

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИМЕНИ А.Е. ФЕРСМАНА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Мираков Мирак Абдурасулович

МИНЕРАЛОГИЯ СКАНДИЯ, ИТТРИЯ, ТАНТАЛА, НИОБИЯ, ОЛОВА,
ЦЕЗИЯ И РУБИДИЯ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО И
ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Специальность: 1.6.4. – минералогия, кристаллография.

Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Э.М. Спиридонов

МОСКВА 2025 Г.

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. История геологического изучения Памира и основные этапы геологического и минералогического изучения пегматитов Памира.....	12
Глава 2. Фактический материал и методы исследований.....	20
Глава 3. Геологическая позиция и строение пегматитовых полей Юго-Западного и Центрального Памира.....	27
3.1. Геологическая позиция пегматитовых полей Юго-Западного и Центрального Памира.....	27
3.2. Кукуртское пегматитовое поле.....	31
3.3. Шахдаринское пегматитовое поле.....	43
3.4. Намангутское пегматитовое поле.....	55
Глава 4. Минералогия рубидия и цезия в гранитных пегматитах Памира	63
4.1. Геохимия и минералогия рубидия и цезия.....	63
4.2. Минералогия рубидия и цезия в изученных пегматитах Памира.....	66
Глава 5. Минералогия скандия и редких земель в пегматитах Памира.....	76
5.1. Геохимия и минералогия скандия.....	76
5.1.1. Скандиевая минерализация в пегматитах Памира.....	80
5.2. Минералогия и геохимия редких земель.....	101
5.2.1. Минералы редких земель в описываемых гранитных пегматитах Памира.....	102
Глава 6. Минералогия олова, ниобия и тантала в пегматитах Памира.....	152
6.1. Геохимия и минералогия олова.....	152
6.1.1. Тантало-ниобаты в гранитных пегматитах.....	156
6.2. Оловянная минерализация в пегматитах Памира.....	165
6.3. Минералогия ниобия и тантала в пегматитах Памира.....	189
Заключение.....	220
Список литературы.....	222

Введение

В работе рассматривается минералогия средних и тяжелых редких литофильных элементов в гранитных пегматитах, а именно: Rb, Cs, Sc, *REE*, Sn, Nb и Ta. При изучении минералогии легких редких литофильных элементов (Li, Be, B) применяются несколько иные методические подходы, которые, в частности, связаны с тем, что ни литий, ни бериллий, ни бор не могут быть определены или их определение связано с большими трудностями рентгенофлуоресцентными методами и электронно-зондовым анализом, широко применяемыми при изучении минералогии средних и тяжелых редких литофильных элементов. По этой причине и по тому, что минералогия Li, Be и B в гранитных пегматитах Памира чрезвычайно разнообразна и может служить темой отдельной большой работы, легкие литофильные элементы в настоящей работе не рассматриваются. Из средних и тяжелых редких литофильных элементов в работе рассмотрены только те, для которых пегматиты являются промышленным типом месторождений. По этой причине, минералогия W, U и Th не описывается, хотя она крайне интересна в этих пегматитах. Отдельно отметим, что пегматиты в значительной степени потеряли свое значение как источник олова в связи с вовлечением в эксплуатацию крупных месторождений других генетических типов, характеризующихся несравнимо большими запасами. Однако, мы включили минералы Sn в список изучаемых по той причине, что для небольших объектов, какими являются пегматиты Юго-Западного и Восточного Памира, попутное получение касситеритового концентрата может улучшить экономические показатели этих месторождений.

Выбор объектов изучения – пегматитов Шахдаринского и Кукуртского пегматитовых полей обусловлен тем, что эти пегматиты в течение многих лет изучались как источники пьезосырья, ограночного и коллекционного материала и практически не изучены в плане редкометальной минерализации. Несмотря на то, что эти пегматиты признаны перспективными на перечисленные нерудные полезные ископаемые, а некоторые пегматитовые тела разведаны с подсчетом запасов ювелирного сырья, они не вовлечены в эксплуатацию. Представляется, что изучение минералогии тех химических элементов, которые могли бы попутно извлекаться при добыче коллекционного и ювелирного сырья, является весьма актуальным; такие данные могут послужить основой технологии обогащения.

В качестве объекта сравнения – типичного месторождения редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sn) - выбрано Намангутское пегматитовое поле на Юго-Западном Памире.

Общая характеристика исследования

Актуальность темы исследования и степень её разработанности

Гранитные пегматиты являются важным концентратором редких элементов - Nb, Ta, Sc, REE, Li, Rb, Cs, Be, В. Изучение форм нахождения этих химических элементов дает новые знания о вещественном составе и важно для понимания генезиса пегматитов, а в практическом отношении способствует выявлению источников и разработке технологий извлечения этих элементов, востребованных во многих, в том числе и высокотехнологичных отраслях промышленности.

В работе рассмотрена минералогия Sc, REE, Nb, Ta, Sn, Rb и Cs в гранитных пегматитах Шахдаринского и Намангутского пегматитовых полей Юго-Западного Памира и Кукуртского пегматитового поля Восточного Памира. Эти пегматиты в течение многих лет изучались как источники пьезосырья, ограночного и коллекционного материала. Их редкометальная минерализация практически не изучена, хотя в работах Л.Н. Россовского, С.И. Коноваленко и А.В. Волошина неоднократно отмечалась редкометальная специализация миароловых пегматитов Юго-Западного и Восточного Памира. Наиболее изучены в отношении минералогии редких элементов пегматиты Юго-Западного Памира (пегматитовые жилы Шахдаринского поля – Тусионская, Вездаринская, в некоторой степени Лесхозовская). Представляется, что продолжение детального изучения минералогии редких элементов как в этих, так и в других пегматитах Памира актуально и в теоретическом, и в практическом отношении. Пегматиты Намангутского пегматитового поля на Юго-Западном Памире выбраны нами в качестве объекта сравнения как типичное комплексное месторождение редких литофильных элементов – Li, Rb, Cs, Ta, Nb.

В настоящей работе не рассматривается минералогия легких литофильных элементов: Li, Be, В. Для определения содержаний этих элементов в минералах применяются иные инструментально-методические подходы. Кроме того, минералогия лития, бериллия и бора в гранитных пегматитах Памира чрезвычайно разнообразна и должна служить темой отдельного исследования.

Цели исследования

1) детально изучить минералы-концентраторы Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, Sc, REE в миароловых пегматитах Юго-Западного и Восточного Памира, уточнить их место в процессе формирования гранитных пегматитов;

2) комплексно исследовать вариации химического состава, физических свойств, морфологии и анатомии индивидов минералов редких элементов в пегматитах различного типа;

3) сравнить редкометальную минерализацию пегматитов Юго-Западного и Восточного Памира.

Конкретные задачи исследования

- установить минералы-носители редких элементов в пегматитах Юго-Западного Памира (жилы Лесхозовская, Шахдаринская, Вездаринская) и Восточного Памира (пегматиты Дорожный, Мика, Малыш, Амазонитовый, Топазовый);
- выявить и изучить вариации состава, свойств, морфологии собственных минералов Nb, Ta, Sc, REE, Cs, Rb и Sn в описываемых гранитных пегматитах Памира;
- выяснить пределы вхождения редких элементов в акцессорные минералы пегматитов.

Фактический материал и методы исследований, личный вклад автора

Автором в течение 2016-2022 гг. на пегматитовых полях Восточного и Юго-Западного Памира были проведены полевые работы, в результате которых из пегматитовых тел и вмещающих пород было отобрано более 2000 штучных образцов и 40 шлиховых проб общей массой около 250 кг. Автором выполнен весь объем работ по пробоподготовке, изучению оптических и других физических свойств (измерение показателей преломления, величин отражения, микротвердости, плотности и др.), получению рентгеновских порошкограмм минералов. Подготовка препаратов для микрозондовых, рентгеновских и монокристалльных рентгеновских исследований выполнена автором. Определения элементного состава минералов выполнены автором, частью - совместно с коллегами.

Полуколичественный и количественный анализ химического состава минералов выполнен с помощью сканирующих электронных микроскопов JSM-35CF и JSM 840 (JEOL), оснащенных энергодисперсионными спектрометрами (ЭДС). Количественный микрозондовый анализ выполнен с помощью электронно-зондового микроанализатора JCXA-733 (JEOL), оснащенного Si(Li)-ЭДС с ультратонким окном ATW-2 и системой анализа INCA Energy 350 (Oxford), а также с использованием волново-дисперсионных спектрометров (ВДС) (Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана). Рентгеновское изучение минералов методом порошка проводилось на дифрактометрах ДРОН-2 и ДРОН-3 в лабораториях Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАНТ (Душанбе) и Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Дебаеграммы для ряда минералов получены фотометодом на приборах УРС-55а в камерах РКУ-86, РКД-57.3, RKD-60, рентгенограммы монокристаллов – в камере Гандольфи. Монокристалльные рентгеновские исследования минералов выполнены на кафедре кристаллографии Института наук о Земле СПбГУ на рентгеновском дифрактометре Bruker “Карра APEX DUO” и в лаборатории кристаллографии Университета Манитобы (Канада) на монокристалльном дифрактометре Xcalibur-Oxford Diffraction. Детальное описание инструментальных исследований и методик дано в главе 2 диссертации.

