

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

УДК [552.322.2:553.063]

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК

Руководитель ООП

Доцент  И. В. Володина

« 17 » 06 2016 г.

Кунгулова Эльвира Нурфасовна

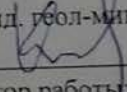
ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ТУРМАЛИНОНОСНЫХ МИАРОЛОВЫХ
ПЕГМАТИТОВ ЛЕСХОЗОВСКОЙ ЖИЛЫ (Таджикистан)

Выпускная работа бакалавра

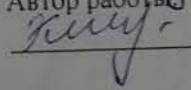
По направлению подготовки 05. 03.01. Геология

Руководитель:

Канд. геол.-минерал. наук, доцент

 С. И. Коноваленко

Автор работы:

 Кунгулова Э.Н.

Томск 2016

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Геолого-географический факультет
Кафедра минералогии и геохимии

УТВЕРЖДАЮ

Зав. кафедрой

Лычагин Д.В. Лычагин

«17» ноября 2015 г.

ЗАДАНИЕ

по подготовке выпускной работы бакалавра

студенту 02101 группы Кузнецовой Э.М.

1. Тема работы Типоморфизм минералов Лесхозовской толщи Юго-Западного Талаша (Таджикистан)
2. Цель и содержание работы изучить типоморфные особенности породообразующих и второстепенных минералов Лесхозовской толщи минералов пегматитов
3. Перечень вопросов, решаемых по заданию заинтересованных организаций и их наименование исследование минералогии пегматитов в рамках темы ведущейся на кафедре
4. Обязательные графические приложения Схема строения Лесхозовской толщи

5. Сроки представления завершенной работы:

- на кафедру 10.06.2016

- в ГАК 20.06.2016

6. Предзащита на кафедре 14.06.2016

7. Консультанты по разделам работы Н.Н. Бордюковская, Т.С. Кебера, Е.Д. Аганова

Руководитель С.И. Коноваленко

Дата «17» ноября 2015 г.

Задание принял к исполнению «17» ноября 2015 г.

студент Кузнецова Э.М.

Утверждено на заседании кафедры «17» ноября 2015 г.

Протокол № 268

РЕФЕРАТ

УДК [552.322.2:553.063]

Кунгулова Э. Н. Типоморфизм минералов турмалиноносных миароловых пегматитов лесхозовской жилы: Выпускная квалификационная работа бакалавра. Томск, 2016. 49 – с.

В работе рассматриваются типоморфные особенности минералов пегматитов Лесхозовской жилы, которая относится к малоглубинным пегматитам миароловой формации. Исследования проводились для таких пороодообразующих и второстепенных минералов как полевые шпаты, кварц, слюды и турмалин. Для определения типоморфных свойств указанных минералов были выполнены термо- и рентгенолюминесцентные исследования, рентгеноструктурные и микронзондовые, был определён состав элементов-примесей методом масс-спектрометрии и выполнены петрографические исследования.

В результате было установлено, что все изученные минералы пегматитов Лесхозовской жилы обладают ярко выраженными типоморфными особенностями.

Объем работы содержит 49 страниц машинописного текста, 20 рисунков, 11 таблиц, 4 приложения. Список использованных источников и литературы включает 23 наименования.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Лесхозовская жила, миароловые пегматиты, полевой шпат, кварц, типоморфизм.

Содержание

ВВЕДЕНИЕ

I.	Краткая геологический очерк строения региона	
1.	Физико-географический очерк	6
2.	История геологического изучения	8
3.	Тектоника и история геологического развития	9
4.	Стратиграфия	11
5.	Магматизм	13
II.	Специальная часть	
1.	Морфология, внутреннее строение и минеральный состав Лесхозовской жилы	15
2.	Типоморфизм породообразующих минералов Лесхозовской жилы	22
2.1.	Полевые шпаты	22
2.1.1.	Кпш	22
2.1.1.1.	Особенности химического состава калиевых полевых шпатов	22
2.1.1.2.	Особенности структуры калиевых полевых шпатов	24
2.1.2.	Плагиоклаз	24
2.1.2.1.	Особенности химического состава плагиоклаза	25
2.1.2.2.	Особенности структуры плагиоклаза	26
2.1.3.	Особенности термо- и рентгенолюминисценции полевых шпатов	27
2.1.4.	Особенности распределения примесных элементов в полевых шпатах	29
2.1.5.	Типоморфные особенности полевых шпатов Лесхозовской жилы	31
2.2.	Кварц	32
2.2.1.	Особенности термо- и рентгенолюминесценции кварца	32
3.	Типоморфизм второстепенных минералов Лесхозовской жилы	35
3.1.	Слюды	35
3.1.1.	Особенности химического состава слюд	35
3.2.	Турмалин	36
3.2.1.	Особенности химического состава турмалина	36
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	39
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ	40
	ПРИЛОЖЕНИЕ А Положение диагностических линий ПШ	42
	ПРИЛОЖЕНИЕ Б Рентгенограммы КПШ Лесхозовской жилы	43
	ПРИЛОЖЕНИЕ В Рентгенограммы плагиоклаза Лесхозовской жилы	45
	ПРИЛОЖЕНИЕ Г Результаты ICP-MS полевых шпатов Лесхозовской жилы	49

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования выпускной квалификационной работы является пегматитовая жила Лесхозовская Юго-Западного Памира, относящаяся к пегматитам миароловой формации. На сегодняшний день они представляют интерес как в научном, так и в практическом отношении.

С одной стороны, они являются уникальными природными примерами проявления тех магматических процессов, которые непосредственно ведут к формированию рудообразующих сред и систем в ареалах развития гранитоидного магматизма [17], с другой, благодаря наличию в жилах пустот, обеспечивающих условия для роста крупных и хорошо образованных кристаллов, миароловые пегматиты служат источником ценного геммологического и коллекционного сырья. Этим определяется актуальность выполненной работы.

Перед началом работы была поставлена цель – изучение типоморфизма минералов жилы для разработки на этой базе минералогических критериев поиска и оценки миароловых пегматитов, как на самом Юго-Западном Памире, так и за его пределами.

В соответствии с поставленной целью, необходимо было решить следующие основные задачи:

1. Проанализировать опубликованные литературные источники по геологии Юго-Западного Памира и проявлениям пегматитов в его пределах.
2. Изучить макроскопически и с помощью поляризационного микроскопа минеральный состав пегматитов Лесхозовской жилы.
3. Выявить с помощью комплекса аналитических методов типоморфные особенности основных породообразующих и характерных второстепенных минералов (кварца, полевых шпатов, слюд и турмалина).

В основу практической части исследования лёг каменный материал, предоставленный автору научным руководителем. Он представлен 37 образцами, отобранными из пегматитов различных зон Лесхозовской жилы. Для изучения типоморфных особенностей минералов были применены следующие аналитические методы: рентгеноструктурный анализ, термо- и рентгенолюминесцентный анализ, метод ионной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS) и микрозондовый

анализ. Данные работы выполнены на базе ЦКП «Аналитического центра геохимии природных систем». Аналитики: Небера Т.С., Борозновская Н.Н., Корнева А.П., Пешков А. А. Кроме того, петрографические особенности описаны исходя из изучения 5 прозрачных шлифов.

Автор работы выражает благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н., доценту Сергею Ивановичу Коноваленко, за предоставленный каменный материал, а также проявленное терпение и неоценимую помощь в процессе работы. Автор благодарит сотрудников лаборатории ЦКП «Аналитического центра геохимии природных систем» за помощь в понимании интерпретации полученных данных. Отдельную благодарность автор выражает директору центра, кандидату геол.-минерал. наук Тишину П.А.

За помощь и поддержку в проведении практической части работы, а также при интерпретации полученных данных автор благодарен сотрудникам кафедры минералогии и геохимии Лычагину Д.В., Зыряновой Л.А., Бухаровой О.В., Мишениной М.А., Пешкову А.А, Герасимову В.К. Также хочется поблагодарить заведующего кафедрой петрографии, д-р геол.-минерал. наук, профессора Чернышова А. И.

I. Краткий геологический очерк строения региона

1. Физико-географический очерк

Лесхозовская жила находится на территории Юго-Западного Памира на правом борту реки Шахдара, в её среднем течении, напротив кишлака Бедиз. Административно район исследований расположен в пределах Горно-Бадахшанской автономной области Республики Таджикистан (Рисунок 1).

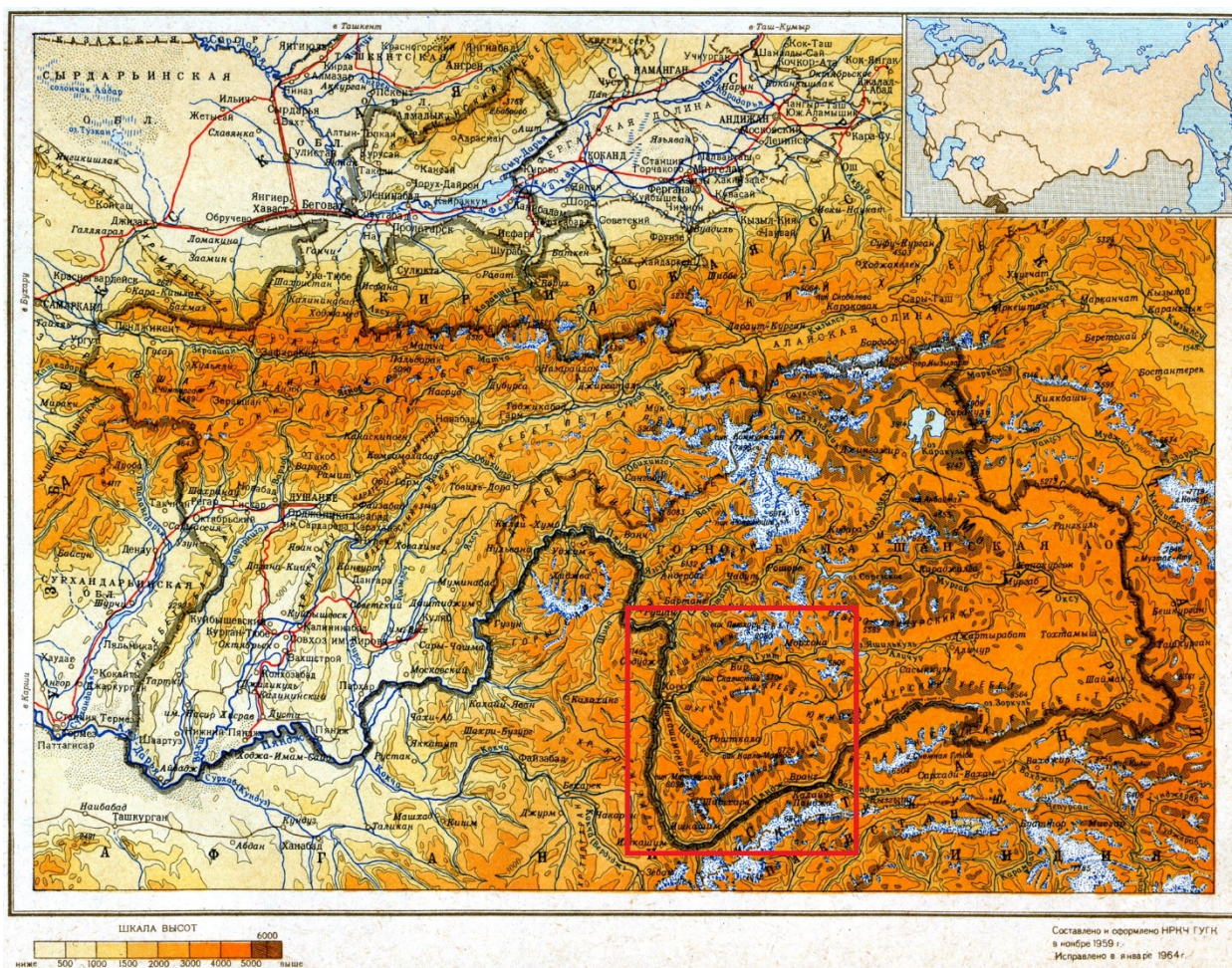


Рисунок 1 - Физико-географическая карта Таджикистана.

Красным прямоугольником выделена территория района исследований

Рельеф Юго-Западного Памира горный, характеризуется большими абсолютными высотами, отличается сильной расчленённостью. Глубокие узкие долины рек пересекают её с запада на восток, их разделяют хребты, возвышающиеся над днищами долин на 3000—4000 м и более [22].

В пределах Юго-Западного Памира выделяется три главных хребта: Шугнанский, разделяющий долины Гунта и Шахдары; Ишкашимский, идущего от города Хорога на юг; Шахдаринский, соединяющегося с Ишкашимским в районе пика Маяковского и разделяющего долины рек Шахдары и Памира. Севернее Шугнанского хребта

расположены Рушанский, Язгулемский и Ванчский хребты. Высочайшие вершины района пики Карла Маркса (6726 м.) и Фридриха Энгельса (6510 м.) расположены в Шахдаринском хребте [21]. Самые низкие места в западной части не опускаются ниже 1500 м [22].

Главные реки в западной части — Пяндж и его притоки Ванч, Язгулем, Бартанг, Гунт с Шахдарой — берут начало в ледниках или проточных озёрах, многоводны, стремительны, изобилуют порогами и водопадами [22].

Нижняя граница снега на Юго-Западном Памире находится на высоте 4800 - 5000 метров. В связи с большой абсолютной высотой хребтов и орографическими особенностями их расположения в районе много крупных ледников. Вследствие относительно небольшого уклона южных склонов хребтов, самые крупные ледники находятся именно на южных склонах. Ледники на северных склонах в среднем менее крупные. Непосредственно к бассейну Шахдары относятся 23 ледника общей площадью 221 квадратный километр. Для крупных рек Памира это наименьшее количество. Так, например, в бассейне Язгулема 310,4 квадратных километра ледников [21].

Особенности климата определяются географическим положением и орографическими особенностями Юго-Западного Памира. На юге путь влажным массам с Индийского океана преграждает Гиндукуш высотой 6000 - 7500 метров. С запада массам воздуха преграждают путь горные хребты северо-восточного Афганистана, тянущиеся в меридианальном направлении. Эти факторы определяют своеобразный сухой климат высокогорья, на который постоянное влияние оказывают массы воздуха, формирующиеся над равнинами Средней и Центральной Азии и Иранским нагорьем. Осадки в течение года распределяются неравномерно, максимальное количество их выпадает в холодный период, в тёплый они, как правило, отсутствуют. Большинство осадков (200 - 400 мм в год) выпадает на западных склонах хребтов, причем в виде дождя лишь 10 - 15 мм в год. В межгорных долинах дожди не выпадают по несколько лет подряд. Наиболее сухие месяцы - август и сентябрь. По многолетним данным в августе в Хороге выпадает в среднем около 0,1 мм в год, а в сентябре - до 1 мм в год [21].

Среднемесячные температуры в Хороге составляют в июле и августе +22, в сентябре +12,7. На высоте 3500 среднемесячные температуры в июле +14, в августе +13, в сентябре +8. На высоте 5000 даже в июле среднемесячная температура +5. Наблюдаются очень резкие суточные колебания температур [21].

Для района характерны верхние и нижние ветры. Верхние ветры дуют, как правило, с запада на высоте 5000 метров. Нижние ветры имеют локальный характер и

дуют вдоль долин. Утром сила ветра минимальна и постепенно возрастает во второй половине дня [21].

В связи с сухим климатом растительность района довольно скудна. Деревья встречаются только по долинам рек. До высот 3000 метров встречается береза, тополь, ива. Выше только арча, ива и кустарники. На высотах 3300 - 3500 метров и выше растет только трава [21].

Вследствие неугасающих тектонических процессов, Памир является наиболее сейсмическим районом СССР и относится к девятибальной сейсмической зоне. Чаще всего сильные землетрясения бывают в местах сближения растущих хребтов [21].

Млекопитающие на Памире представлены архарами, кийками. Много медведей, иногда встречаются волки. Особенно много грызунов - сурков, зайцев, пищух. Из птиц чаще всего встречаются улары, кеклики, утки, цапли, удода, горлинки и орлы. В реках и, особенно, в озерах много рыбы. Здесь водятся маринка, форель, голец и осман [21].

2. История геологического изучения

История геологического изучения территории Юго-Западного Памира тесно связана с историей изучения всего Таджикистана. Первой экспедицией, посетившей изучаемый участок со специальными геологическими целями была Бухарская экспедиция 1841 г. под руководством горного инженера Бутенева. Члены экспедиции Богословский и Леман впервые проникли в долину р. Зеравшан и дошли до оз. Искандеркуль [12].

Исследование, геологического строения непосредственно Юго-Западного Памира начинается с работ Д. В. Наливкина (1916, 1932), составившего первую геологическую карту района, где было выделено 6 свит, отнесенных к докембрию. Петрографическое описание пород впервые сделано В. А. Николаевым (1936). В его работе, помимо описания метаморфических пород, приводится характеристика двух генераций магматических пород гранитного состава, из которых одна тесно связана с метаморфитами, а другая, киммерийская, развита по периферии Юго-Западного Памира и обуславливает регионально-контактный метаморфизм толщ [2].

В 1938-1957 гг. на Юго-Западном Памире работал большой коллектив геологов, проводивших поисковые работы на нерудные полезные ископаемые. Эти работы сопровождались составлением крупномасштабных карт отдельных участков и существенно дополнили представление о геологическом строении региона. В 1957-1963 гг. проводились среднемасштабные государственные геологические съемки большим коллективом геологов (В. П. Булин, К. Т. Буданова, Г. С. Волос, А. Г. Давыдченко, Г. В.

Кузнецов, Н. А. Хорев и др.). В результате была разработана унифицированная региональная схема стратиграфии, выделенные свиты откартированы, что позволило уточнить структуру района, наметить разновозрастные структуры и этапы мигматизации [2].

Последующий этап характеризуется целенаправленным исследованием условий метаморфизма на основе детального изучения минералогии района и уточнения возраста метаморфических толщ. В результате, были установлены тектонические контакты метаморфических толщ Юго-Западного Памира с окружающими палеозой-мезозойскими образованиями и между отдельными частями разреза метаморфических толщ. (Буданов, 1964, Хорева, Буданова, 1965). Верхняя часть разреза метаморфических толщ (аличурская свита по схеме среднемасштабных съемок) была выделена в самостоятельную серию. В свою очередь, нижняя часть разреза была разделена на горанскую и шахдаринскую серии, контактирующие тектонически. Границей этих серий считался Даршайский разлом (Давыдченко, 1964), границей шахдаринской и аличурской серий - Мац-Кокбайский (Хорева, Будинова, 1965; Хорева, 1968) [2].

