих площадей составлены кондиционные геологические карты масштаба 1:50 000, карты полезных ископаемых и другие специальные карты и схемы.

В 90-е годы в связи с распадом Советского Союза, прекращением финансирования, оттоком подавляющего количества специалистов, работы на Памире были почти приостановлены. Но, несмотря на вышеуказанные трудности, геологи Памирской экспедиции ни одного дня не прекращали работы. В период с 1992-1998 гг были проведены геологоразведочные работы на Рангульском месторождении россыпного золота, на месторождении цементного сырья Нижнего Ванча. Составлены несколько геологических отчетов по результатам ранее проведенных, но незавершенных полевых работ [44].

1.3 Тектоника и магматизм

Кукуртский самоцветный узел расположен в восточной части субширотного Музкол-Рангульского антиклинория, в пределах его Шатпутского купола. Здесь осевую часть и южное крыло антиклинория занимает Нагаракумский массив альпийских гранитов, который простирается восточнее на сопредельную территорию Китая [25].

Остальная часть купола сложена в основном породами музкольского зонального метаморфического комплекса, возраст пород которого обычно датируется палеозоем-мезозоем, но для ядерной части комплекса допускается и докембрийский возраст.

Наблюдается постепенный переход от зеленосланцевой, на периферии купола, к амфиболитовой фации метаморфизма в его ядерной части. Взгляды исследователей относительно возраста метаморфизма противоречивы и варьируют от представлений об одноактном – докембрийском или альпийском – метаморфизме до мнения о его полицикличности [23].

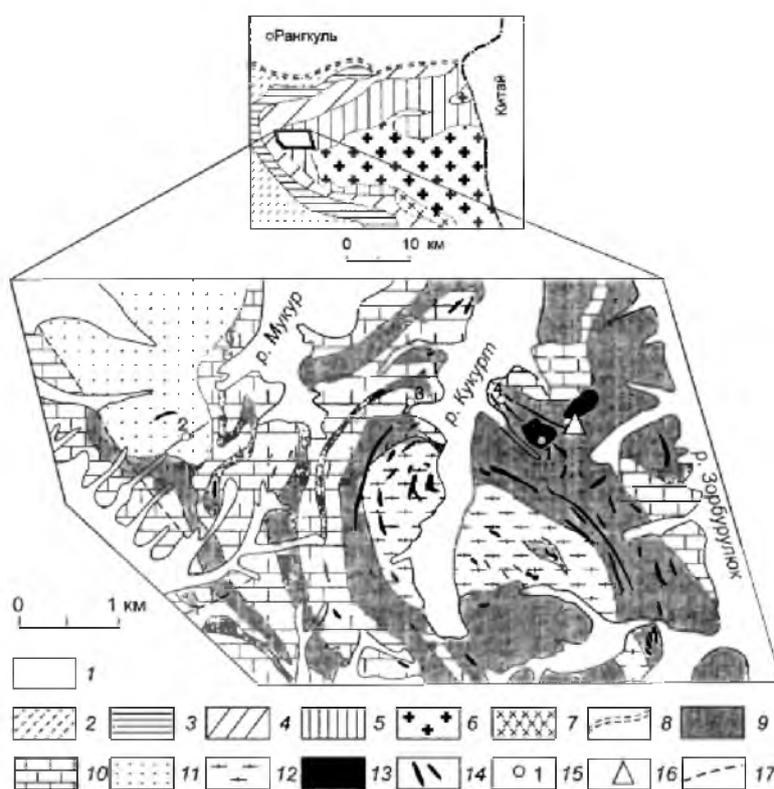


Рисунок 2 - Схема геологического строения Кукуртского узла [13]

1 – четвертичные отложения; 2-5 – зоны метаморфизма; 6 – альпийские гранитоиды шатпутского комплекса; 7 – диориты; 8 – граница складчатой зоны Ц.Памира; 9-11 – метаморфиты музкольского комплекса (мезозой): 9 – разнообразные гнейсы и сланцы, 10-мраморизованные известняки и мраморы, 11-кварциты; 12-гнейсограниты зорбурулюкского комплекса (палеозой); 13-метагабброиды (палеозой); 14-альпийские жильные гранит-пегматиты, аплиты, пегматиты; 15-пегматитовые жилы (1-Амазонитовая, 2-Мика, 3-Дорожная, 4-Пегматит-3); 16-м-ние скаполита Кукурт; 17-тектонические нарушения.

По характеру геологического строения, район исследования представляет собой область альпийской тектоно-магматической активизации докембрийского фундамента и его фанерозойского чехла [10]. Главным структурным элементом является Музкол-Ранкульский антиклинорий, относящийся к типу необращенных первичных структур, наследующих древнее геоантиклинальное поднятие. Антиклинорий построен метаморфическими породами музкольской серии, ограниченными с севера и юга краевыми разломами. Вдоль его северной границы на него надвинут Акбайтальский синклинорий. Это сложная приразломная структура – пакет тектонических чешуй, сложенных фрагментами почти всех фанерозойских систем: от кембрия до неогена [21].

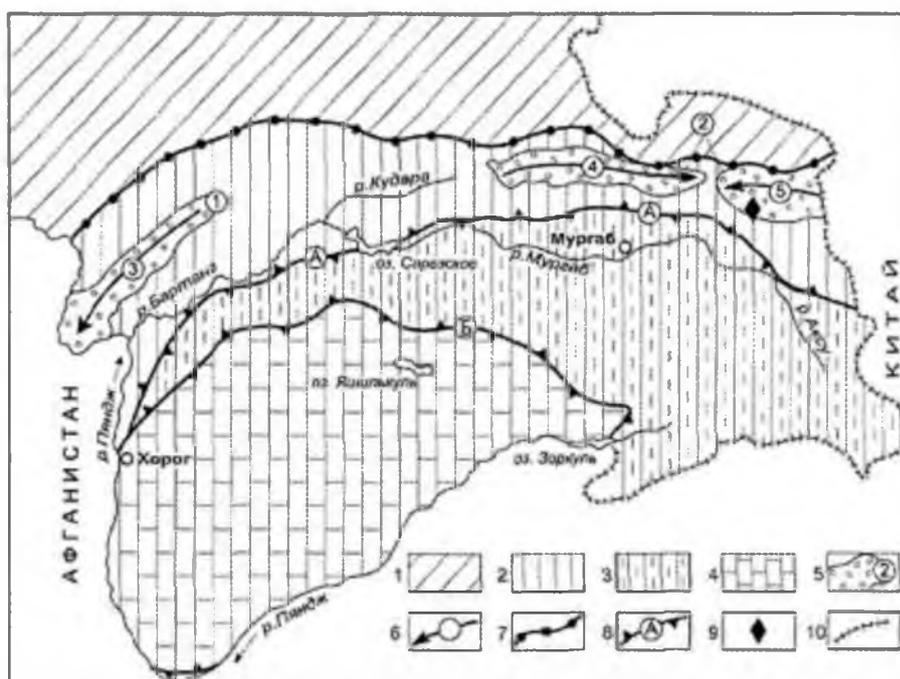


Рисунок 3 - Тектоническая схема Памира [27]

1 - герцинская Северопамирская складчатая система, 2 - Центральный Памир, 3 - Юго-Восточный Памир, 4 - Юго-Западный Памир, 5 - Фундамент Центрального Памира, цифры в кружках метаморфические серии 1-шпадская, 2 - музкольская. 6 - антиклинории, стрелка указывает направление погружения шарнира: 3 - Ванч-Язгулемский, 4-5 - Музкол-Ранкульский, 7 - разломы между складчатыми системами, Ванч-Акбайтальский, 8 - разломы между тектоническими зонами: А - Рушано-Пишартский, Б - Гунт-Аличурский, 9 - месторождение Снежное, 10 - Государственная граница на востоке проходит по осевой части Сарыкольского хребта.

В западной части Шатпутского купола, в верховьях р. Кукурт, в ядре Кукуртской антиклинали обнажаются гнейсограниты зорбурулюкского магматического комплекса нижнего палеозоя. Вблизи них в биотит-амфиболовых гнейсах залегают несколько небольших тел раннепалеозойских метагабброидов кукуртского комплекса [13]. Юго-

восточнее тела зорбурулюкских гнейсогранитов. Кукуртская антиклиналь проплавляется альпийскими гранитами шатпутского комплекса, с которыми генетически связаны гранит-пегматиты, жильные граниты, аплиты, аплит-пегматиты и собственно пегматиты. Массив гранитов вытянут в субширотном направлении, достигая на границе с Китаем 20 км.

Преобладают резкие контакты гранитов с метаморфическими породами, но имеют место и постепенные переходы, например, между гранитами и зорбурулюкскими гнейсогранитами в верховьях р. Зорбурулюк. В пределах массива часто встречаются реликтовые пласты и пачки метаморфитов, а в его экзоконтактах часто развиты мигматиты, гранитогнейсы [4].

Наибольшее количество разнообразных жильных образований, связанных с шатпутскими гранитами, наблюдается в западном экзоконтакте массива в долине р. Кукурт и на ее водоразделах с соседними водотоками, т.е. в пределах собственно Кукуртского самоцветного узла. Гранит-пегматиты, жильные граниты, аплиты и пегматиты встречаются в единых зонах, жильных сериях, но максимальная удаленность от гранитов характерна все же для пегматитовых тел, часть из которых содержит миаролы с камнесамоцветной минерализацией [25].

Зона Восточного Памира возникла на месте краевых сопредельных частей двух палеозойских зон. Северная ее часть, до широты р. Мургаб – Бартанг, имеет в качестве фундамента южную окраину зоны герцинской складчатости Северного Памира. Остальная, более южная часть Центрально-Памирской зоны представляет область, где герцинская складчатость либо не проявилась, либо проявилась в очень слабой степени. По своей общей структуре зона Восточного Памира представляет синклинорий, сформировавшийся в течение мезозойско–кайнозойского тектонического этапа. В структуре синклинория сильно сказывается влияние присутствия соседних антиклинорий, выразившееся в основном в образовании двух систем надвигов, направленных в сторону синклинория [1].

В той части зоны Восточного Памира, которая прилегает к Северо–Памирскому антиклинорию, преобладают надвиги южного направления. В южной части зоны, примыкающей к Памиро–Гиндукушскому антиклинорию, все надвиги направлены с юга на север. Возникновение надвигов связано в основном с неогеновыми движениями, но некоторые из них, вероятно, существовали в конце триаса. На некоторых участках наблюдается пересечение обеих систем надвигов и здесь возникают узкие зоны особенно сильных нарушений [28].

Вдоль южной границы антиклинорий взброшен на толщи разновозрастных пород: от ордовика до юры включительно – Пшартский антиклинорий. Пегматитовые тела

залегают в экзоконтакте массива шатпутских гранитов среди разнообразных осадочно-метаморфических пород: гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, песчаников, мраморов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой метаморфических фаций. Среди пегматитов шатпутских гранитов выделяется две морфогенетические разновидности: мощные зональные секущие жилы среди метаморфических пород; и мелкие шширообразные ветвящиеся жилы в дайкообразных телах шатпутских гранитов [13].

1.4 Стратиграфия и история геологического развития

Исследуемая пегматитовая жила Мика залегает среди кварцитов и песчаников бурулюкской свиты.

Бурулюкская свита (PR₁) – по р.Зор-Бурулюк, В.Памир, Музкольский хребет и горные породы южнее оз.Рангуль. Сложена кварцитами с прослоями кварцево-сланцевых сланцев, мраморов, метапесчаников, метадиабазов, метатиффов кислого, среднего и основного составов. Мощность до 1200 м, в долине р. Шатпут в верхах свиты имеется 300-метровая толща конгломератов; гальки представлены метаморфическими породами музкольской серии и сцементированы дистен-биотитовыми сланцами. Принадлежность конгломератов к стратиграфическому подразделению не выяснена. Одни считают контакты конгломератов тектоническими, другие – стратиграфически согласными. Стратиграфическое подразделение представляет собой верхнюю свиту музкольской серии. Согласно залегает на сарыджилгинской свите, контакт – тектонический [33].

В геологической истории Памира различаются догеосинклинальный и последующий геосинклинальный мегаэтап. К древнейшим образованиям геосинклинального мегаэтапа относятся вулканогенно-осадочные породы амфиболитовой, а также зеленосланцевой фаций, деформированные и метаморфизованные в байкальском геотектоническом цикле. В обеих мегазонах в венде возобновились погружения и стали накапливаться толщи кварцево-аркозовых песчаников и глинистых сланцев [5].

Палеозойские отложения широко развиты в северной части зоны, где они представлены очень мощными толщами метаморфизованных пород нижнего, среднего и верхнего палеозоя. На верхнепалеозойской толще с резким угловым несогласием залегают отложения нижнего триаса. В южной части зоны имеются только верхнепалеозойские отложения, на которых триасовые отложения залегают с перерывом, но без углового несогласия. Мощный комплекс преимущественно морских мезозойских отложений суммарной мощностью более 9 км, развит главным образом в юго-восточной части Памира. Перерывы и несогласия в толще мезозойских отложений часты, но

распространены они обычно на очень небольших площадях. Имеются несогласия между триасовыми и юрскими отложениями, внутри толщи юры, внутри нижнего мела, между мелом и неогеном [6].

Контуры прогиба Восточного Памира вполне четко намечаются по распространению триасовых и юрских отложений и распределению их фаций. Однако начало формирования прогиба следуют, вероятно, относить к палеозойскому времени, хотя непосредственной преемственности между палеозойским и мезозойским этапами развития этой территории пока не представляется возможным установить. Палеозойская история зоны Восточного Памира отличается большой сложностью.

На рубеже девона и карбона континентальная кора Восточно-Памирской мегазоны подверглась растяжению и стала проницаемой для извержения лав и туфов кислого и основного состава. В конце раннего карбона, сильное сжатие привело к «закрытию» трога, внедрению плагиогранитов и формированию сложной изоклинально-складчатой и шарьяжно-надвиговой структуры [28].

Сильное горизонтальное растяжение происходило в Рушанско-Пшартской зоне, где к перми и триасу принадлежат мощные граувакковые, карбонатно-кремнисто-вулканогенные толщи с лавовыми потоками, силами и дайками базальтового и пикрит-базальтового состава. Нижнетриасовая ингрессия моря была ограничена пределами юго-восточной и, может быть, центральной части Памира. Северная и юго-западная его окраины в мезозое никогда полностью морем не покрывались. Погружение зоны Центрального Памира в эпоху нижнего и среднего триаса прерывалось поднятиями отдельных участков. В конце среднего и в верхнем триасе прогибание было устойчивым.

На рубеже триасового и юрского периодов почти вся зона была охвачена кратковременным, но весьма энергичным поднятием и складкообразованием, после чего опять возобновились нисходящие движения и осадконакопление в морских условиях. Характерной особенностью тектонического режима юрского периода является развитие дифференциальных подвижек морского дна. В течение этого периода море полностью не покидало территорию зоны и полностью ее не занимало. Поднятия отдельных участков, сопровождавшиеся нередко глубоким размывом, образованием новых структур и иногда излияниями эффузивов, происходили в течение лейаса, в конце бата, в середине келловоя. Локальные прогибы и поднятия проявились в основном в южной части Центрального Памира, палеозойский фундамент которой не был дислоцирован. В эпоху нижнего мела вся описываемая зона была вовлечена в поднятие, которое явилось общим для всей Каракорумской структурно – фациальной зоны [6].

В зоне Юго-Восточного Памира юра выражена мелководными карбонатными отложениями. В конце юры вся Южная мегазона испытала позднекиммерийские деформации сжатия и поднятие. Однако в начале мела в ней возникло несколько более узких приразломных прогибов. На Юго-Восточном Памире толщи включают лавы и туфы кислого состава. В этой зоне в мелу и палеогене формировались массивы гранитоидов. Палеоцен и эоцен, отделенные от меловых отложений перерывом, выражены толщами пестроцветных конгломерато-песчано-глинистых отложений с прослоями мергелей и известняков, а также вулканитами андезитового и липаритодацитового состава. Разрез завершают несогласно залегающие толщи базальтов и трахибазальтов и грубообломочных континентальных отложений олигоцена-миоцена [39].

В конце палеогена и неогене Южно-Памирская мегазона подверглась интенсивному сжатию, вызванному, вероятно, давлением со стороны Индостанской литосферной плиты. Мел-палеогеновые толщи были смяты и вместе с более древними комплексами испытали надвигово-покровные деформации и смещения со сдвигами. Сжатие и воздымание Южной мегазоны сопровождалось становлением массивов гранитоидов. В дальнейшем, в процессы горизонтального сжатия и смещения масс к северу были постепенно вовлечены Северо-Памирская, а также фундамент и чехол Памиро-Алайской зоны и Южно-Таджикской впадины [6].

II Специальная часть

2.1 Морфология и минеральные ассоциации жилы Мика

Жила Мика расположена на Восточном Памире в центральной части Рангкульского антиклинория, на восток от пос. Мургаб. Представляет собой пегматитовую жилу, относящуюся к формации миароловых пегматитов [15]. Форма пегматита жильная, плитообразная с одним крупным раздувом. По простиранию прослежена на 600 м при мощности от 5 до 25 м в раздуве. Пегматитовая жила является секущей по отношению к вмещающим породам, представленными кварцитами. Залегание ее крутое, угол падения 75°.

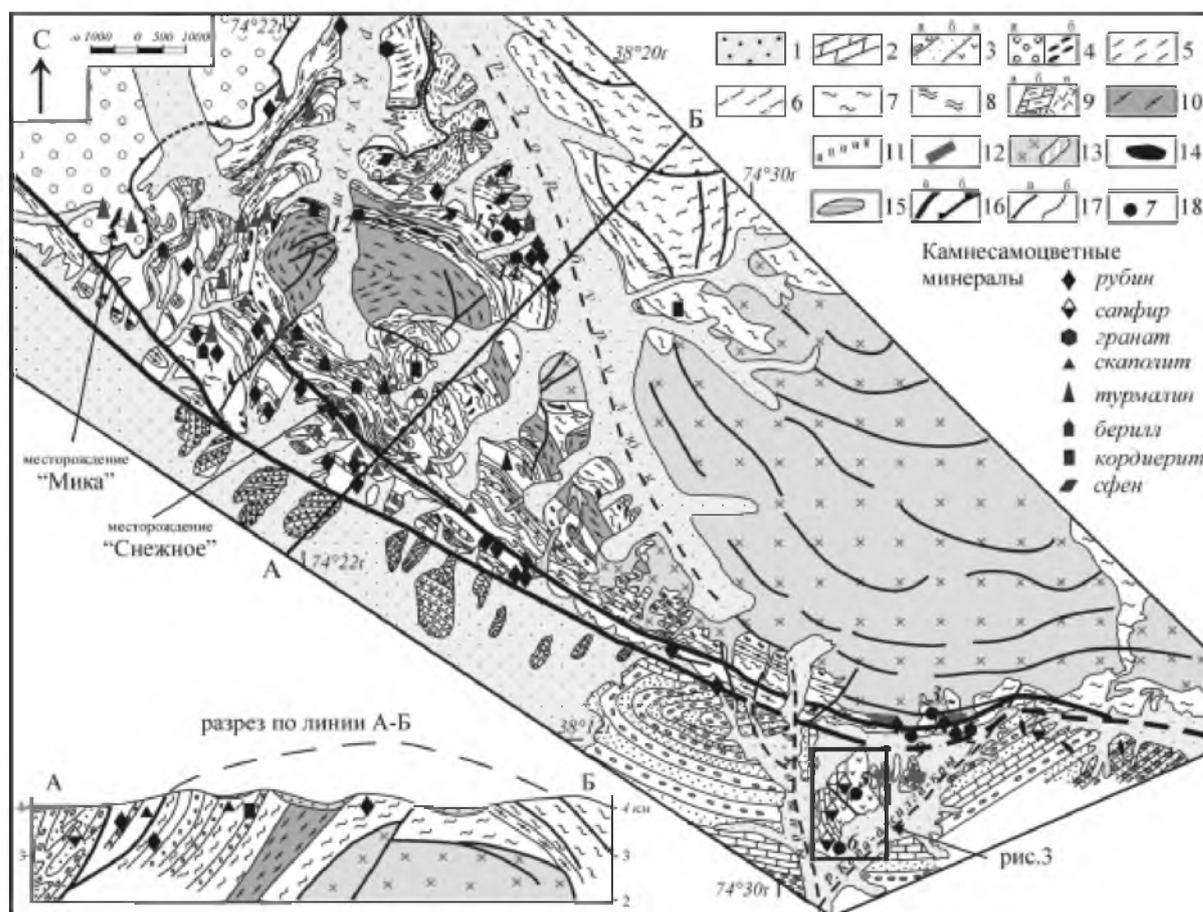


Рисунок 4 - Геологическая карта Кукуртского камнесамоцветного узла (западная часть Шатпутского выступа) [25]

1 - четвертичные отложения, 2-3 - слабометаморфизованные пермо-триасовые отложения, 2 - мрамора, 3а-конгломераты, 3б - песчаники и алевролиты, 3в - вулканиты; 4-8 - образования музкольской серии: 4 - метапесчаники (4а) и метаконгломераты (4б), 5 - биотитовые сланцы, 6 - высокоглиноземистые гнейсы, 7 - биотитовые гнейсы, 8 - биотит-амфиболовые гнейсы; 9 - карбонатные породы: а-мрамора, б - силикатные мрамора, в-брекчированные; 10 - гранито-гнейсы зорбурулюкского комплекса; 11 - диоксидовые породы; 12 - дайки сиенитов (посткладчатые); 13 - граниты и жилы Шатпутского комплекса, 14 - пегматиты; 15 - щелочные габбро; 16 - сдавиги-сброс (а), сброс (б); 17 - структурные линии (а) и геологические границы (б); 18 - номера точек корундовой минерализации.