Научная новизна

1. Впервые в пегматитах Памира установлено повышенное содержание скандия, изучены формы его нахождения. Обнаружены собственные минералы скандия: **шахдараит-(Y)** ScYNb_2O_8 (новый минерал, установлен в пегматитовой жиле Лесхозовская), **хефтетьернит** ScTaO_4 и **ниобохефтетьернит** ScNbO_4 , (вторая и третья находки в мире; впервые найдены в пегматитах Памира). Установлен ряд Sc-содержащих минералов: бадахшанит-(Y), колумбит-(Mn), циркон, ксенотим-(Y) и др. Впервые выявлено изоморфное вхождение Sc в безводные бораты – обнаружен и изучен Sc-содержащий **тусионит** $\text{MnSn(BO}_3)_2$ (до 1.5 мас. % Sc_2O_3).

2. В тех же пегматитах изучена ниобий-танталовая минерализация. Кроме шахдараита-(Y), хефтетьернита и ниобохефтетьернита, в них обнаружены **ферсмит** CaNb_2O_6 и **висмутоколумбит** BiNbO_4 . Для минералов серий колумбит-(Fe), -(Mn) – танталит-(Fe), -(Mn) и пироксид-микротит установлены широкие вариации состава и своеобразная зональность. Выявлены повышенные содержания Ta и Nb в касситерите Намангутского пегматитового поля – до 6 мас. % Ta_2O_5 , > 4 мас.% Nb_2O_5 .

3. Детально изучена иттриево-редкоземельная минерализация. В пегматитах Юго-Западного Памира открыт новый минерал шахдараит-(Y). В пегматите Дорожный на Восточном Памире открыты новые минералы: **бадахшанит-(Y)** $\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al(Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24})$ и **непрессиит-(Y)** $\text{Y[Al}_3\text{O]}_{2/3}\text{B}_4\text{O}_{10}$. Впервые в гранитных пегматитах Памира обнаружены и охарактеризованы **гадолинит-(Y)** $\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2$, **поликраз-(Y)** $\text{Y(Ti,Nb)}_2\text{O}_6$, **уранополикраз** $(\text{U,Y})(\text{Ti,Nb)}_2\text{O}_6$, **непрессиит-(Ce)** $\text{Ce[Al}_3\text{O]}_{2/3}\text{B}_4\text{O}_{10}$.

4. Впервые установлено, что оловянная минерализация в пегматитах Памира, помимо касситерита, представлена **герценбергитом** SnS и **варламовитом** $(\text{Sn,Fe})(\text{O,OH})_2$; ранее известный лишь на Юго-Западном Памире **тусионит** $\text{MnSn(BO}_3)_2$ обнаружен так же и на Восточном Памире. Кроме того, олово входит в колумбит-танталит (1.5-2 масс. % SnO_2), ильменорутит (до 1.3 масс.% SnO_2), шахдараит-(Y) (до 1.5 масс.% SnO_2), эшинит-(Ce) (до 0.5 масс.% SnO_2), минералы группы пироксидов (до 3.5 масс.% SnO_2), титанит (до 1.4 масс.% SnO_2).

5. Выявлены потенциально новые минералы цезия: **CsAl₂(Si₃AlO₁₀)F₂** (фтористый аналог наньпингита) и кубическая фаза **Cs(W,Nb)₂O₆**.

В результате изучения гранитных пегматитов Шахдаринского, Кукуртского и Намангутского пегматитовых полей Памира выявлена их богатая и разнообразная минерализация Sc, REE, Sn, Nb, Ta, Cs. 19 минералов диагностированы в описываемых пегматитах впервые, 9 из них являются новыми для Таджикистана (табл. 1).

Таблица 1

Минералы, установленные автором в гранитных пегматитах Памира

№	Минерал	Формула
1	Алланит-(Ce)	$\text{CaCeAl}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
2	Бадахшанит-(Y) **	$\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24})$
3	Бертрандит	$\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$
4	Варламовит*	$(\text{Sn},\text{Fe})(\text{O},\text{OH})_2$
5	Висмутоколумбит*	BiNbO_4
6	Гадолинит-(Y) *	$\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2$
7	Гельвин*	$\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$
8	Герценберgit*	SnS
9	Ильменорутит	$(\text{Ti},\text{Nb},\text{Ta})\text{O}_2$
10	Лёллинит*	FeAs_2
11	Микролит	$(\text{Ca},\text{Na})_2\text{Ta}_2\text{O}_6(\text{H}_2\text{O})$
12	Молибденит	MoS_2
13	Ниобохефетьернит*	ScNbO_4
14	Паризит-(Ce)*	$\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$
15	Пепроссиит-(Ce)*	$\text{CeAl}_2\text{B}_4\text{O}_{10}$
16	Пепроссиит-(Y)**	$\text{YAl}_2\text{B}_4\text{O}_{10}$
17	Пироклор	$(\text{Ca},\text{Na})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{H}_2\text{O})$
18	Поликраз-(Y)*	$\text{Y}(\text{Ti},\text{Nb})_2\text{O}_6$
19	Синхизит-(Ce)	$\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$
20	Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
21	Стибиоколумбит	SbNbO_4
22	Титанит	CaTiOSiO_4
23	Торианит	ThO_2
24	Торит	ThSiO_4
25	Триплит*	$(\text{Mn}^{2+},\text{Fe}^{2+})_2(\text{PO}_4)(\text{F},\text{OH})$
26	Тусионит	$\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$
27	Уранинит	UO_2
28	Уранополикраз*	$(\text{U},\text{Y})(\text{Ti},\text{Nb})_2\text{O}_6$
29	Уранофан	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{SiO}_3(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
30	Ферсмит*	CaNb_2O_6
31	Ферберит	FeWO_4
32	Хефетьернит*	ScTaO_4
33	Хризоберилл	BeAl_2O_4
34	Чералит*	$\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$
35	Черновит-(Y)*	YAsO_4
36	Шахдараит-(Y)**	ScYNb_2O_8

Примечание: * - ранее неизвестные в пегматитах Памира, ** - новые минералы,

Теоретическая и практическая значимость работы

Установлены формы нахождения редких элементов в гранитных пегматитах Восточного и Юго-Западного Памира. Редкие элементы входят в состав как собственных минералов, так и являются изоморфными примесями в целом ряде акцессорных минералов. Это позволило получить новые данные об изоморфизме Sc, Nb, Ta, REE, а также Sn в минералах гранитных пегматитов. Открытие новых минералов **бадахшанита-(Y)**, **шахдараита-(Y)** и **пепроссиита-(Y)** пополнило знания о минералогии и геохимии редких элементов.

Выявление минералов-носителей редких элементов в гранитных пегматитах Памира и получение новых данных о минералах-концентраторах редких элементов позволяет рекомендовать провести переоценку данных объектов, как потенциальных источников редких металлов. Высокое содержание Sc (стратегического металла) в минералах ряда колумбит-танталит (до 2 % мас. % Sc_2O_3) и спессартине (до 0.3 мас. % Sc_2O_3), а также присутствие собственных минералов скандия в описываемых пегматитах может повысить экономическую значимость этих объектов. Полученные сведения о минералах-концентраторах редких элементов (размеры выделений, морфология, характер сростаний, особенности состава и т.д.) позволяют прогнозировать технологические свойства руд этих объектов. В пегматитах Намангутского поля установлена и изучена богатая касситеритовая минерализация, что позволяет рекомендовать провести оценку оловоносности этих пегматитов.

Отработаны рациональные подходы и методики минералогического изучения пегматитов, начиная от полевых исследований и заканчивая лабораторными, которые можно применять для оценки редкометального оруденения других пегматитов Памира.

Защищаемые положения

1. По результатам минералогических исследований выявлена новая скандиеносная провинция. В изученных гранитных пегматитах Восточного и Юго-Западного Памира носителями скандия выступают **шахдараит-(Y)** ScYNb_2O_8 , **хефтетьернит** ScTaO_4 , **нибохефтетьернит** ScNbO_4 , а также колумбит-(Mn), циркон, ксенотим-(Y), бадахшанит-(Y), тусионит, ферсмит с устойчивым содержанием до 2 мас. % Sc_2O_3 и породообразующий в ряде пегматитовых жил спессартин, содержащий 0.2-0.3 мас. % Sc_2O_3 .

Синим выделены новые минеральные виды, жирным чёрным – новые для Памира минералы, открытые и изученные при участии автора.

2. Гранитные пегматиты Юго-Западного и Восточного Памира имеют ярко выраженную иттриевую специализацию. В них развиты поликраз-(Y), гадолинит-(Y), **бадахшанит-(Y)** $\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24}$, **шахдараит-(Y)** ScYNb_2O_8 , **гелландит-(Y)** $(\text{Ca},\text{REE})_4\text{YAl}[(\text{B}_4\text{Si}_4\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$, ксенотим-(Y) YPO_4 , черновит-(Y) YAsO_4 , **пепроссит-(Y)**

$Y(Al_3O)_{2/3}B_4O_{10}$. Скандиевая и иттриевая специализация этих пегматитов может быть обусловлена обогащенностью исходных расплавов бором и фтором.