Большое внимание уделялось радиологическому изучению пород и минералов Юго-Западного Памира (Крылов и др., 1962; Буданов и др. 1964; Мурина и др., 1965; Хорева и др., 1968, 1974; Шанин и др., 1969, 1971, 1978) [2].

Непосредственно миароловые пегматиты Юго-Западного Памира попали в поле зрения исследователей в самом начале XX века. Первые публикации по ним принадлежат А.Н. Лабунцову, проводившему специализированные минералогические работы на Южном Памире в рамках комплексных научных исследований знаменитой Таджико-Памирской экспедиции. Однако свой настоящий коллекционный потенциал миароловые пегматиты начали раскрывать только во второй половине XX века, когда на Памире развернулись массовые геологические работы как производственных, так и научно-исследовательских организаций Министерства геологии СССР. В ходе этих работ оказались открытыми десятки новых проявлений миароловых пегматитов, которые были обнаружены в бассейнах рек Тусион-дара, Вез-дара, Горон-дара, Ростов-дара, Тер-дара, Хед-дара, Гарм-Чамша, Биджунт, Кухи-лал, Абхарв, Даршай и др. [11].

3. Тектоника и история геологического развития

Юго-Западный Памир является одним из горных районов Памира (Рисунок 2). Он относится к Южно-Памиро-Каракорумской мезо-кайнозойской складчатой системе и представляет собой докембрийский (архей-протерозойский) срединный массив,

сложенный метаморфитами гранулитовой и высоко температурной амфиболитовой фаций [23].

Комплекс метаморфических пород Юго-Западного Памира контактирует на севере с мезозойскими и верхнепалеозойскими отложениями зоны Центрального Памира по линии надвига. Эта линия проходит вдоль северного склона Рушанского хребта и через западную часть хребта Базардара, изгибаясь дугообразно к северу. Восточнее граница проводится условно по долинам рек. Аличур и Гурумды. Зона продолжается на юго-запад, на территорию Афганистана [12].

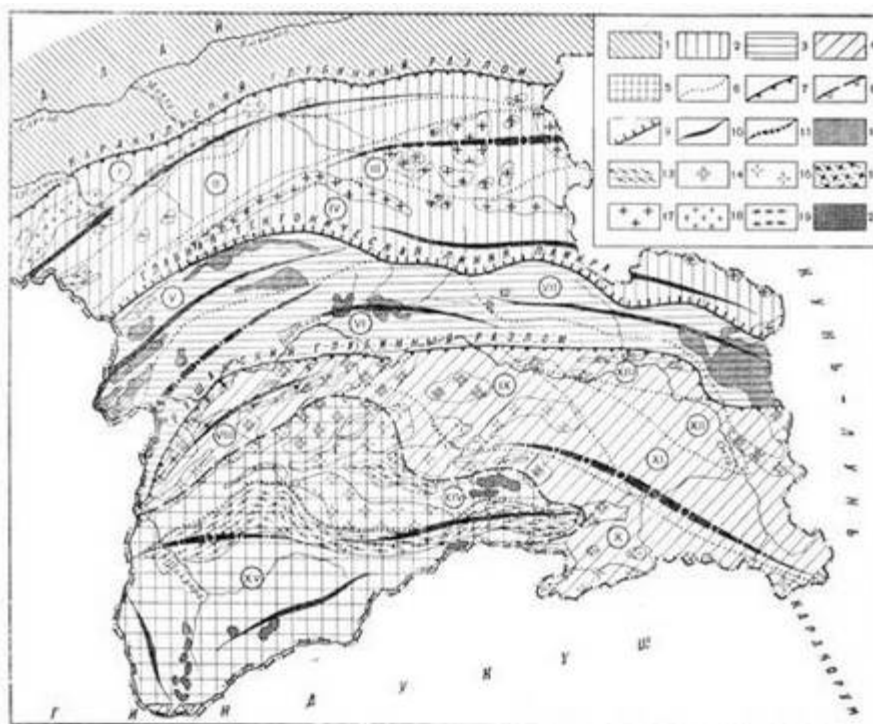


Рисунок 2 - Схематическая тектоническая карта Памира (по Б.П. Бархатову) [23]

1 - Памиро-Кунь-Луньский передовой прогиб; 2- зона Северного Памира с подзонами: I - Калай-Хумб-Сауксайской, II - Курговатской, III - Каракульской, IV - Дарваз-Сарыкольской; 3- зона Центрального Памира с подзонами: V - Ванч-Язгулемской; VI - Сарезско-Пиартской; VII - Музкол-Рангульской; 4 - зона Юго-Восточного Памира с подзонами: VIII - Рушанской; IX - Базардаринской; X - Гурумдинской; XI - Истыкской; XII - Тохтамышской; XIII - Пиартской и Мургабской; 5 - зона Юго-Западного Памира с подзонами: XIV - Гунтской и XV - Ваханской; 6 - границы подзон; 7 - границы зон; 8 - условная граница зоны Юго-Западного Памира; 9 - граница сооружений Кунь-Луня и Каракорума; 10 - антиклинали; 11 - синклинали. Гранитоиды: 12 - K2 - P; 13 - I3 - K1 (памирско-шугнанский тип); 14 - I3 - K1 (башгумбезский тип); 15 - I3 - K1 (аличурский тип); 16 - I1?; 17 - P2 - T; 18 - C2; 19 - Pr2?; 20 - αC?

Территория Юго-Западного Памира имеет сложное тектоническое строение. Здесь сочетаются различные по масштабу, генезису, ориентировке и возрасту структуры. Простые, пологие, крупные складки, измеряемые десятками километров, наложены на сложно деформированные слои с изоклиальной складчатостью, складками течения и плейчатостью пород, зонами послойных дифференциальных перемещений [2].

Структурой первого порядка является огромный «крестообразный брахиантиклиналь (купол)». Эта своеобразная антиклинальная структура представляет собой сочетание Ваханской брахиантиклинали северо-восточного простирания с осложняющей её в центре Абхарвской брахиантиклиналью, протягивающейся в северо-западном направлении. Ваханская брахиантиклиналь резко асимметрична: юго-восточное её крыло более крутое и осложнено складками второго и более высоких порядков у крупного разлома, обрывающего брахиантиклиналь с юга; северо-западное крыло очень пологое. Поперечная Абхарвская брахиантиклиналь, по-видимому, построена еще более просто [12].

Многими исследователями отмечается полиэтапность формирования структурного плана региона. Структурные элементы ранних этапов (то есть связанные с гранулитовым метаморфизмом) распознаются с трудом, так как затушеваны последующими тектоно-метаморфическими циклами и в особенностях структурами второго цикла: изоклиальными субгоризонтальными складками, сжатыми линейными складками, зонами послойных дифференциальных движений [2].

4. Стратиграфия

Территорию Юго-Западного Памира слагают докембрийские метаморфические породы, представленные мощной толщей разнообразных гнейсов с пачками кристаллических сланцев и мраморов. В пределах этой толщи выделены образования двух разновозрастных структурно-формационных комплексов: архейские породы основания (горанская и шахдарисккая серии, а также хорогский ортокотплекс) и нижнепротерозойские породы чехла – аличурская серия [2] (Рисунок 3).

Горанская серия. Серия представляет собой толщу метаморфизованных карбонатно-терригенных пород с подчиненной ролью ортопород. Снизу, вверх в горанской серии выделены три толщи: 1) мраморно-кварцито-гнейсовая, 2) мраморно-гнейсовая, 3) мраморно гранито-гнейсовая. Низы серии не вскрыты, она тектонически перекрывается образованиями хорогского ортокотплекса. Общая мощность 3400-4000 м [2].

Хорогский ортокомплекс. Выходы пород ортокомплекса в плане образуют линейно вытянутую полосу (карта) на восточном склоне Шахдаринского хребта. К западу от главного поля выходов отмечаются изолированные останцы пород ортокомплекса в водораздельной части Шахдаринского хребта и на западном его склоне. Этот ортокомплекс, представляет собой толщу метаморфических пород преимущественно магматического происхождения. В составе преобладают амфиболовые ортогнейсы и мигматиты. Они облагают хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью и вмещают многочисленные будинированные тела массивных пород: амфиболитов, эклогитоподобных пород, метагипербазитов, а также линзовидные и диапироподобные тела гранитоидов чарнокитовой формации. Все эти массивные породы образуют систему кулисообразно расположенных линзовидных тел, пространство между которыми заполнено рассланцованными породами. Общая мощность ортокомплекса от 500 до 2000 м [2].

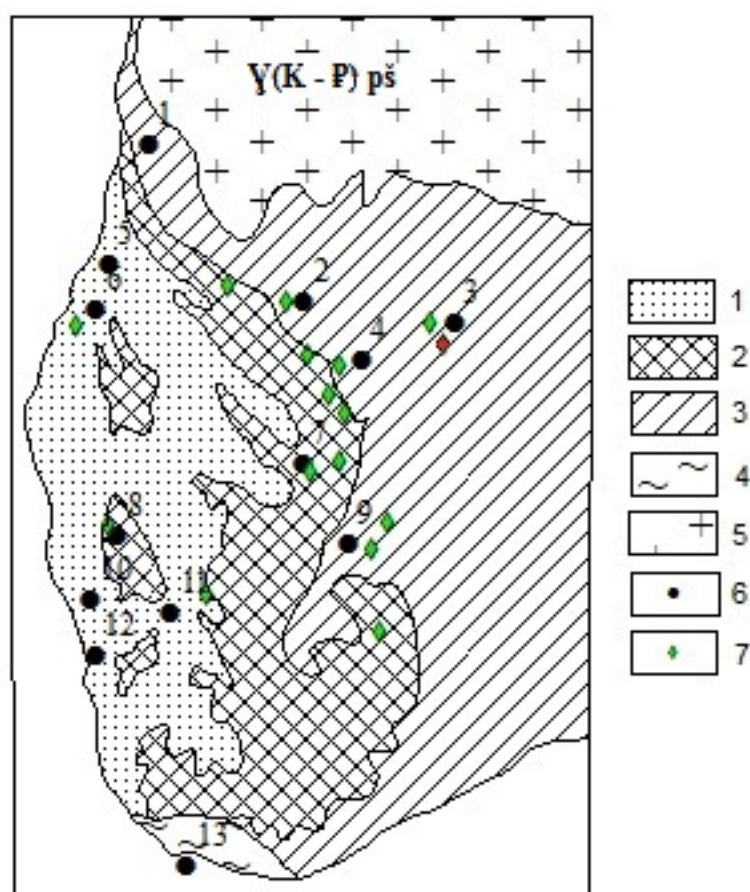


Рисунок 3 - Схема геологического строения территории Юго-Западного Памира и размещения в его пределах пегматитов миароловой формации [9]

1-3 – метаморфические породы докембрийского возраста (1-горанская серия, 2-хорогский ортокомплекс, 3-шахдаринская серия); 4-верхнетриасовые сланцы; 5-мел-палеогеновые граниты памирско-шунганского комплекса; 6-основные пегматитовые поля и проявления (1-Нишупское, 2-Тусионское, 3-Шахдаринское, 4-Вездаринское, 5-Гармчаиминское, 6-Кугиляльское, 7-Ляджсвардоаринское, 8-Дарайстажское, 9-Даршайское, 10-Авджское, 11-Абхарвское, 12-Сумджинское, 13-Намангутское); 7-пегматиты малоглубинной миароловой формации (красным цветом выделена Лесхозовская жила)

Шахдаринская серия. Выходы пород серии слагают северо-восточную часть территории Юго-Западного Памира. Верхняя граница серии определяется надвигом на нее пород аличурской серии по левобережью реки Мац, далее к северо-востоку породы этих серий разделены Шугнанским гранитным массивом. В долине реки Гунт породы шахдаринской серии тектонически контактируют с гранитоидами аличурского комплекса. Шахдаринская серия сложена комплексом метаморфических пород различного состава с прослоями карбонатных пород кальцитового и кальцит-доломитового состава. Характерной особенностью пород шахдаринской серии, является обилие милонитовых и бластомилонитовых разновидностей гнейсов. Общая мощность 4500-5000 метров [2].

Аличурская серия. Серия условно имеет нижнепротерозойский возраст. Аличурская серия отличается от горанской и шахдаринской серий как характером метаморфизма, так и литологией. В ее составе карбонатные породы занимают относительно небольшой объем и приурочены в основном к средней части разреза. Они представлена преимущественно кальцитовыми мраморами и мраморизованными известняками. Метапелитовые гнейсы представлены биотитовыми разновидностями, часто с мусковитом, фибролитом и андалузитом. Серия характеризуется максимумом проявления гранитоидного магматизма и ультраметаморфизма. Общей мощностью серии 4000-5000 м [2].

5. Магматизм

В пределах Юго-Западного Памира на огромной площади распространены глубокометаморфизованные породы, инъецированные колоссальными массами магматического материала. Многофазность интрузивных процессов в рассматриваемой области несомненна. В сложном комплексе интрузивов выделяются довольно определенно следующие группы пород, различаемые по характеру залегания, структуре и

иногда относительному возрасту: аплитовые и лейкократовые гранитогнейсы; гнейсограниты, граниты и гнейсовидные гранодиориты; двуслюдяные и мезократовые гнейсограниты; основные породы [12].

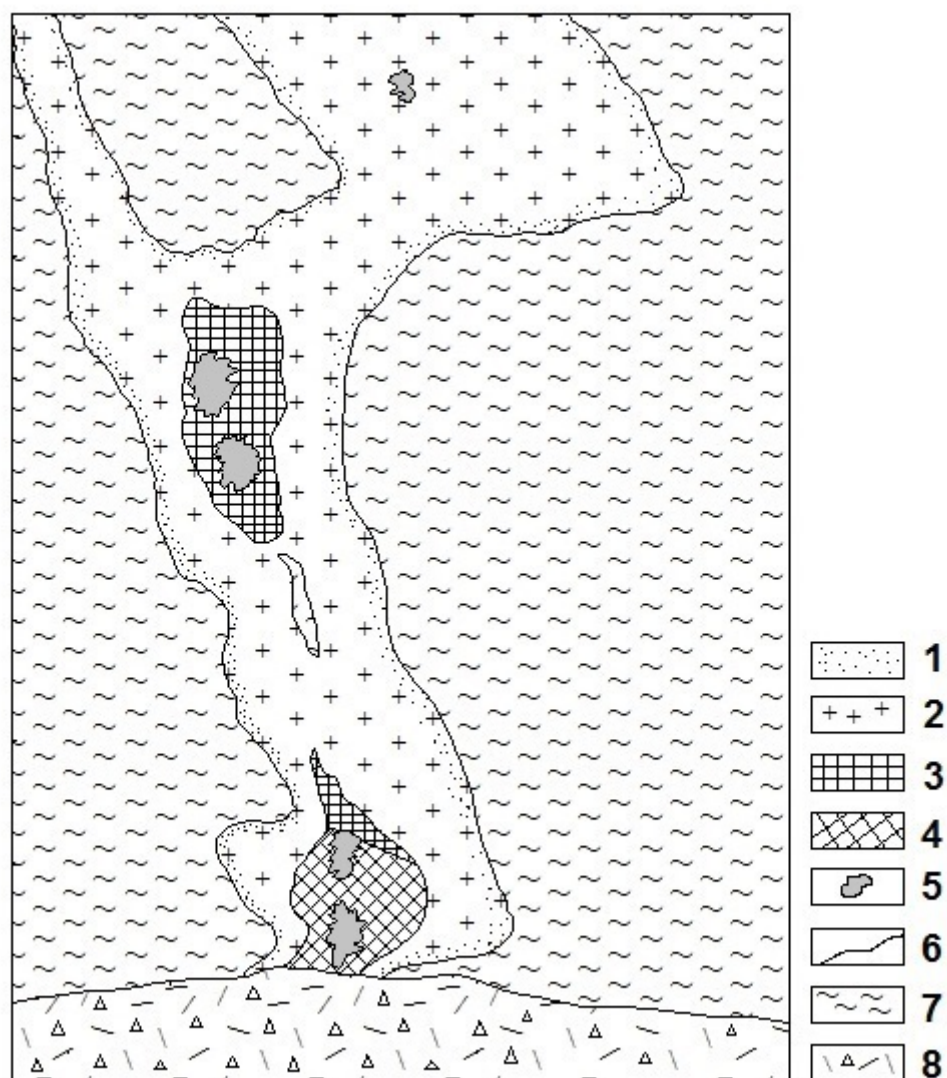
Пегматиты Лесхозовской жилы в генетическом отношении связывают с гранит-лейкогранитами памирско-шугнанского комплекса, которые формируют гигантский по масштабам ($>2700 \text{ км}^2$) полихронный плутон, образованный в результате проявления коллизионных процессов в течении позднего триаса и раннего неогена. Выходы плутона приурочены к осевым частям Южно-Аличурского и Шугнанского хребтов. В региональном плане он представляет собой два самостоятельных очаговых ареала, внутри которых разновозрастные коллизионные граниты слагают серии, сближенных в пространстве пластообразных интрузий и сопровождаются широкими (до 1-2 км) инъекционно-пегматитовыми экзоконтактовыми зонами.

В строении комплекса участвуют такие интрузивные фазы, как биотитовые, мусковит-биотитовые граниты, а также гранат-биотит-мусковитовые лейкограниты, аплиты и пегматиты. Породы среднезернистые, светло-серые, лейкократового облика, характеризуются гнейсовидной, реже массивной текстурами. На фоне гипидиоморфнозернистой структуры ясно видны проявления бластеза и катаклаза. Состав пород — микроклин, олигоклаз или альбит-олигоклаз, кварц, мусковит, биотит; встречаются гранат, иногда турмалин, а также апатит, циркон, лейкоксен и реже монацит [2].

II. Специальная часть

1. Морфология, внутреннее строение и минеральный состав Лесхозовской жилы

Жила Лесхозовская (Рисунок 4) обнажается в скальной стенке среди гранат-биотитовых гнейсов на правом берегу р. Шахдара, напротив кишлака Бедиз приблизительно в 100 метрах над автодорогой. По простиранию она прослеживается на 60-70 метров, в виде субвертикального тела, мощностью от 0,5 до 3,5 метров. Жила занимает конкордатное (секущее) положение по отношению к гнейсам шахдаринской метаморфической серии. Контакт пегматитов с гнейсами резкий, местами обохренный. Внутри жилы наблюдаются отдельные угловатые и повернутые ксенолиты вмещающих пород, свидетельствующие об активном внедрении пегматитового расплава [10].