Наибольший интерес представляет зона раздува, где строение пегматита зональное и проявлен мощный замещающий комплекс. Внутреннее строение жилы зональное, выделяются следующие зоны: 1) плагиоклаз-микроклиновая с шерлом; 2) микроклиновая с графической и апографической структурой, интенсивно альбитизирована, содержит много шерла; 3) блокового кварца; 4) кварц-клевеландит-лепидолитовая с полихромным турмалином и топазом.



Рисунок 5 – а) Струйчатая графика, б) Блоковый КПШ на границе с полостью

Многочисленные миароловые полости распространены практически во всех зонах, кроме первой. Полости содержат самые разнообразные по цвету кристаллы турмалина – отчетливо выделяются шерл, рубеллит и полихромные турмалины (рис. 5).

В миаролах с турмалином выявлены мелкие короткопризматические кристаллы топаза бледно-желтого цвета размеров $4 \times 2 \times 2$ см. Топазы отличаются хорошо выраженными кристаллографическими формами, блестящими гранями. Сечение их приближается к квадратному, грани головок развиты равномерно. В полостях топаз находится совместно с полихромным турмалином, рубеллитом, микроклином, клеветандитом, морионом, флюоритом, апатитом, гамбергитом. Наиболее крупные кристаллы выявлены в грейзеновой зоне, сложенной кварц-лепидолитовым агрегатом. Кристаллы отмечены как в полостях этой зоны, так и в сплошной массе лепидолита. Размеры не превышают 8 см в длину и 4 см в поперечнике. В сечении они квадратные, на головках кристаллов сильно развит пинакоид, грани пирамид диэдра выражены слабо. Грани призм блестящие, головки корродированны, иногда встречаются кристаллы с идеально выраженными гранями головок. В грейзеновой зоне топаз находится в парагенезисе с лепидолитом, морионом, микроклином, ростеритом, зеленым апатитом, с

характерным для этой зоны турмалином, внешняя оболочка которого черная, внутреннее ядро малинового или розового цвета. В большинстве случаев цвет топазов в полостях бледно-желтый, редко бледно-голубой.



Рисунок 6 – Кристаллы топаза

Шерл – отмечается во всех зонах, наиболее широко распространен в зальбандах пегматитовой жилы, где встречаются сильнотрещиноватые кристаллы с плохо сохранившимися кристаллографическими формами. Размеры кристаллов достигают 30 см в длину и 10 см в сечении. В меньшем количестве шерлы отмечены в зоне замещающего комплекса. Формировались они на ранней стадии образования пегматитовой жилы и в полостях являются затравками для роста на них цветных разновидностей. Черный турмалин находится в этой зоне в плотном клевеландитовом агрегате, кристаллы сильно трещиноваты, изъедены растворением, в полости они переходят в полихромные турмалины. В грейзеновой зоне на последних стадиях пегматитового процесса шерл в виде игольчатых кристаллов образовался на гранях лепидолита, мориона, полевого шпата, топаза. В этой же зоне отмечается нарастание его на кристаллы рубеллита, шерл при этом образует внешние зоны призм и головки кристаллов. Такие кристаллы очень эффектны в поперечных срезах – центральная часть малинового цвета, облекается тонкой зоной черного турмалина. Типичный парагенезис турмалинов в грейзеновой зоне: кварц, лепидолит, микроклин, клевеландит, топаз, ростерит, реже встречаются апатит, барит, танталит [30].



Рисунок 7 – Кристаллы турмалина

Примечание – слева (а) шерл, справа (б) рубеллит

Рубеллит встречается в виде хорошо образованных кристаллов. Цвет их преимущественно розовый разных оттенков, редко встречаются кристаллы красного цвета. Облик кристаллов длиннопризматический, нередко наблюдаются рубеллиты с совершенными головками на обоих концах. Максимальные размеры кристаллов достигают 10 см по длине и 4 см в поперечнике. Крупные рубеллиты содержат мелкие трещины, мутины, пузырьки газовой-жидких включений. Бездефектные кристаллы имеют длину до 4 и 1 см в поперечнике, мелкий материал, преобладающий в полостях, имеет сечение 2-3 мм.

Среди рубеллитов выделяются два типа: кристаллы гексагонального облика, в сечении шестиугольной формы и тригональные призматические, сечение у них сферическое, треугольное. На головках развиты грани пирамид, часто наблюдается моноэдр. Иногда встречаются мелкие кристаллы рубеллита с зелеными, или бирюзово-синими головками. В некоторых кристаллах на призме чуть ниже головки отмечается тонкая зеленая полоска [30].

С помощью растровой электронной микроскопии, совмещенного с рентгеноспектральным микроанализатором, исследовались взаимоотношения минералов непосредственно в самом образце. Были отобраны следующие образцы из различных комплексов: обр. №15-111, представленный друзовым комплексом с лепидолитом, альбитом и рубеллитом; обр. №15-112 – грубозернистый пегматит с топазом и морионом; обр. № 15-143 – шерл – мусковитовый комплекс.

Образец №15-111 (рис.5) был разбит на 4 участка, в каждом из которых, в среднем, снималось по 5-6 спектров (рис.6). По результатам анализа на участках 1, 2, 3, 4 спектры по химическому составу соответствуют альбиту, микроклину, а также лепидолиту, в трещинках которого (участок 1- спектр 4, 6; участок 2 - спектр 7; участок 3 – спектр 3, 4; участок 4 – спектр 2) находится значительное содержание Cs.

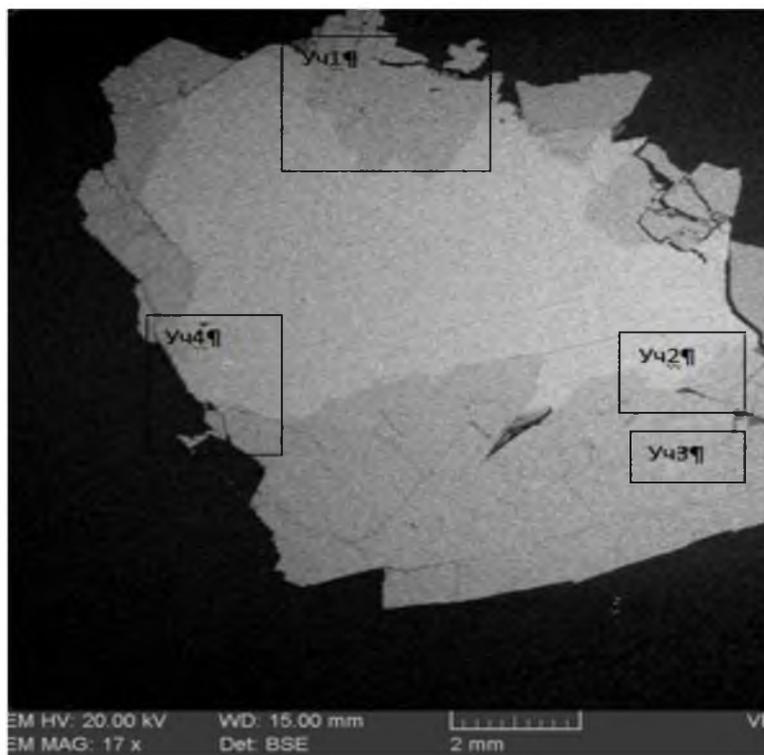


Рисунок 8 - Образец 15-111

Примечание – черным прямоугольником выделены анализируемые участки

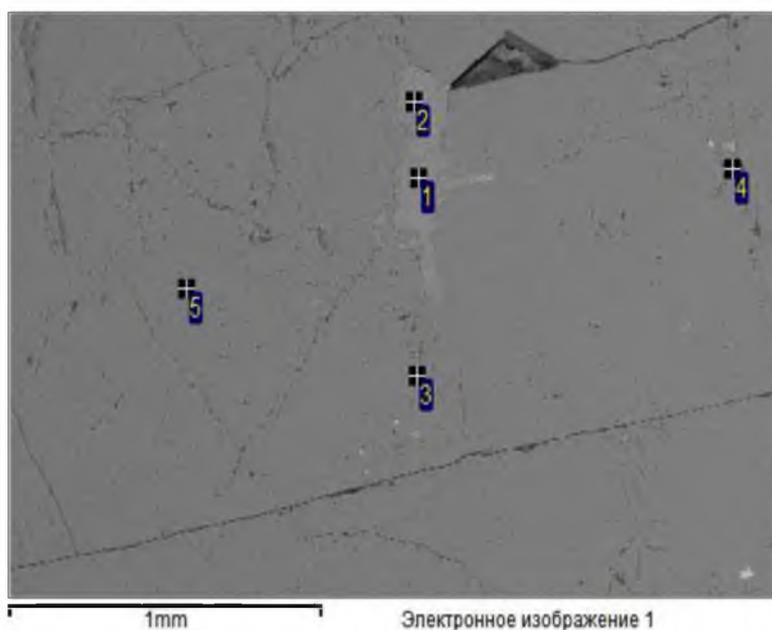


Рисунок 9 - Образец 15-111

Примечание - точками указаны анализируемые спектры:
1,2 - лепидолит, 3-4 - Cs-лепидолит, 5-альбит

Образец №15-112 также был разбит на 4 анализируемых участка (рисунок 10). В каждом из которых, в среднем, снималось по 6-7 спектров (рисунок 8). По результатам анализа, в исследуемом комплексе присутствует альбит, микроклин, кварц, колумбит-танталит, топаз, спессартин, циркон. Необходимо отметить, что циркон прослеживается в двух генерациях: циркон первой генерации в виде удлиненно-призматических зерен, без каких либо примесей и второй генерации – значительно обогащенный Hf (порядка 4%) и кубического габитуса.

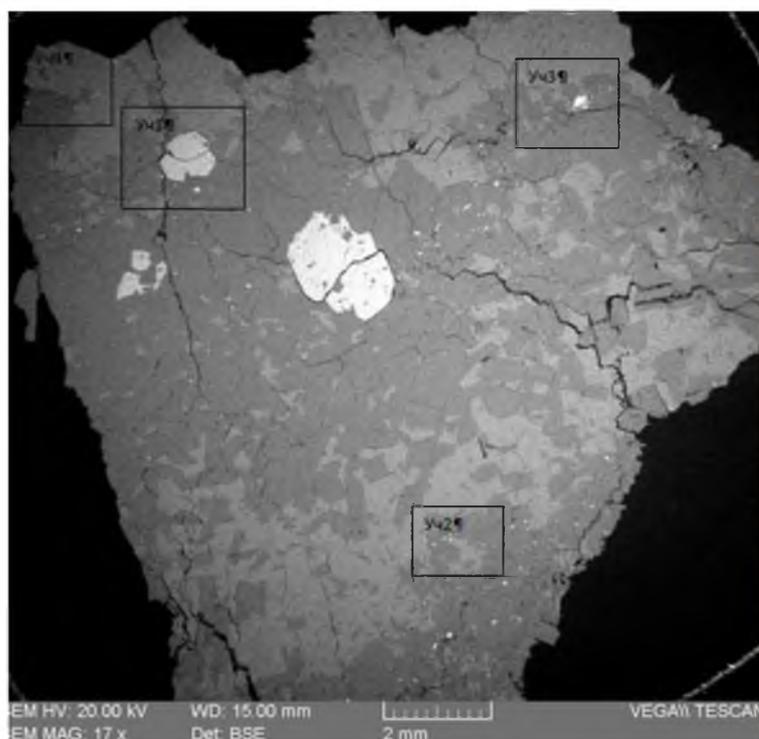


Рисунок 10 – Образец 15-112

Примечание – черным прямоугольником выделены анализируемые участки

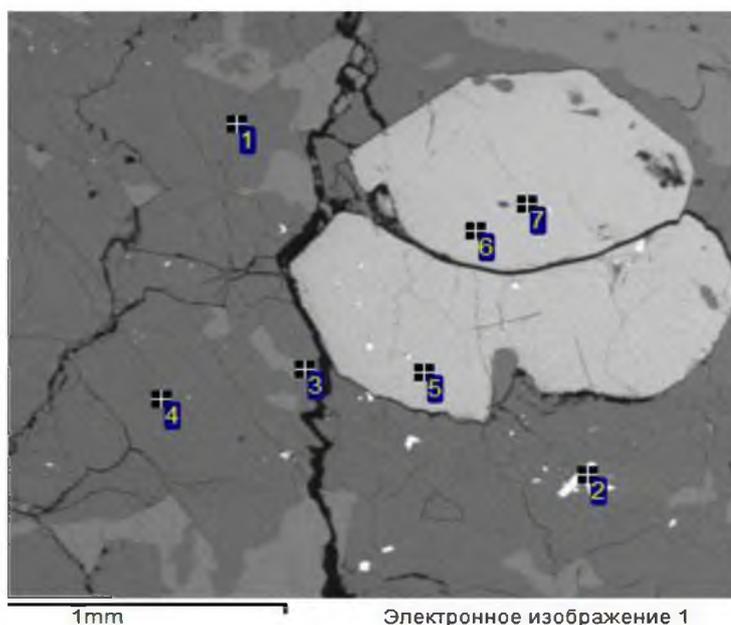


Рисунок 11 - Образец 15-112

*Примечание - точками указаны анализируемые спектры:
1,4-альбит, 2,7-циркон, 3-микроклин, 5,6-спессартин.*

В образце №15-143 анализу подверглись 5 участков (рисунок), в каждом из которых снималось 5-6 спектров. Диагностированы следующие минералы: ортоклаз, альбит, кварц, шерл, лепидолит, касситерит. На рис.10 представлены спектры шерла и кварца в виде графических сростаний. В матрице (наполнителе) – шерл, во включениях – неправильные, крючкообразные зерна кварца. Минерал с химическим составом TiO_2 – 58.81, NbO –20.51, SnO – 3.49, Al_2O_3 – 0.69, SiO_2 – 0.5, Sc_2O_3 – 0.31 не идентифицирован.

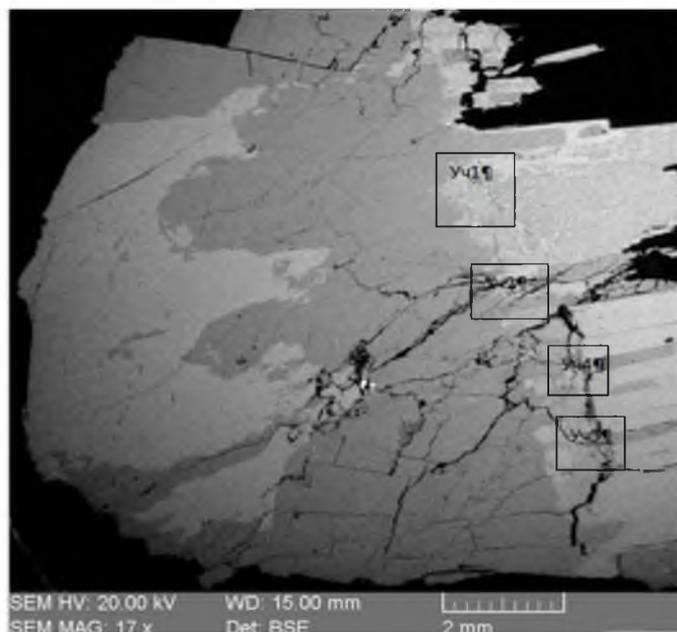


Рисунок 12 – Образец 15-143

Примечание – черным прямоугольником выделены анализируемые участки

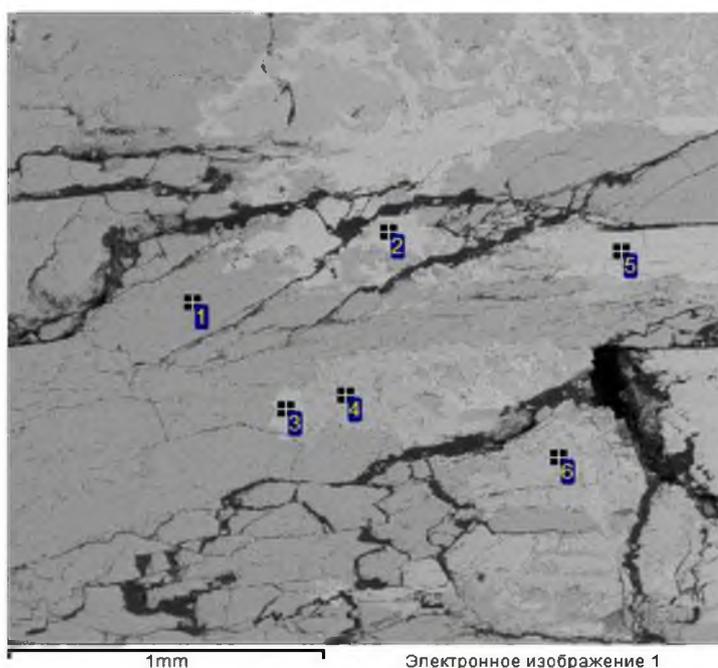


Рисунок 13 - Образец 15-143 (Участок 2)

*Примечание - точками указаны анализируемые спектры:
1 - альбит, 2,3 - микроклин, 4,5,6 - шерл.*

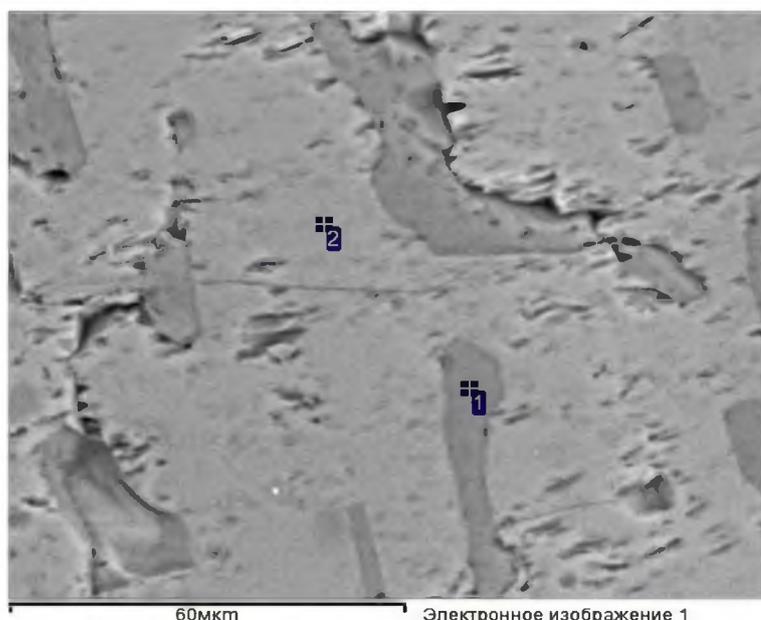


Рисунок 14 - Образец 15-143 (Участок 3)

Примечание - точками указаны анализируемые спектры:
1 - кварц, 2 - шерл.

Химический состав полевых шпатов, исследуемых с помощью растровой электронной микроскопии, совмещенной с рентгеноспектральным анализатором представлен в таблице 1. Полевые шпаты друзового комплекса представлены сравнительно чистыми ортоклазами и альбитами, в значительной степени обогащенные цезием. В околомияроловом комплексе присутствуют структуры замещения – пертиты К-На состава. Полевые шпаты шерл–мусковитового комплекса представлены калиевым полевым шпатом (ортоклазом) и альбитом, а также характерно незначительное содержание анортитовой молекулы.