3. Олово в изученных пегматитах проявляет как литофильные, так и халькофильные свойства. Первое выражается в обилии касситерита (богатого Ta и Nb), развитии гидростаннатов и бората – тусионита; значительное количество Sn сосредоточено в составе колумбита-танталита, ильменорутила, микролита-пирохлора, шахдараита-(Y), эшинита-(Ce), титанита, хризоберилла. Второе выражено в образовании герценбергита SnS. Вероятные причины разнообразия минералов олова – многоэтапная история становления данных миароловых гранитных пегматитов и пёстрый состав толщ, вмещающих пегматиты. Концентрация оловосодержащих колумбита и танталита в ряде пегматитов может иметь промышленный интерес.

Достоверность результатов и апробация работы

Достоверность результатов инструментальных исследований минералов достигалась применением стандартных образцов и сопоставлением результатов с известными по базам данных.

Определение элементного состава минералов сопровождалось комплексом мер по обеспечению достоверности результатов, включающих А) регулярное измерение стандартных образцов, близких по составу к исследуемым. В качестве образцов сравнения при микрозондовом анализе использовались стандартные образцы Смитсоновского института (Вашингтон, США), стандарты фирмы Cameca (Франция), синтетические соединения с устойчивой стехиометрией; Б) проведение регулярной калибровки ЭДС по энергии линий и разрешению на внутренних стандартах (никель, кобальт); В) определение одного и того же элемента по разным аналитическим линиям (если таковые имеются), Г) контрольный анализ одних и тех же участков с использованием как ЭДС, так и ВДС, а также анализ при разных ускоряющих напряжениях; Д) проверка однородности участка анализа путем наблюдения в режимах SEI, BSE, при необходимости – построение концентрационных профилей или рентгеновских карт распределения элементов.

Верификацией результатов является публикация статей по теме работы в ведущих журналах (Записки РМО, Canadian Mineralogist).

Минералы, открытые в ходе выполнения работы, прошли апробацию и утверждены как новые минеральные виды Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации.

Результаты исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на республиканской конференции «Геолого-геохимические особенности образования гидротермальных месторождений Таджикистана» в Научно-исследовательском институте

Таджикского национального университета (Душанбе, 2017), на республиканской научно-практической конференции, посвящённой 80-летию члена-корреспондента АН РТ, профессора А.Р. Файзиева «Фундаментальные и прикладные вопросы геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии» (Душанбе, 2018), на Международном минералогическом семинаре «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения -2018), (Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 2018) и XVII Геологическом съезде Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России» (Сыктывкар, 2019).

По теме диссертации опубликовано 8 статей в научных изданиях, рекомендованных АК МГУ, и 5 работ в иных изданиях.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения. Общий объем работы 247 страниц. Текст сопровождается 135 иллюстрациями (карты, рисунки, графики, диаграммы, фотографии минералов) и 67 таблицами. Список использованной литературы включает 305 наименований.

Связь исследования с программами (проектами), научной тематикой

Исследования проведены в соответствии с утверждённой тематикой Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН «Разнообразие минералов и их парагенезисов: новые данные, развитие аналитической минералогии» (№ госрегистрации 122012400313-9), результаты которых отражены в публикациях автора и в научных отчетах.

Благодарности

Автор выражает особую благодарность научному руководителю профессору Э.М. Спиридонову за поддержку и обсуждение работы; Л.А. Паутову (Минмузей РАН) за всестороннюю многолетнюю помощь и плодотворное обсуждение возникающих вопросов по теме диссертации, за помощь в инструментальных минералогических исследованиях, за организацию экспедиционных работ; д.г.-м.н., А.Р. Файзиеву за поддержку и консультации; к.г.-м.н., Ф.Ш. Искандарову за помощь при обработке и изучении шлиховых проб, за ценные замечания и советы при описании ряда минералов; к.г.-м.н., В.Ю. Карпенко за помощь при проведении полевых и исследовательских работ; д.г.-м.н., О.Й. Сийдра (СПбГУ), д.г.-м.н., Е.В. Соколовой и профессору Ф. Хоторну (университет Манитобы, Канада) за проведение монокристалльных рентгеновских исследований минералов; профессору, д.г.-м.н., П.Ю. Плечову (Минмузей РАН) за помощь в проведении рамановских исследований. Особую благодарность выражаю местному рудознатцу Т.Г. Бахтибекову за помощь в проведении полевых работ на Юго-Западном Памире. Автор признателен сотрудникам кафедры минералогии МГУ профессору, д.г.-м.н., члену-корреспонденту РАН И.В. Пекову и доценту, к.г.-м.н., Ю.В.

Гриценко за внимание и обсуждение работы. За помощь в проведении полевых и камеральных работ автор благодарен коллегам и друзьям М.А. Шодибекову, П.В. Хворову, С. Махмадшарифу, А.О. Карпову.

Глава 1. История геологического изучения Памира и основные этапы геологического и минералогического изучения пегматитов Памира

История исследования геологии Памира тесно связана с изучением территории Таджикистана и всей Средней Азии. Опубликованная и фондовая литература по геологии Памира весьма обширна, и по этой причине, дать относительно полный обзор ее в рамках настоящей работы не представляется возможным. Ниже приведены только основные результаты изучения геологии Памира и прежде всего те, которые наиболее близки по тематике к представленной работе. Обзоры опубликованных и рукописных работ по геологической изученности регулярно публиковались в виде томов «Геологическая изученность СССР», библиографии по геологии Памира [17] отражены в капитальных изданиях «Геология СССР», (1959)» [38], во многих работах, посвященных различным вопросам геологического строения Памира [70], [188], [16], [18], [62], [156], [27], [29], [19], [64], [65], [66], [71], [72], [74]. Недавно О.С. Файрузшоева выполнила большую работу по анализу и обзору геологических исследований ГБАО за период с 1872 по 1991 гг [211].

До XIX столетия о геологическом строении и подземных богатствах Памира и всей территории современного Таджикистана имелись весьма скудные сведения.

Первым геологом, побывавшим на Южном Памире в 1883 году и опубликовавшим отчет о проведенных геологических исследованиях, был Дмитрий Львович Иванов. Он связал ориентировку горных хребтов с геологическими структурами Памира. Им было впервые показано, что характерным направлением памирских хребтов является широтное. Д.Л. Иванов приводит данные и об интрузивных породах, в том числе он описал гранитные жилы в верховьях Аксу, а также гранитные пегматиты с белой калиевой слюдой, столбчатым черным турмалином и гранатом. Из месторождений полезных ископаемых он кратко охарактеризовал Ранкульские соляные копи, серебряный рудник Кумыш-Джилга, разрушенный железный завод на Мургабе, заброшенные медные и свинцовые копи в низовьях р. Кудары, золотые прииски на р. Мук [83], [84]. Из работ XIX века следует отметить исследования в Куньлуне и Каракоруме К.И. Богдановича, установившего продолжение структур Куньлуна в пределы Восточного Памира.

В 1898 г. немецкий геолог А. Крафт посетил Дарваз и собрал обильную коллекцию окаменелостей. Работу по определению и описанию найденных окаменелостей продолжил Г. Бёхм. Огромное влияние на развитие представлений о тектонике, стратиграфии, геоморфологии Памира оказали исследования И.В. Мушкетова во время путешествий 1887-1880 гг [136]. Отметим, что исследования Памира продолжил и его сын Д.И. Мушкетов [135].

Мелкомасштабная геологическая карта, охватывающая бассейны рек Пянджа, Ванча, Оби-Гиоу и верховья Оби-Хингоу, составил Я.С. Эдельштейн по результатам работ 1904-1906 гг [229]. Продолжением этих работ явились исследования А.В. Нечаева, посетившего в 1908 г. южную часть Дарваза.

Работы И.В. Мушкетова, Г.Д. Романовского и Д.Л. Иванова в течение долгого времени являлись основополагающими по геологии рассматриваемой территории.

Большое значение для познания тектоники Памира имели исследования Д.В. Наливкина (1916) [137] и английского геолога Гайдена, которые независимо друг от друга и почти одновременно установили дугообразное строение Памира с выпуклостью к северу структурных зон. Д.В. Наливкин дважды пересек структуры Памира, в которых выделил четыре зоны распространения осадочных и метаморфических пород. Фактически им была составлена первая тектоническая карта Памира и показаны изогнутые к северу выходы толщ верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также чередующиеся с ними метаморфические (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы) и магматические породы. Д.В. Наливкин так же кратко охарактеризовал районы добычи золота в бассейнах рек Саук-Сай, Арзынг, Ванч, Язгулем, Кудара и Танымас.

Первые геолого-разведочные работы на Памире провели в 1916 г С.И. Миронов и Д.В. Никитин на коренных месторождениях золота в верховьях Мук-Су и в долине р. Саук-Сай [142], [141].