Масштаб 1:50

Рисунок 4 - Схема строения Лесхозовской жилы (Коноваленко С. И.)

Условные обозначения: Структурно-минералогические комплексы: двуполевошпатовый комплекс (1-краевая зона, 2 – полевошпатовая, 3-блоковая), 4 – околониароловый комплекс, 5 – миароловый комплекс; 6 – геологические границы; 7- гнейсы и гранитогнейсы Шахдаринской серии; 8 – осыпь.

Лесхозовская жила относится к малоглубинным пегматитам миароловой формации и входит в состав протяженного Южно-Азиатского пегматитового пояса, порожденного в ходе Инд-Евразийской коллизии. Возраст пегматитов оценивается в 14,8-12,9 млн. лет (Россовский, Коноваленко, 1976).

Согласно существующей систематике миароловых гранитных пегматитов Лесхозовская и другие сходные с ней жилы принадлежат к группе турмалиноносных пегматитов кристаллоносной формации субредкометальной подформации (Гранитные пегматиты..., 1999).

Типичная для гранитных пегматитов внутренняя зональность выражена в Лесхозовской жиле очень слабо. С определенной долей условности в ней можно выделить три структурно-минералогических комплекса: полевошпатовый, околониароловый и собственно миароловый.

Основной объем жилы составляет полевошпатовый комплекс. В пределах данного комплекса от периферии к центру жилы обнаруживается смена мелкозернистой аплитовой зоны на двуполевошпатовую, которая в свою очередь сменяется зоной блокового полевого шпата.

Краевые части жилы представлены аплитовидным и среднезернистым кварц-плагиоклазовым пегматитом с биотитом, который сменяется мелкими зернами шерла. Структура этой породы равномернозернистая. Плагиоклаз составляет основной объем породы и представлен в виде крупных идиоморфных зерен. Зерна плагиоклаза сильно деформированы в процессе дробления, разбиты на отдельные блоки, наблюдается изогнутость двойников (Рисунок 5).

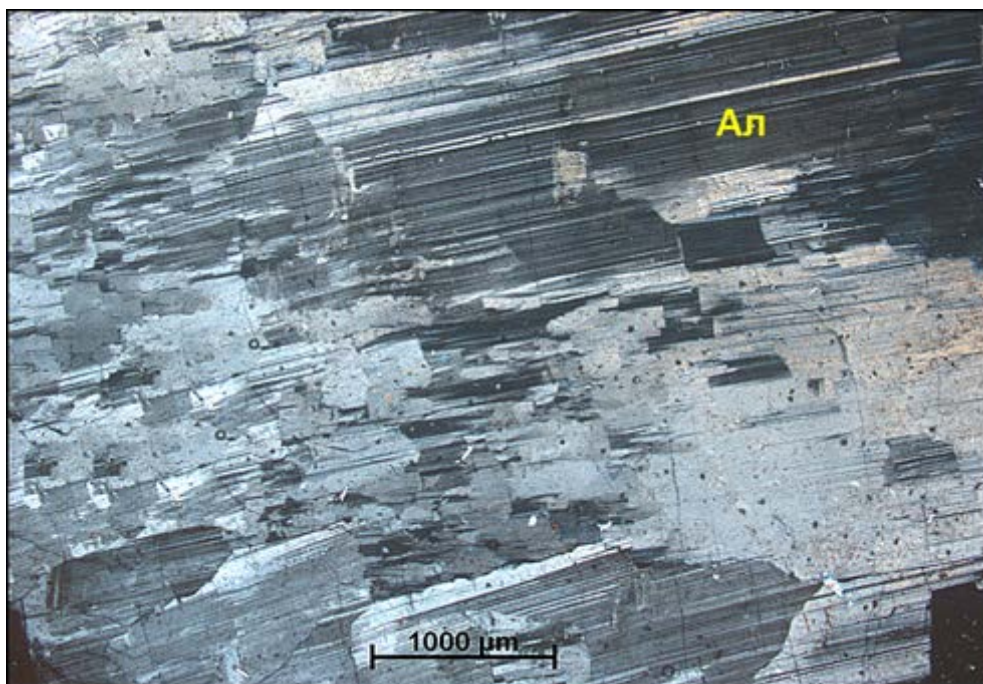


Рисунок 5 – Деформированные двойники альбита в пегматите краевой зоны. Обр. 15-91. Николи Х.

Кроме этого, альбит в пределах комплекса образует редкие вытянутые игольчатые кристаллы размером до 2,5 мм в межзерновом пространстве минералов (Рисунок 6).

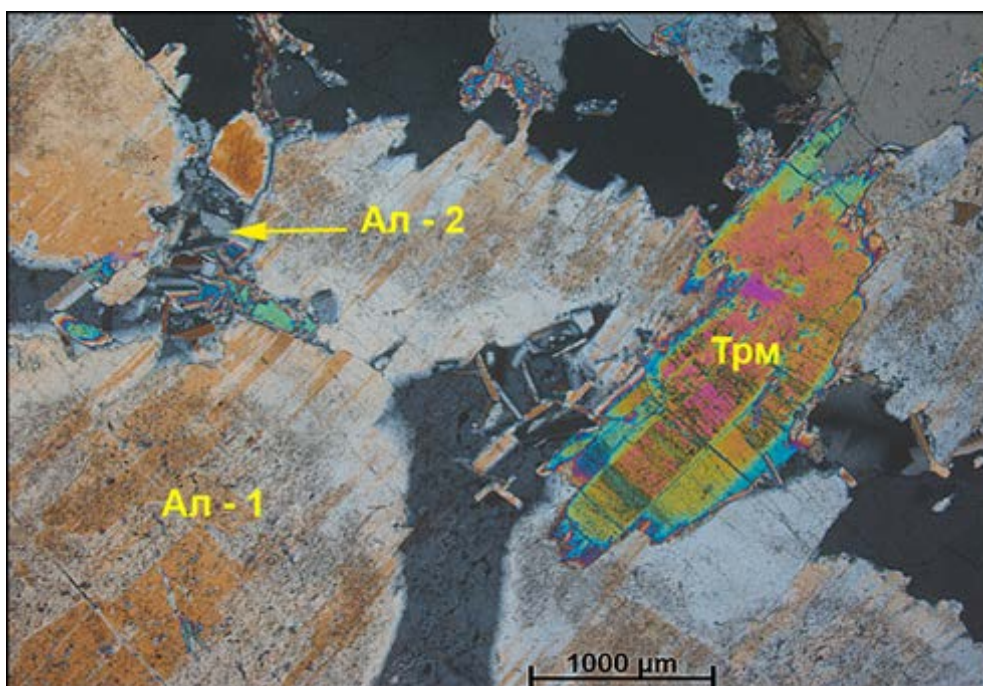


Рисунок 6 – Пегматит краевой зоны. Две генерации альбита: Ал-1 – Ранняя генерация, Ал-2 – поздняя генерация. Обр. 15-91. Николи Х.

Турмалин в породе присутствует в виде удлиненных зерен, которые имеют темно-коричневый цвет в скрещенных николях (Рисунок 7). Размер идиоморфных зерен минералов варьирует от нескольких миллиметров до 1-2 сантиметров. Вокруг зерен

турмалина обнаруживается кайма, которая представляет собой вторую генерацию турмалина (по результатам микрозондового анализа). Турмалин в породе от биотита отличался благодаря характерной ориентировке оси N_p по удлинению кристалла.

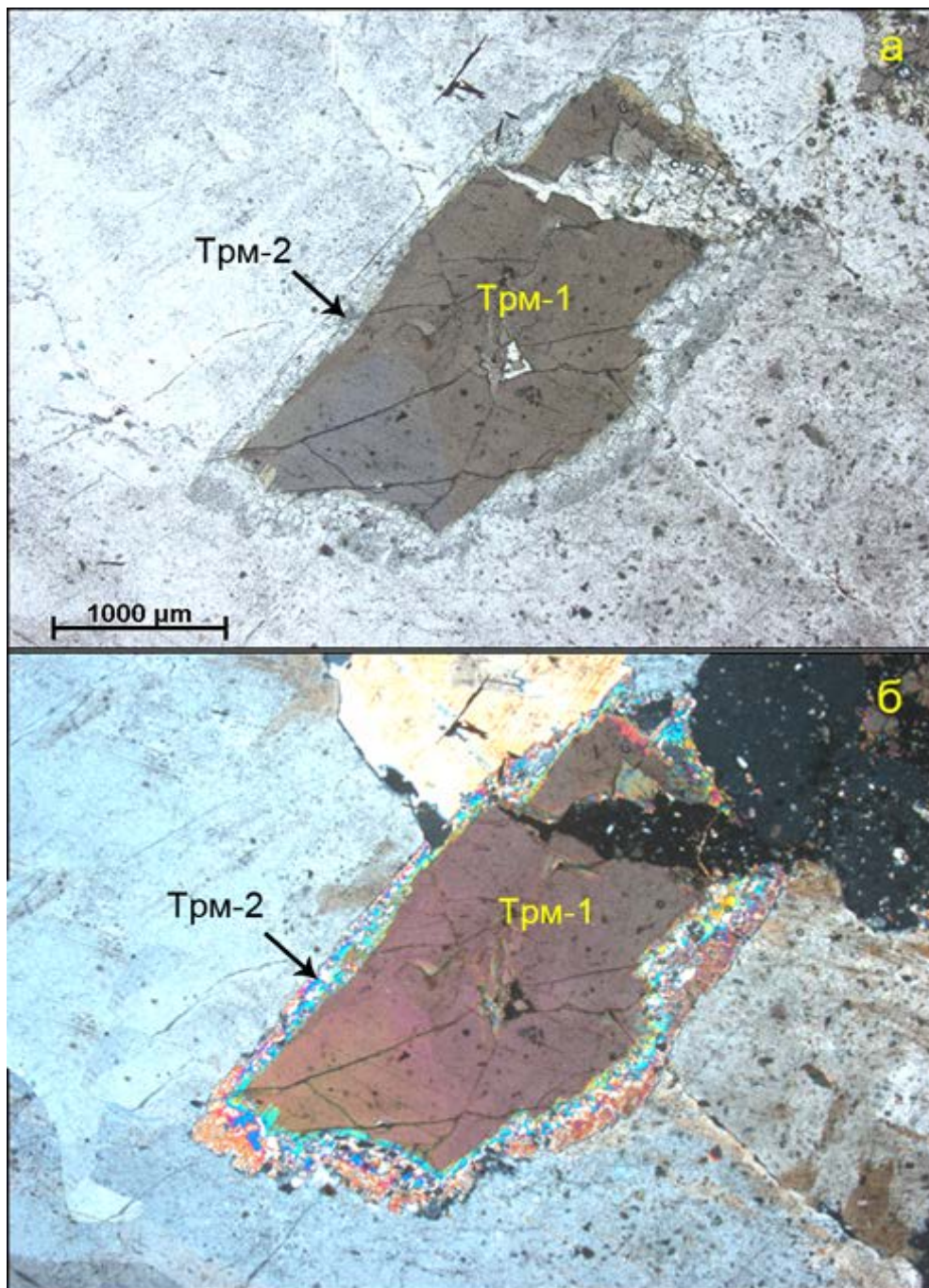


Рисунок 7 – Две модификации турмалина: Трм-1 – ранняя генерация, Трм-2 – поздняя.

Обр. 15-91. Николи: а) II, б) X.

Далее развита зона двуполевошпатового пегматита, с обильным шерлом. Порода данного комплекса имеет крупнозернистую, гранитную структуру и пятнистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением меланократовых минералов. Полевые шпаты представлены в виде крупных зерен альбита и КПШ в различном процентном

соотношении. Альбит по отношению к калиевому полевому шпату имеет более идиоморфную форму зерен, что говорит о его более ранней кристаллизации.

Отмечается наличие закономерных сростаний минералов в виде пертитов и мирмекитов. Среди пертитов, выделяются пертиты распада, а также редкие проявления пертитов замещения (Рисунок 8). Вростки пертитов распада закономерно ориентированы по трещинам спайности и представляют собой вытянутые, червеобразные минеральные образования альбита в калиевом полевоом шпате (Рисунок 9). Пертиты замещения, в свою очередь, образованы зернами альбита до 2 мм, приуроченными к трещинам и пустотам первичных минералов, образованными в конце пегматитового процесса в ходе наложенной альбитизации.

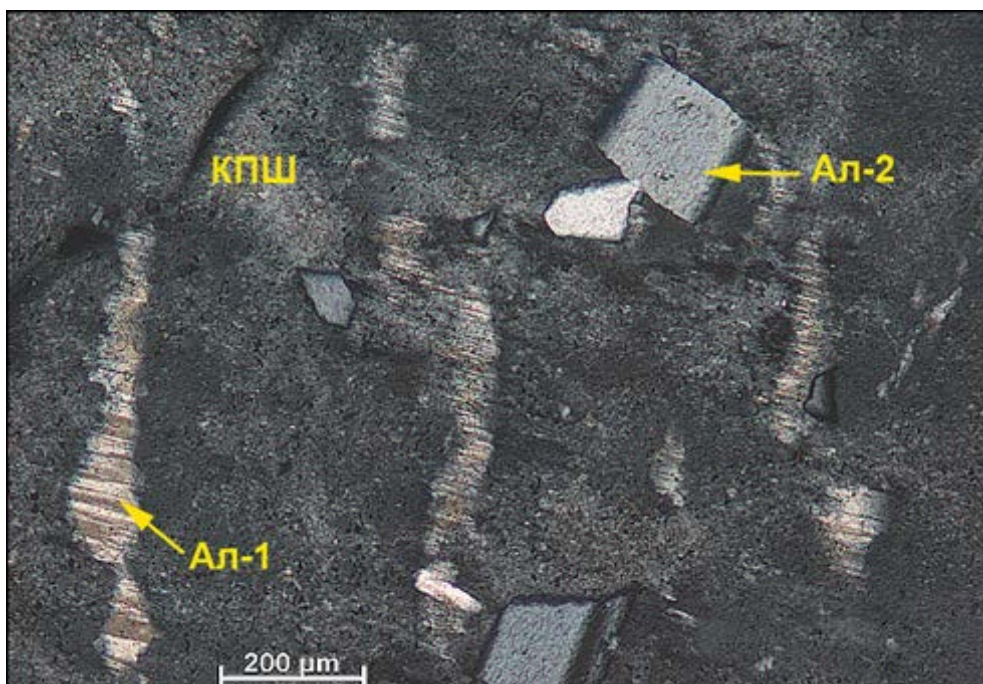


Рисунок 8 – Пегматит двуполевошпатового комплекса. Две генерации альбита в калиевом полевоом шпате: Ал-1 – пертиты распада, Ал-2 – пертиты замещения. Обр. 15-71.

Николи Х.

Также, при замещении калиевого полевого шпата вторичным плагиоклазом сформировались тонкие агрегаты веретенообразных и червеобразных кварцевых вростков в альбите на границе с ортоклазом – мирмекиты (Рисунок 10). Образованные прорастания кварца в скрещенных николях при повороте столика гаснут одновременно.

Кварц представлен крупными субизометричными, неправильными по форме зернами. Турмалин двуполевошпатовой зоны имеет преимущественно черный цвет, который постепенно сменяется желто-зеленым турмалином до бесцветного. Зерна турмалина имеют ксеноморфную форму и кайму. В интерстициях отмечаются редкие зерна биотита.

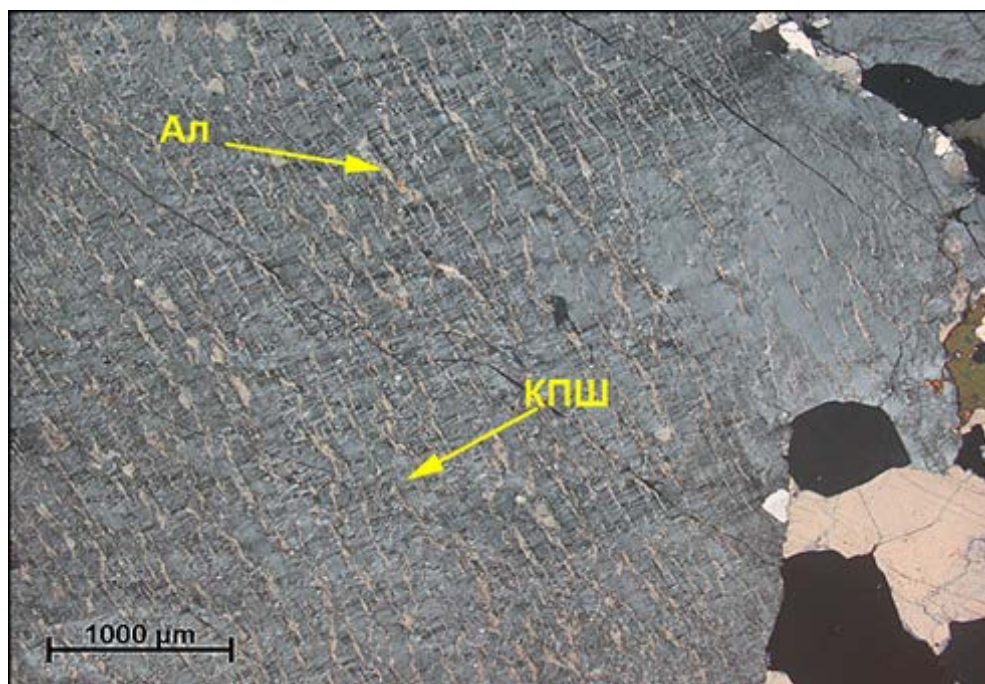


Рисунок 9 – Пегматит двуполевошпатовой зоны. Пертиты распада: вrostки альбита (Ал) в калиевом полево м шпате (КПШ). Обр. 15-99. Николи X.