Таблица 1 – Химический состав полевых шпатов жилы Мика

Компоненты	Образец №15-111 (друзовый комплекс)										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	67,32	67,37	68,11	64,15	64,61	66,22	67,49	69,08	67,67	65,94	19,54
Al ₂ O ₃	18,84	19,10	19,16	21,20	20,88	19,01	19,11	17,22	18,07	18,86	11,53
CaO	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-	0,22	-
Na ₂ O	11,33	11,43	11,59	-	-	11,18	11,42	-	-	11,11	-
K ₂ O	0,17	-	-	10,14	9,98	-	0,15	10,55	10,77	0,15	68,62
Cs ₂ O	-	-	-	0,81	0,85	-	-	-	0,74	-	-
Сумма	97,66	97,90	99,03	96,30	96,32	96,41	98,17	96,85	97,25	96,28	99,69

Продолжение к таблице 1

Компоненты	Образец №15-112 (околомиароловый комплекс)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	68,44	64,78	67,82	63,60	64,83	68,15	68,53	65,16	66,21	63,08
Al ₂ O ₃	18,75	17,07	18,41	16,84	18,18	19,54	19,44	18,36	18,69	17,68
CaO	-	-	-	-	-	0,24	-	-	-	-
Na ₂ O	11,54	0,86	11,54	0,54	1,31	11,54	11,49	1,2	11,27	1,52
K ₂ O	0,17	15,47	-	14,75	14,79	0,24	0,2	15,13	0,46	14,17
Сумма	98,90	98,18	97,77	95,73	99,11	99,71	99,66	99,85	96,63	96,45

Продолжение к таблице 1

Компоненты	Образец №15-143 (шерл-мусковитовый комплекс)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,81	64,45	64,65	62,09	61,62	62,56	65,08	61,83	64,44	64,74
Al ₂ O ₃	17,49	19,02	18,44	17,27	17,32	19,19	18,64	17,26	18,78	18,87
CaO	-	-	0,39	-	-	1,55	0,29	-	0,66	0,57
Na ₂ O	1,00	10,31	10,45	0,73	0,70	9,66	10,74	1,12	10,45	10,34
K ₂ O	14,82	0,15	0,16	15,46	15,54	0,25	0,2	14,9	0,22	0,26
Сумма	95,12	93,93	94,09	95,55	95,18	93,21	94,95	95,11	94,55	94,78

Дифракция отраженных электронов (EBSD-метод)

В работе использовался метод электронной микроскопии с использованием энерго-дисперсионного анализатора и определения химического состава вещества с точностью до 0,1 вес.% и расчета эмпирических формул минералов с соответствующей минеральной ассоциацией, а также метод дифракции отраженных электронов (EBSD-метод), позволяющий определить локальный фазовый анализ вещества, аналогично рентгеновскому фазовому анализу, с одновременным определением кристаллографической ориентации зерен соответствующих минералов. На данном участке представлено зерна двух минералов: калиевого полевого шпата и кварца.

Таблица 2 - Доля минералов

Название минералов	Доля фазы (%)	Количество фаз
КПШ К($AlSi_3O_8$)	23.66	969
Кварц	1.83	75
Нулевые решения	74.51	3052

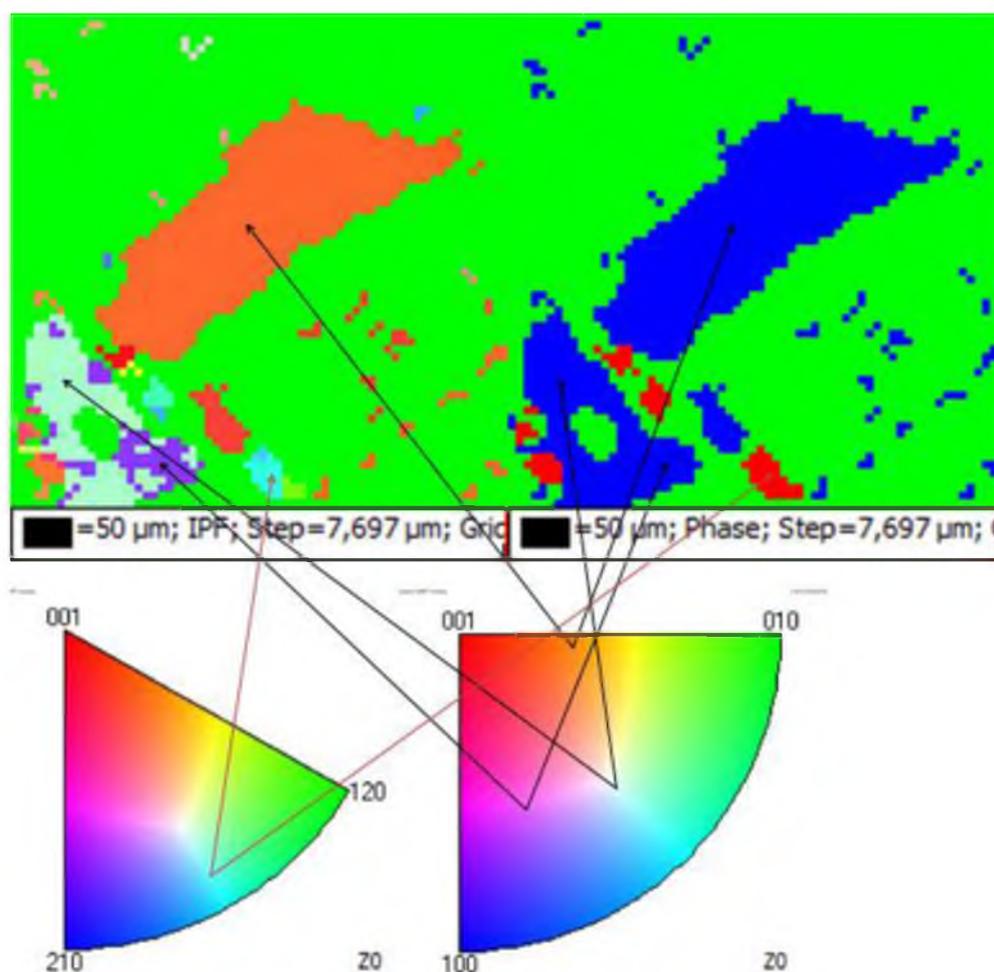


Рисунок 15 - Зерна минералов и их кристаллографическая ориентировка

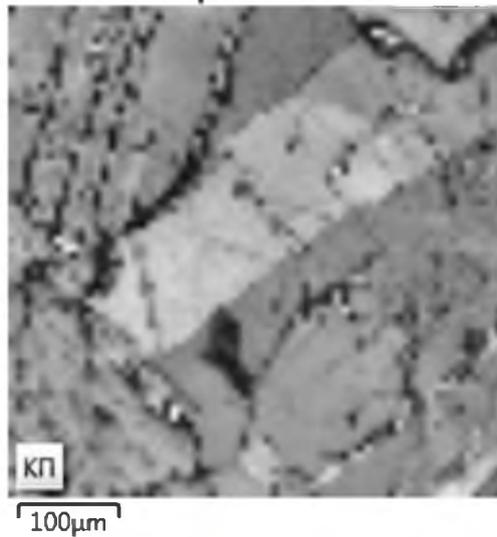


Рисунок 16 - Режим ориентационного контраста

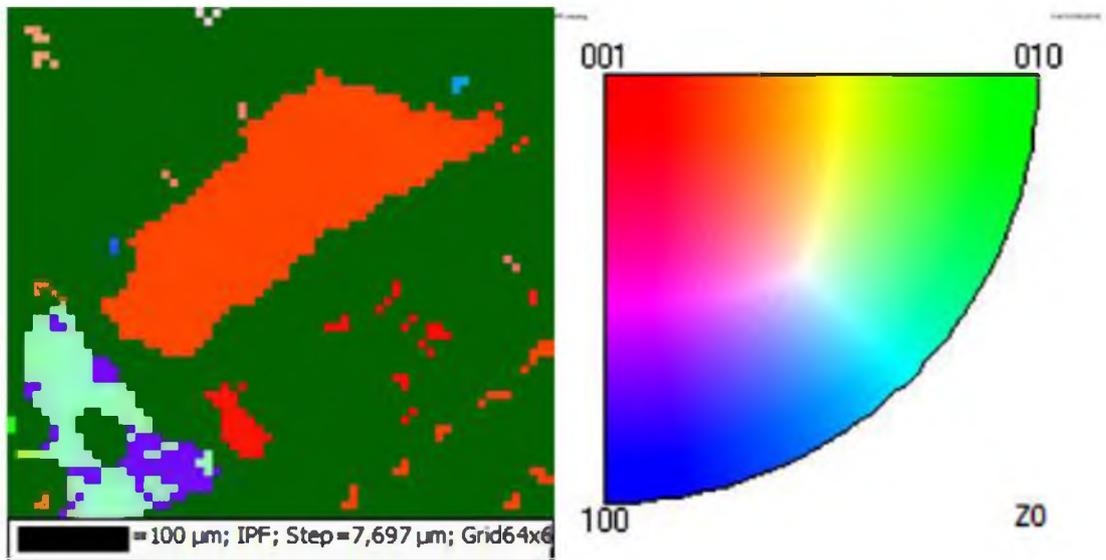


Рисунок 17 - Подслой полевого шпата с ориентациями зерен согласно полюсной фигуре

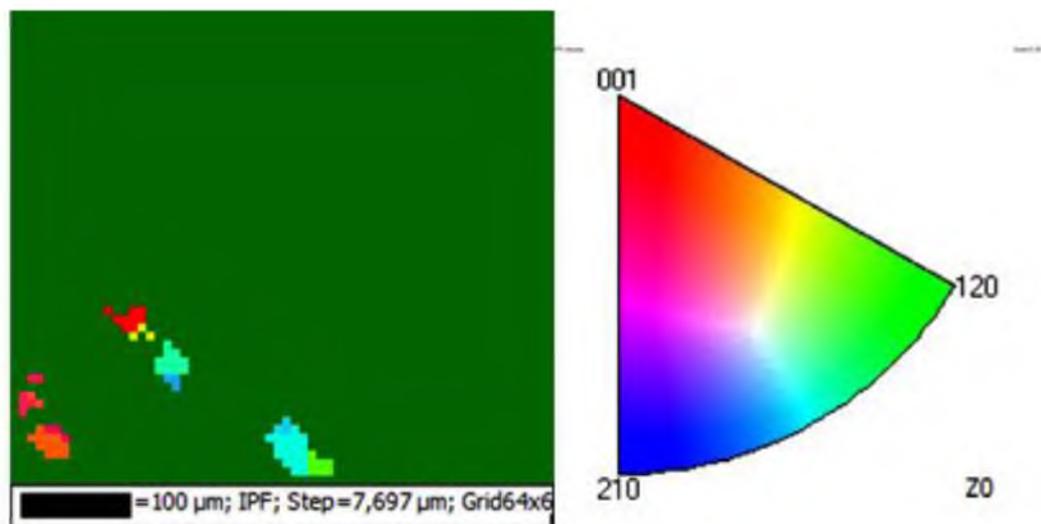


Рисунок 18 - Подслой кварца с ориентациями зерен согласно полюсной фигуре

В режиме ориентационного контраста видны зерна различно-ориентированных

минералов (рис.16). Подслои зерен полевого шпата представлен на рис.17, зерна полевого шпата имеют различную ориентацию, соответствующей цветам на обратной полюсной фигуре. На рис. 18 представлен подслои зерен кварца зерна разнообразных оттенков, которые соответствуют цветам на обратной полюсной фигуре и имеют различную ориентацию.

Кроме рассмотренных выше минералов EBSD-методом были идентифицированы зерна альбита и микроклина (рисунок 19). Пространственная позиция зерен крупнозернистого фрагмента определяется ориентировкой индивидов, развернутых относительно друг друга вокруг оси [100] (ось Z нормально поверхности аншлифа).

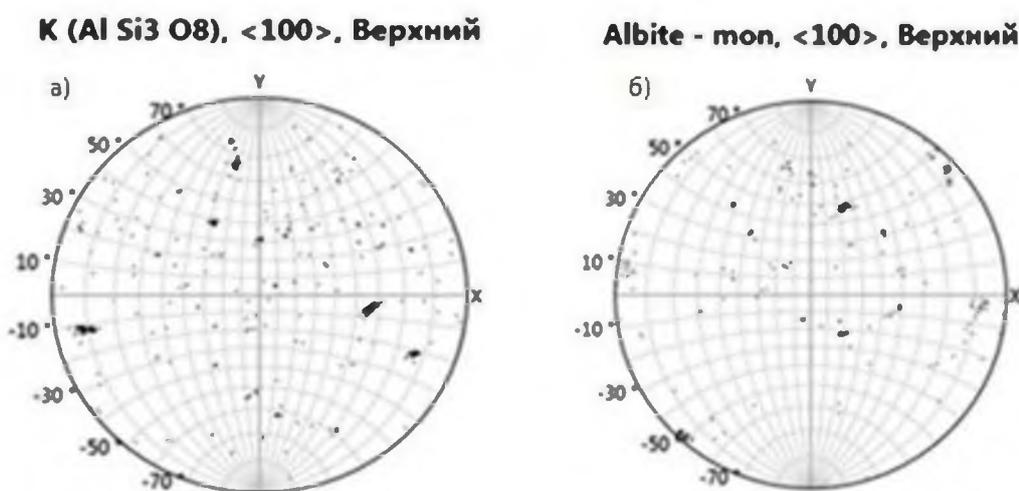


Рисунок 19 - Обратная полюсная фигура микроклина (а) и альбита (б)

Таким образом, результаты, полученные методом дифракции отраженных электронов, подтверждают данные рентгеноструктурного микроанализа и дают дополнительную информацию о кристаллографической ориентации зерен минералов. Также результаты дают возможность при увеличении объема экспериментальных данных установить кристаллографические соотношения между фрагментами зерен одного минерала или между минералами одной минеральной ассоциации.

2.2 Типоморфные особенности минералов

2.2.1 Полевые шпаты

Типоморфизм полевых шпатов исследован с помощью рентгеноструктурного, микрорентгеноспектрального, термо- и рентгенолюминесцентного анализов. Полевой шпат – главный породообразующий минералов пегматитов, слагающий 50-70% объема тела и представлены калиевым полевым шпатом – микроклином, реже ортоклазом, и кальциево-натриевым – альбитом. Основная роль принадлежит микроклину и альбиту, образующихся практически на всех этапах формирования пегматитовых тел.

Калиевые полевые шпаты

Особенности химического состава калиевых полевых шпатов.

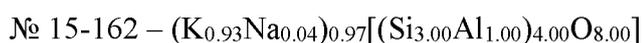
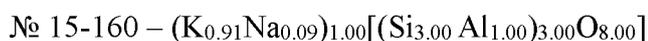
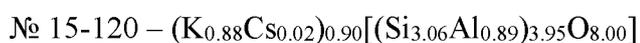
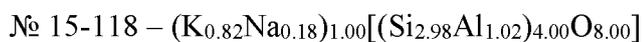
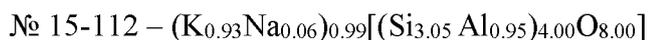
Калиевый полевой шпат (КПШ) является одним из главных породообразующих минералов гранитных пегматитов и относится к типичным «сквозным» минералам. Химический состав КПШ отличается большой изменчивостью ввиду разнообразных изоморфных замещений в структурной позиции калия. Такие замещения чутко отражают вариации химизма минералообразующей среды. Состав КПШ несет в себе ценную генетическую информацию как один из важнейших индикаторных признаков развития пегматитового процесса [8].

Для определения типоморфных особенностей химического состава КПШ на рентгеноспектральном микроанализаторе были исследованы образцы различных структурно-минералогических комплексов. Калиевые полевые шпаты были диагностированы в пределах краевой и графической зоны полевошпатового комплекса, а также блоковой.

Таблица 3 - Состав калиевых полевых шпатов (масс. %) по результатам микрорентгеноспектрального анализа.

	15-112	15-114	15-118	15-120	15-160	15-162
SiO ₂	65.04	66.88	64.92	65.81	67.00	65.14
Al ₂ O ₃	16.95	18.66	18.58	18.57	18.85	18.09
Na ₂ O	0.7	0.85	2.12	-	1.02	0.49
K ₂ O	15.52	15.80	14.09	14.83	16.04	15.74
Rb ₂ O	-	0.76	-	-	-	-
Cs ₂ O	-	-	-	0.94	-	-
Сумма	98.21	102.95	99.71	100.15	102.4	99.47

На основании полученных данных (таблица 3) рассчитаны кристаллохимические коэффициенты и на их основе составлены аналитические формулы минералов.



Расчет миналов (таблица 4) позволил наглядно продемонстрировать вариации состава исследуемых полевых шпатов на тройной диаграмме $Na[AlSi_3O_8] - K[AlSi_3O_8] - Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Таблица 4 - Содержание миналов, в %

	K[AlSi₃O₈]	Na[AlSi₃O₈]
15-112	93	6
15-114	91	7
15-118	82	18
15-120	88	0
15-160	91	9
15-162	93	4

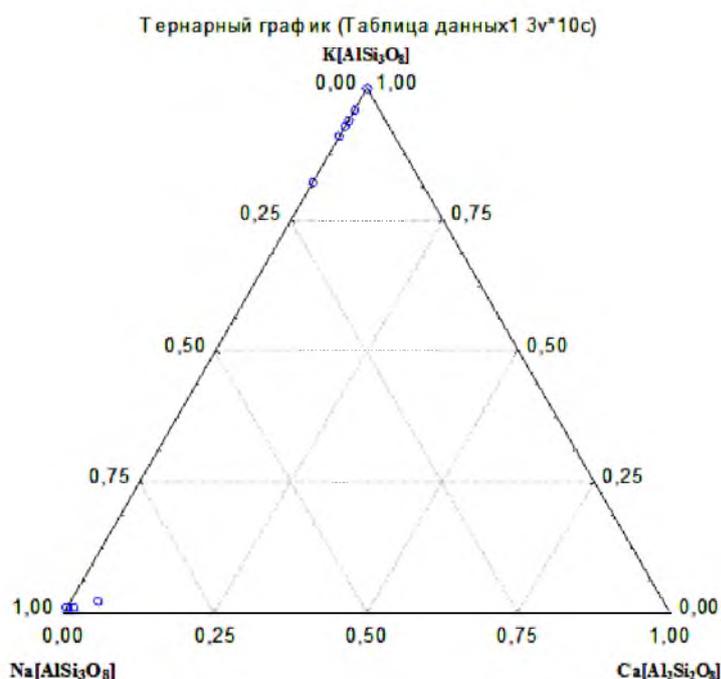


Рисунок 20 - Треугольная диаграмма состава полевых шпатов

Микрорентгеноспектральный анализ выявил различные вариации содержания К–Na, встречаются как чисто калиевые полевые шпаты, так и пертитовые К–Na полевые шпаты. Rb и Cs в природе тесно ассоциируют с К, Na, Li; близость ионных радиусов Rb и К обуславливает тесную геохимическую связь этих элементов и их накопления структуре КПШ [14].

Особенности структуры калиевых полевых шпатов. Полевые шпаты исследовались методом порошковой дифрактометрии, в результате чего получена серия характеристик, описывающих их структурное состояние. Метод порошковой дифрактометрии используется для определения валового состава пертитов, состава калиевой фазы, структурного состояния (определение степени триклинности и упорядоченности) [7].

При изучении полевых шпатов наибольший интерес вызывает характер распределения алюминия и кремния по кристаллографическим позициям. Полностью неупорядоченными считаются такие, у которых, атомы алюминия статистически распределены по кристаллографическим тетраэдрическим позициям. Упорядоченными считаются полевые шпаты, у которых атомы алюминия занимают строго определенную кристаллографическую позицию.

В зависимости от состава и Al-Si – упорядоченности К-Na полевые шпаты могут быть моноклинными или триклинными. На рентгенограммах триклинных щелочных полевых шпатов по сравнению с моноклинными наблюдается расщепление дифракционных максимумов 131 и 130 [40].

Для определения состава К–Na полевых шпатов и, соответственно, содержания ортоклаза для ортоклазовой и микроклиновой серий, были использованы следующие формулы:

$$O_{\Gamma} = - 87.69 * 2\theta_{201}^{\circ} + 1930.77$$

$$O_{\Gamma} = - 92.19 * 2\theta_{201}^{\circ} + 2031.77$$

Подставив необходимые значения в данную формулу, получаем следующее, в %: для ортоклазовой серии содержание ортоклаза варьируется в пределах 86.02–87.95; микроклиновой серии - 87.00–87.02. Тем самым, количество натрия, изоморфно входящего в структуру калиевого полевого шпата равняется 13-14%.

Отклонение решетки триклинных калиевых полевых шпатов от моноклинной сингонии может служить характеристикой Al-Si упорядоченности. Степень триклинности ($\Delta\rho$) определяется по расщеплению дифракционных максимумов 131 и $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$.

Для моноклинных полевых шпатов $\Delta\rho=0$, для максимально упорядоченных $\Delta\rho = 1.0$. В изучаемых образцах калиевых полевых шпатов степень триклинности $\Delta\rho = 0.918$, степень моноклинности (Δz) варьирует в пределах $0.81 - 0.93$.

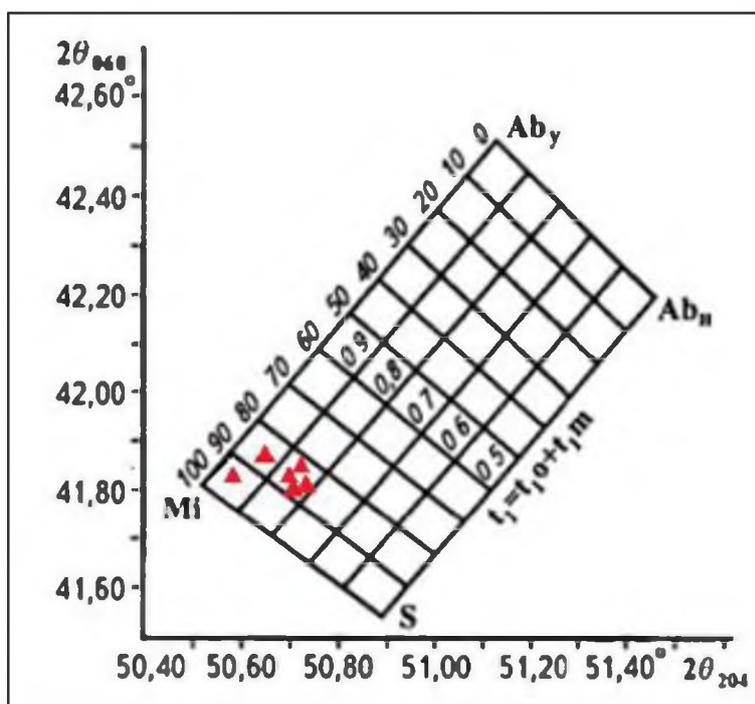


Рисунок 21 - Диаграмма положения структурных типов исследуемых КПШ.