Геологические работы на Памире в период с 1917 по 1945 гг

Планомерное изучение геологического строения Горно-Бадахшанского Автономного Округа началось после установления Советской власти и прежде всего связано с работами Таджикской комплексной экспедиции (ТКЭ) [43], [213], позже переименованную в Таджикско-Памирскую экспедицию. На первом этапе работы выполнялись совместно с немецкими геологами и альпинистами. В 1927 г была создана Советско-Германская экспедиция (Алайско-Памирская экспедиция) под руководством с советской стороны Н.П. Горбунова и его заместителя Д.И. Щербакова, с немецкой стороны - В. Рикмерса. В последующие годы (1929-1931 гг.) на Памире геологические и поисковые работы проводили Д.И. Щербаков, Д.В. Никитин, В.И. Попов, Г.Л. Юдин, А.В. Хабаков, Д.В. Наливкин, П.П. Чуенко, А.А. Сауков [193], С.И. Клунников, А.К. Жерденко, Е.Г. Андреев и др. В составе экспедиции согласно общему плану исследований действовали самостоятельные отряды, в том числе геолого-минералогический, состоящий из сотрудника Минералогического музея Академии наук СССР А.Н. Лабунцова и его помощника Н.И. Березкина [44]. А.Н. Лабунцов составил первое подробное геологическое и минералогическое описание месторождения благородной шпинели Кухи-Лал и обнаружил еще одно проявление шпинели – Сумджин [113]. В 1930 г. Г.Л. Юдин и А.В. Хабаков обнаружили на Юго-Западном Памире в бассейне р. Шахдара месторождение

лазурита Ляджвар-Дара. В устье р. Баш-Гумбезд (долина р. Аличур) произведена оценка россыпи монацита и циркона [90]. Большой объем поисковых и разведочных работ был проведен на золото [55], [56], прежде всего на Дарвазе [24], [32], [166]. Большие усилия были направлены на изучение метаморфических толщ Памира и золотоносности южной окраины северной кристаллической дуги Памира [165]. Большое влияние на проведение работ по поиску пьезосырья оказала находка горного хрусталя в трех местах Язгулема: около ледника № 6, на р. Барнавадж, напротив села Бдун [116].

С 1932 по 1938 г. геологические работы в Средней Азии ведет Таджикско-Памирская экспедиция (ТПЭ), в ее состав входили И.Г. Баранов, Б.А. Борнеман, А.Р. Бураченко, П.Д. Виноградов, Г.П. Горшков, И.Е. Губин, Н.Н. Дингельштедт, Г.А. Дуткевич, Н.П. Ермаков, Н.В. Ионин, С.И. Клунников, А.П. Марковский, Д.В. Наливкин, А.П. Недзведский, В.А. Николаев, С.К. Овчинников, К.Н. Паффенгольц, В.И. Попов, В.П. Ренгартен, А.В. Хабаков, П.К. Чихачев, П.П. Чуенко, М.И. Шабалкин и Г.Л. Юдин [171]. Работы проводились практически на всей территории Памира и дали обширный материал по тектонике, стратиграфии, петрологии изверженных и метаморфических пород, минералогии, месторождениям полезных ископаемых. Не имея возможности подробно рассмотреть итоги работ ТПЭ, отметим те, которые ближе к теме диссертационной работы. В Трудах Таджикско-Памирской экспедиции выходит работа С.И. Клунникова и А.И. Попова (1936) о метаморфических толщах Юго-Западного Памира, в которой приведены данные по стратиграфии, петрографии и тектонике, по минералогии и полезным ископаемым, отмечено наличие касситерита в пегматитах Намангута и базовисмутита в шлихах с касситеритом, в описано открытое в верховьях Ляджвар-Дары проявление лазурита и дана предварительная оценка его запасов, подробно описаны три местонахождения флогопита вблизи лазуритового проявления, отмечены крупные пластины мусковита в пегматитах в долине р. Шах-Дара, вблизи кишлаков Намангут, Лянгар, в саях Дридж. В 1934 г. С.И. Клунников и А.И. Попов обнаружили месторождение высококачественного талька с запасами не менее 10000 т у кишлака Мульводж и проявление крупночешуйчатого графита на контакте пегматитов с мраморами в верховьях р. Ляджвар-Дара, а также - молибденит и шеелит в большинстве шлихов из долины этой реки [143], [89].

Летом 1935 г. П.П. Чуенко провел геологическое исследование Южного Дарваза. Опубликована его работа по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, с краткой характеристикой изверженных пород и полезных ископаемых этого региона [219].

Большие усилия были направлены на изучение метаморфических толщ Памира. С.И. Клунников и А.И. Попов считали наиболее вероятным средне- или раннепалеозойский возраст южно-памирских метаморфических толщ [89]. А.В. Хабаков высказал мнение о раннепалеозойском и, возможно, протерозойском возрасте метаморфических толщ хребта

Музкол. И.Г. Баранов и Г.А. Дуткевич рассматривали метаморфические толщи к югу от Рангкульской котловины как раннепалеозойские [68], [69], [7], [8]. П.Д. Виноградов и Н.Н. Ошурков допускали, что нижняя часть этих толщ имеет докембрийский возраст.

Обзор результатов изучения магматических пород Памира опубликовал В.А. Николаев [144].

Широкий размах геологических исследований на Памире привел к накоплению обширного фактического материала, что сказалось и на представлениях о тектонике Памира. Основные взгляды на тектонику и историю геологического развития Памира изложил в большой статье А.П. Марковский [122]. Эти взгляды были подвергнуты критике И.Е. Губиным [49]. Основным моментом, принципиально отличающимся от господствовавших в то время, являлось признание широкого развития надвигов и ширьей альпийского возраста с перемещением крупных блоков на север. На основе исследований Таджикско-Памирской экспедиции составлена геологическая карта Памира масштаба 1:750.000, под редакцией А.П. Марковского.

Таджикско-Памирская Экспедиция в 1937 г была реорганизована в Среднеазиатскую экспедицию. В 1939 г. на базе этой экспедиции было создано Таджикское геологическое управление и Таджикский филиал Академии наук СССР. В связи с острой потребности страны в кристаллосырье на Памире были развернуты обширные работы по поиску пьезокварца и турмалина. Основной объем геолого-поисковых и разведочных работ на пьезосырье пришелся на Западный Памир. Большой вклад в изучение геологии и условий образования горного хрусталя внесли Н.К. Морозенко, Н.А. Кузьмин, М.Х. Хамидов.

В 60-х годах начинается специализированное геологическое изучение восточной части Центрального Памира с целью выяснения ключевых моментов строения Памира: формационного анализа метаморфических и осадочных толщ, причинах и времени регионального метаморфизма, определения возраста и петрохимии интрузивных образований, тектонического районирования, в частности, решение вопроса о северной границе Центрального Памира.

М.М. Кухтиков поставил вопрос о важной роли межзональных пограничных разломов. Он рассматривал толщи хребта Тузгуны-Терескей как центральнопамирские, ограниченные с севера продолжением Язгулемского краевого разлома - границей между варицедами Северного Памира и альпидами Центрального Памира. М.С. Дюфур провел границу между Северным и Южным Памиром по южному склону хребта Тузгуны-Терескей, возведя её в ранг главной тектонической линии Памира, это - граница Кунь-Луня и Каракорума [70]. Данное положение закрепил Б.П. Бархатов [9], [10], который назвал эту линию Акбайтальским разломом (в дальнейшем - Ванч-Акбайтальский). В это же время утвердилось представление об

альпийском возрасте важнейших интрузивов гранитов Памира [9]. В 1968 г. Центрально-Памирской партией была разработана схема интрузивного магматизма восточной части Центрального Памира, которая включала три комплекса: 1. Доальпийский - ультраосновных пород, 2. Палеогеновый -гранитоидов пангазджилгинского, сарыкольского и шатпутского типов. 3. Неогеновый, к которому отнесены калиевые щелочные породы, описанные Э.А. Дмитриевым.

Ю.В. Гольцман расчленил ваханскую серию на две разновозрастные толщи метаморфических пород: раннепротерозойскую (изохронный Rb-Sr возраст 2080 ± 160 млн. лет); позднепротерозойскую, которая включает хорогскую, даршайскую, врангскую, шугнанскую и друмдаринскую свиты (930 ± 30 млн. лет). Было установлено, что флогопитоносные скарны связано с раннепротерозойскими чарнокитовыми гранитоидами (1900–2000 млн. лет). Определен раннеогеновый изохронный Rb-Sr возраст пегматитоносного Памирско-Шугнанского гранитного комплекса 23-18 млн. лет [42]. Близкие, но более широкие оценки для этого комплекса приведены в более поздних работах: U/Pb возраст по титаниту, монациту и циркону, U-Th-He по циркону, Rb/Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по слюдам 25-9 млн. лет [296], по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по слюдам -26-20 млн. лет [210]; эти цифры отвечают позднему олигоцену – миоцену.

Восточный Памир

С 1932 г. исследования Памира продолжились. Геологическая съемка масштаба 1:400000 проведена под руководством А.В. Хабакова [214], И.Г. Баранова [7], Г.А. Дуткевича [68], П.П. Чуенко [219], которые впервые разработали стратиграфию и тектонику, описали изверженные и метаморфические породы Восточного Памира. Геологическую съёмку масштаба 1:100000 и поиски горного хрусталя на площади, расположенной к югу от Рангкульской котловины, выполнили П.Д. Виноградов и Н.Н. Ошурков, в районе Музкольского хребта - М.В. Зинин и М.Г. Колайтан. В 1951 г. Н.А. Кузьмин, З.К. Полищук и Н.В. Горский-Кручинин продолжили поисковые работы на горный хрусталь и сделали вывод о малой перспективности района в отношении хрусталеносности.