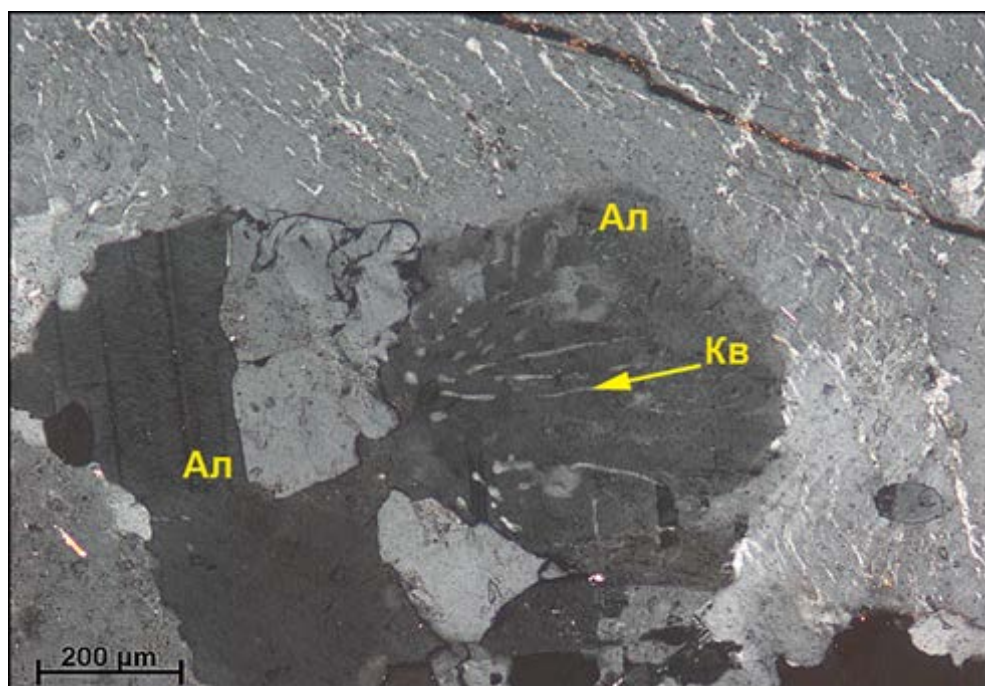


Рисунок 10 – Пегматит двуполевошпатовой зоны. Вростки кварца (Кв) в альбите (Ал), образующие мирмекиты. Обр. 15-99. Николи X.

Центральную часть жилы занимает средне-крупноблоковая зона с гнездами кварца и лепидолита. Для данного агрегата характерно интенсивное проявление пертитов замещения. Отмечается приуроченность зерен вторичного альбита к трещинам в калиевом полево м шпате, а также к контакту выделений КПШ и кварца (Рисунок 11).

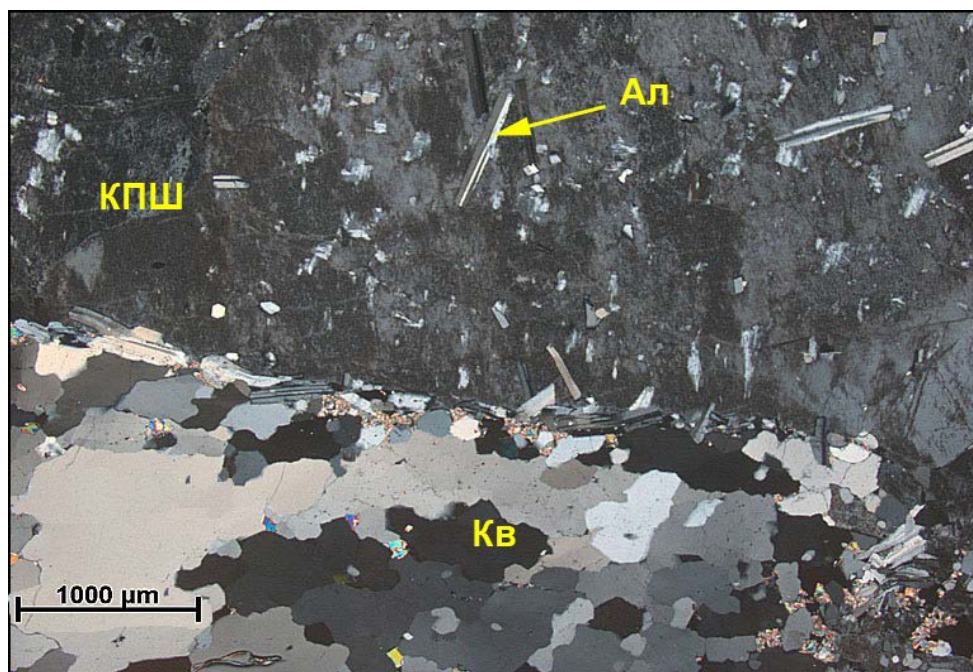


Рисунок 11 - Зона блокового ортоклаза. Вторичный альбит (Ал) в блоковом КПШ и на контакте КПШ с кварцем (Кв). Обр. 15-90. Николи Х.

К осевой части жилы приурочена большая часть миароловых пустот, но нередко они тяготеют и к промежуточным зонам [9]. Миаролы имеют изометричную и трубообразную форму, наиболее крупные из них в поперечнике 0,5-0,7 метров. Они развиваются автономно и по генезису относятся к сингенетическим пустотам остаточной кристаллизации с не проявленным или слабо проявленным околополостным автометасоматозом [9]. На стенках миарол нарастают кристаллы калишпата, горного хрусталя, дымчатого кварца и мелкие кристаллы рубеллита. Кристаллы кварца в миаролах достигают 10-15 см [9].

Помимо турмалина в качестве акцессорных минералов в пегматите присутствуют: гранат, слюды, манган-колумбит, микролит, пироксеноид, касситерит, апатит, циркон и ксенотим. Последние минералы чаще встречаются в виде включений в кварце и полевых шпатах. Рудные минералы (тантало-ниобаты и касситерит), как правило, рассеяны в массе пегматита и не образуют больших скоплений. Тем не менее, следует отметить, что их количество увеличивается по направлению к миаролам [16].

2. Типоморфизм породообразующих минералов Лесхозовской жилы

2.1. Полевые шпаты

Полевые шпаты являются наиболее распространенными минералами пегматитов Лесхозовской жилы, они составляют около 60% породы. Присутствуют как чисто калиевые и натриевые члены изоморфного ряда, так и образования с незначительными отклонениями от идеального химического состава (Рисунок 12). Типоморфизм шпатов исследован с помощью микронзондового, рентгеноструктурного, термо- и рентгенолюминесцентного, а также ICP-МС анализов.

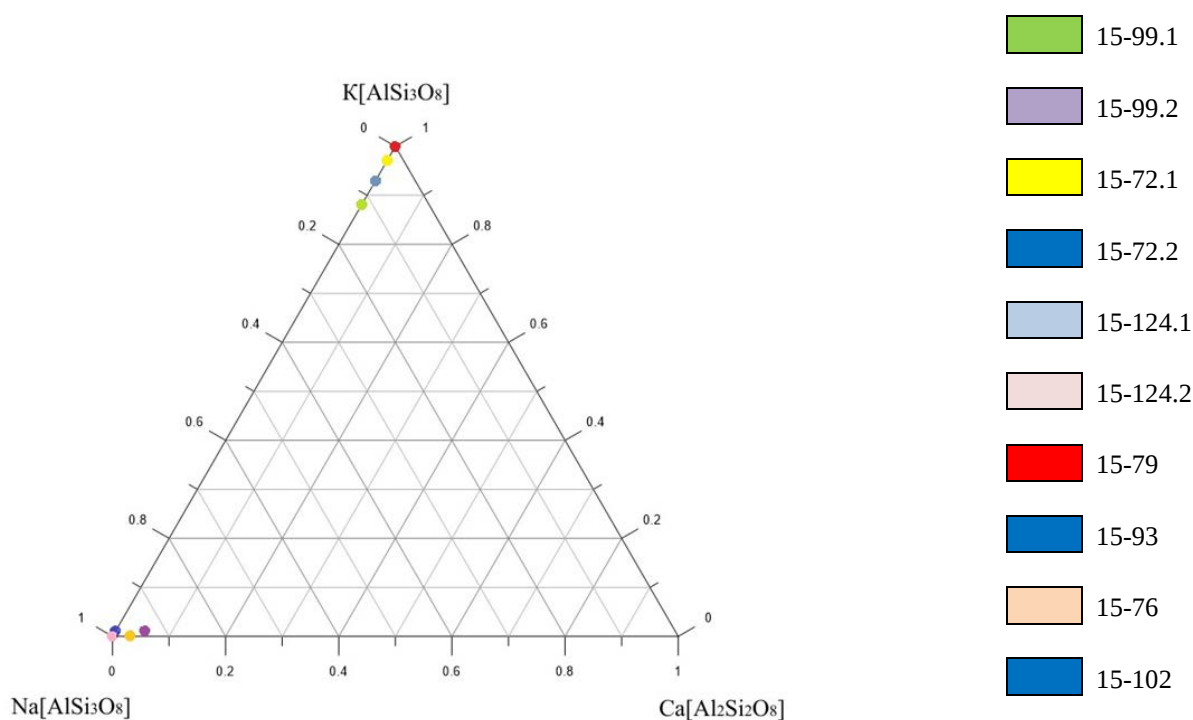


Рисунок 12 - Диаграмма составов полевых шпатов пегматитов Лесхозовской жилы

2.1.1. Калиевый полевой шпат

Калиевый полевой шпат является одним из главных породообразующих минералов пегматитов Лесхозовской жилы, содержание которого увеличивается от краевой зоны к осевой блоковой в ходе процесса кристаллизации расплава. В различных комплексах он составляет от 30 до 70% объема породы. Представляет собой средне- и крупноблоковые выделения снежно-белого цвета.

2.1.1.1. Особенности химического состава калиевых полевых шпатов

Для определения типоморфных особенностей химического состава КПШ на рентгеноспектральном микроанализаторе были исследованы образцы различных

структурно-минералогических комплексов (Таблица 1). Калиевые полевые шпаты были диагностированы в пределах краевой зоны полевошпатового комплекса (15-99), двуполевошпатовой (15-72, 15-124) и блоковой (15-79). (Здесь и далее цифры в скобках соответствуют нумерации образца)

Таблица 1 – Состав калиевых полевых шпатов (масс. %) пегматитов Лесхозовской жилы по результатам микрозондового анализа

	15-99	15-72	15-124	15-79
Na₂O	1,25	0,28	0,77	
Al₂O₃	17,32	17,68	17,83	17,68
SiO₂	60,8	63,11	63,93	63,11
K₂O	13,99	16,16	15,51	16,44
Σ	93,36	97,23	98,04	97,23

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124 – двуполевошпатовая, 15-79 - блоковая

На основании полученных данных рассчитаны кристаллохимические коэффициенты (расчет производился на 8 анионов) и на их основе составлены аналитические формулы минералов.

Кристаллохимические формулы:

15-99 – $(K_{0,88}Na_{0,12})_{1,00}[(Si_{3,00}Al_{1,01})_{4,01}O_8]$

15-72 – $(K_{0,98}Na_{0,02})_{1,01}[(Si_{3,00}Al_{0,99})_{3,99}O_8]$

15-124 – $(K_{0,93}Na_{0,07})_{1,00}[(Si_{3,01}Al_{0,99})_{4,00}O_8]$

15-79 – $K_{0,98}[(Si_{3,00}Al_{0,99})_{3,99}O_8]$

Для исследуемых полевых шпатов был произведен расчет миналов (Таблица 2), значения которых вынесены на тройную диаграмму $Na[AlSi_3O_8]$ - $K[AlSi_3O_8]$ - $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (Рисунок 12).

Таблица 2 – Содержание миналов в образцах калиевого полевого шпата, %

	K[AlSi₃O₈]	Na[AlSi₃O₈]
15-99	88	12
15-72	97	3
15-124	93	7
15-79	100	0

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124 – двуполевошпатовая, 15-79 - блоковая

Микрозондовое исследование КППШ выявило различные вариации содержания К-Na, встречаются как чисто калиевые полевые шпаты, так и слабо пертитовые К-Na полевые шпаты.

Чистые калиевые полевые шпаты характерны для блоковой осевой зоны. Для двуполевошпатового комплекса характерно обильное наличие пертитов распада, которые представлены в виде закономерных вростков альбита в калиевом полево шпате.

2.1.1.2. Особенности структуры калиевых полевых шпатов

Структура полевых шпатов была исследована с применением рентгеноструктурного анализа, по результатам которого калиевые полевые шпаты диагностированы в пределах краевой (15-99) и блоковой зоны (15-79). На полученных рентгенограммах (Приложение Б) зафиксированы максимумы интенсивности на линиях 130, 130, 201, 060, 204, 040, 020 используя значения 2Θ которых по формулам из литературных источников [13] рассчитана структурная упорядоченность калиевых полевых шпатов (Таблица 3).

Таблица 3 – Результаты рентгеноструктурного анализа КПШ

	15-79	15-99
$2\Theta(\bar{2} 0 1)$	21,0342	21,0835
$2\Theta(1 3 0)$	23,2555	
$2\Theta(\bar{1} 3 0)$	23,9949	
$\Delta 2\Theta(1 3 0 - \bar{1} \bar{3} 0)$	-0,7394	
$2\Theta(0 4 0, 0 2 0)$	27,4975; 27,9551	27.5582; 27.9672
$2\Theta(0 6 0)$	41,8151	41,7535
$2\Theta(\bar{2} 0 4)$	50,5518	50,6339
Δz	0,945651	0,734412
% Or	94,099496	89,55798
Alt10	0,946573228	0,433416241
Alt1m	0,033583572	
Alt2m=Alt20	0,0099216	
Δt_1 (степень триклинности)	0,912989656	
Σt_1 (степень упорядоченности)	0,980156799	0,866832

Примечания: 15-79 – блоковая зона, 15-99 краевая зона

Из анализа полученных данных можно сделать следующие выводы:

- 1) В пробе 15-79 наблюдается повышенное содержание Al в позиции $t1_0$, а также высокие значения степени триклинности Δt_1 , что соответствует максимальному микроклину.
- 2) В пробе 15-99 содержание Al в позиции $t1_0$ составляет 43%, что характерно для ортоклаза.

2.1.2. Плагиоклаз

Плагиоклаз на ряду с калиевым полевым шпатом является весьма распространенным минералом пегматитов Лесхозовской жилы. В то же время его содержание широко

варьирует в обратном соотношении с содержанием КППШ. В пределах Лесхозовской жилы выделяется три генерации плагиоклаза. Первая генерация представлена зернами первичного альбита. Плагиоклаз второй генерации, вместе с КППШ образует твердые продукты распада-пертиты. Третья генерация представляет собой вторичный альбит, сахаровидной текстуры, образованный в результате наложенной автометасоматической альбитизации.

2.1.2.1. Особенности химического состава плагиоклаза

По результатам микрозондового анализа (Таблица 4) плагиоклаз был выявлен в пределах краевой (15-99) и двупалевошпатовой (15-72, 15-124) зоны палевошпатового комплекса, а также в пределах околомаролового комплекса жилы (15-93, 15-76, 15-102).

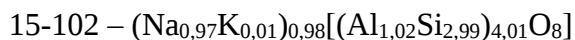
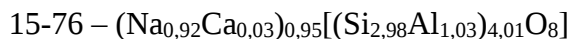
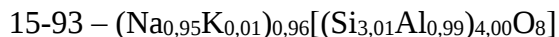
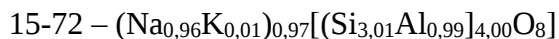
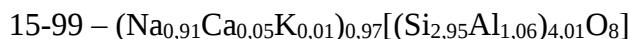
Таблица 4 – Состав плагиоклаза (масс. %) пегматитов Лесхозовской жилы по результатам микрозондового анализа

	15-99	15-72	15-124	15-93	15-76	15-102
Na₂O	9,99	10,81	10,51	10,59	10,44	10,91
Al₂O₃	19,11	18,38	18,61	18,17	19,36	18,97
SiO₂	62,63	65,68	65,64	64,88	65,7	65,3
K₂O	0,17	0,17		0,13		0,19
CaO	1,05				0,66	
Σ	92,95	95,04	94,76	93,77	96,16	95,37

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124 – двуполевошпатовая; околомароловый комплекс: 15-93, 15-76, 15-102

На основании полученных данных рассчитаны кристаллохимические коэффициенты (расчет производился на 8 анионов) и на их основе составлены аналитические формулы минералов.

Кристаллохимические формулы:



Для исследуемых плагиоклазов был произведен расчет миналов (Таблица 5), значения которых вынесены на тройную диаграмму $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (Рисунок 12).

Таблица 5 – Содержание миналов в образцах плагиоклаза, %

	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	K[AlSi ₃ O ₈]	Na[AlSi ₃ O ₈]
15-99	5	1	94
15-72	0	1	99
15-124	0	0	100
15-93	0	1	99
15-76	3	0	97
15-102	0	1	99

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124 – двуполевошпатовая; околониароловый комплекс: 15-93, 15-76, 15-102

2.1.2.2. Особенности структуры плагиоклаза

Рентгеноструктурный анализ выявил присутствие натриевой фазы в двуполевошпатовой зоне (15-124, 15-72 и 15-77) и в околониароловом комплексе (15-93). На полученных рентгенограммах (Приложение В) были обнаружены максимумы интенсивности на линиях $\bar{2}01$, 131, $\bar{1}31$, 060, 204, 040, 020. Наблюдается расщепление дифракционных максимумов на линиях 131, что говорит о некотором отклонении в степени триклинности [13].

По результатам анализа для плагиоклазов по формулам из литературных источников [13], была рассчитана степень упорядоченности структуры, которая обычно увеличивается в ряду от ранних генераций к поздним. Полностью упорядоченный альбит имеет значение $\Delta 2\theta (1\ 3\ 1 - 1\ \bar{3}\ 1) = 1,05$, полностью неупорядоченный = 1,98, анортит = 2,3. [20].

В пределах жилы наиболее упорядоченным является альбит околониаролового комплекса ($\Delta 2\theta (1\ 3\ 1 - 1\ \bar{3}\ 1) = 1,11$), который представляет собой третью генерацию плагиоклаза (Таблица 6).