Примечание - красным цветом выделена область рассматриваемых КПШ.

Для определения структурного состояния использовался метод «трех пиков» Райта [7]. На диаграмму $2\theta_{\bar{2}04} - 2\theta_{060}$ нанесены линии соответствующих значений. Расчеты Al-Si распределения по T – позициям полевошпатовой структуры проводились по графикам Г.Г. Афоной и др. [16]. Для исследованных полевых шпатов вычисляется приблизительное значение коэффициента z и степень рентгеновской триклинности $\Delta\rho$. На полученных рентгенограммах зафиксированы максимумы интенсивности на линиях 060 , 204 , 130 , $\bar{1}\bar{3}\bar{0}$, $\bar{2}\bar{0}\bar{1}$.

$$Alt_{10} = \frac{1 + \Delta z + \Delta 2\rho}{4};$$

$$Al t_{1m} = \frac{1 + \Delta z - \Delta 2\rho}{4};$$

$$Alt_{2m} = Alt_{20} = \frac{1 - \Delta z}{4}.$$

Диагностировано, что в исследуемых образцах полевой шпат представлен главным образом калиевым полевым шпатом, а именно ортоклазом.

Таблица 5 - Результаты рентгеноструктурного анализа КПШ

	15-49	15-112	15-114	15-116	15-160	15-162
$2\theta(060)$	41.8597	41.7929	41.8125	41.7895	41.8530	41.8857
$2\theta(\bar{2}04)$	50.7582	50.6992	50.7772	50.754	50.6377	50.5926
$2\theta(\bar{2}01)$	21.0273	21.0785	21.052	21.0367	21.0719	21.0952
$2\theta(130)$	-	-	-	-	-	23.31
$2\theta(\bar{1}\bar{3}0)$	-	-	-	-	-	24.048
$\Delta 2\theta(130 - \bar{1}\bar{3}0)$	-	-	-	-	-	- 0.738
Or %	86.89	82.396	87.948	86.062	80.852	87.003
Δz	0.88	0.85	0.81	0.811	0.93	1.00
Δp	0	0	0	0	0	0.918
Al t ₁₀	0.471	0.462	0.452	0.453	0.482	0.709
Al t _{1m}	-	-	-	-	-	0.209
Al t _{2m} = Al t ₂₀	0.03	0.0375	0.0475	0.0472	0.0175	
$\sum t_1$	0.849	0.846	0.802	0.803	0.934	0.998

Плагиоклазы

Особенности химического состава плагиоклаза. Наряду с калиевыми полевыми шпатами плагиоклазы являются одними из главных породообразующих минералов гранитных пегматитов всех формаций. Переменный состав и структурные особенности плагиоклазов несут определенную информацию об условиях образования и их последующего изменения.

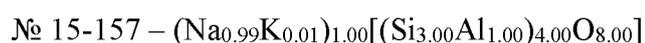
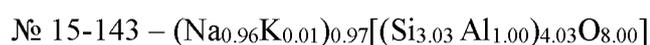
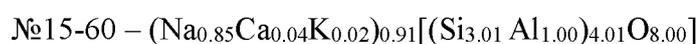
По результатам микрозондового анализа (Таблица 6) плагиоклаз был выявлен в пределах краевой (обр.15-157), двуполевошпатовой (обр.15-143), околомароловой (обр.15-111) и полостной (обр.15-60) зон.

Таблица 6 - Состав плагиоклазов (масс.%) по результатам микронзондового анализа.

	15-60	15-111	15-143	15-157
SiO ₂	69.42	69.58	68.16	68.86
Al ₂ O ₃	18.59	19.93	18.87	19.10
CaO	0.40	0.23	-	-
Na ₂ O	9.83	11.23	11.17	11.82
K ₂ O	0.27	0.22	0.22	0.18
Сумма	98.51	101.19	98.90	99.96

Далее по результатам анализа были рассчитаны кристаллохимические коэффициенты и на их основе составлены аналитические формулы минералов.

Кристаллохимические формулы:



На основе полученных данных был произведен расчет миналов (Таблица 7), значения которых вынесены на тройную диаграмму Na[AlSi₃O₈] - K[AlSi₃O₈] - Ca[Al₂Si₂O₈] (Рисунок 20).

Таблица 7 - Состав минального компонента(%) в плагиоклазах

№ пр	Na[AlSi ₃ O ₈]	K[AlSi ₃ O ₈]	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]
15-60	85	2	4
15-111	95	1	1
15-143	96	1	0
15-157	99	1	0

По содержанию миналовой молекулы образцы 15-60, 15-111, 15-143, 15-157 относятся к альбитам с незначительными примесями олигоклазовой и анортитовой составляющей.

Особенности структуры плагиоклазов. В плагиоклазах степень Al-Si упорядоченности оценивают по положению отдельных дифракционных максимумов 131 и $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$. Для характеристики упорядоченности используют индекс структурной упорядоченности (ИСУ). Для упорядоченных разновидностей ИСУ равен 100, для неупорядоченных – 0.

Таблица 8 - Результаты рентгеноструктурного анализа плагиоклаза

	15-60	15-111	15-165
$2\theta(113)$	50.6258	50.7527	50.6821
$2\theta(\bar{2}04)$	51.1816	51.3301	51.2315
$\Delta 2\theta(\bar{2}04 - 113)$	0.5558	0.5774	0.5494
$2\theta(131)$	31.2728	31.3642	31.2680
$2\theta(\bar{1}\bar{3}1)$	30.1607	30.2480	30.1578
$\Delta 2\theta(131 - \bar{1}\bar{3}1)$	1.1121	1.1162	1.1102
Si/Al	2.8786	2.707	2.9293
n	3.129	7.903	1.799
t_{10}	0.7210	0.9052	0,9413
$\Delta Al = t_{10} - t_{1m}$	0.9431	0.901	0.928

Для наглядности приведу пример расчета индекса структурной упорядоченности для альбита № 15-60:

$$\bar{2}04 = 51,1816$$

$$113 = 50,6258$$

$$131 = 31,2728$$

$$\bar{1}\bar{3}1 = 30,607$$

$$\Delta 2\theta_{(131-\bar{1}\bar{3}1)} = 31,2728 - 30,607 = 1,1121$$

$$Si/Al = \frac{\Delta 2\theta - 0.9185}{-0.1260} = \frac{0.558 - 0.9185}{-0.1260} = 2.8786$$

$$n = \frac{300 - 100 * Si/Al}{\frac{Si}{Al} + 1} = \frac{300 - 100 * 2.8786}{2.8786 + 1} = 3.129$$

Подставив на номограмму (рисунок 22) вычисленные значения для всех плагиоклазов $\Delta 2\theta_{131-\bar{1}\bar{3}1}$ на ось ординат и номер плагиоклаза (n) на ось абсцисс, мы видим, что ИСУ составляет 1.0. Тем самым, рассматриваемые плагиоклазы можно отнести к полностью упорядоченным альбитам ($\Delta 2\theta_{131-\bar{1}\bar{3}1}$ изменяется от 1,11 до 1,12).

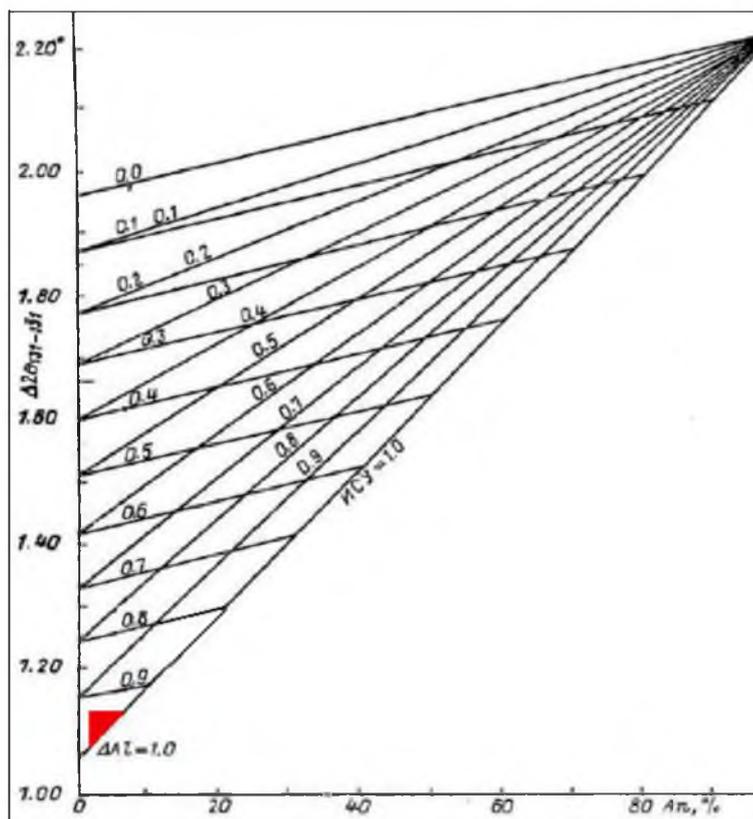


Рисунок 22 - Номограмма для определения ИСУ альбитов жилы Мика.

Особенности термо- и рентгенолюминесценции полевых шпатов. Полевые шпаты это сложная структурная система, включающая большое многообразие изоморфных и примесных элементов, катионных и анионных вакансий, примесно-вакансионных группировок и т.д., образующих большое количество дырочных центров, многие из которых являются оптически аномальными центрами.

В спектрах рентгенолюминесценции полевых шпатов известны следующие полосы излучения с соответствующими им центрами люминесценции, λ , нм: 285 (Pb^{2+}), 320-340 (Ce^{3+} , O^-), 400-420 (Eu^{2+} ; SiO_4^{3-}), 430-450 ($\text{SiO}_4^{3-} + \text{AlO}_4^{4-}$), 460-470 (AlO_4^{4-}), 560-570 (Mn^{2+}), 690-770 (Fe^{3+}), 880-890 (Cr^{3+}). Для спектра РЛ плагиоклаза характерными являются полосы излучения Pb^{2+} , Ce^{3+} , Eu^{2+} , SiO_4^{3-} , Mn^{2+} , Fe^{3+} ; для калиевых полевых шпатов – $\text{Pb}^{2+}(\text{Tl}^+)$, AlO_4^{4-} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . Наличие структур распада осложняет спектр, что фиксируется в спектрах РЛ ПШ появлением дополнительных полос [34].

Регистрация интегральной термолюминесценции (ТЛ) проводилась на установке, собранной по схеме, основанной на измерении постоянного тока. Нагревательный блок состоит из печи и регулятора температуры, измерение которой осуществляется с помощью хромель-алюмелевой термопары. Термопара вместе с нагревателем градуировалась по реперным веществам. Скорость нагрева образца линейна и составляет 3,8-4 °C в секунду [2].

Спектры рентгенолюминесценции (РЛ) снимались с помощью установки, собранной на базе хронометра МДР–12 с компьютерным управлением. Источником возбуждения служила рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с Мо-анткатодом. Спектральная область от 200 до 800 нм охватывалась благодаря использованию ФЭУ-100 и сменных дифракционных решеток с рабочими областями в диапазонах 200-500 нм и 350-1000 нм [2].

Явление люминесценции широко применяется в структурной минералогии при изучении характера изоморфных замещений, структурных особенностей примесных и дефектных центров, а также при исследовании типоморфных особенностей минералов. Для решения указанных задач было отобрано 10 монофракций полевого шпата различных структурно-минералогических комплексов: краевой зоны (15-49, 15-116), блоковой (15-114, 15-160, 15-162), околониароловой (15-111, 15-112, 15-165) и полостной (15-60, 15-141).

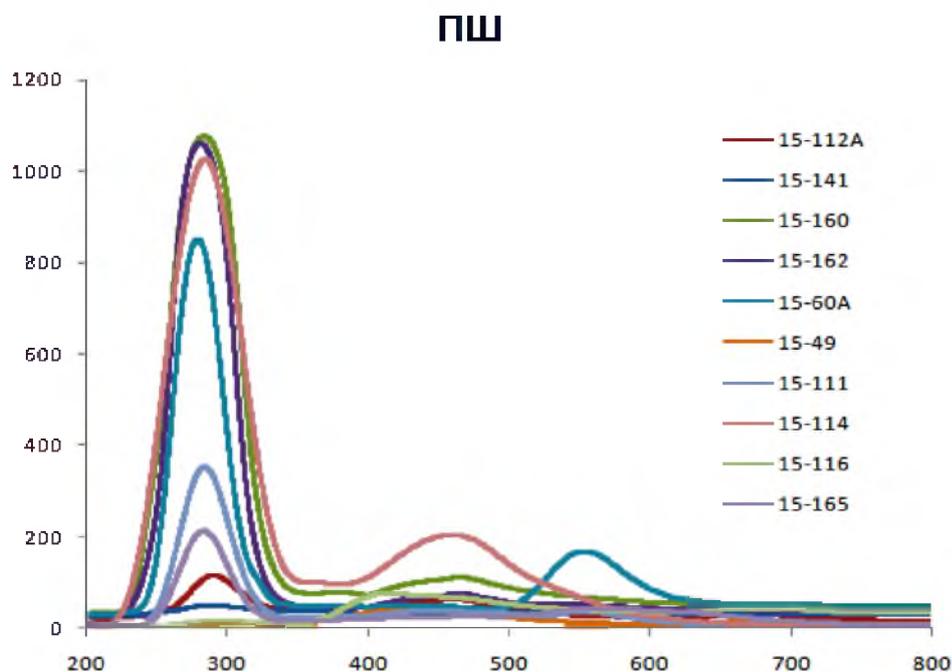


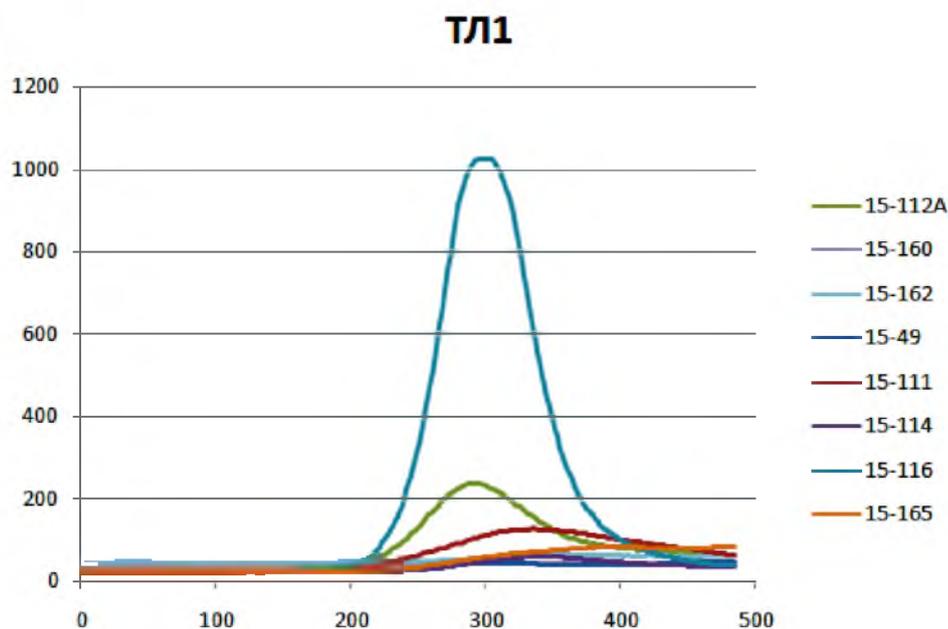
Рисунок 23 - Спектры рентгенолюминесценции полевых шпатов

В спектрах РЛ полевых шпатов (Рисунок 23) из миароловых пегматитов Кукуртского рудного узла зафиксированы полосы излучения, вызванные структурно-примесными центрами Tl^+ (290 нм). Наибольшая величина зафиксирована в спектрах обр. 15-160, 15-162, 15-114 и 15-60 в диапазоне интенсивности 1100 – 850 отн.ед. Средняя длина волны (350-100 нм) зафиксирована в обр. 15-112, 15-111, 15-165; наименьшая длина волны (менее 50 нм) отмечается в обр. 15-141, 15-116, 15-49. Тем самым, величина Tl^+ пика возрастала при переходе от осевых к блоковым зонам.

Генетическая информативность Tl^{+} - центров предопределяется их природой, прежде всего они характеризуют рубидиевость полевого шпата – первостепенный фактор, контролирующий развитие, степень дифференциации и редкометалльность пегматита [20]. Тем самым, повышенный Tl^{+} пик, за исключением обр. 15-116 и 15-49, указывает на большую степень редкометалльности пегматитов.

Также стоит отметить повышенную концентрацию структурных дефектов в блоковой зоне, зафиксированных по максимальному излучению в спектральном диапазоне 450-470 нм.

Спектры ТЛ (рисунок 24) характеризуются широким разбросом интенсивности пиков от 100 до 1050 отн. единиц. Наибольшая интенсивность свойственна для калиевых полевых шпатов в образцах 15-116 и 15-112.



Пик 290°C в образце 15-116 отвечает за изоморфное вхождение иона Al^{3+} в сумме с

Рисунок 24 - Спектры термолюминесценции полевых шпатов из миароловых пегматитов

ионом щелочного металла на место иона Si^{4+} в структуре минерала.

Таким образом, на основании полученных данных, можно сделать вывод, что наибольшим фоном редкометалльности обладает блоковая зона миароловых пегматитов жилы Мика, формирование которой, вероятно, происходило к концу минералообразования. Наименьшая же степень редкометалльности характерна для ранней краевой зоны.

2.3.2 Кварц

Кварц всегда является одним из главных компонентов любых гранитных пегматитов. Будучи «сквозным» минералом, он кристаллизуется практически в течение всего времени формирования пегматитов – начиная с момента образования узких эндоконтактных оторочек до завершающих стадий минералообразования в миароловых полостях.

Особенности термо- и рентгенолюминесцентного анализа. Типоморфизм кварца изучался с помощью термо- и рентгенолюминесцентного метода. Исходный материал подвергался рентгеновскому облучению (РЛ1) и прокаливанию до 500°C в условиях свободного доступа кислорода (ТЛ1). Далее материал снова подвергался рентгеновскому облучению, в ходе которого строились спектры РЛ2. В свою очередь, материал, ранее подверженный рентгеновскому облучению (РЛ1) прокаливался, с получением спектров ИТЛ. Полученные спектры РЛ1, РЛ2, ТЛ и ИТЛ сравнивались с эталонными, на основании чего проводилась интерпретация.

С применением данного метода был исследован кварц околомияролового (15-141, 15-165, 15-168) и двуполевошпатового (15-49, 15-64, 15-112) комплексов.

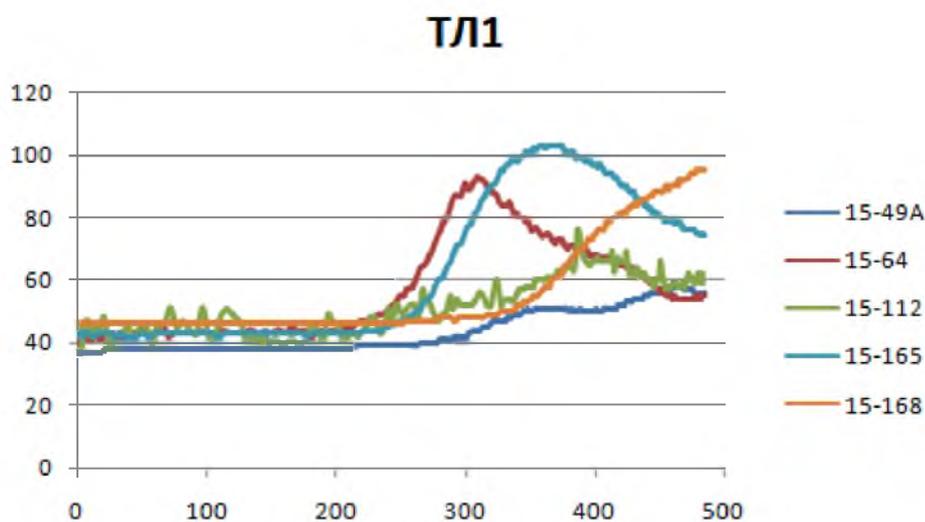


Рисунок 25 - Спектры ТЛ1 кварца жилы Мика

Дефекты структуры кварца можно подразделить на два типа: дефекты, связанные с примесями различных элементов, так называемые примесные дефекты, и дефекты, представляющие из себя несовершенства собственно решетки минерала, сложенной кремнием и кислородом (собственные дефекты) [2].

Наиболее распространенный примесный элемент в кварце – алюминий, его содержание зависит от условий образования минерала и процессов метаморфизма, если он их претерпел.

Получены кривые термовысвечивания (интегральная ТЛ) для кварца миароловых пегматитов жилы Мика. Известно, что ТЛ кварца в температурном диапазоне 180–320 °С связана с присутствием структурных примесей Al, Ge, Li, Na, выступающих в роли захвата и активаторов центров люминесценции, а более высокотемпературная ТЛ связана с преобладанием собственных дефектов, что характерно для более чистого кварца.