Начиная с 1953 г. Таджикское Геологическое Управление начало проводить на Памире государственные комплексные геолого-съёмочные работы и составление геологических карт масштаба 1:200.000. В 1959 г. были начаты тематические работы по тектонике Памира [9], [10]. Работами Э.А. Дмитриева, П.К. Володина и В.Е. Минаева [61] было установлено, что музкольский метаморфический комплекс является сложным полициклическим и разнородным образованием.

В 1964-1967 гг. ревизионно-тематическая партия №10 экспедиции № 114 проводила работы по составлению карты прогнозов на пьезооптический кварц на территории Музкол-Рангкульской хрусталеносной зоны [88]. Поисковыми маршрутами масштаба 1:50 000 была

охвачена территория Музкол-Рангульской зоны, за исключением района пика Советских офицеров. Были выявлены закономерности размещения месторождений пьезооптического сырья и обнаружено значительное количество новых хрусталеносных проявлений; проведены поисковые работы масштаба 1:10.000 на проявлениях Чверь-Айрык и Сасык-су. В 1965 году дали положительные результаты геофизические работы по обнаружению кварцевых жил под четвертичными отложениями. В 1966-1969 гг. Джаланской партией Памирской ГРЭ проводилась полистная геологическая съёмка масштаба 1:50000 на отдельных участках Музкол-Рангульского антиклинория [23].

С 1977 г. на территории Музкол-Рангульского антиклинория начал работать Восточно-Памирский отряд (ПГРЭ «Памиркварцсамоцветы») на кварц с ревизией заявок и поисками цветных камней. Была выявлена серия проявлений цветных камней: рубин, кордиерит, пегматитовые жилы с аквамарин, топазом, полихромным турмалином, амазонитом и данбурином. Была установлена связь проявлений ювелирного сырья с Музкольским метаморфическим комплексом, выделен Музкол-Рангульский камнесамоцветный узел, в его пределах - два камнесамоцветных узла - Кукуртский и Сасыкский. С 1987 по 1990 гг на территории Сасыкского камнесамоцветного узла проводились поисковые работы [53]. Маршрутами масштаба 1:50.000 была покрыта вся площадь Сасыкского узла и открыто 31 проявление кордиерита, гётита, благородного корунда, горного хрусталя, сердолика, в их числе – богатый самоцветами миароловый гранитный пегматит Амиго.

Юго-Западный Памир

Первую геологическую карту Юго-Западного Памира масштаба 1:400000 в 1936 г составил С.И. Клуников. Стратиграфию, магматизм и тектонику метаморфической толщи в разные годы изучили Д.Л. Иванов, Д.В. Наливкин, В.А. Николаев, С.И. Клуников, Б.П. Бархатов, В.А. Масленников, П.Д. Виноградов, Н.А. Хорев при проведения рекогносцировочных маршрутов и мелкомасштабных съёмочных работ 1:500.000.

В 1955-57 гг. на Юго-Западном Памире, на отдельных участках северного и южного склонов Ваханского хребта, южного склона Шугнанского хребта, а также на южном склоне Рушанского хребта и в районе озера Яшилкуль производила поисково-разведочные работы на мусковит Памиро-Пишская партия треста «Средазгеология» под руководством В.П. Морозова. Была дана отрицательная оценка слюдоносности обследованных районов и выявлены бериллоносные пегматитовые жилы в бассейнах рек Пиш, Муржак, Биджунт (правые притоки р. Пяндж), Шуджив, Тусион (левые притоки р. Шах-Дара). В верховьях реки Пиш в пегматитовых жилах и осыпях были найдены единичные кристаллы сподумена [134].

С 1956 года в области восточного окончания кристаллической толщи производила геологическую съёмку масштаба 1:200.000 Музкольская партия, которой руководил Ш.Ш.

Деникаев. Было установлено широкое распространение берилловой минерализацией в пегматитах, связанных с Памирско-Шугнанским интрузивом [50].

Перечисленные находки редкометальных минералов и благоприятная геологическая обстановка послужили обоснованием для постановки специализированных поисково-ревизионных работ в пределах кристаллической толщи Юго-Западного Памира. С этой целью в 1958 году была создана Ваханская поисково-ревизионная партия.

Второй этап исследований редкометальных пегматитов Юго-Западного Памира связан с работами партий Памирской экспедиции в течение 1958-1961 г.г. В 1958 году начальник Рошткалинской ПСП В.П.Булин обнаружил крупное поле замещенных сподуменовых пегматитов в экзоконтакте Намангутского интрузива, прорывающего верхнетриасовые филлиты и кварциты [22]. Ваханская поисково-ревизионная партия в 1959 году проводила поиски редкометальных пегматитов на территории Ишкашимского, Шугнанского, Мургабского и Рошткалинского районов Горно-Бадахшанской автономной области [225], [174]. Были выяснены некоторые закономерности распределения пегматитовых полей в зависимости от степени эродированности гранитных интрузивов, найдены и окарены редкометальные пегматиты на участках Придорожный и Приконтактный в пределах Намангутского пегматитового поля, которые отвечают известной схеме зональности типов гранитных пегматитов относительно материнского гранитного плутона по А.И. Гинзбургу [40]. Были детально изучены структурно-текстурные особенности и минералогия этих пегматитов. В 1960-61 г.г. Ваханская ПРП и Методическая комплексная партия Геологоразведочного треста № 1 провели поисково-ревизионные работы и геофизические исследования в пределах Намангутского пегматитового поля; подсчитали прогнозные ресурсы редких металлов (т): Li_2O 44482, BeO 3339, Ta_2O_5 283, Nb_2O_5 512, Cs_2O 2,5.

В ходе проведения геологической съёмки масштаба 1:200.000 в междуречье Чандымдара до долины Кок-Бай (вост.) на высотах 3500-5000 м было изучено и описано Шахдаринское пегматитовое поле протяжённостью 55-60 км при ширине 6-8 км. Пегматитовые жилы содержат кристаллы рудоразборного берилла с оперечником до 2 см [22].

Одновременно проводились специализированные исследования для выявления редких металлов в пегматитах региона, был выделен Колхозабадский участок редкометальных пегматитов и участок в промежутке рек Ривакдара и Тогликхас, включающие до нескольких сотен пегматитовых жил [174], [175], [170]. Так, в Колхозабадском участке зафиксировано ~350 пегматитовых жил. Эти пегматиты получили отрицательную оценку из-за низких содержаний редких металлов [178].

В 1968-1971 гг. в этом районе проведены тематические ревизионные и поисково-разведочные работы на технический турмалин коллективом партии № 10 Комплексной

разведочно-добычной экспедиции (КРДЭ) № 121 Всесоюзного шестого производственного объединения Мингео СССР. Основное внимание уделялось пегматитовым телам, которые были подразделены на связанные с гранодиоритами и на связанные с гранитами Памирско-Шугнанского комплекса [230]. Ревизионные и разведочные работы проведены на участках Гармчашма, Кухилал, Сист, Багушдара, Вездара, Горондара, Ляджвардара, Бодомдара и Ростовдара.

С 1971 г. в сферу интересов партии №10 ПРДЭ №121 включили и самоцветные камни. Наряду с освоением месторождений лазурита Ляджвардара и шпинели Кухилал, проводятся поисковые, поисково-оценочные и ревизионные работы на благородный корунд, цветной турмалин, шпинель, лазурит и берилл, преимущественно в пределах развития пород горанской метаморфической серии.

В 2009-2010 гг на юго-Западном Памире в пределах Намангутского пегматитового поля геологами Памирской геологразведочной экспедиции были проведены детальные поисково-оценочные работы и произведена более обоснованная оценка Намангутского пегматитового поля на редкие металлы, - прогнозные ресурсы которых по категории Р2 составили Ta_2O_5 - 10,4 тыс. т, Nb_2O_5 - 7,5 тыс. т, дана рекомендация по проведению дальнейших геологических исследований с применением горных и буровых работ для выяснения перспектив Намангутского пегматитового поля на глубину. В 2012–2013 гг проводились поисково-оценочные работы на участках Намангутского пегматитового поля Памирской ГРЭ, в результате которых в контурах некоторых рудных тел были подсчитаны запасы Ta, Nb, Li и Rb по категории С₂ [145].

Более подробные сведения о пегматитах Памира есть в многочисленных опубликованных научных работах Л.Н. Россовского [172],[173],[177],[178],[179],[180],[181],[182],[183].

Глава 2. Фактический материал и методы исследований

Материалы для исследований собраны автором на пегматитовых объектах Памира в течение 2016-2022 гг. в ходе совместных экспедиционных работ с сотрудниками Минералогического музея РАН им. А.Е. Ферсмана – Л.А. Паутовым, В.Ю. Карпенко. Основное внимание было уделено пегматитам Кукуртского, Шахдаринского и Намангутского полей. Были детально опробованы пегматитовые жилы Шахдаринского поля: жила Лесхозовская, Шахдаринская, Вез-Даринская; пегматиты Намангутского поля: жилы участков Придорожного и Главного и пегматитовые жилы Кукуртского поля: Дорожная, Топазовая, Амазонитовая, Мика, Малыш. В ходе полевых работ подробно изучалось строение пегматитовых тел, текстурные особенности и зональность пегматитов, характер контактов пегматитов с вмещающими породами, наличие экзо- и эндоконтактовых изменений. Из пегматитов и вмещающих пород отбирались штучные пробы для последующего лабораторного изучения. Количество отобранных штучных проб из каждого объекта составляло более 200 образцов. Для обнаружения и характеристики акцессорных минералов пегматитов отбирались шлиховые пробы из рыхлого материала и отвалов весом 40-50 кг. Как правило, при наличии воды рядом с объектом, шлихи сразу отмывались с помощью лотка. В лабораторных условиях образцы подробно изучались под бинокулярным микроскопом, и наиболее интересные из них отбирались для дальнейшего детального минералогического исследования.