Таблица 6 – Результаты рентгеноструктурного анализа плагиоклаза

	15-93	15-124	15-77	15-72
$2\theta(\bar{2}\ 0\ 1)$	22,105	22,111	22,0876	22,073
$2\theta(1\ 3\ 0)$	23,592	23,7851	23,5985	23,5794
$2\theta(0\ 4\ 0, 0\ 2\ 0)$	27,9719 28,3707	27,5781 27,9915	27,9686 27,7532	27,9522 27,7388
$2\theta(1\ 3\ 1)$	30,1637	30,1383	30,1039	30,1056
$2\theta(1\ \bar{3}\ 1)$	31,2738	31,3043	31,2954	31,2718
$\Delta 2\theta (1\ 3\ 1 - 1\ \bar{3}\ 1)$	1,1101	1,166	1,1915	1,1662
$2\theta(0\ 6\ 0)$	42,5316	42,5287	42,4877	42,4769
$2\theta(\bar{2}\ 0\ 4)$	50,6161	50,6539	50,6292	50,6132
$\sum t_l$ (степень упорядоченности)	0,935362	0,875102	0,847613	0,874886

Примечания: 15-124, 15-72 и 15-77 - двуполевошпатовая зона, 15-93 - околониароловый комплекс

2.1.3. Особенности термо- и рентгенолюминисценции полевых шпатов

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 6 монофракций полевого шпата различных структурно-минералогических комплексов: краевой зоны (15-99), двуполевошпатовой (15-124, 15-77, 15-72), зоны блокового ортоклаза (15-79) и околомаролевой (15-93). Первичный материал подвергался рентгеновскому облучению (РЛ1), а также прокаливанию до 500⁰С, в условиях свободного доступа кислорода (ТЛ1).

Для всех полученных РЛ1 (Рисунок 13) спектров характерно присутствие пика в районе 290 нм. Этот пик обусловлен наличием в структуре минерала иона Tl^{+} , который изоморфно замещает K^{+} в калиевых полевых шпатах. Различная интенсивность этого пика говорит о не одинаковой степени редкометальности комплексов.

Пик в районе 330нм вероятнее всего отвечает примесному центру Gd^{3+} , Се и TR, проявлен в образце 15-77. Наличие этого пика в спектрах полевых шпатов говорит о присутствии значительной доли плагиоклазовой фазы.

Свечение в области 420нм характеризует наличие собственного дефекта структуры. Данный пик слабо проявляется в 15-93, сильнее в 15-99. Такие дефекты могут образовываться при смене условий кристаллизации, при переходе от одного структурно-вещественного комплекса к другому.

Пик 550нм отвечает примесному центру Mn^{2+} , отмечается в образце 15-72.

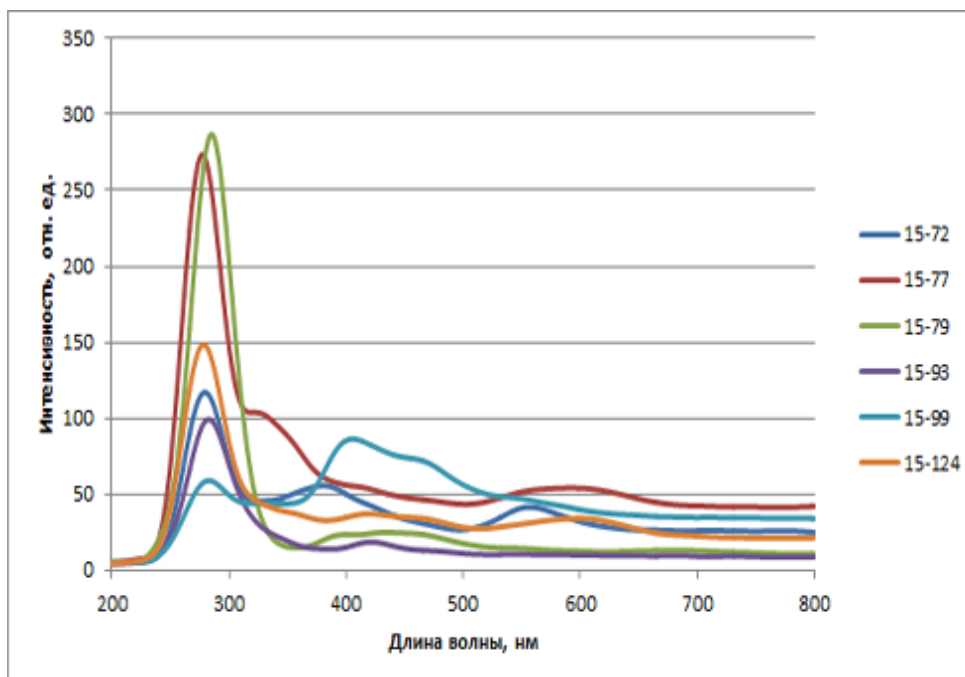


Рисунок 13 – Спектры РЛ1 полевого шпата Лесхозовской жилы

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124, 15-77 – двуполевошпатовая; 15-79 – блоковая; околониароловый комплекс: 15-93.

Спектры ТЛ (Рисунок 14) характеризуются широким разбросом интенсивности пиков от 250 до 800 отн. единиц. Наибольшая интенсивность свойственна для калиевых полевых шпатов [19] в образцах 15-72, 15-79.

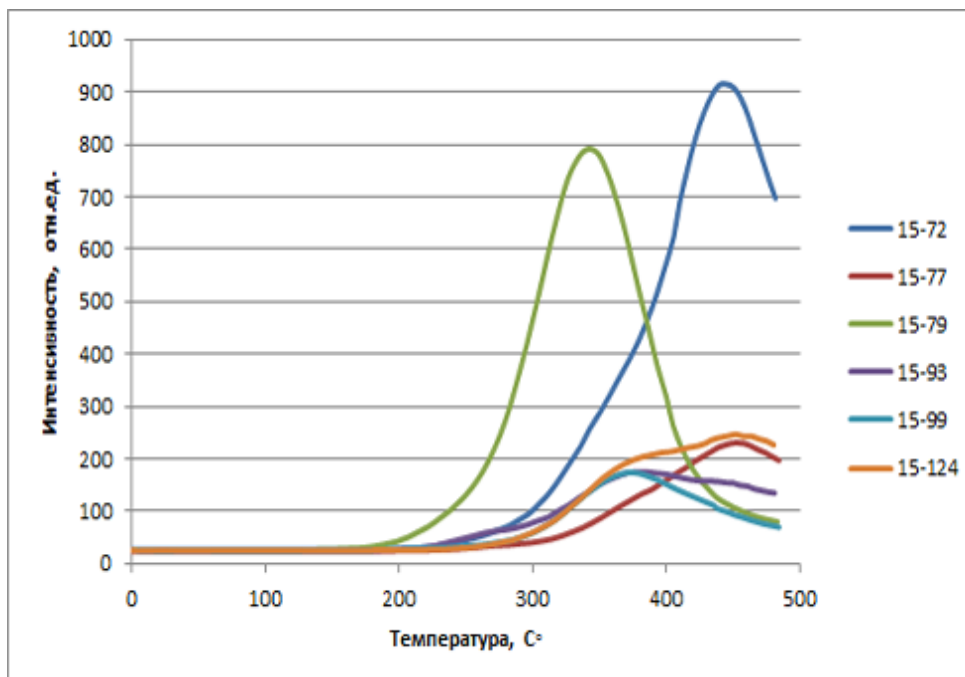


Рисунок 14 – Спектры ТЛ1 полевого шпата Лесхозовской жилы

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона; 15-72, 15-124, 15-77 – двуполевошпатовая; 15-79 – блоковая; околониароловый комплекс: 15-93.

Пик 320C^0 отвечает за изоморфное вхождение иона Al^{3+} в сумме с ионом щелочного металла на место иона Si^{4+} в структуре минерала, проявляется в образце 15-79.

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать вывод, что наибольшей степенью фона редкометальности обладает осевая блоковая зона. Формирование которой происходило в конце процесса минералообразования. Наименьшая степень редкометальности характерна для ранней краевой зоны.

Данные рентгеннолюминисценции выявили в спектрах полевого шпата двуполевошпатовой зоны присутствие плагиоклазовой фазы, что может быть следствием влияния структур распада - пертитов. Кроме того, для полевых шпатов Лесхозовской жилы характерно наличие собственных дефектов структуры, что связывается с наложением тектоники.

2.1.4. Особенности распределения примесных элементов полевых шпатов

Выявление особенностей распределения элементов примесей в полевых шпатах различных комплексов Лесхозовской жилы проводилось с применением ИСП-МС анализа. На основе полученных данных были построены спайдер-диаграммы. Нормирование содержаний элементов проводилось к значениям хондрита [15]. Исследовано поведение редкоземельных, крупноионных и транзитных элементов.

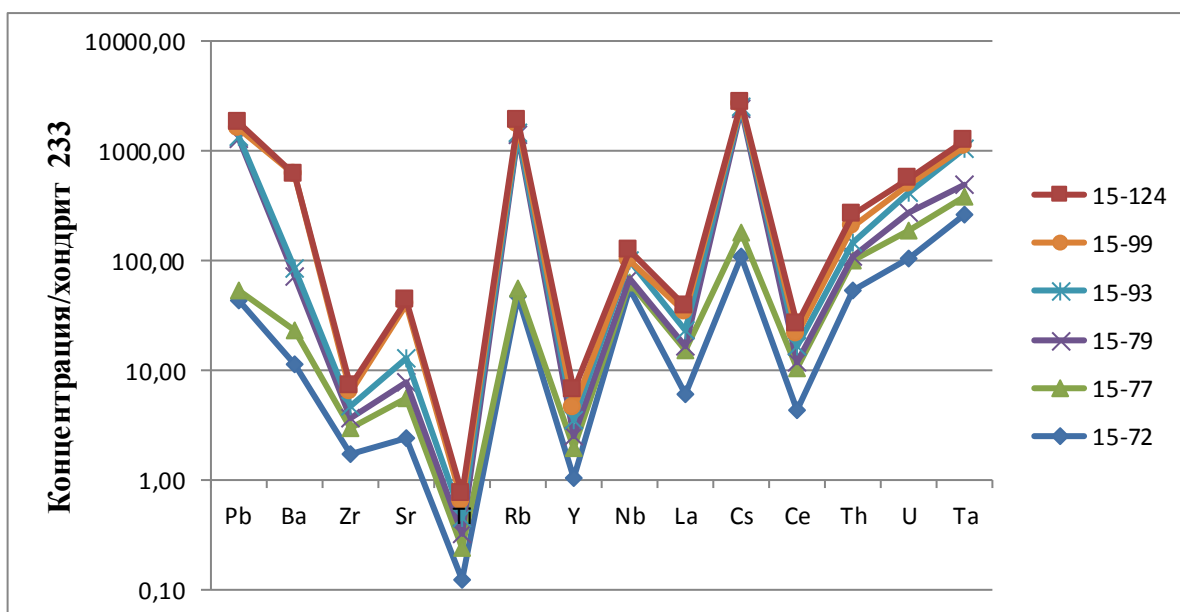


Рисунок 15 - Спайдер-диаграмма распределения крупноионных и транзитных элементов

Примечания: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона, 15-124, 15-72, 15-77 – двуполевошпатовая, 15-79 – блоковая, околотиароловый комплекс: 15-93

Распределение содержаний крупноионных и транзитных элементов идентично для всех комплексов жилы (Рисунок 15). От комплекса к комплексу изменяется лишь величина их концентраций. Отмечается обогащение полевого шпата Rb, Cs, Ta и Pb, что говорит о повышенном фоне редкометальности пегматитов Лесхозовской жилы.

В распределение РЗЭ элементов в полевых шпатах находит отражение характер их минеральной фазы. Для калиевых полевых шпатов краевой (15-99) и блоковой (15-79) зон характерна ярко выраженная положительная Eu аномалия (Рисунок 16).

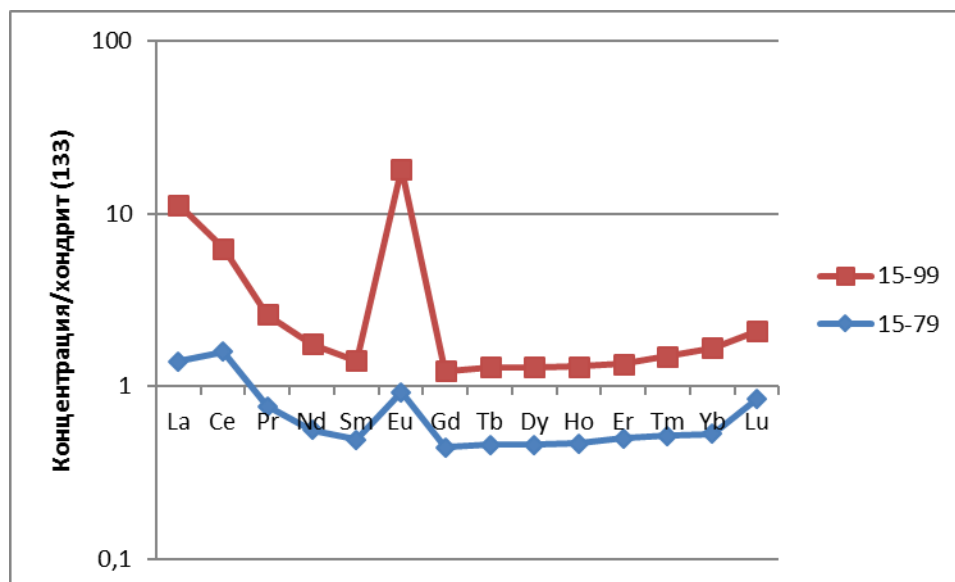


Рисунок 16 - Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в КПС

Примечание: полевошпатовый комплекс: 15-99 – краевая зона, 15-79 – блоковая зона

Распределение РЗЭ полевых шпатов двуполевошпатовой зоны отражает его пертитовое строение (Рисунок 17). Это выражается в появлении отрицательной Eu-аномалия за счет рассеивания Eu.

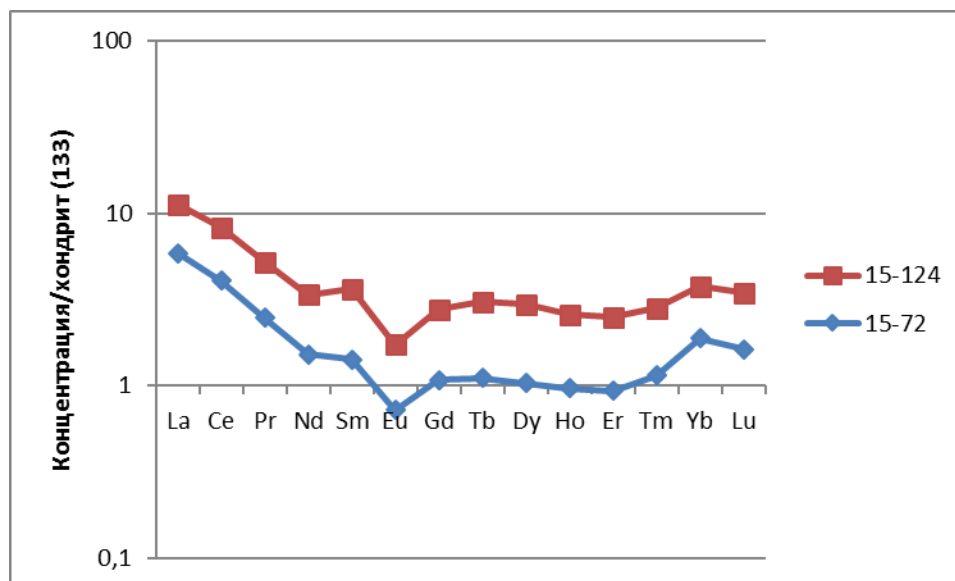


Рисунок 17 - Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в полевых шпатах двуполевошпатового комплекса

Примечания: 15-124, 15-72 - двуполевошпатовая зона

Для спектров нормирования РЗЭ в альбите Лесхозовской жилы фиксируется односторонний общий отрицательный наклон (Рисунок 18). Отмечается обогащение легких элементов относительно тяжелых. Eu-аномалия не проявляется.

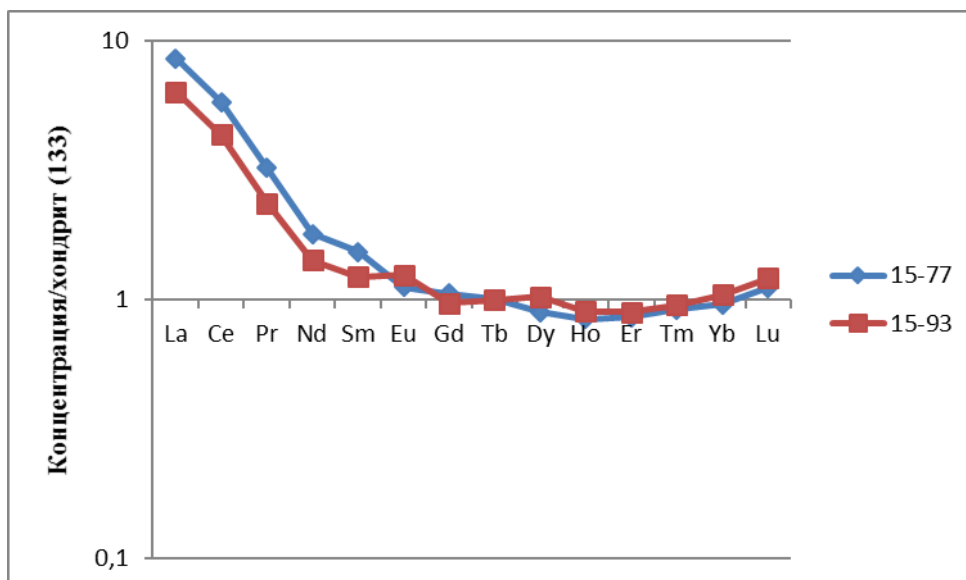


Рисунок 18 - Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в плагиоклазах

Примечания: 15-77 – двуполевошпатовая зона 15-93 - околониароловый комплекс

2.1.5. Типоморфные особенности полевых шпатов Лесхозовской жилы

1. Калиевый полевой шпат центральной блоковой зоны по химическому составу является чисто калиевым, положение его дифракционных максимумов отвечают максимальному микроклину. Для него характерно изоморфное вхождение иона Al^{3+} в сумме с ионом щелочного металла на место иона Si^{4+} в структуру минерала, что говорит о высокой степени редкометальности.

2. Пегматит образца 15-99 скорее всего характеризует зону перехода между краевой и двуполевошпатовой. Химический состав КПШ этой зоны отвечает формуле $(K_{0,88}Na_{0,12})_{1,00}[(Si_{3,00}Al_{1,01})_{4,01}O_8]$. Структурно он представлен ортоклазом. Для него свойственно наличие многочисленных собственных дефектов и малая степень редкометальности.