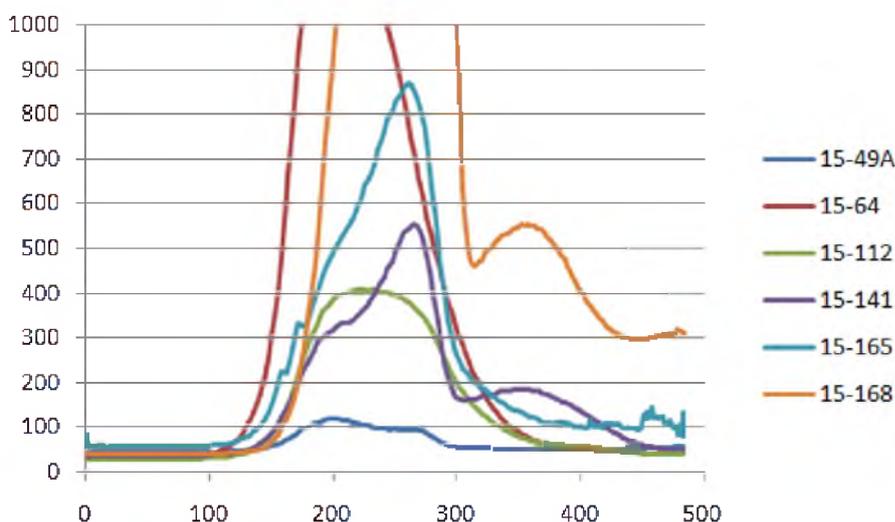


Рисунок 26 - Спектры ИТЛ кварца жилы Мика

Термолюминесценция в исследуемых образцах кварца обусловлена наличием собственных дефектов (от 300 °С) кристаллической структуры (рисунок 25). Последующее прокаливании кварца после рентгеновского излучения (рисунок 26) выявило максимумы свечения в интервале 210–270 °С на базе Al и щелочей. Высокотемпературные полосы связаны, вероятнее всего, с наличием в структуре ионов щелочных металлов, таких как Li⁺. Такая трактовка примесных центров и участия компенсаторов в термовысвечивании кварца совпадает с полученными ранее данными по ЭПР синтетического кварца [2].

В таблице 9 приведены характеристики центров, встреченных в исследуемом кварце.

280–290 нм – кислородные вакансии, проявляются практически во всех спектрах кварца двуполевошпатовой зоны.

360–380 нм – центры экситонного типа О (собственные). Данный центр наблюдается после прогрева образцов до 350–500 °С в природном кварце. С увеличением времени рентгенизации интенсивность полосы заметно падает.

370–390 нм – примесный дефект типа AlO₄⁴⁻/Na⁺, Li⁺, H⁺. Где компенсатором, скорее всего, выступает Li⁺ -хорошо проявляется после повторного излучения.

Таблица 9 - Параметры РЛ кварца жилы Мика

№	РЛ, длина волны (нм), I (усл. ед.)			
	РЛ1	РЛ1-1	РЛ2	РЛ2-1
15-49	290 нм, 8	280-290 нм, 10	290 нм, 9	290 нм, 11
	360 нм, 10	450-470 нм, 15	360-380 нм, 11	360-380 нм, 12
	450 нм, 9			470 нм, 16
15-64	290 нм, 140	290 нм, 175	290 нм, 200	290 нм, 260
15-112	360 нм, 6	380 нм, 7	290 нм, 16	290 нм, 16
	450 нм, 5	460 нм, 6	400 нм, 9	470 нм, 11
	620 нм, 5	620 нм, 6		
15-141	300 нм, 9	290 нм, 11	290 нм, 23	290 нм, 30
	360 нм, 9	370 нм, 15	370 нм, 13	380 нм, 21
	480 нм, 8	470 нм, 21		480 нм, 25
	620 нм, 11			
15-165	480 нм, 16	470 нм, 90	290 нм, 22	290 нм, 22
			480 нм, 12	470 нм, 68
15-168	490 нм, 30	480 нм, 180	490 нм, 55	480 нм, 260

450–470 нм – дефекты матрицы SiO₂ (собственные дефекты).

470–520 нм – AlO₄⁴⁻/Li⁺ (структурно-примесный). Примесный Al³⁺ на месте Si⁴⁺; рядом с Al могут быть ионы щелочных металлов, возможно Li⁺.

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Полоса 280–290 нм является характерной для кварца двуполевошпатовой зоны.
2. Присутствие Li⁺ компенсатора в диапазоне длин волн 370-390 нм и 470-520 нм является индикаторным признаком околомароловой и полостной зон кварца. Природа компенсатора определяет степень редкометальности пегматитов.

3. Прослеживаются различия по соотношению пиков интенсивностей AlO₄⁴⁻/Li⁺ центров от 15-141 к 15-168, что вероятно, указывает на различные генерации. Усиление интенсивности AlO₄⁴⁻/Li⁺ центров лучше всего проявлены в пустотах. В блоковом комплексе – наименьшая интенсивность центров.

2.3.3 Слюды

Особенности химического состава слюд

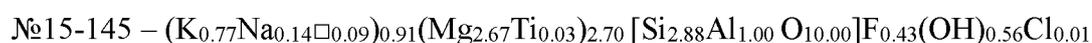
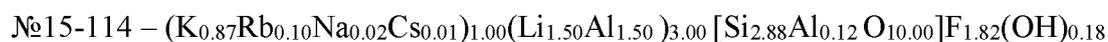
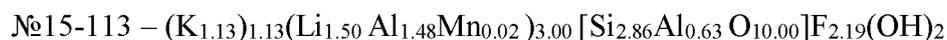
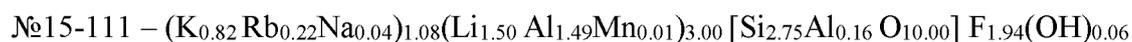
Исследованы образцы слюд из краевых и околониароловых зон пегматитов, в подавляющем большинстве представленных литиевыми разновидностями. Слюды ряда лепидолита отличаются большой изменчивостью химического состава, связанной с многообразными изоморфными замещениями в различных структурных позициях, что свойственно многим слоистым силикатам. Структурное состояние литиевых слюд в заметной степени зависит от морфологического облика индивидов, т.е. связано с определенными условиями роста слюд. По морфологическим особенностям можно выделить два типа: 1 – плоскопараллельные пластинчатые индивиды и 2 – расщепленно – пластинчатые сноповидные индивиды.

Таблица 10 - Состав слюд (масс. %) пегматитов жилы Мика по результатам РСМА

Компоненты	15-111	15-113	15-114	15-145
SiO ₂	44.21	46.16	45.18	41.53
Al ₂ O ₃	22.02	21.05	21.20	13.86
TiO ₂	-	-	-	0.67
MgO	-	-	-	26.83
MnO	0.27	0.22	-	-
K ₂ O	10.37	10.67	10.70	9.14
Na ₂ O	0.31	0.27	0.24	1.09
Rb ₂ O	2.11	-	2.35	-
Cs ₂ O	-	-	0.36	-
F	9.85	8.26	9.05	2.04
Cl	-	-	-	0.13
Сумма	89.14	86.63	85.43	95.29

Примечание – 15-111, 15-113, 15-114 – околониароловая зона, 15-145 – краевая зона

По результатам анализа рассчитаны кристаллохимические коэффициенты (на сумму катионов позиций Y + Z). В результате составлены кристаллохимические формулы:



Согласно рассчитанным кристаллохимическим формулам, химический состав исследованных слюд близок к стехиометрическому. В позиции X располагаются щелочные катионы, сумма которых ~ 1 . Общее количество катионов Li, Al, Mn, Mg, располагающихся в октаэдрической позиции ~ 3 . В тетраэдрах широко развит изоморфизм Al и Si, сумма катионов которых ~ 3 .

Далее приведена диаграмма зависимостей $\text{SiO}_2/\text{Li}_2\text{O}$, для наглядности были использованы результаты работ E.E. Foord [42] по литиевым слюдам. На рис.27 содержание SiO_2 возрастает от литиевых биотитов к циннвальдитам, лепидолитам и полилитионитам.

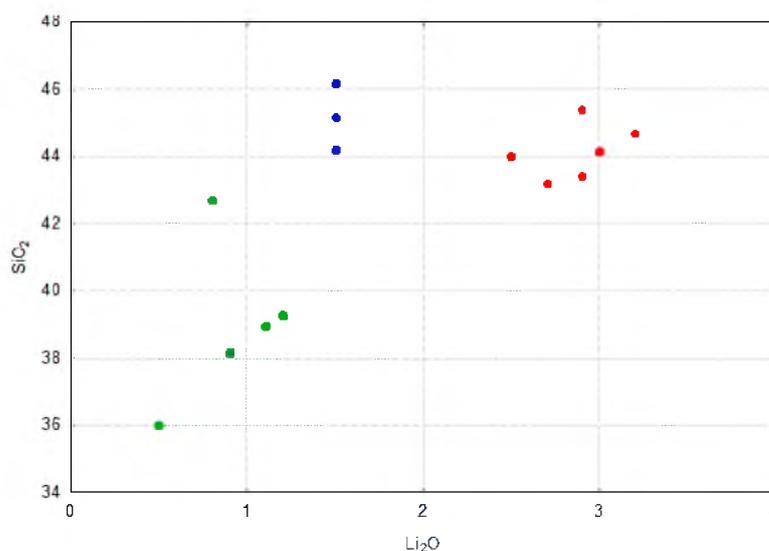


Рисунок 27 - Диаграмма зависимости $\text{SiO}_2/\text{Li}_2\text{O}$

Примечание – символы, отмеченные зеленым цветом - Li-биотиты [42], синим – лепидолиты и полилитиониты (авторские), красным – циннвальдиты [42]

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Слюды исследуемой жилы в подавляющем большинстве представлены алюмо-литиевыми разновидностями: обр.15-111 – полилитонит, обр.15-113- лепидолит, обр.15-114 – полилитонит и магниезальной разновидностью обр.15-145 - флогопитом. В качестве примесных элементов присутствуют Mn, Ti, Na и Cs.

2. Характерной особенностью слюд жилы Мика является и то, что слюды представлены исключительно триоктаэдрическими разновидностями, образующими обильные лейстоватые выделения.

3. Для слюд ряда полилитионит-лепидолит характерна предельно высокая концентрация фтора, свидетельствующая о большой активности этого элемента во флюиде.

Для подтверждения вышеописанных доводов, был проведен рентгеноструктурный анализ (Приложение 2).

Согласно этим результатам образцы 15-111, 15-114 – соответствуют полилитониту, обр.15-113 - лепидолит, обр. 15-145 – флюорофлогопит.

Основными генетическими классами месторождений, для которых характерны литиевые слюды, являются редкометалльные граниты и пегматиты, как и в данном, рассматриваемом случае. Также литиевые слюды могут рассматриваться как минералогические индикаторы редкометального оруденения [41].

2.3.4 Турмалин

Особенности структуры и химического состава турмалина

Группа турмалина объединяет минералы сложного химического состава, имеющие общую кольцевую структуру. Среди них выделяются алюминиево-литиевые эльбаиты, железистые шерлы и бюргериты, магниевые дравиты, марганцевые тсилаизиты, кальциевые увиты. Вся эта группа минералов имеет общую формулу: $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \square) (\text{Al}, \text{Li}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ti})_3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] (\text{BO}_3)_3 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$.

Микрорентгеноспектральный анализ изученных турмалинов (таблица 11) демонстрирует широкий спектр вариации состава катионов. Расчет кристаллохимических формул проводился по катионному методу [3].

Приведенные данные показывают, что все изученные турмалины характеризуются недостатком катионов в первой структурной позиции X и наличием вакансии. Это свидетельствует об их формировании в щелочно-дефицитной обстановке, обедненной щелочами Na и K. Однако по объему щелочей позиции X, все они попадают в группу щелочных (рис. 28).

Таблица 11 - Химический состав (масс. %) турмалина жилы «Мика»

Компоненты	Турмалины			
	1	2	3	4
SiO ₂	37,37	35,88	36,49	35,47
Al ₂ O ₃	37,39	35,14	39,04	33,4
TiO ₂	0,27	0,39	-	0,24
MnO	6,52	6,51	0,92	0,8
CaO	0,35	0,55	1,53	-
FeO	-	0,42	-	14,97
ZnO	-	-	-	0,45
Na ₂ O	2,5	2,52	1,73	2,17
F	1,45	1,79	1,27	-

По результатам пересчета получены следующие формулы:

1. $(\text{Na}_{0,777}\square_{0,162}\text{Ca}_{0,06})_{1,00} (\text{Al}_{1,062}\text{Li}_{1,019}\text{Mn}_{0,886}\text{Ti}_{0,33})_{3,00} \text{Al}_{6,00}[\text{Si}_{6,00}\text{O}_{18,00}](\text{BO}_3)_3 \times (\text{OH}_{3,265}\text{F}_{0,735})_{4,00}$
2. $(\text{Na}_{0,816}\square_{0,086}\text{Ca}_{0,098})_{1,00} (\text{Al}_{0,910}\text{Li}_{1,067}\text{Mn}_{0,921}\text{Ti}_{0,049})_{3,00} \text{Al}_{6,00}[\text{Si}_{6,00}\text{O}_{18,00}](\text{BO}_3)_3 \times (\text{OH}_{3,054}\text{F}_{0,946})_{4,00}$
3. $(\text{Na}_{0,546}\square_{0,187}\text{Ca}_{0,267})_{1,00} (\text{Al}_{1,427}\text{Li}_{1,446}\text{Mn}_{0,127})_{3,00} \text{Al}_{6,00}[\text{Si}_{6,00}\text{O}_{18,00}](\text{BO}_3)_3 \times (\text{OH}_{3,346}\text{F}_{0,654})_{4,00}$
4. $(\text{Na}_{0,671}\square_{0,329})_{1,00} (\text{Fe}_{1,737}\text{Li}_{1,126}\text{Mn}_{0,108})_{3,00} \text{Al}_{6,00}[\text{Si}_{6,00}\text{O}_{18,00}](\text{BO}_3)_3 (\text{OH})_{4,00}$

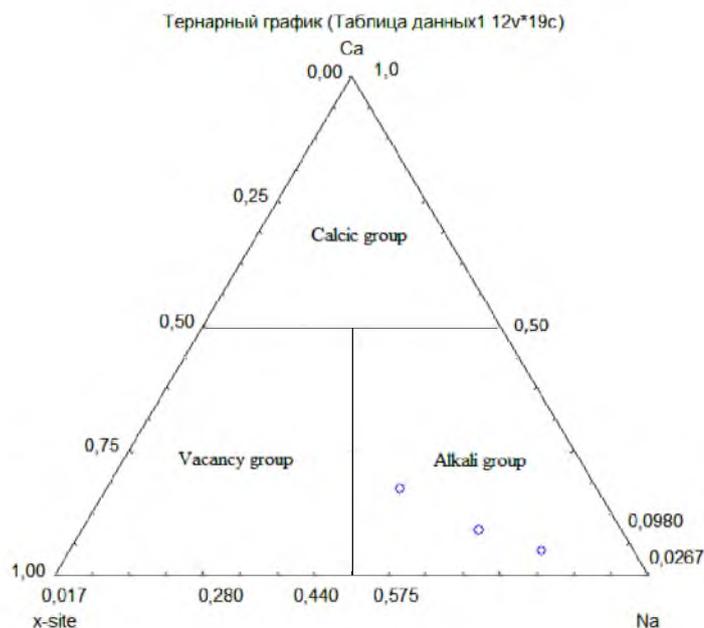


Рисунок 28 - Треугольная диаграмма состава группы турмалина, классифицированная согласно позиции X.

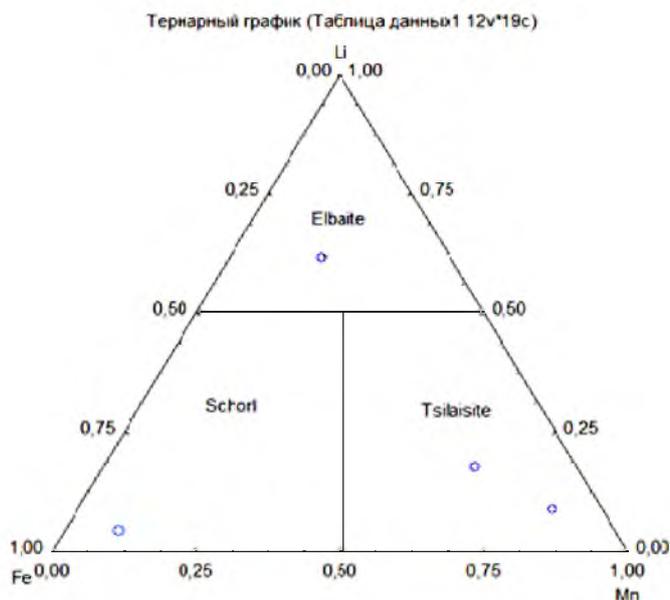


Рисунок 29 - Треугольная диаграмма состава группы турмалина, классифицированная согласно составу позиции Y.

Состав турмалинов был рассчитан на эльбаитовый, тсилазитовый, лиддикоатитовый, росманитовый и шерловый компоненты. По содержанию катионов

позиции Y образцы были вынесены на тройную диаграмму (рис. 29). Наиболее распространены представители Li-Al ряда с содержанием тсилаизитового компонента, отмечается и представитель Fe ряда.

Расчет параметров элементарной ячейки показал, что параметр a варьируется в пределах 15,81-15,98 Å, параметр $c=7,077-7,180$ Å. Вынося их на соответствующие диаграммы зависимости параметров от состава, получаем, что исследуемые турмалины относятся к тренду шерл – тсилаизит - эльбаитового ряда и шерл – дравитового ряда.

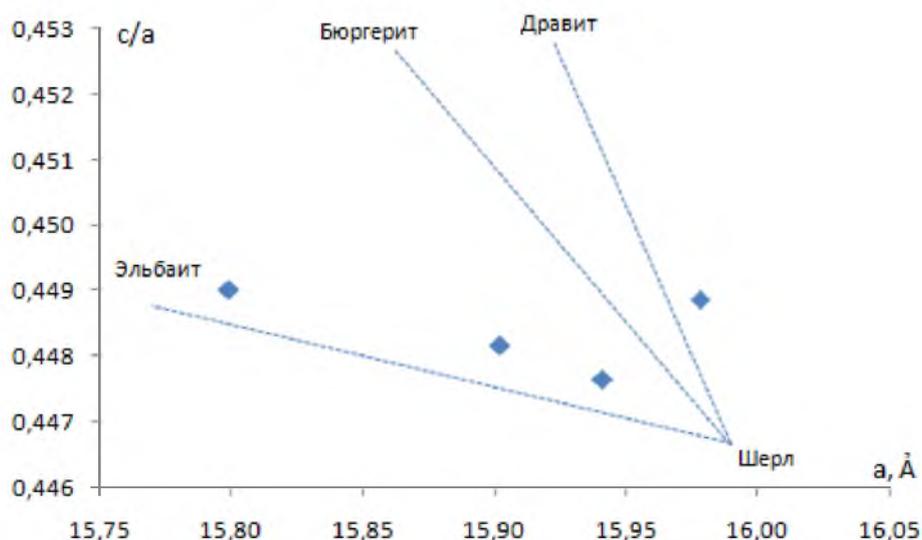


Рисунок 30 - Диаграмма зависимости параметра a и отношения c/a в турмалинах

Таким образом, высокие содержания железа отмечаются в черном турмалине, лития и алюминия – в полихромных эльбаитах, марганца – в желтом турмалине – тсилаизите. В сравнении с турмалинами Юго-западного Памира [18], где ведущим видовым миналом является шерловый и дравитовый компонент, в турмалине жилы Мика ведущим является алюмо-литиевый компонент. Турмалины иных составов в чистом виде пока не обнаружены, хотя и присутствуют в форме примеси (до 40 % соответствующего минала).

Также турмалины обогащены такими элементами, как Mn, Ti и F. Вхождение Mn в состав турмалина не имеет кристаллохимических запретов и, вероятно, вызван повышенным содержанием Mn в минералообразующей среде. Пегматиты Кукуртского узла, по исследованиям Перетяжко И.С. [25] имеют фторную геохимическую специализацию, поэтому повышенное содержание F в составе турмалинов вполне закономерно.

2.4 Специфика миароловых пегматитов

Большинство исследователей, изучавших редкометалльные пегматиты, отмечают сложный многостадийный характер их образования. Согласно А.Е. Ферсману [37], каждое пегматитовое тело при своем формировании последовательно проходит определенные стадии пегматитового процесса, которые характеризуются различным составом и агрегатным состоянием расплава во время которых образуются специфические минеральные ассоциации. Анализ материалов Россовского Л.Н. [29] показывает, что в процессе формирования пегматитов рассматриваемого района можно выделить следующие стадии: I–магматическую, II–пневматолито-магматическую, III – пневматолито-гидротермальную. Это подразделение на стадии пегматитового процесса на стадии, конечно, в значительной степени условно. В пегматитах разных типов, как отмечал еще А.Е. Ферсман, данные стадии проявлены с различной степенью интенсивности, что обусловлено составом исходных расплавов и флюидным режимом формирования пегматитов [24].