Шлиховые концентраты вначале подверглись магнитной сепарации для удаления ферромагнитных минералов. В электромагнитную фракцию шлихов попадают гранат, монацит, ксенотим, колумбит-танталит, ильменит, гематит и др. Немагнитные фракции шлихов с помощью тяжелых жидкостей (бромформа и жидкости Клеричи) были разделены на легкую и тяжелые фракции. Основное внимание было уделено изучению тяжелой немагнитной и электромагнитной фракциям шлихов, в которые попадают минералы редких элементов.

Автором в лаборатории Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАНТ с помощью подручных средств из стеклянных трубок (диаметром 15 мм) был изготовлен настольный лабораторный прибор (ГС-11) гидросепаратор для разделения тяжелых минералов из шлиховых проб самым доступным методом без использования тяжелых токсичных жидкостей (Клеречи, броммоформ, Туле, йодистый метилен). Достоинством и простотой данного метода, является использование потока воды и применение ручного пульсатора. Отмечу, что данный метод был изобретен (с использованием автоматического пульсатора) и запатентован учеными России Н.С. и В.Н. Рудашевскими, и с недавнего времени используется для разделения тяжелых минералов [287]. Собранный автором гидросепаратор на порядок дешевле оригинального сепаратора Рудашевских, прошел успешные испытания в

лаборатории полезных ископаемых Института и дал положительный результат при разделении шлиховых проб.

Отобранные из пегматитов штучные образцы детально изучались макроскопически и под бинокулярным микроскопом с целью выявления структурно-текстурных особенностей, определения минералогического состава, морфологии и взаимоотношения минералов. Некоторое количество образцов для выделения акцессорных минералов дробилось и обрабатывались по той же схеме, что и шлихи.

При минералогических исследованиях широко применялся метод макролюминесцентного анализа. Образцы просматривались в коротковолновом (254 нм) и длинноволновом (315 нм) ультрафиолетовом свете с целью выявления люминесцирующих минералов, таких как циркон, шеелит, минералы надгруппы апатита (рисунок 2.1.1.), минералов уранила. Для обнаружения редкоземельных минералов, образцы изучались в нефiltroванном свете ртутной лампы под осветителем ОИ-18. При таком освещении минералы редких земель – монацит-(Ce), бастнезит-(Ce), паризит-(Ce), пепроссиит-(Ce) и другие изменяют свою окраску на зеленую различной интенсивности. Этот эффект связывают с присутствием в минералах церия. Автором было обнаружено, что Sc-содержащие спессартин и тусионит под нефiltroванным светом ртутной лампы так же меняют свой естественный цвет на светло-зеленый. При этом, содержания редкоземельных элементов цериевой группы в этих минералах, по данным электронно-зондового анализа на волноводисперсионных спектрометрах, оказалось ниже чувствительности данного метода.

В ряде случаев применялся метод криолюминесценции, при котором образцы просматривались под УФ-лампой после охлаждения их в жидком азоте. В частности, этот метод был применен автором для выявления касситерита в образцах из исследованных пегматитов. Отметим, что у касситерита в отличие от многих других минералов, люминесценция в коротком ультрафиолетовом свете при комнатной температуре не проявляется, а светло-желтое свечение у него появляется только после охлаждения образцов до температуры жидкого азота (-196°C). Этот прием позволяет выявлять часто малозаметные выделения касситерита в пегматитах.

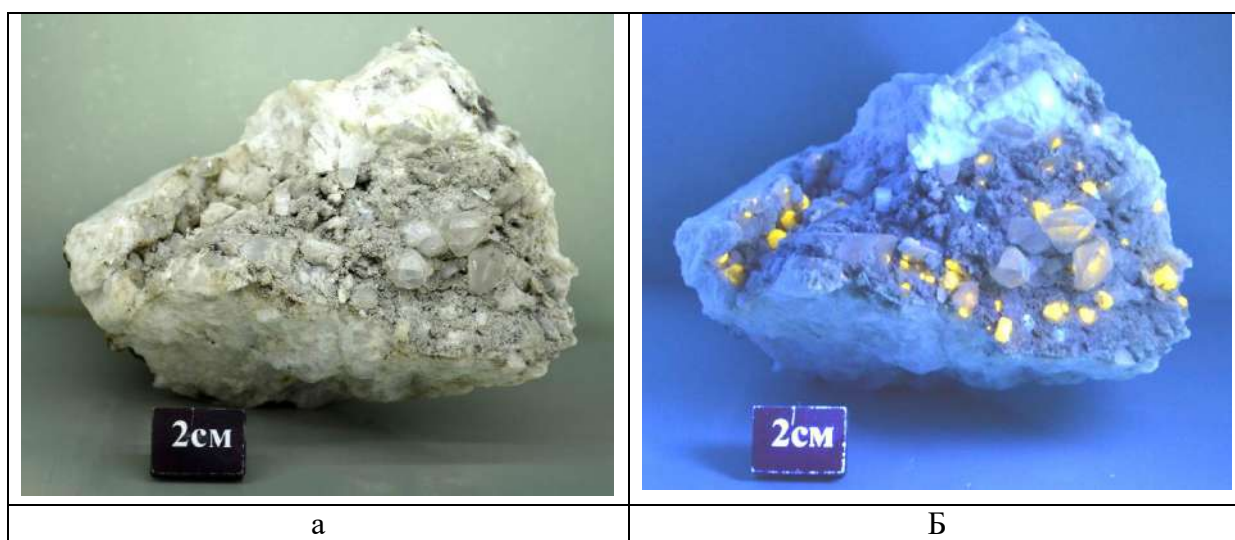


Рисунок 2.1.1. Образец околониаролового минерального комплекса с хорошо образованными кристаллами кварца и апатита, пластинами альбита и светлых слюд, Шахдаринское пегматитовое поле. а – фотография образца, б - тот-же образец в коротковолновом (254 нм) ультрафиолетовом свете, апатит светятся желтым цветом.

Для выявления минералов урана и тория автором был использован метод радиографии. Радиография является одним из простых методов изучения характера распределения радиоактивных минералов в образцах различных горных пород. Метод показал свою эффективность при минералогических исследованиях редкометалльных пегматитов. С помощью радиографии в исследованных пегматитах был обнаружен целый ряд минералов урана и тория, а также редкоземельных минералов, содержащих эти элементы (рисунок 2.1.2.).

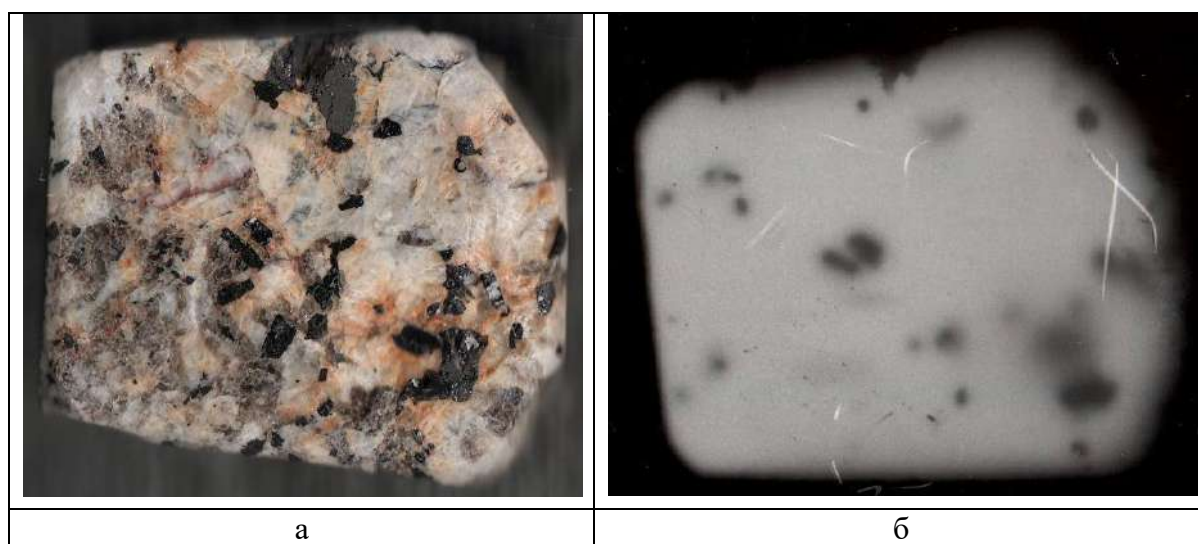


Рисунок 2.1.2. Радиография образца из пегматита Дорожный, Кукуртского пегматитового поля. а - общий вид образца размером 5х6х1 см. б - радиография того же образца. Темные пятна соответствуют радиоактивным минералам.