3. Калиевый полевой шпат двуполевошпатовой зоны по химическому составу в среднем отвечает формуле $(K_{0,95}Na_{0,05})_{1,00}[(Si_{3,00}Al_{0,99})_{3,99}O_8]$.

Данные рентгеннолюминисценции выявили в спектрах КПШ двуполевошпатовой зоны присутствие плагиоклазовой фазы, что может быть следствием влияния структур распада - пертитов. Кроме того, отмечается наличие примесного центра Mn^{2+} .

4. Для плагиоклазов Лесхозовской жилы характерна тенденция уменьшения его номера от ранних генераций к более поздним. Первичный альбит имеет небольшие содержания Са, что не свойственно для других его генераций.

5. От ранних генераций к более поздним увеличивается и степень упорядоченности структуры альбита, а также его редкометальность.

6. Для КПШ Лесхозовской жилы характерно наличие ярко выраженной Eu-аномалии в спектрах распределения РЗЭ, что не свойственно для альбита жилы.

2.2. Кварц

Кварц распространён во всех комплексах и составляет около 30% объема жилы. Он представлен в виде субизометричных зерен неправильной формы светло серого цвета. В двуполевошпатовом комплексе появляется кварц второй генерации, образованный при замещении калиевого полевого шпата альбитом на поздних этапах кристаллизации расплава. В миаролах кварц образует кристаллы горного хрусталя и раухтопаза размерами 10-15 см. Типоморфизм кварца Лесхозовской жилы изучался с применением термо и рентгенолюминесцентного анализа.

2.2.1. Особенности термо- и рентгенолюминесценции кварца

С применением данного метода был исследован кварц двуполевошпатового (15-124, 15-77, 15-72) и околومیаролового комплекса (15-78, 15-89). Исходный материал подвергался рентгеновскому облучению (РЛ1) и прокаливанию до 500С⁰, в условиях свободного доступа кислорода (ТЛ1). После чего, материал ранее подверженный прокаливанию обрабатывался рентгеновским излучением, по результатам которого строились спектры РЛ2. В свою очередь, материал ранее подверженный рентгену (РЛ1), прокаливался, с получением спектров ИТЛ [19].

Полученные в ходе этих операций спектры (РЛ1, РЛ2, ТЛ и ИТЛ) сравнивались с эталонными, взятыми из справочной литературы [7], на основании чего проводилась интерпретация результатов.

Термолюминисценция в исследуемых образцах кварца обусловлена наличием собственных дефектов кристаллической структуры (Рисунок 19). Особенно это проявляется в спектрах образцов из двуполевошпатовой зоны. Отмечается закономерное распределение параметров ТЛ для различных комплексов.

Последующее прокаливание кварца после рентгеновского облучения (Рисунок 20) выявило максимумы свечения в интервале 270⁰-300⁰С, которые вероятнее всего связаны с замещением в структуре минерала иона Si⁴⁺ на Al³⁺ в сумме с ионом щелочного металла. Отмечается зависимость наличия данных максимумов в кварце различных структурно-минералогических комплексов. Наиболее низкотемпературным высвечиванием обладает кварц двуполевошпатовой зоны (270С⁰), что связано с присутствием иона Na⁺ в роли компенсатора. В свою очередь, более высокотемпературные полосы (300С⁰), которые

характеризуют кварц околониаролового комплекса, связаны с наличием в структуре в качестве компенсатора иона Li^+ [19].

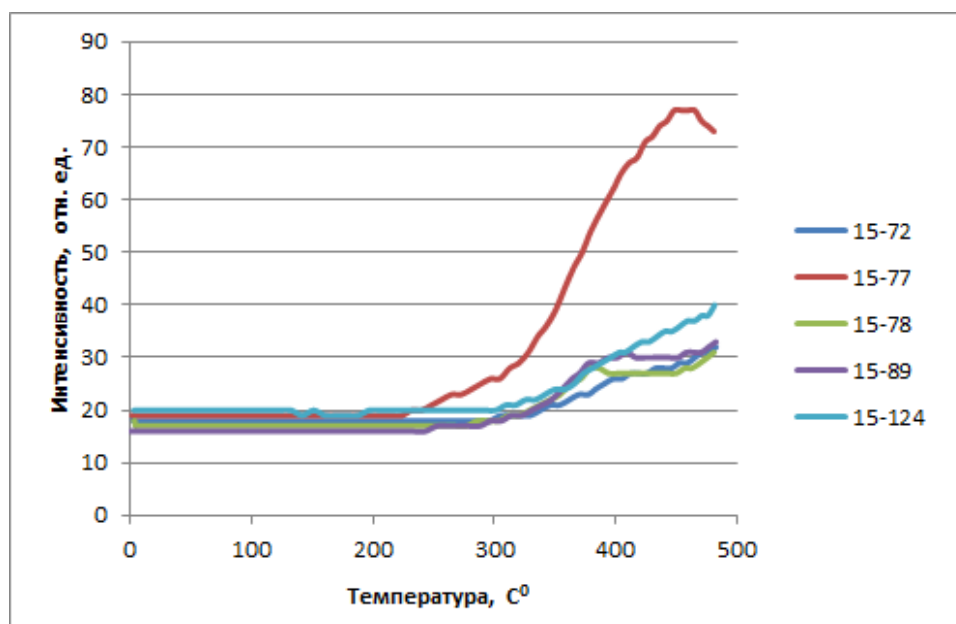


Рисунок 19 – Спектры ТЛ1 кварца Лесхозовской жилы

Примечания: 15-124, 15-77, 15-72 - двуполевошпатовая зона; 15-78, 15-89 – околониароловый комплекс

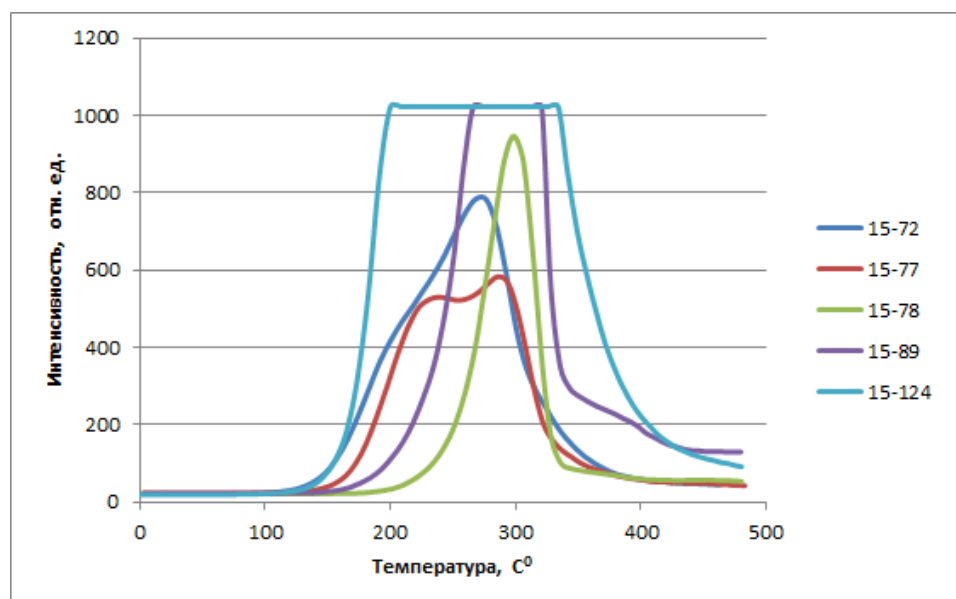


Рисунок 20 – Спектры ИТЛ кварца Лесхозовской жилы

Примечания: 15-124, 15-77, 15-72 - двуполевошпатовая зона; 15-78, 15-89 – околониароловый комплекс

При анализе полученных спектров рентгеннолюминисценции обращают на себя внимание некоторые закономерности. При обработке данных составлена таблица распределения параметров РЛ в кварце различных комплексов (Таблица 7).

Таблица 7 – Параметры РЛ кварца для различных структурно-минералогических комплексов Лесхозовской жилы

Номер пробы	Название комплекса	Длина волны (нм) при которой происходит активация люминесцентного центра и его интенсивность (у.е.)			
		РЛ1	РЛ1-1	РЛ2	РЛ2-2
15-72	Двуполевошпатовый	280 нм, 13 340 нм, 16	280 нм, 14 400 нм, 23 480 нм, 35	340 нм, 12	380 нм, 15 480 нм, 16
15-77		280 нм, 18 340 нм, 14 450 нм, 12 550 нм, 17	280 нм, 21 340 нм, 18 480 нм, 23 550 нм, 20	280 нм, 15 350 нм, 14	280 нм, 17 350 нм, 16 480 нм, 17
15-124		280 нм, 29 360 нм, 22 450 нм, 20 550 нм, 22	280 нм, 30 370 нм, 30 480 нм, 57	280 нм, 9 350 нм, 13	280 нм, 10 480 нм, 37
15-78	Околомиароловый	350 нм, 13 480 нм, 13	360 нм, 15 480 нм, 45 690 нм, 6	350 нм, 12	350 нм, 12 480 нм, 24
15-89		300 нм, 50 690 нм, 25	300 нм, 52 480 нм, 62 690 нм, 25	300 нм, 42	300 нм, 42 480 нм, 30

Выявлены наиболее характерные максимумы:

280 нм – вакансии кислорода в кварце, проявляется во всех спектрах кварца двуполевошпатовой зоны. Повторное облучение на пик практически не повлияло.

340-380 нм – примесный дефект типа $[AlO_4/M^+]$, где компенсатором M^+ скорее всего является Na^+ , при повторном облучении интенсивность этих пиков возрастает.

480 нм – примесный дефект типа $[AlO_4/M^+]$, где компенсатором M^+ скорее всего является Li^+ , наиболее ярко проявляется после повторного облучения. Характерен для всех изученных образцов. Интенсивность пика указывает на степень редкометальности комплексов.

На основе проведенного анализа можно сделать выводы:

1. Для кварца Лесхозовской жилы характерно изоморфное вхождение Al^{3+} в сумме с ионом щелочного металла на место Si^{4+} . При этом компенсаторами могут выступать Na^+ или Li^+ , природа компенсатора определяет степень редкометальности кварца.

2. Особенностью кварца двуполевошпатового комплекса можно считать полосу рентгеннолюминисценции 280 нм, которая отвечает за вакансию кислорода.

3. Типоморфизм второстепенных минералов Лесхозовской жилы

Второстепенными минералами пегматитов Лесхозовской жилы являются слюда и турмалин. Типоморфизм этих минералов изучался с помощью микрозондового анализа.

3.1. Слюда

В пределах Лесхозовской жилы выделяется три генерации слюд, имеющие неоднородное распространение в различных структурно-минералогических комплексах. В частности, выделяется слюда первой генерации, которая составляет около 5% породы краевой зоны и представлена лейстами биотита размером до 1 см. Слюда второй и третьей генерации характерна для околониаролового комплекса, где встречаются тонкопластинчатые агрегаты Li-мусковита и лепидолита.

3.1.1. Особенности химического состава слюд

Исследованы образцы слюд краевых (15-100) и околониароловых (15-104, 15-103, 15-93) зон пегматитов (Таблица 8).

Таблица 8 – Состав слюд (масс. %) пегматитов Лесхозовской жилы по результатам микрозондового анализа

	15-100	15-93	15-103	15-104
MgO	3,31	4		
Al₂O₃	15,93	14,34	21,57	21,39
SiO₂	33,13	33,43	48,41	52,46
K₂O	8,78	8,86	9,99	10,23
TiO₂	3,26	3,16		0,2
MnO	0,8	1,45	1,06	1,23
FeO	27,52	26,21	0,31	
Na₂O			0,33	0,49
Rb₂O			1,78	
Σ	92,73	91,45	83,45	86

Примечания: 15-100 – краевая зона, 15-104, 15-103, 15-93 – околониароловый комплекс

По результатам анализов рассчитаны кристаллохимические коэффициенты, при этом Li-содержащие слюды рассчитывались на сумму щелочей (Li* - расчётный коэффициент), а Fe-содержащие на 8 катионов. В результате составлены химические формулы:

15-100 (K_{0,95}□_{0,05})_{1,00} (Fe_{1,95}Mg_{0,42}Al_{0,40}Ti_{0,21}Mn_{0,06})_{3,04}[(Si_{2,81}Al_{1,19})_{4,00}O_{10,00}] (OH)_{1,87}

15-93 $(K_{0,97}Na_{0,03})_{1,00}(Fe_{1,88}Mg_{0,51}Al_{0,32}Ti_{0,2}Mn_{0,1})_{3,01}[(Si_{2,87}Al_{1,13})_{4,00}O_{10,00}](OH)_{1,98}$

15-103 $(K_{0,88}Rb_{0,08}Na_{0,04})_{1,00}(Al_{1,08}Li^{*}_{0,84}Mn_{0,06}Fe_{0,02})_{2,00}[(Si_{3,33}Al_{0,67})_{4,00}O_{10,00}](OH)_{1,12}F_{0,88})_{2,00}$

15-104 $(K_{0,93}Na_{0,07})_{1,00}(Al_{1,55}Li^{*}_{0,37}Mn_{0,07}Ti_{0,01})_{2,00}[(Si_{3,75}Al_{0,25})_{4,00}O_{10,00}](OH)_{1,95}$

На основе полученных данных был произведен расчет миналов (Таблица 9). В качестве миналов были выбраны конечные члены изоморфных рядов слюд [1]:

Флогопит – $KMg_3[AlSi_3O_{10}][F, OH]_2$

Аннит – $KFe_3[AlSi_3O_{10}][F, OH]_2$

Мусковит – $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$

Лепидолит – $KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}][F, OH]_2$

Таблица 9 – Содержание миналов в образцах, %

	лепидолит	мусковит	аннит	флогопит
15-100			82	18
15-93-1		12	69	19
15-103	87	12	1	
15-104	39	61		

Примечания: 15-100 – краевая зона, 15-104, 15-103, 15-93 - околониароловая

Таким образом, по результатам проведенного микрозондового анализа можно сделать выводы:

1.Слюды Лесхозовской жилы представляют собой аннит, Li-мусковит и лепидолит, на что указывает процентное соотношение их миналов. В качестве примесных элементов в слюдах отмечаются Ti и Mn.

2.Среди слюд Лесхозовской жилы встречаются как триоктаэдрические, так и диоктаэдрические слюды. Триоктаэдрические слюды характерны для ранней краевой зоны полевошпатового комплекса, где они образуют обильные лейстоватые выделения (фото образца 15-99). Для слюд околониаролового комплекса характерно повышение редкометальности к концу процесса, что выражается в увеличении содержаний Al и Li. Здесь встречаются как слюды, диоктаэдрические насыщенные Al, так и триоктаэдрические, образованные в ходе альбитизации.

3.2 Турмалин

3.2.1 Особенности химического состава турмалина

Характерной особенностью морфологии выделения турмалина пегматитов Лесхозовской жилы является наличие каймы обрастания вокруг зерен. Химический состав минерала определялся с помощью микрозондового анализа. Исследования проводились для турмалина двуполевошпатовой зоны (обр. 15-71), где рассматриваемое явление

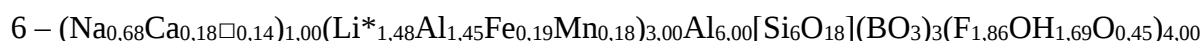
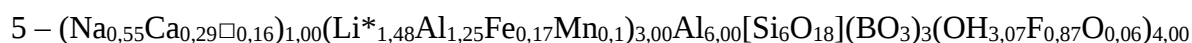
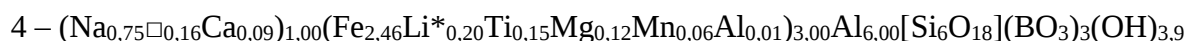
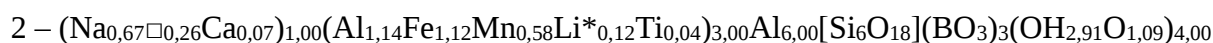
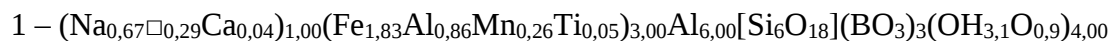
развито особенно широко (Таблица 10). Пробы были взяты в центральной части зерен (1, 2), ближе к периферии зерна (3,4) и в пределах каймы (5,6).

Таблица 10 – Состав турмалина (масс. %) пегматитов Лесхозовской жилы по результатам микрозондового анализа

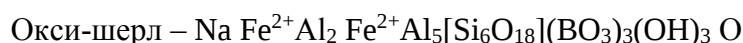
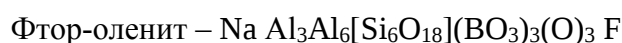
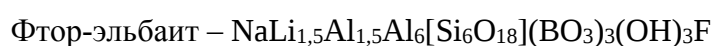
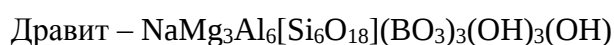
	1	2	3	4	5	6
Na₂O	2,26	2,08	2,2	2,41	1,75	2,08
Al₂O₃	37,88	36,26	32,49	31,95	38,05	36,26
SiO₂	39,06	35,91	36,74	37,59	37,11	35,91
CaO	0,22	0,4	0,52	0,51	1,69	0,4
MnO	2,02	4,19	0,43	0,43	0,75	4,19
FeO	14,26	7,99	16,01	18,43	1,24	7,99
TiO₂	0,42	0,35	1,14	1,24		0,35
MgO			0,47	0,51		
Σ	96,12	87,18	90	93,07	80,59	87,18

Примечания: 1,2 – центральная часть зерна; 3,4 периферия зерна; 5,6 - кайма

По результатам анализов рассчитаны кристаллохимические коэффициенты и составлены химические формулы (Li* - расчётный коэффициент):



Произведен расчет миналов (Таблица 11), в качестве которых выбраны следующие минеральные виды с различными:



Россманит – $\square \text{LiAl}_2\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$

Фоитит – $\square \text{Fe}^{2+}_2\text{AlAl}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$

Окси-россманит – $\square \text{Li}_{0,5}\text{Al}_{2,5}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$

Окси-фоитит – $\square \text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$

Таблица 11 – Содержание миналов в образцах, %

1	Тсилаизит	Окси-шерл	Окси-фоэтит	Шерл
	9	15	31	45

2	Окси-россманит	Окси-лиддикоатит	Оленит	Тсилаизит	Окси-фоэтит	Шерл
	3	7	18	19	23	30

3	Тсилаизит	Дравит	Окси-лиддикоатит	Фоитит	Шерл
	2	4	10	17	67

4	Тсилаизит	Гидрокси-ферувит	Шерл
	2	11	87

5	Тсилаизит	Фтор-шерл	Россманит	Лиддикоатит	Фтор-эльбаит
	3	6	17	30	44

6	Фтор-олениит	Фтор-шерл	Тсилаизит	Фтор-россманит	Окси-лиддикоатит	Фтор-эльбаит
	4	6	6	14	18	51

На основе полученных данных можно сделать вывод, что турмалин первой генерации представлен преимущественно шерлом, а турмалин второй поздней генерации – фтор-эльбаитом.