Миароловые пегматиты по глубине становления соответствуют хрусталеносным и, в отличие от них, всегда являются внегранитными, т.е. формируются за пределами материнских гранитных массивов. В этом плане они скорее напоминают редкометалльные пегматиты, однако в отличие от них имеют крайне низкие окологларковые содержания всех редких элементов: Li, Rb, Cs, Be, Ta и т.д. Вместе с тем в составе миароловых жил, особенно турмалинового типа, очень часто обнаруживаются типичные рудные минералы редкометалльных пегматитов: лепидолит, касситерит, микролит, иксиолит, поллуцит и др. Все они развиваются только вокруг миароловых пустот или непосредственно в них и связаны с околополостным аутометасоматозом пегматитов. Иными словами, если аутометасоматоз редкометалльных жил проявляется чаще всего в объеме целого тела, то для миароловых жил этот процесс весьма локален и захватывает только пространство вокруг каждого отдельно взятого расплавно-флюидного пузыря, который соответствует будущей миароле. Разница связана как с разной степенью вызревания исходных пегматитовых расплавов в том и другом случае, так и с разным режимом давления и температуры в период формирования пегматитов [17].

Специфика геологической обстановки отразилась на большинстве особенностей внутреннего строения и состава миароловых жил. Пегматитовые жилы отчетливо дифференцированы, в них обособляются зоны: гранитная, графическая, блоковая, кварцевые ядра и замещающие комплексы (кварцево-мусковитовый, альбит-лепидолитовый). Первичные полости – миаролы с морионом, турмалином, топазом приурочены обычно к раздувам жил. В мелких ветвящихся жилах среди дайкообразных

тел шатпутских гранитов распространены небольшие полости с топазом, изредка содержащие акцессорные кристаллы берилла. Для них типично отсутствие четкой зональности, участковое развитие различных структурных комплексов с укрупнением зернистости к внутренним зонам и миаролам. Последние относятся к сингенетичным пустотам остаточной кристаллизации, мелки по размеру, но достаточно многочисленны.

Миаролы развиваются автономно и в общем случае минеральные парагенезисы в них не совпадают. В пустотах из центральных зон доминируют поздние минеральные комплексы, в то время как в полостях из промежуточных зон развиты главным образом кварц – ортоклазовые агрегаты. Слабоупорядоченный калиевый полевой шпат – ортоклаз является типоморфным минералом данной формации пегматитов. Упорядочение структуры калиевого полевого шпата наблюдается в непосредственной близости от миарол или внутри них, особенно с усилением аутометасоматической альбитизации. Первичные плагиоклазы представлены альбитом, альбитом-олигоклазом. Слюды, в целом, малохарактерны, чаще всего встречается лепидолит. Типоморфными минералами являются ортоклаз, спессартиновый гранат, турмалин тсилазит-эльбаитового и алюмодравит-эльбаитового рядов. По характерным особенностям внутреннего строения и минеральных ассоциаций, рассматриваемые пегматиты могут быть отнесены к наименее глубинным образованиям формации редкометалльных пегматитов средних глубин [17].

Проведенные исследования показали, что исследуемые порообразующие и второстепенные минералы жилы Мика обладают ярко выраженными *типоморфными свойствами*:

1. В изучаемых образцах калиевых полевых шпатов степень триклинности близка к максимальному значению и составляет $\Delta\rho=0.92$, степень моноклинности (Δz) варьирует в пределах 0.81 – 0.93. Подавляющее большинство КПШ относится к слабоупорядоченным ортоклазам. Исходя из расчета кристаллохимических коэффициентов по данным РСМА: встречаются как чисто калиевые полевые шпаты, так и пертитовые К-Na разновидности. Незначительные примеси Rb и Cs обусловлены их тесным геохимическим родством. Индекс структурной упорядоченности плагиоклазов равен 1.0, что характерно для полностью упорядоченных альбитов. Расчет кристаллохимических коэффициентов показал, что в миналовой составляющей альбитов находятся незначительные примеси анортитовой и олигоклазовой молекул. Структурное состояние калиевых полевых шпатов по сравнению с плагиоклазами, менее информативно в отношении продуктивности миароловых пегматитов, так как оно не очень чувствительно не только к Р-Т условиям кристаллизации, но и к составу минерала.

2. Для полевого шпата жилы Мика свойственно изоморфное вхождение иона Al^{3+} в сумме с ионом щелочного металла на место иона Si^{4+} в кристаллическую структуру минерала, что отражает наличие фона редкометалльности в пегматитах. Также о степени редкометалльности можно судить по величине Tl^+ пика. Наибольшим фоном обладает блоковая зона миароловых пегматитов жилы Мика. Наименьшая степень характерна для краевой зоны.

3. Кварц исследовался с помощью термо- и рентгенолюминесцентного анализа. Выявлены примеси на базе собственных дефектов кристаллической структуры и на основе Li^+ компенсатора. Полоса 280 – 290 нм является характерной для кварца двуполевошпатовой зоны. Присутствие Li^+ компенсатора в диапазоне длин волн 370-390 нм и 470-520 нм является индикаторным признаком околомиароловой и полостной зон кварца. Природа компенсатора определяет степень редкометалльности пегматитов. Прослеживаются различия по соотношению пиков интенсивностей AlO_4^{4-}/Li^+ центров от 15-141 к 15-168, что вероятно, указывает на различные генерации. Усиление интенсивности AlO_4^{4-}/Li^+ центров лучше всего проявлены в пустотах. В блоковом комплексе – наименьшая интенсивность центров.

4. Слюды исследуемой жилы в подавляющем большинстве представлены алюмо-литиевыми разновидностями, в качестве примесных элементов присутствуют Mn, Ti, Na и Cs. Для слюд ряда полилититонит-лепидолит характерна предельно высокая концентрация фтора, свидетельствующая о большой активности этого элемента во флюиде. Содержание в лепидолите цезия является прямым критерием цезиевого оруденения, однако широкое использование этого признака ограничено малой распространенностью самого минерала.

5. Расчет параметров элементарной ячейки показал, что исследуемые турмалины относятся к тренду шерл – тсилазит - эльбаитового ряда и шерл – дравитового ряда. Данные микрорентгеноспектрального анализа показывают, что все изученные турмалины характеризуются недостатком катионов в первой структурной позиции X и наличием вакансии. Это свидетельствует об их формировании в щелочно – дефицитной обстановке, обедненной щелочами Na и K.

Заключение

Приведенные материалы показывают, что минералы жилы Мика обладают переменным химическим составом, широко проявлен изо- и гетеровалентный изоморфизм. Также необходимо отметить ярко выраженные типоморфные особенности минералов.

В ходе детального изучения вещественного состава и типоморфных особенностей минералов жилы Мика были проведены следующие исследования: с помощью растровой электронной микроскопии, совмещенного с микрорентгеноспектральным анализом снято более 180 спектров. Выявлены различные вариации содержаний элементов в минералах, рассчитаны кристаллохимические формулы с последующим пересчетом на минеральные компоненты. Прослежен характер взаимоотношений минералов, кристаллографическая ориентация зерен соответствующих минералов.

Методом порошковой дифрактометрии диагностировано порядка 25 монофракций. Для полевых шпатов получена серия характеристик, описывающих их структурное состояние. Для калиевых полевых шпатов степень Al-Si упорядоченности определялась степенью триклинности и моноклинности. Для характеристики упорядоченности плагиоклазов рассчитан индекс структурной упорядоченности.

Люминесцентным анализом исследовано порядка 30 проб. Наиболее информативные минералы – кварц и полевые шпаты. В спектрах РЛ зафиксированы полосы излучения, вызванные как собственными дефектами, так и структурно-примесными, что в дальнейшем можно использовать как люминесцентные поисково-оценочные критерии минералов миароловой формации.

Были сделаны следующие выводы:

1. Для кварца полоса 370-390 нм и 470-520 нм обусловлена наличием Li^+ компенсатора, определяющей степень редкометальности пегматита и является индикаторным признаком околомароловой и полостной зон.

2. В полевых шпатах характерно наличие Tl^+ пика, по величине которого можно судить о степени редкометальности пегматита. Выявлено, что наибольшей редкометальностью обладает блоковая зона, наименьшей – краевая зона.

3. Подавляющее большинство исследуемых КПШ относится к слабоупорядоченным ортоклазам, в то время как плагиоклазы представлены полностью упорядоченными альбитами.

4. Для слюд ряда полилитоинит-лепидолит характерна предельно высокая концентрация фтора, свидетельствующая о большой активности этого элемента во флюиде, что говорит о редкометальном фоне.

5. Турмалин характеризуется недостатком катионов в первой структурной позиции, что напрямую связано с образованием минерала в щелочно-дефицитной обстановке. Расчет параметров элементарной ячейки показал, что исследуемые турмалины относятся к алюмо-литиевому ряду.

Список литературы

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ, 1963.-242 с.
2. Борозновская Н.Н., Быдтаева Н.Г., Корнева А.П. Люминесцентный анализ качества кварцевого сырья. Томск: ЦНТИ, 2015. - 101 с.
3. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1964. – 132 с.
4. Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира. В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2. Душанбе, 1964. - с.174-194.
5. Виноградов П.Д., Довжиков А.Е., Зубцов Е.И. Огнев В.Н. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн.: геологическое строение СССР. Том 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, М.,1958.- с. 94-105.
6. Геологическое строение СССР / гл.ред. Н.А. Беляевский. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 588 с.
7. Гордиенко В.В., Кухаренко А.А. Методика исследования структурного состояния щелочных полевых шпатов / под редакцией А.А. Кухаренко / Сб. «Минералогия и геохимия». Л: ЛГУ, 1975. 147 с.
8. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты / В.В. Гордиенко. – СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996. – 272 с.
9. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: Справочник / Б.С. Горобец, А.А. Рогожин. – М.: Изд-во ВИМС. 2001. – 312с.
10. Деникаев Ш.Ш. Тектоника Памира. Душанбе. Изд. «Джамил», 2004.- 95 с.
11. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и особенности их камнесамоцветной минерализации // Изв. АН ТаджССР. Сер. Геол. И физ.- техн. наук. -1983. – № 3. – с. 73-81.
12. Загорский В.Е. Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. – Новосибирск: Наука, 1999. – (Гранитные пегматиты; Т. 3). – 488 с.
13. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Граниты шатпутского комплекса и жильные образования Кукуртского самоцветного узла // Геология и геофизика, 1996, т.37, № 7, с.76-87.
14. Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Гранитные пегматиты. Том 3. (Миароловые пегматиты). Новосибирск. Наука. 1999г.- 488 с.
15. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Месторождения турмалина России и Таджикистана // Геология и геофизика, 1996, т.37, № 10, с.36-50.

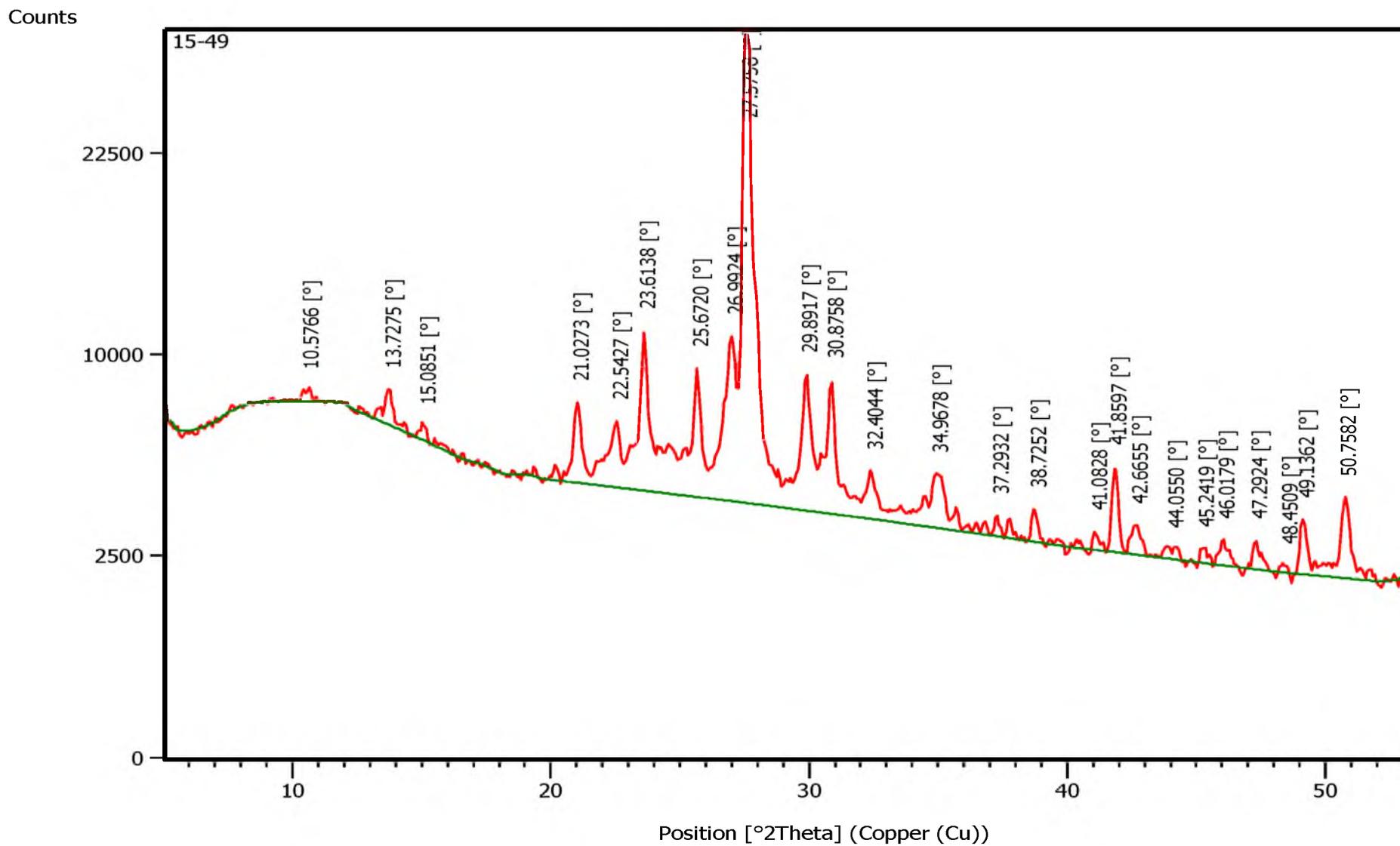
16. Каменцев И.Е. Полевые шпаты / И.Е. Каменцев, О.Г. Сметанникова // Рентгенография основных типов породообразующих минералов. – Л.: Недра, 1983. – с. 243-349.
17. Коноваленко С.И. О формационной самостоятельности миароловых пегматитов // Проблемы геологии Сибири. Томск, 1996. – Т. 2.- с.137-138.
18. Коноваленко С.И., Сазонтова Н.А., Смирнов С.З. Состав, строение и режим формирования миароловых пегматитов Лесхозовской жилы (Юго-Западный Памир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001. – Вып. 2. – с. 226-228.
19. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. История памирских самоцветов // Известия высших учебных заведений Геология и разведка, 2010.- №4.
20. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.:Недра, 1975, 327с.
21. Пашков Б.Р., Дмитриев Э.А. Музкольский кристаллический массив (Центральный Памир) // Бюл. МОИП, отд. Геол., 1981. - т.56. - вып.№ 3. - с.18-33
22. Пушаровский Д.Ю. Рентгенография минералов. М.: ЗАО “Геоинформак”, 2000 – 292с.
23. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая // Под ред. Баратов Р.В. Душанбе: Дониш, 1978. – 343 с.
24. Перетяжко И.С. Процессы образования миароловых гранитных пегматитов: автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук / И. С. Перетяжко. – Иркутск, 2010. – 38 с.
25. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Гантимурова Т.П. миароловые пегматиты Кукуртского самоцветного узла: эволюция условий образования жилы Амазонитовая // Геохимия, 1999. – №2, с.133-152.
26. Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. – 232с.
27. Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М. Особенности формирования миароловых пегматитов Восточного Памира // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1991. - №5. – с. 92-103
28. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р. и др. Тектоническое развитие Памира-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С.167-175.
29. Россовский Л.Н. Минерагеническая специализация пегматитовых поясов (на примере Памира и Гиндукуша). – ДАН СССР, 1991, 319, №2, с.447-450.
30. Скригитиль А.М. Цветные турмалины месторождения Мика // Минералогия Таджикистана, 1989. – вып.№8. – с.47-62.

31. Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных: Учеб.пособие / Е.В. Скляров и др.; Под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
32. Смирнов С.З. Флюидный режим магматического этапа развития редкометалльных гранитно-пегматитовых систем, обогащенных фтором и бором: автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук / С.З. Смирнов. - Новосибирск, 2015. – 37 с.
33. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. – Л.: Наука, 1969. – 397 с.
34. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. К.: “Наук.думка”, 1978. – 269с.
35. Терехов Е.Н., Акимов А.П. Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии // Литосфера, 2013. - №5. – с. 122-140.
36. Турмалин (рентгенография и типоморфизм) / Г.Г. Афонина, В.М. Макагон, Л.А.Богданова, Л.Д.Зорина. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 143 с.
37. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т.1 М.: Изд-во АН СССР, 1940. – 712 с.
38. Франк – Каменецкий В.А. Рентгенография основных типов породообразующих минералов / В.А. Франк-Каменецкий. – Л.: Недра, 1983.-359 с.
39. Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозояКухистана (Центральный Таджикистан). Душанбе, 2008.- 405 с.
40. Шмакин Б.М. О методике рентгеновского определения триклинности КПШ для решения вопроса генезиса горных пород / Б.М. Шмакин, Г.Г. Афонина // Доклады АН СССР. – 1967. – №2. – с. 417-420.
41. Шмакин Б.М. Миароловые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки / Б.М. Шмакин, А.В. Татаринов // Геология и геофизика. -1975. - №5. – с.73-80.
42. Foord E.A., Jackson L.L., Eby R.K. Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholiths, Colorado // Mineralogy and Petrology, 1995. – 1-26.
43. Nomenclature of the Tourmaline-Group Minerals / Novak M., Henry J Darrel, Ertl A., 2009.