Из отдельных штучных образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, а также аншлифы в виде шашек, смонтированных в эпоксидной смоле. Некоторые минеральные зерна из образцов и фракций шлихов были также залиты эпоксидным клеем на предметные стекла. Для изготовления шашек и, в некоторых случаях, прозрачно-полированных шлифов из зерен на предметных стеклах применялась эпоксидная смола Epothin Buehler. Для изготовления прозрачно-полированных шлифов и большинства препаратов из зерен минералов на предметных стеклах использовалась эпоксидная смола Petropoxy-154, которая позволяла получить препараты за короткое время, показатель преломления данной смолы близок к 1.540, что весьма удобно для кристаллооптических исследований.

Шлифовка препаратов осуществлялась с помощью водостойкой SiC-бумаги (зернистостью от 400 до 2500 меш) или алмазным абразивом. В зависимости от характера материала, полировка проводилась с использованием алмазных паст и суспензий (6 – 0.5 мкм) или α - Al_2O_3 (0.03 мкм). Для промежуточной и финишной очистки препаратов использовались ультразвуковая ванна или диспергатор УЗДН-А. Весь объем работ по пробоподготовке выполнены автором.

Изучение оптических свойств прозрачных минералов (показателей преломления, осности и оптического знака, характера плеохроизма и др.), морфологии, зональности и взаимоотношений с другими минералами проводилось в прозрачно-полированных шлифах и иммерсионных препаратах на поляризационных микроскопах МИН-8, Полам-P113 и Л213, JenaPol, Axio-Imager ZEISS. Определение оптической ориентировки и измерение угла $2V$ минералов выполнялось на Федоровском столике (СТФ-1, ФС-5). Показатели преломления минералов измерялись в плоских иммерсионных препаратах и на приборе ППМ-1 конструкции В.Г. Фекличева, с использованием метода фокального экранирования. Контроль показателей преломления жидкостей проводился на рефрактометрах ИРФ-454Б и ИРФ-23 с применением монохроматора в качестве источника света с длиной волны 589 нм. Для измерения показателей преломления минералов выше 1.86 использовались растворы белого фосфора и серы в йодистом метиле (жидкость Веста). Показатели высокопреломляющих жидкостей измерялись в пустотелой призме на однокружном гониометре в свете натровой лампы. Плотность минералов определялась методом уравнивания зерен в тяжелых жидкостях. Для этого применялись жидкости Клеричи, бромформ, йодистый метилен и смесь трибромметан - йодистый метилен. Для определения оптических свойств рудных минералов использовались приемы и методы рудной микроскопии на поляризационных микроскопах Полам-P312, JenaPol, Axio-Imager. Для многих минералов были измерены спектры отражения на микроскопеспектрофотометре UMSP-50 фирмы Opton. В качестве стандартов применялись аттестованные образцы SiC и TiWC. Микротвердость минералов измерялась на приборе ПМТ-3 на

полированной поверхности препаратов методом выдавливания алмазной пирамидки. Эталонирование микротвердомера выполнялось на свежем сколе кристалла галита NaCl. Все работы по изучению оптических свойств, определению плотности и твердости выполнены автором.

Для изучения морфологии и элементного состава минералов, отдельные зерна монтировались на двухсторонний углеродный скотч и напылялись термическим испарением углерода в вакууме. Для нанесения токопроводящей углеродной пленки на поверхность препаратов использовались вакуум-пост JEOL-3С и самодельная лабораторная вакуумная установка. Изучение морфологии и предварительное определение элементного состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 CF фирмы JEOL с использованием Si(Li)-энергодисперсионного спектрометра и системы анализа ISIS фирмы Oxford при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе поглощенных электронов на металлическом никеле 1 нА в Институте геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии в г. Душанбе. Аналитик – автор работы.

Электронно-зондовые анализы выполнены на приборе JCXA-733 фирмы JEOL с помощью Si(Li)-энергодисперсионного спектрометра с ультратонким окном AWT-2 и системой анализа INCA Energy 350 фирмы Oxford при ускоряющем напряжении $U = 20$ кВ и токе зонда $I = 1$ нА, а также с использованием волново-дисперсионных спектрометров при ускоряющем напряжении $U = 20$ кВ и токе зонда, в зависимости от минерала, от 10 до 30 нА (Минералогический музей им. А.Е Ферсмана РАН). В качестве эталонов (образцов сравнения) использовались химически чистые металлы, стехиометричные синтетические соединения, природные минералы – стандарты ИГЕМ, ВИМС и международные стандарты Смитсоновского Института (Вашингтон, США). Аналитики – автор работы и Л.А. Паутов.

Для определения качественного элементного состава и определения элементов примесей широко использовался рентгенофлуоресцентный анализатор ED 2000 с Si(Li)-детектором и рентгеновской трубки с Ag-анодом. Микрорентгенофлуоресцентный анализ (Микро-РФА) с фокусирующей рентгеновской оптикой (Eagle III Edax) использовался для исследования минеральных веществ с целью изучения их элементного состава и картирования в характеристическом рентгеновском излучении большей площади образцов, что невозможно на электронных микронзондовых анализаторах. Важным достоинством микро-РФА является то, что препарат может анализироваться без нанесения токопроводящего покрытия. Вакуумный режим позволяет уверенно диагностировать элементы, начиная с Na. Аналитик – автор работы.

Содержания Li и Be в составе ряда минералов, а также низкие содержания REE определялись методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700х с лазерной приставкой New Wave Research UP-213 в Институте минералогии Уральское отделение РАН, г. Миасс.

Параметры лазера: Nd: YAG, длина волны излучения 213 нм, энергия пучка (fluence) – 10–13 Дж/см², частота повторения импульсов 10-20 Гц, диаметр пятна абляции – 30-50 мкм, несущий газ – He, скорость потока 0.5-0.65 л/мин. Время работы лазера: 5 с (преабляция), 30 с (холостой ход) и 45–50 с (время анализа). Время между анализами, включающими перечисленные выше стадии – 20-25 с. Параметры измерений на масс-спектрометре: RF Power – 1550 Вт, рабочий газ – Ar, скорость несущего потока 0.95-1.05 л/мин, плазмообразующий поток Ar – 15 л/мин, охлаждающий поток Ar – 0.9 л/мин. Для градуировки использовались международные стандарты NIST SRM-612, USGS GSD-1g. Расчет концентраций проводился в программе Iolite с использованием ²⁹Si в качестве внутреннего стандарта. Аналитик – Д. Артемов.

В отдельных случаях, для измерения концентраций Li, B, Be перед масс-спектроскопией имеет преимущество оптическая эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой, как с лазерной абляцией, так и измерение в пробах, переведенных в раствор. Для вскрытия минералов при определении бора и лития использовалось сплавление навесок минералов в платиновых тиглях с особо чистым карбонатом натрия, а для подготовки раствора для определения бериллия - сплавление с бифторидом калия. Для анализа с использованием лазерной абляции использовались те же шашки, что и для микрозондового изучения. LA-ICP-OES проводилось на спектрометре Varian 720 серии с лазерной приставкой New Wave Research UP-213 в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Аналитики – Л.А. Паутов и автор работы.

В качестве независимого метода анализа минералов на B, Li, Be, F, H₂O, REE использовался метод вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) с использованием вторично-ионного микроскопа Cameca IMS-4F в Институте Микроэлектроники и Информатики РАН. В качестве первичного пучка ионов использовался O₂⁺, который достигал поверхности образца с энергией приблизительно равной 14.5 кэВ и фокусировался в пятно диаметром 10÷20 μm. Интенсивность тока бомбардирующих ионов составляла 3÷8 нА. Область сбора вторичных ионов ограничивалась полем зрения, задаваемым полевой диафрагмой, и составляла 25 μm или 10 μm в диаметре. При формировании аналитического сигнала использовался диапазон энергий вторичных ионов 75÷125 эВ, для чего на образец, находящийся под базовым потенциалом в 4500 В, подавалось смещение – 100 В, а энергетическая щель ограничивалась величиной в 50 эВ. Абсолютные концентрации каждого элемента вычислялись из отношений интенсивностей ионных токов элемент/ ³⁰Si⁺ с использованием калибровочных констант. Калибровочные кривые строились с использованием известных, хорошо аттестованных стандартных образцов. Аналитик - С.Г. Симакин.

Порошковые рентгенограммы получены с помощью дифрактометров ДРОН-3, ДРОН-2 с управлением программно-аппаратным комплексом DIFWIN на Cu-излучении с Ni-фильтром в лабораториях Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Республики Таджикистан (г. Душанбе) и Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Рентгеновские данные для некоторых минералов получены фотометодом на приборе УРС-55а с $\text{FeK}\alpha$ - излучением, (Mn-фильтром) в камерах - РКУ-86, РКД-57.3, RKD-60, а также с монокристаллических зерен (получены порошковые данные) с использованием рентгеновской камеры Гандольфи. Обработка рентгенограмм проведена с использованием программы PSpectr [80]. Внутренние стандарты: кварц, синтетические CaF_2 , Si, Ge. Выяснилось, что некоторые минералы рентгеноаморфны, т.е. метамиктны. Для рекристаллизации они были прокалены в течение 2-3 часов в печи при 700-800°C. Отдельные метамиктные минералы прокаливались до 10 часов в потоке аргона при 1000°C. Был испытан новый простой способ прокаливания в бескислородной атмосфере в закрытом кварцевом бюксе с буфером (металлической медью), что позволило избежать окисления элементов с переменной валентностью (Fe, Ce, U). После прокали и рекристаллизации материала удалось получить хорошего качества рентгеновские дифрактограммы. Аналитики - автор, Л.А. Паутов, М.А. Шодибеков и С. Махмадшариф.