Результаты микрозондового анализа турмалинов указали на тенденцию распределения химических элементов в зависимости от изменения режима кристаллизации. Отмечается заметное повышение редкометальности от центра зерна к его периферии, что позволяет выделить две генерации турмалина. Ранний турмалин заметно обогащен Fe^{2+} , Ti и Mg. В то время как в позднем турмалине их концентрация уменьшается и наблюдается значительное содержание Al и Li. Кроме того наблюдается дефицит щелочей, который заметно уменьшается по мере роста редкометальности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что породообразующие и второстепенные минералы миароловых пегматитов Лесхозовской жилы обладают ярко выраженными типоморфными особенностями, которые позволяют рассматривать их как возможные поисково-минералогические критерии таких пегматитов.

Наиболее показательным оказался типохимизм минералов, который выражается в тенденции накопления Li, Al, Rb и Cs к концу процесса кристаллизации, что способствует повышенному редкометальному фону поздних комплексов. Минералы более ранних комплексов существенно обогащены Fe^{2+} , Ti и Mg.

Полевые шпаты относительно хондрита резко обогащены Rb, Cs, Ta и Pb. Для КПШ Лесхозовской жилы фиксируется наличие положительной Eu аномалии.

По данным термо- и рентгенолюминесценции кварца и полевых шпатов выявлено наличие люминисцентных центров различной природы. Для кварца миароловых пегматитов жилы характерны примеси на базе дефектов кристаллической структуры и на основе примеси Li и Na.

Для полевого шпата жилы свойственно изоморфное вхождение Al^{3+} в сумме с щелочным ионом на место Si^{4+} в кристаллическую структуру минерала, что также отражает наличие фона редкометальности в пегматитах. Наиболее интенсивно это проявляется для минералов блокового и околомияролового комплекса.

В ПШ двуполевошпатового комплекса обнаружены примесные люминисцентные центры на основе Tl, Gd^{3+} , Ce и Mn.

Не менее информативным является структурный типоморфизм минералов, отражающий изменение степени структурной упорядоченности полевых шпатов в ходе кристаллизации. Полевой шпат ранней краевой зоны представлен ортоклазом, который в центральной блоковой зоне сменяется максимальным микроклином. Альбит Лесхозовской жилы является упорядоченным, наибольшая степень упорядоченности характерна для минералов позднего околомияролового комплекса.

Дальнейшие исследования породообразующих и второстепенных минералов пегматитов других формаций позволит обосновать минералогические поисковые и оценочные критерии для разбраковки жил разных формаций и выявления миароловых.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии: учебное пособие / А. Г. Бетехтин. — М.: КДУ, 2007. — 721 с.
2. Буданова К. Т. Магматические формации Юго-Западного Памира / К. Т. Буданова, В. И. Буданов; под ред. Р. Б. Баратова. — Душанбе: Дониш, 1983. — 276 с.
3. Буланов В.А. Кристаллохимизм породообразующих минералов: Учеб. Пособие / В. А. Буланова и др.; Под ред. А. И. Сизых. — Иркутск: Иркут. Ун-т, 2005. — 220 с.
4. Владимиров А. Г. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира / А. Г. Владимиров [и др.] // РАН, Сиб. Отд-ние, Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. — Новосибирск, 1992. — 228с.
5. Геология СССР: в 48 т. / гл. ред. П.Я. Антропов. — М.: Недра, 1959. — Т. XXIV: Таджикская ССР. Геологическое описание. Книга 1. — 732 с.
6. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты / В.В. Гордиенко. — СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996. — 272 с.
7. Горобец Б.С. Люминесцентные спектры минералов. Справочник / Б.С. Горобец, А.А. Рогожин. — М.: Изд-во ВИМС, 2002. — 300 с.
8. Загорский В. Е. Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. — Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999. — 488 с.
9. Коноваленко С. И. Минералогия ювелирного турмалина миароловых пегматитов Юго-Западного Памира// Геммология. Материалы научной конференции. — Томск, 2001. — С. 74-80.
10. Коноваленко С. И. Состав, строение и режим формирования миароловых пегматитов Лесхозовской жилы (Юго-Западный Памир) / С. И. Коноваленко, Н. А. Сазонтова, С.З. Смирнов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. — 2001. — Выпуск 2. — С. 226-228.
11. Коноваленко С. И. Коллекционное сырье миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Геммология. Материалы научной конференции. — Томск, 2009. — С. 62-73.
12. Лазько Е. М. Региональная геология СССР / Е. М. Лазько. — М.: Недра, 1965. — 551 с.
13. Минералы. Каркасные силикаты Справочник / Гл. ред. Г. Б. Бокий, Б. Е. Боруцкий. - М.: Наука, 2003. — 583 с.

14. Пушаровский Д.Ю. Рентгенография минералов / Д.Ю. Пушаровский. – М.: ЗАО “Геоинформак”, 2000. – 292 с.
15. Склярв Е.В. Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие / Е.В. Склярв и др.; Под ред. Е.В. Склярва. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
16. Смирнов С. З. Пегматитообразующая среда на стадии перехода от магматической кристаллизации к гидротермальной (на примере пегматитовой жилы Лесхозовская (Ю. З. Памир, Таджикистан)) / С. З. Смирнов [и др.] // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. – Москва, 2008. – Т.1. – С. 153-156.
17. Смирнов С. З. Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // Геология и геофизика. – 2015. - №9. – С. 1643—1663.
18. Смирнов С. З. Флюидный режим магматического этапа развития редкометалльных гранитно-пегматитовых систем, обогащенных фтором и бором: петрологические следствия: автореф. дис.д-ра геол.-минерал. наук / С. З. Смирнов. – Новосибирск, 2015. – 37 с.
19. Таращан А.Н. Люминесценция минералов / А.Н. Таращан. – К.: “Наук. Думка”, 1978. – 269 с.
20. Франк-Каменецкий В.А. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / В.А. Франк-Каменецкий. – Л.: Недра, 1983. – 359 с.

Электронные ресурсы

21. Отчет о водно-горном спортивном походе шестой категории сложности по Юго-Западному Памиру (река Шахдара) [Электронный ресурс]: Сервис для туристов и путешественников URL: http://www.skitalets.ru/water/2006/shahdara_lifanov/ (дата обращения: 7.04. 16).
22. Памир [Электронный ресурс]: Большая Советская Энциклопедия URL: <http://bse.sci-lib.com/article086489.html> (дата обращения: 8.03. 16).
23. Основные черты геологии и металлогении Памира [Электронный ресурс]: ПАМИРГЕО URL: http://www.pamirgeo.ru/osn_chert_geol (дата обращения: 13.02. 16).

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица 3.4

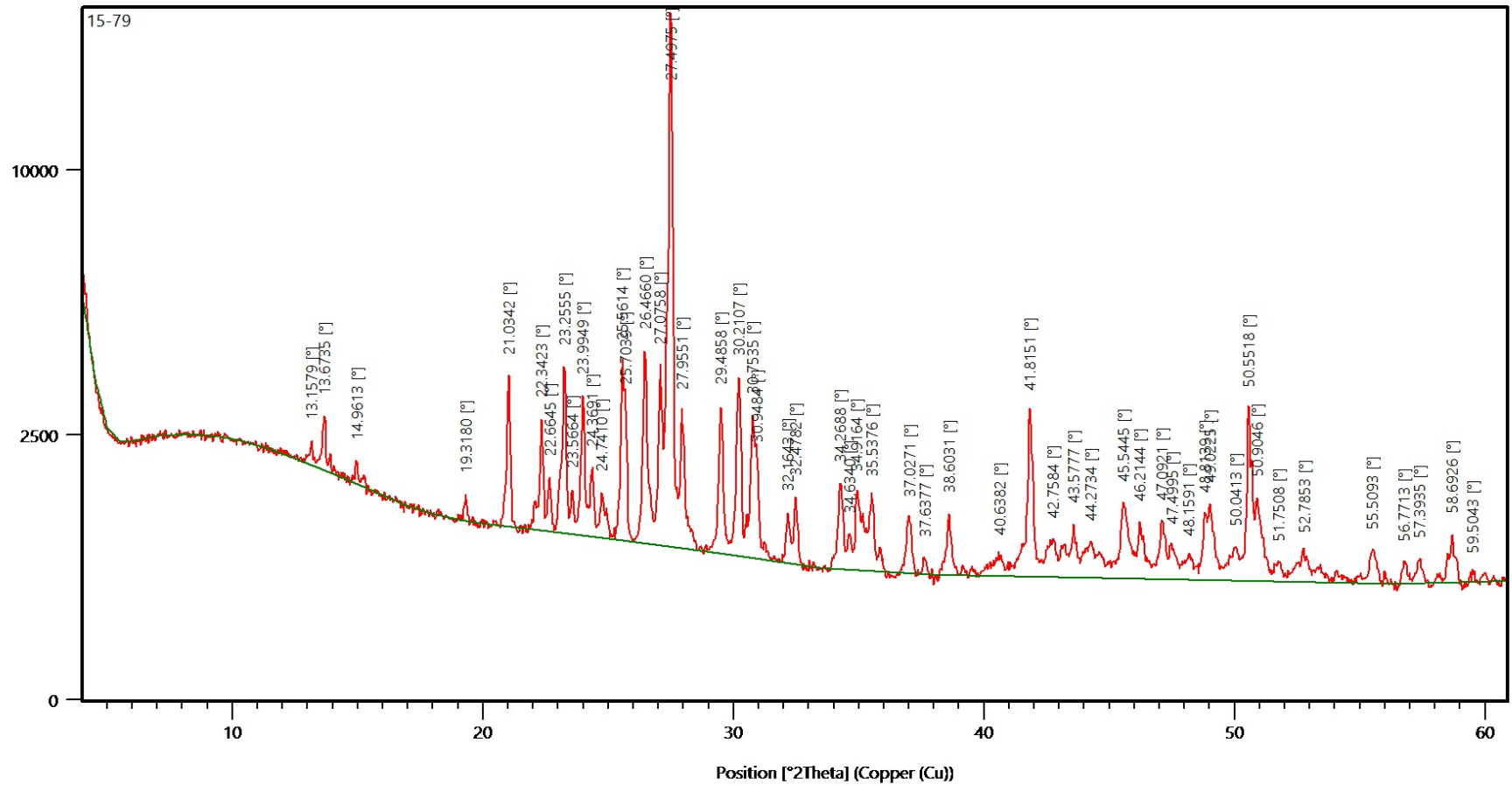
Положение диагностических линий полевых шпатов и их относительная интенсивность [134]

hkl	Санидин (до 10 % Ab)		Промежуточный микроклин		Максимальный микроклин		Анортоклаз (от 60 до 95 % Ab)		Альбит (до 5 % An) (низкий—высокий)		Плагиоклаз (от 5 до 100 % An)	
	$I_{отн}$	2 θ	$I_{отн}$	2 θ	$I_{отн}$	2 θ	$I_{отн}$	2 θ	$I_{отн}$	2 θ	$I_{отн}$	2 θ
$\bar{2}01$	35	20.87—21.13°	45	21.00—21.05°	35	20.96—21.04°	65	21.65—21.88°	40	22.04—22.23°	58	21.97—21.99°
130	65	23.54—23.64	30	23.44—23.51	25	23.18—23.24	40	23.90—24.30	—	—	28	24.32—24.57
$\bar{1}30$	15	24.58—24.69	30	23.67—23.73	30	23.97—24.02	45	23.66	30	24.26—24.31	40	23.50—23.87
040, 020	100	27.51—27.74	100	27.50—27.59	100	27.44—27.52	100	27.48—27.98	100	27.92—27.95	100	28.00—28.04
$\bar{1}\bar{3}1$	—	—	35	29.92—30.01	30	30.12—30.24	25	29.64—29.91	25	29.59—30.11	23	29.34—29.74
131	50	29.82—29.97	40	29.72—29.82	30	29.42—29.55	25	30.50—31.28	15	31.24—31.54	20	31.40—31.62
060	30	41.60—42.00	30	41.72—41.79	30	41.78—41.85	15	41.74—42.03	25	42.48—42.54	25	42.19—42.25
$\bar{2}04$	30	50.50—51.10	30	50.58—50.78	25	50.51—50.66	25	51.02—51.31	30	51.12—51.18	10	51.36—51.64

Положение диагностических линий ПШ.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