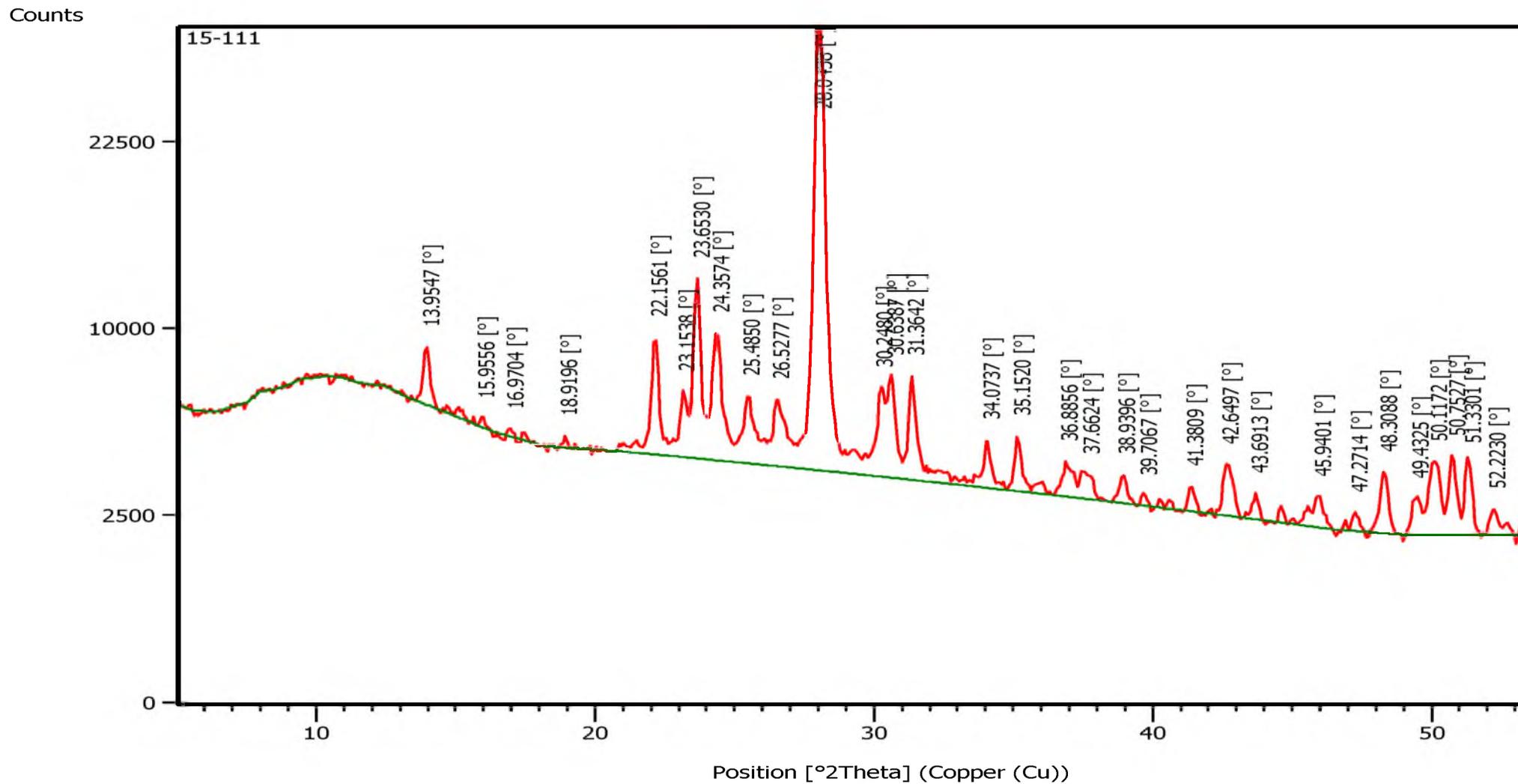
Электронные ресурсы

44. Главное управление геологии при правительстве республики Таджикистан[электронный ресурс] Памирская геологоразведочная экспедицияURL:<http://www.gst.tj/geologiya/devatelnost-ekspeditsiy/pamirskaya-geologorazvedochnaya-ekspeditsiya.html>(дата обращения 10.01.16)

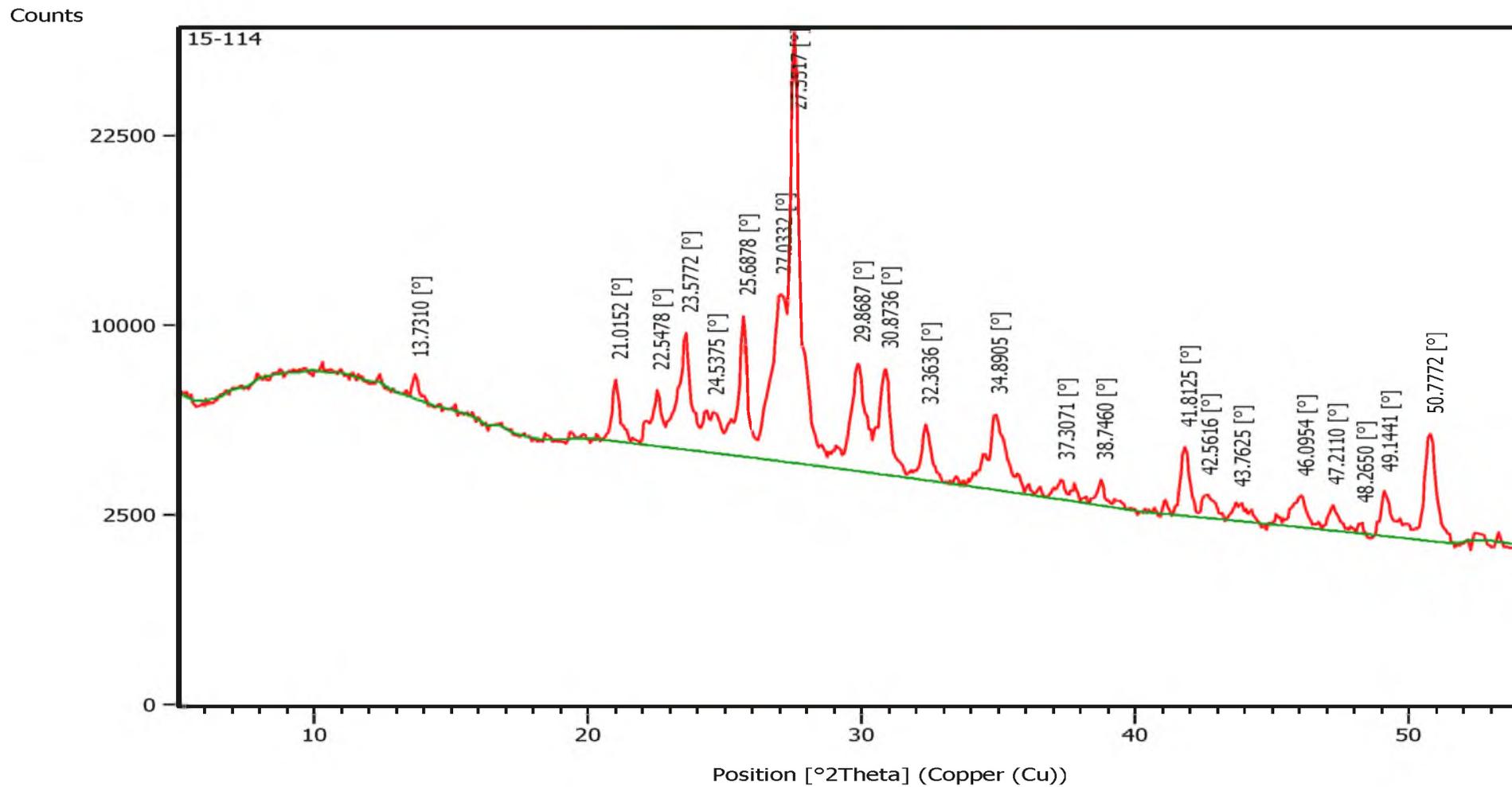
Приложение 1 - Результаты рентгеноструктурного анализа полевых шпатов жилы Мика



Рентгенограмма калиевого полевого шпата образца 15-49

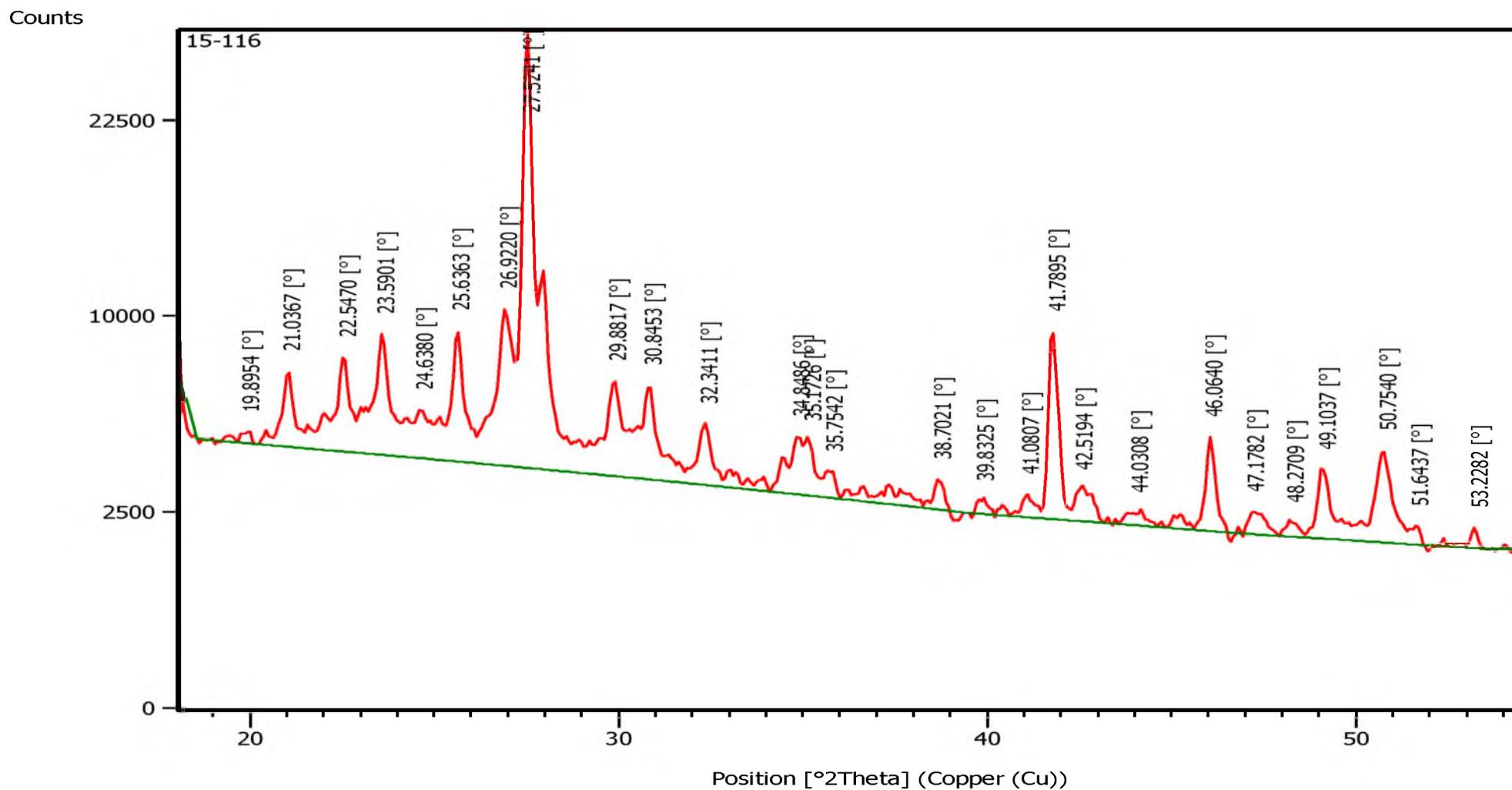


Рентгенограмма плагноклаза образца 15-111



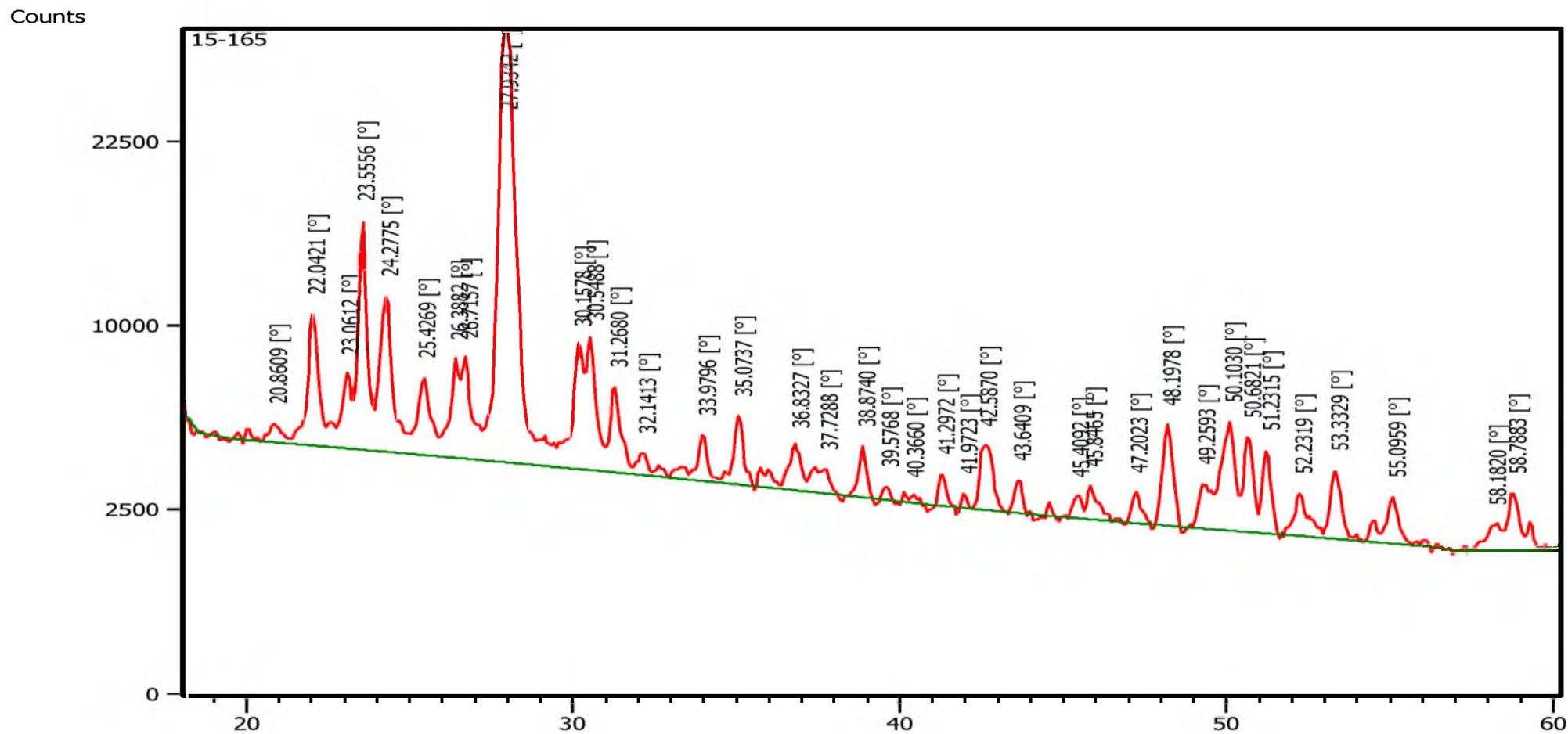
Рентгенограмма калиевого полевого шпата образца 15-114

Продолжение к приложению 1



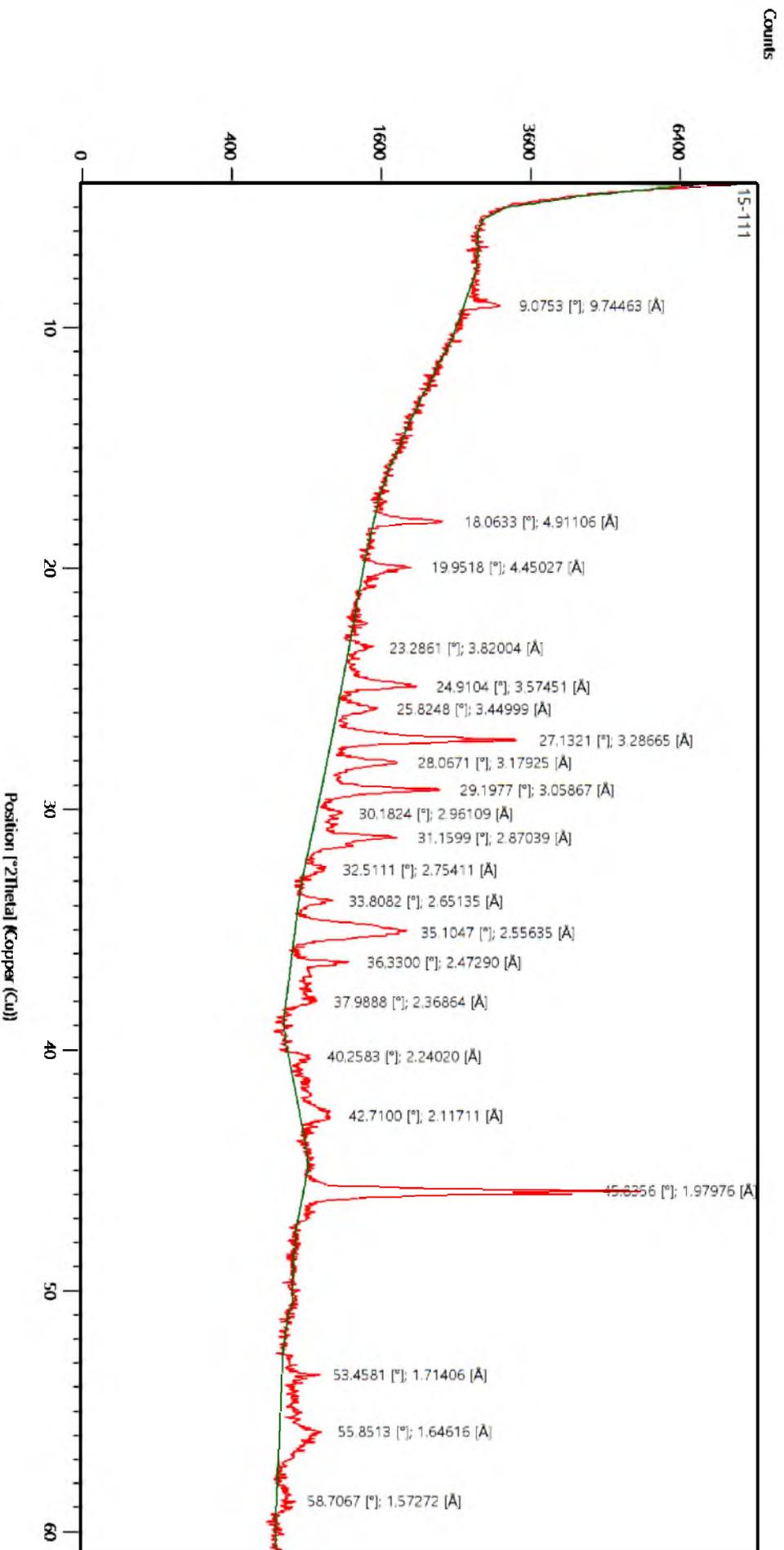
Рентгенограмма калиевого полевого шпата образца 15-116

Продолжение к приложению 1



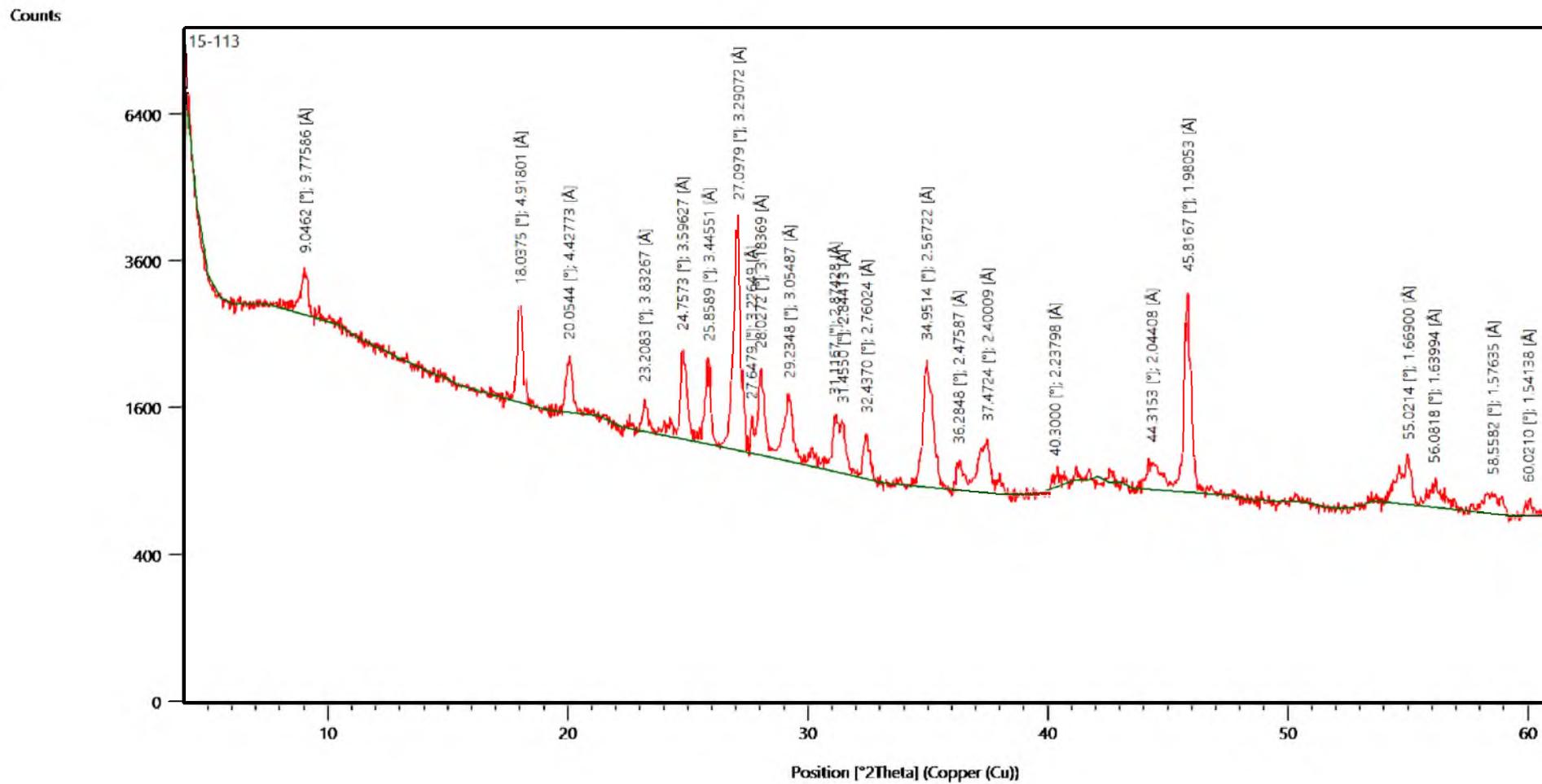
Рентгенограмма плагиоклаза образца 15-165

Приложение 2 – Рентгенограммы слюды жила Мика



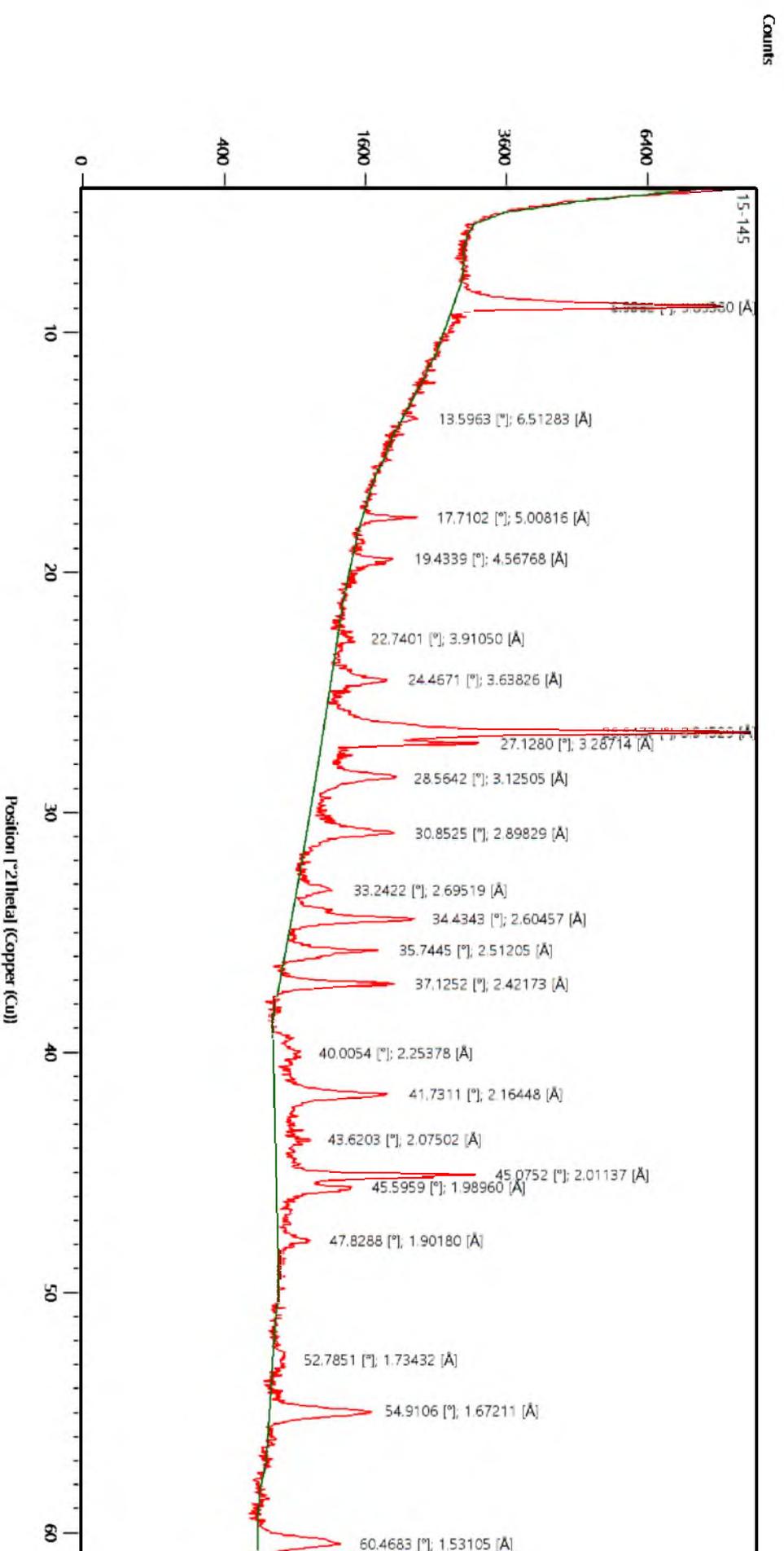
Рентгенограмма обр. 15-111 - ПОЛЛИТИОНИТ

Продолжение к приложению 2 - Рентгенограммы слюд жилы Мика



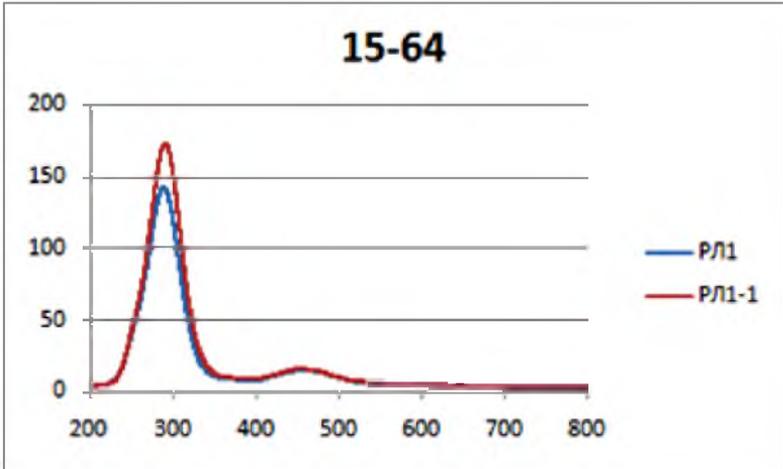
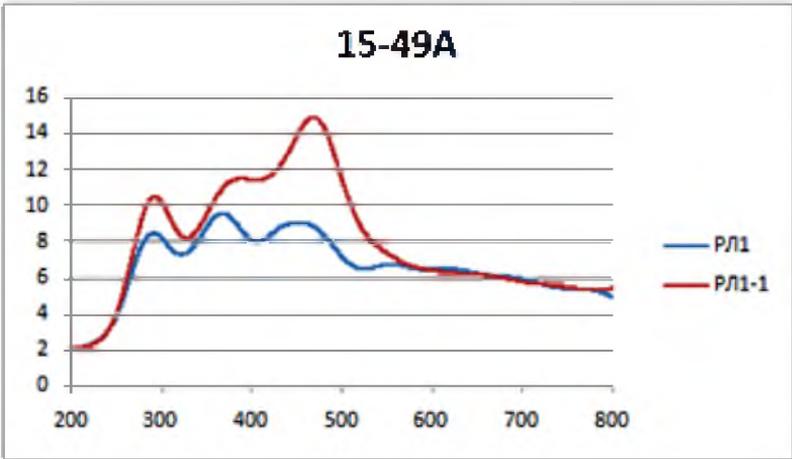
Рентгенограмма обр. 15-113 – лепидолит

Продолжение к приложению 2 - Рентгенограммы слюды жили Мика

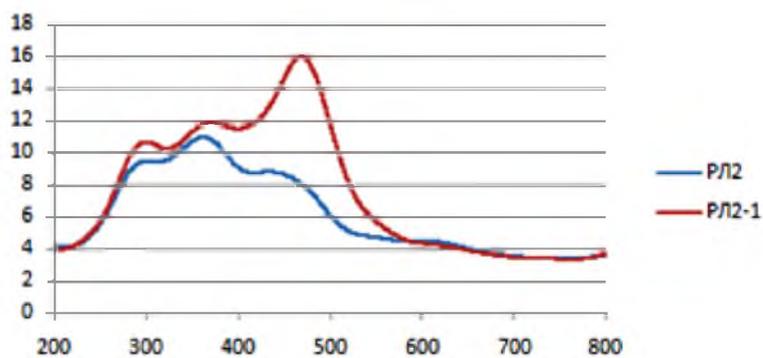


Рентгенограмма обр. 15-145 - флогопит

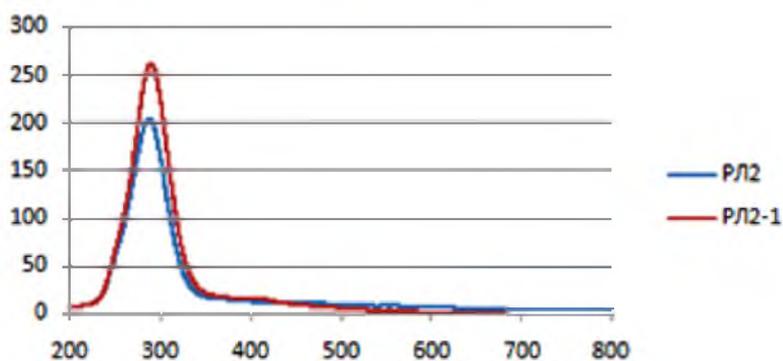
Приложение 3 - Результаты рентгенолюминесцентного анализа кварца



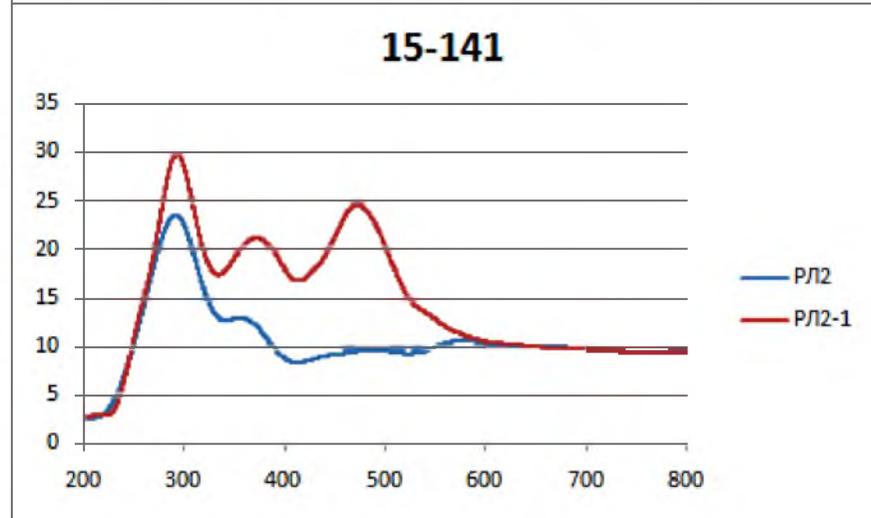
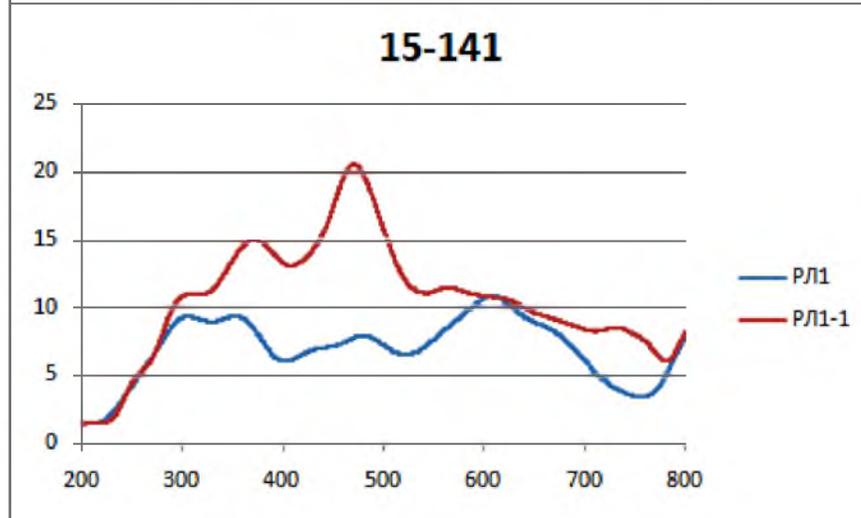
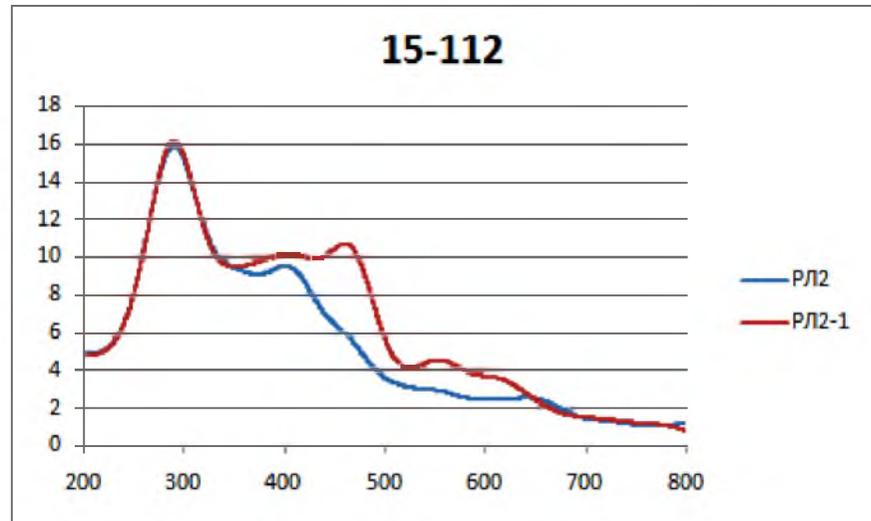
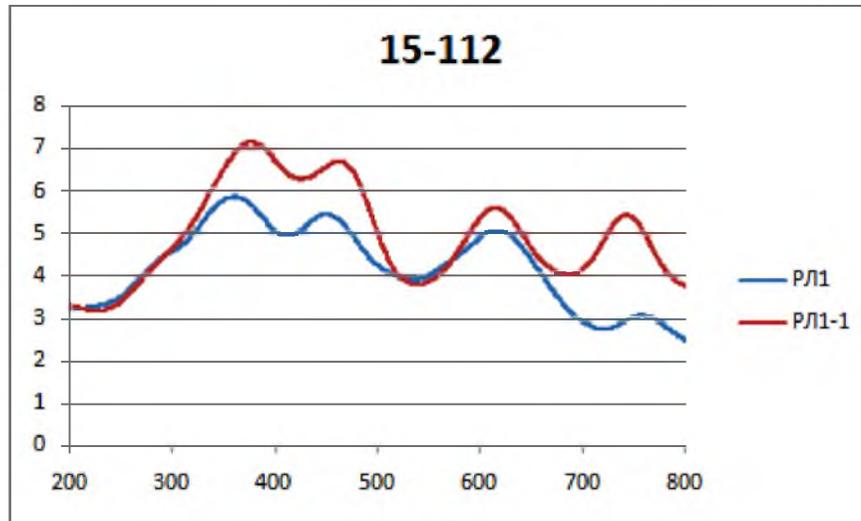
15-49A



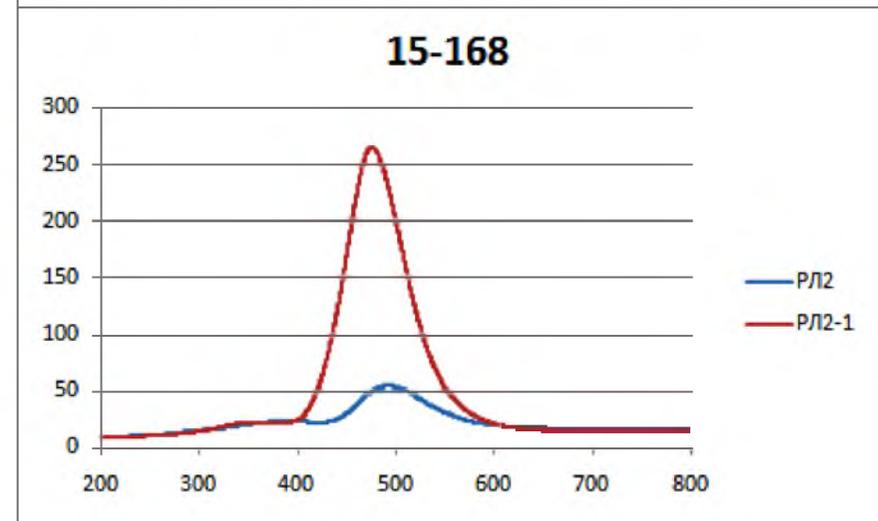
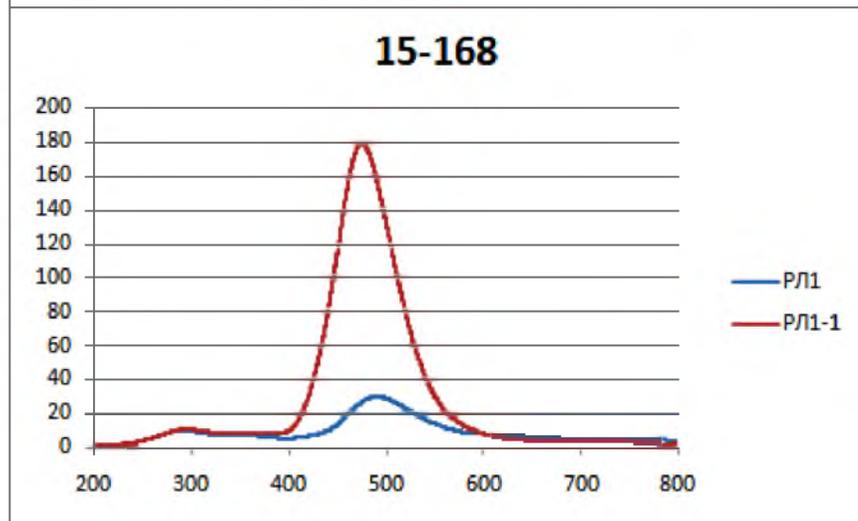
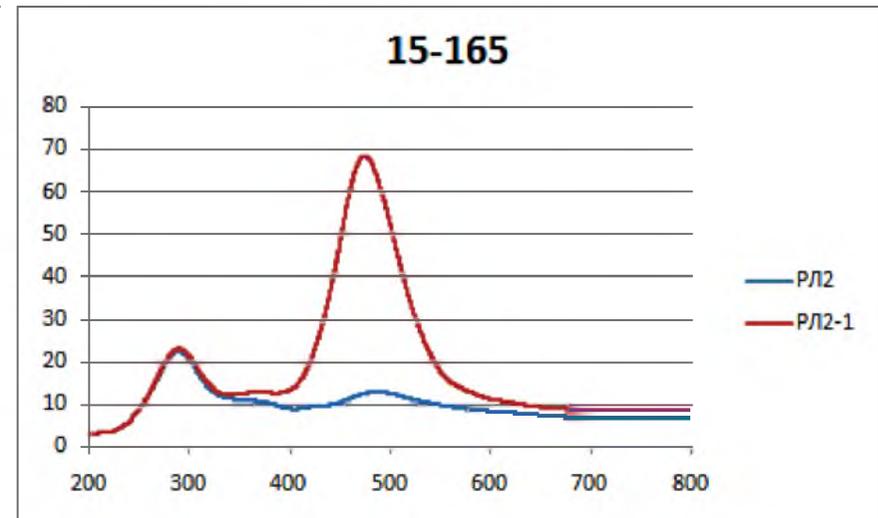
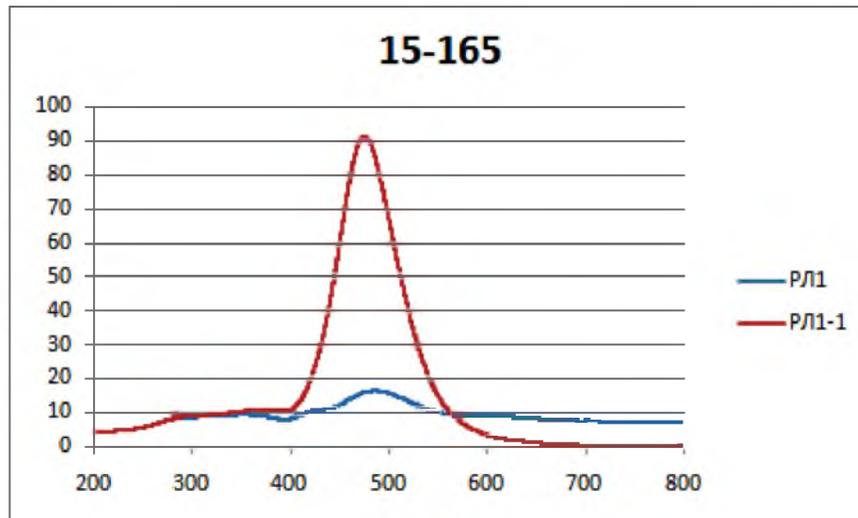
15-64



Продолжение к приложению 3 - Результаты рентгенолюминесцентного анализа кварца



Продолжение к приложению 3 - Результаты рентгенолюминесцентного анализа кварца



Уважаемый пользователь! Обращаем ваше внимание, что система «Антиплагиат» отвечает на вопрос, является ли тот или иной фрагмент текста заимствованным или нет. Ответ на вопрос, является ли заимствованный фрагмент именно плагиатом, а не законной цитатой, система оставляет на ваше усмотрение.

Отчет о проверке № 1

дата выгрузки: 23.05.2017 20:52:00
 пользователь: batueva1993@bk.ru / ID: 4053195
 отчет предоставлен сервисом «Антиплагиат»
 на сайте <http://www.antiplagiat.ru>

Информация о документе

№ документа: 16
 Имя исходного файла: Диплом на тему Минералогия миароловых пегматитов жилы Мика.docx
 Размер текста: 5954 кБ
 Тип документа: Не указано
 Символов в тексте: 83001
 Слов в тексте: 9263
 Число предложений: 520

Информация об отчете

Дата: Отчет от 23.05.2017 20:52:00 - Последний готовый отчет
 Комментарий: не указано
 Оценка оригинальности: 96.45%
 Заимствования: 3.55%
 Цитирование: 0%



Оригинальность: 96.45%
 Заимствования: 3.55%
 Цитирование: 0%

Источники

Доля в тексте	Источник	Ссылка	Дата	Найдено в
0.74%	[1] Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) - Милановский Е.Е.	http://bookshare.net	05.12.2016	Модуль поиска Интернет
0.68%	[2] Полный текст	http://istina.msu.ru	21.11.2016	Модуль поиска Интернет
0.67%	[3] не указано	http://neo.web.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет