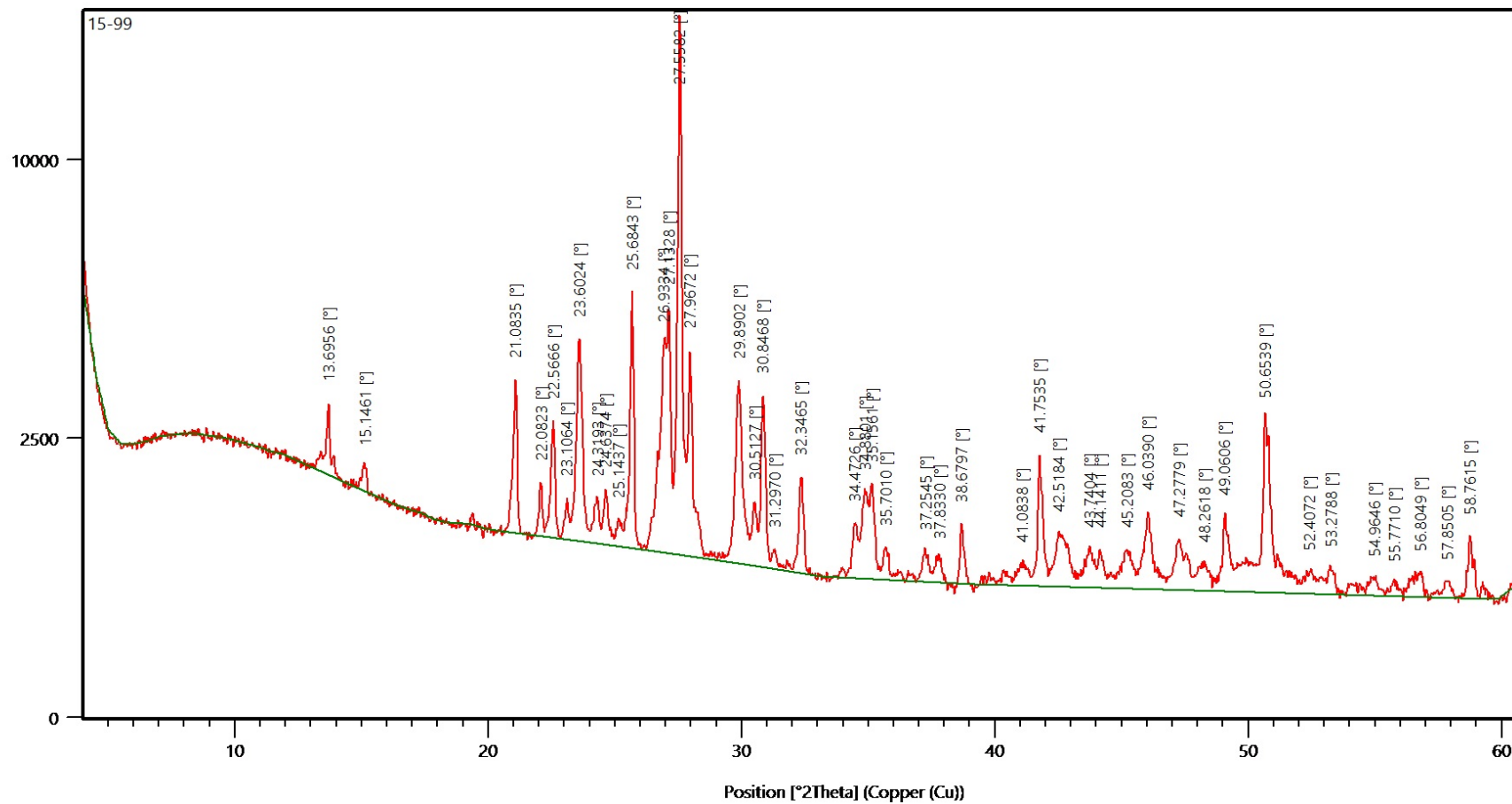
Counts



Рентгенограмма КППШ образца 15-79

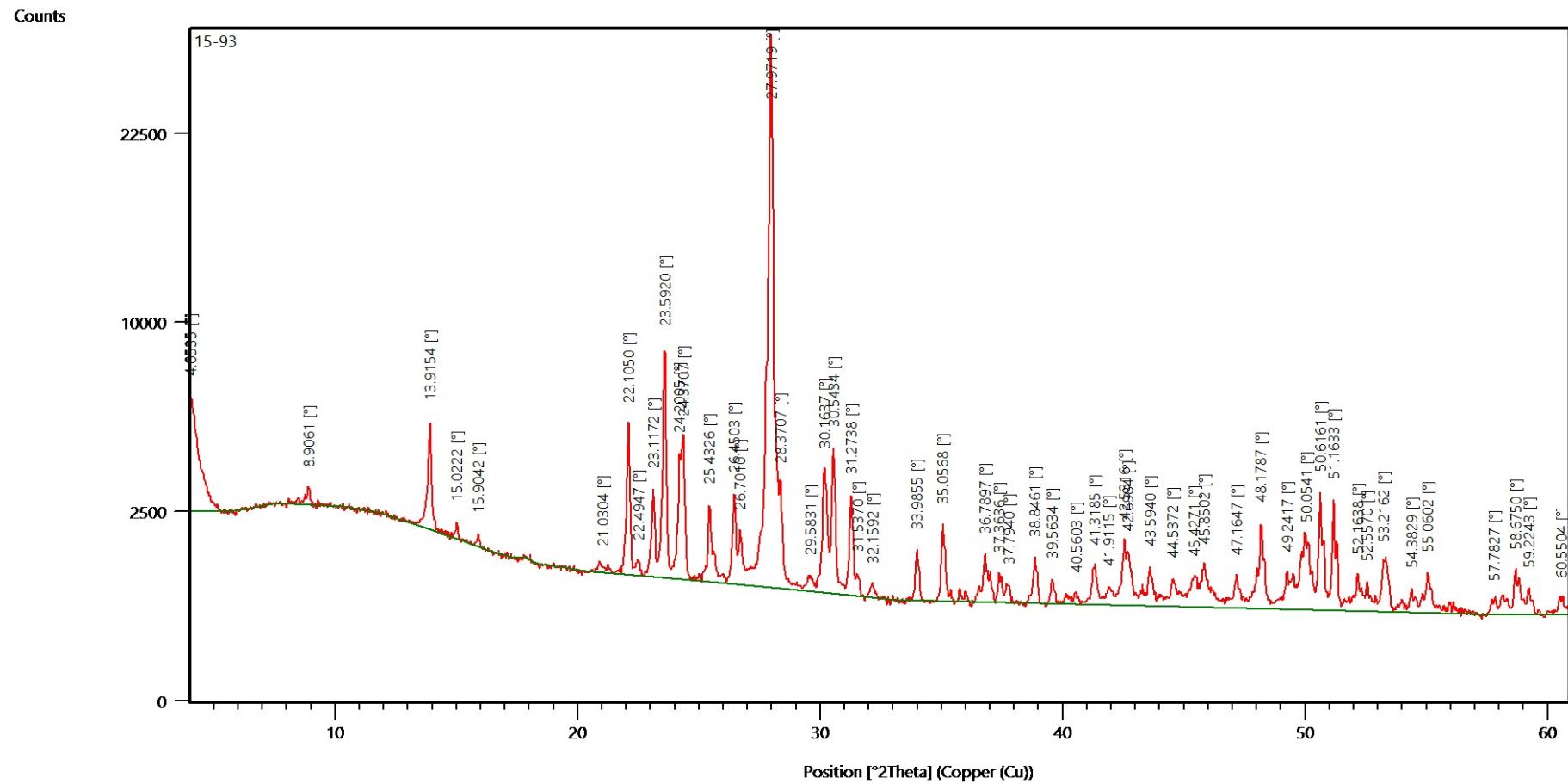
Продолжение приложения Б

Counts



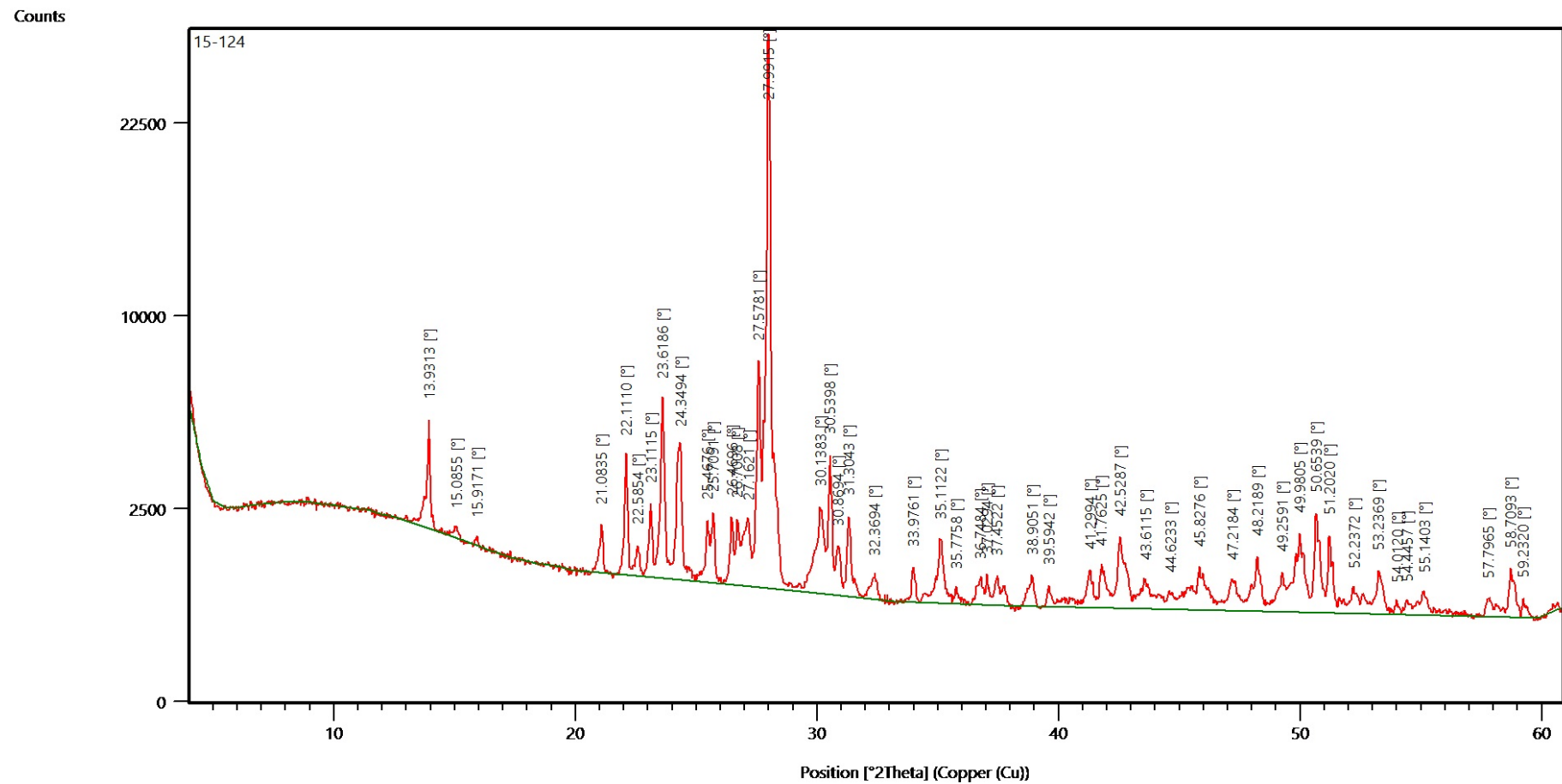
Рентгенограмма КППШ образца 15-99

ПРИЛОЖЕНИЕ В



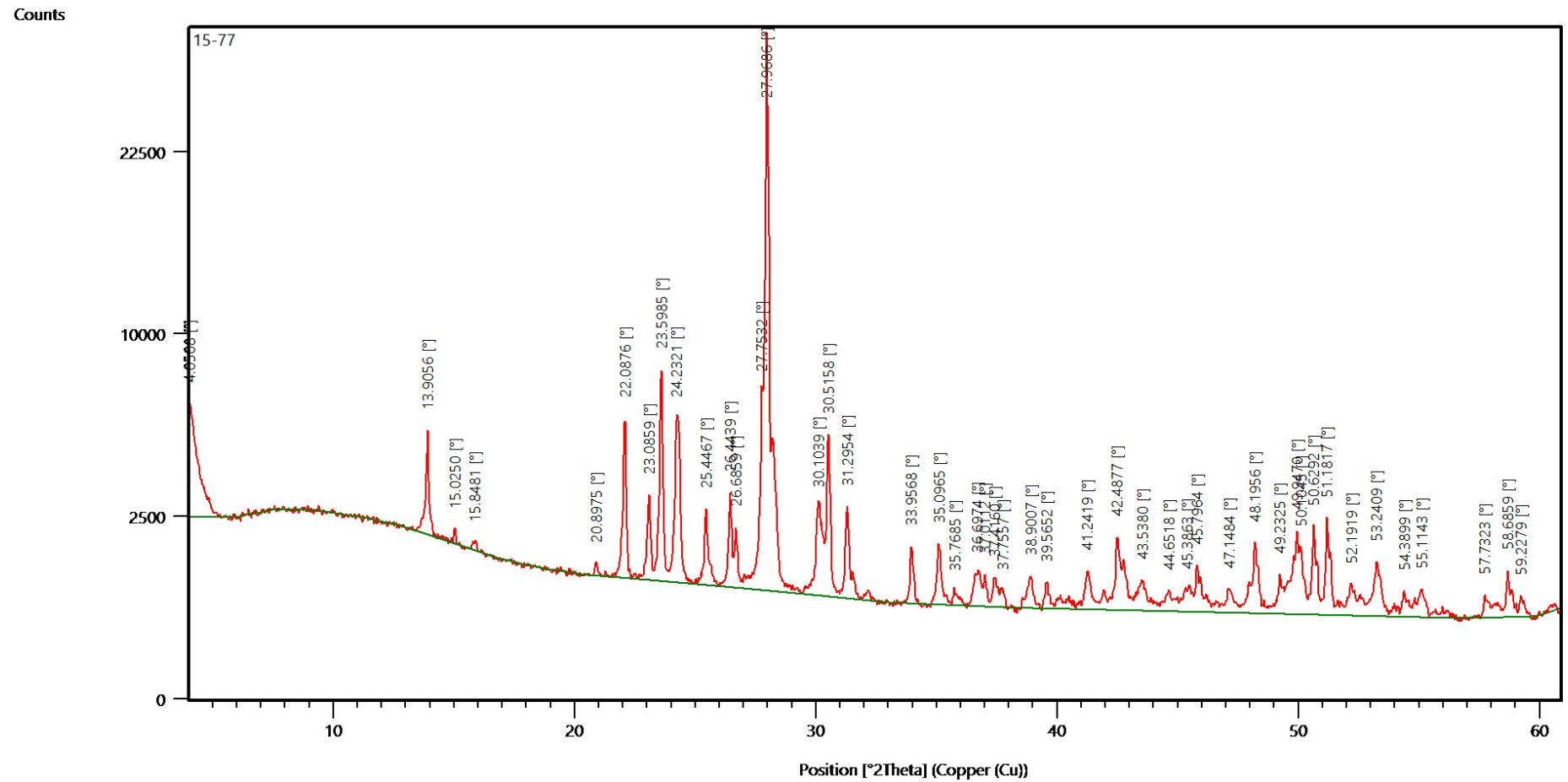
Рентгенограмма плагиоклаза образца 15-93

Продолжение приложения В



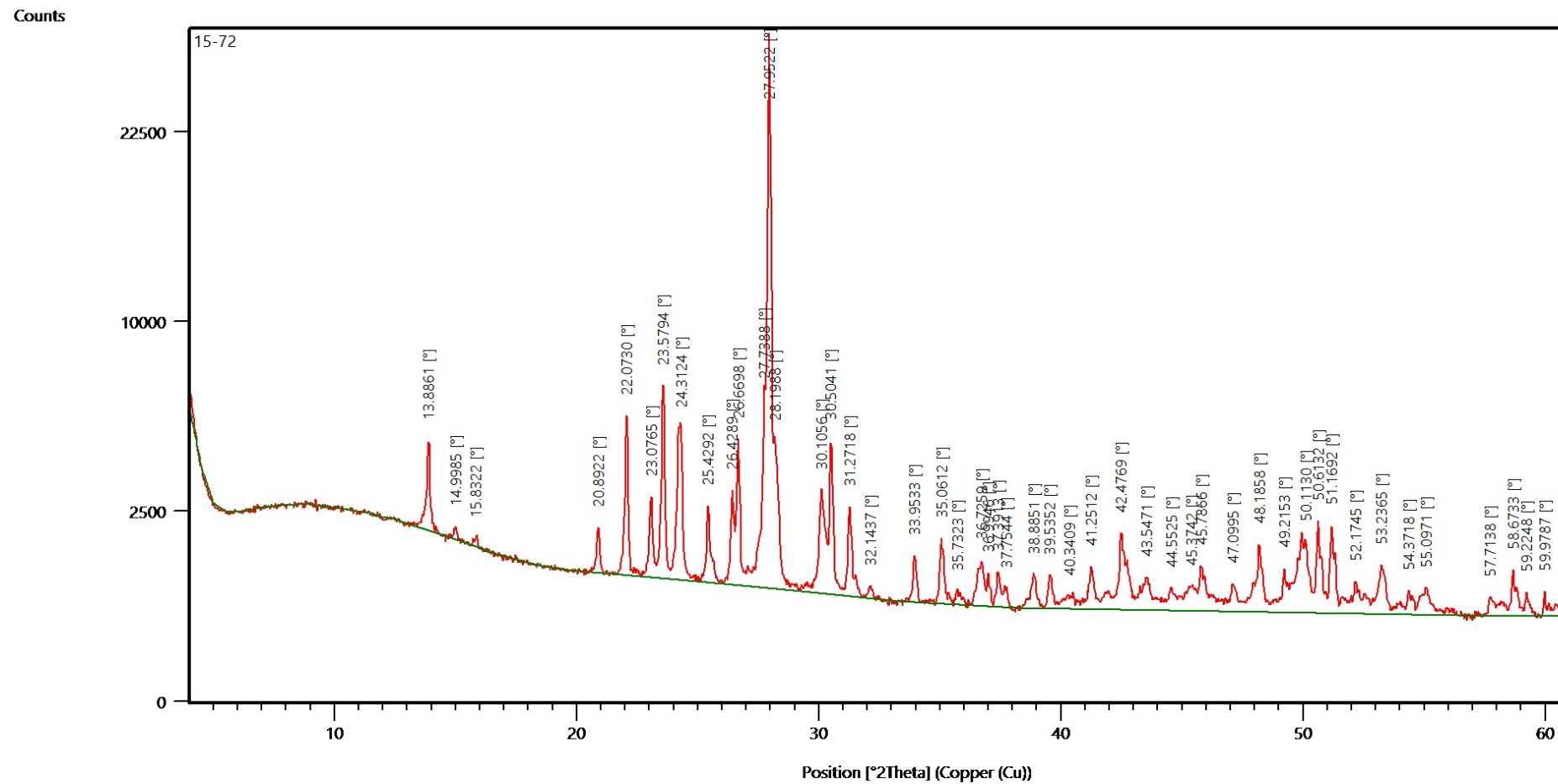
Рентгенограмма плагиоклаза образца 15-124

Продолжение приложения В



Рентгенограмма плагиоклаза образца 15-77

Продолжение приложения В



Рентгенограмма полевого шпата образца 15-72

Результаты ICP-MS полевых шпатов Лесхозовской жилы

Element	Mass	15-124	15-72	15-77	15-79	15-93	15-99
Li	7	68,98	62,93	55,51	137,37	316,61	61,28
Be	9	12,83	54,25	21,58	3,96	7,66	1,99
B	11	96,18	63,15	110,63	43,64	447,15	6,05
Sc	45	0,35	0,60	0,42	0,86	0,78	0,48
Ti	49	50,50	54,80	49,85	37,32	54,26	81,18
V	51	0,69	0,48	0,54	0,35	0,49	0,54
Cr	52	1,13	1,71	1,17	0,90	0,70	0,59
Fe	54	568,94	610,29	633,40	451,78	678,03	761,73
Mn	55	35,68	60,10	42,49	28,94	87,54	28,56
Co	59	0,25	0,20	0,28	0,16	0,22	0,23
Ni	60	2,81	1,20	0,81	0,83	0,65	4,04
Cu	65	5,58	2,70	1,40	3,39	1,58	8,76
Zn	66	19,45	4,86	3,14	3,80	4,49	22,00
Ga	69	16,25	22,16	18,96	20,68	18,96	36,80
Rb	85	469,25	107,92	21,59	3099,35	129,59	613,59
Sr	88	20,14	17,27	22,38	15,67	38,17	195,87
Y	89	3,29	1,63	1,45	0,81	1,57	1,50
Zr	90	3,11	6,67	4,62	2,79	3,72	6,48
Nb	93	5,56	13,52	1,77	1,46	7,62	0,54
Sn	118	5,85	5,42	6,14	8,35	7,76	4,30
Cs	133	21,14	20,31	14,15	423,30	28,83	6,38
Ba	135	31,47	26,74	28,43	117,39	29,17	1238,10
La	139	1,32	1,44	2,09	0,34	1,56	2,40
Ce	140	2,67	2,61	3,71	1,01	2,77	2,99
Pr	141	0,27	0,24	0,31	0,07	0,23	0,18
Nd	145	0,87	0,72	0,85	0,26	0,67	0,57
Sm	149	0,34	0,22	0,24	0,08	0,19	0,14
Eu	151	0,06	0,04	0,06	0,05	0,07	1,00
Gd	158	0,35	0,22	0,22	0,09	0,20	0,16
Tb	159	0,07	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03
Dy	161	0,49	0,26	0,23	0,12	0,26	0,21
Ho	165	0,09	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05
Er	166	0,26	0,15	0,14	0,08	0,15	0,14
Tm	169	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Yb	172	0,31	0,31	0,16	0,09	0,17	0,19
Lu	175	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
Hf	178	0,09	0,27	0,13	0,08	0,11	0,16
Ta	181	1,65	3,70	1,71	1,56	8,05	0,43
Tl	205	3,13	0,66	0,10	17,27	0,62	3,32
Pb	208	27,51	20,85	24,18	28,87	19,98	92,84
Th	232	1,60	1,57	1,38	0,22	1,04	1,75
U	238	0,48	0,85	0,67	0,65	1,23	0,63

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: 17.06.2016 21:34:21
пользователь: kun2609@mail.ru / ID: 3520929
отчет предоставлен сервисом «Антиплагиат»
на сайте <http://www.antiplagiat.ru>

Информация о документе

№ документа: 1
Имя исходного файла: диплом 2016.docx
Размер текста: 8218 кБ
Тип документа: Не указано
Символов в тексте: 63328
Слов в тексте: 7081
Число предложений: 361

Информация об отчете

Дата: Отчет от 17.06.2016 21:34:21 - Последний готовый отчет
Комментарии: не указано
Оценка оригинальности: 95.1%
Заимствования: 4.9%
Цитирование: 0%



Оригинальность: 95.1%
Заимствования: 4.9%
Цитирование: 0%

Источники

Доля в тексте	Источник	Ссылка	Дата	Найдено в
1.48% [1]	Геология Таджикистана	http://tajik-gateway.org	30.11.2014	Модуль поиска Интернет
1.42% [2]	Материалы молодежной конференции-2011 (в формате PDF)	http://joc.lrk.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет
1.04% [3]	МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ:	http://joc.lrk.ru	раньше 2011 года	Модуль поиска Интернет