Монокристалльное рентгеноструктурное изучение некоторых минералов выполнено на кафедре кристаллографии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета на рентгеновском дифрактометре Bruker "Карра APEX DUO" с микрофокусной рентгеновской трубкой Mo-I μ S ($\lambda = 0.71073 \text{ \AA}$), работающей при 50 кВ и 0.6 мА. Подготовка и монтирование монокристаллов на держатель образца выполнено автором работы, расшифровку кристаллической структуры выполнил О.И. Сийдра. Рентгеноструктурное исследование новых минералов выполнили Е.В. Соколова и Фр. Хоторн на монокристалльном дифрактометре Xcalibur-Oxford Diffraction, оснащенном ПЗС-детектором Sapphire-2, графитовым монохроматизированным MoK α -излучением, многослойной оптикой и работающим при 50 кВ и 30 мА (Лаборатория кристаллографии, университет Манитобы, г. Манитоба, Канада).

ИК спектры получены с порошков минералов, запрессованных в таблетку с KBr на двухлучевом спектрометре Specord-75IR, его калибровка проведена по полистиролу. Аналитики - Л.А. Паутов и автор работы. КР спектры минералов получены на конфокальном микроскопа JY Horiba XploRA Jobin полированных зерен минералов. Данный прибор оснащен дифракционной решеткой 1800 штр./мм и охлаждаемым Пельтье (рабочая температура -51°C) детектором на основе кремния с зарядовой связью (ПЗС) и оптическим микроскопом Olympus BX 41 (геологический факультет МГУ, г. Москва). Аналитик – автор работы, при содействии П.Ю. Плечова.

Глава 3. Геологическое положение и строение пегматитовых полей Юго-Западного и Центрального Памира

3.1. Геологическая позиция пегматитовых полей Центрального и Южного Памира

Исследование редкометальных пегматитов проводились в Кукуртском пегматитовом поле Восточного Памира, Шахдаринском и Намангутском пегматитовых полях Юго-Западного Памира (рисунок 3.1.1).

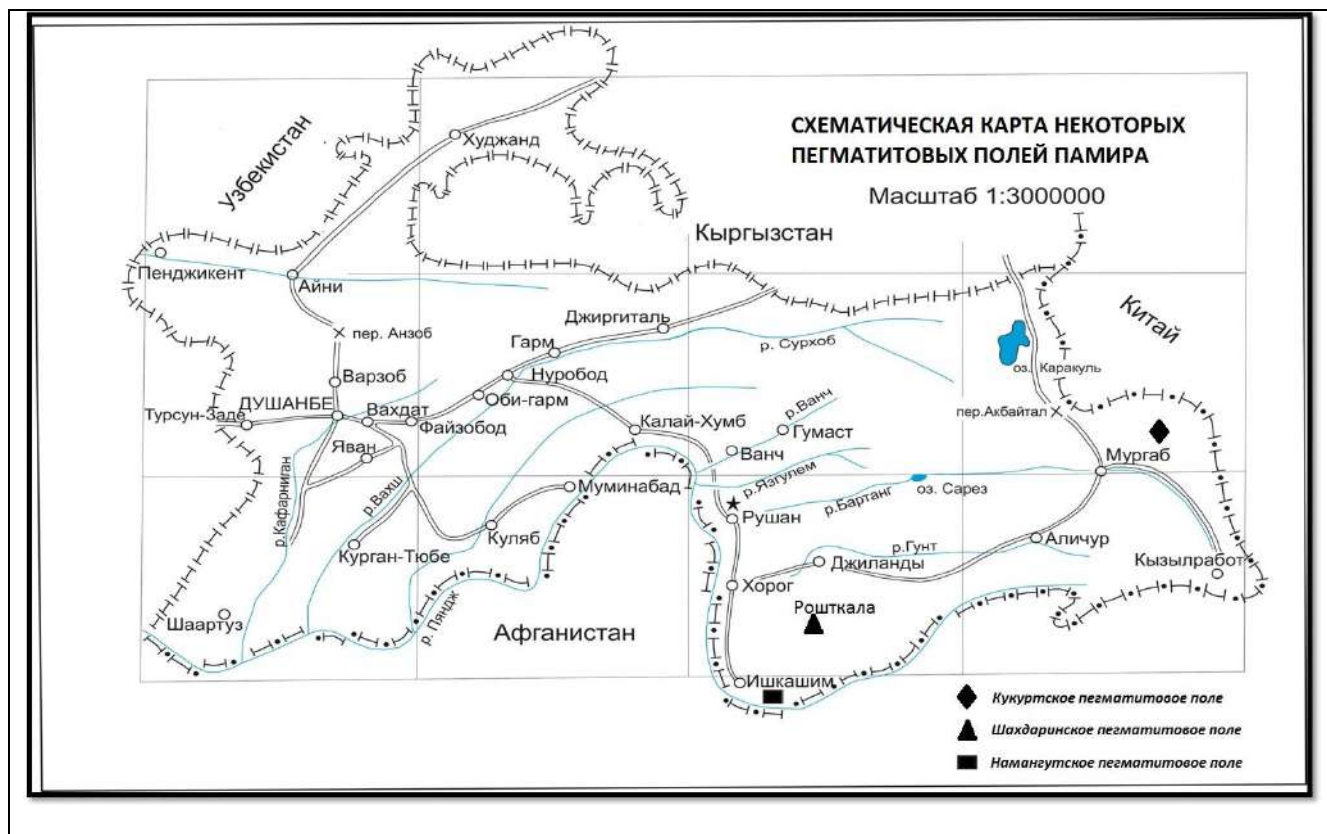


Рисунок 3.1.1. Схема размещения пегматитовых полей Памира: Кукуртского, Шахдаринского и Намангутского, где автором проводились минералогические исследования.

Первую схему тектонического районирования Памира разработал Д.В. Наливкин [137]. Позднее были выделены три зоны: Центральный Памир, Юго-Западный Памир (Южный Памир) и Северный Памир [138] (рисунок 3.1.2).

Центральный Памир представляет северо-западное продолжение киммерид Тибета [10], [49], является западным продолжением Чангтангского террейна Тибета. Вместе с центральным и южным Тибетом (Чангтангский и Лхаса террейны соответственно), Центральный Памир и Южный Памир в мезозое образовали киммерийский супертеррейн, который отделился от Гондваны в начале перми и аккретировал с Евразией в конце триаса [122], [144].

Центральный Памир занимает приграничное положение между герцинидами Северного Памира и киммеридами Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Киммерийская часть Памира называется Южным Памиром [9]. Киммерийский возраст Центрального Памира установлен по трансгрессивному залеганию известняков верхнего мела и вулканитов палеогена на более древних дислоцированных и метаморфизованных толщах, что свидетельствует о доверхнемеловой (киммерийской) складчатости в Центральном Памире [65].

Тектоническими элементами Центрального Памира являются Музкол-Рангульский на востоке и Ванч-Язгулёмский антиклинорий на западе, представляющие выходы докембрийского основания со структурами гранито - гнейсовых куполов [20], [288].

Главной складчатой структурой является Музкол-Рангульский антиклинорий. В его пределах выделяется несколько антиклинальных структур, в том числе Кукуртская и Шатпутская антиклинали, южные крылья которых обнажены на площади Кукуртского пегматитового поля. Кукуртская антиклиналь занимает долину и верховья р. Кукурт и верховья р. Зорбурулюк. Ось Кукуртской антиклинали протягивается с северо-запада на юго-восток, на обоих её крыльях породы падают под углом 45-60°.

К юго-востоку от верховьев р. Зорбурулюк Кукуртская антиклиналь «затоплена» гранитами и далее не прослеживается. К востоку и северо-востоку от Кукуртской антиклинали кулисообразно по отношению к ней расположена Шатпутская антиклиналь, вытянутая с северо-запада на юго-восток и затем на восток. Южное крыло структуры прорвано гранитами шатпутского комплекса и пересечено крупным Музкольским разломом северо-западного простирания с сериями оперяющих взбросо - надвигов. Форма зоны Центрального Памира дугообразная, выпуклая на север. Ее длина в пределах Республики Таджикистан более 400 км при ширине 30-70 км. Восточный фланг зоны находится в Китае, юго-западный - продолжается на территории Афганистана. С севера Центральный Памир по Ванч-Акбайтальскому глубинному разлому граничит с герцинидами Северного Памира, на юге по Рушанско-Пшартскому – с Юго-Восточным и Юго-Западным Памиром. Центральный Памир вместе со структурно-формационными зонами Юго-Восточного и Юго-Западного Памира в составе Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса составляют Южнопамирскую киммерийскую складчатую область [9], [156].

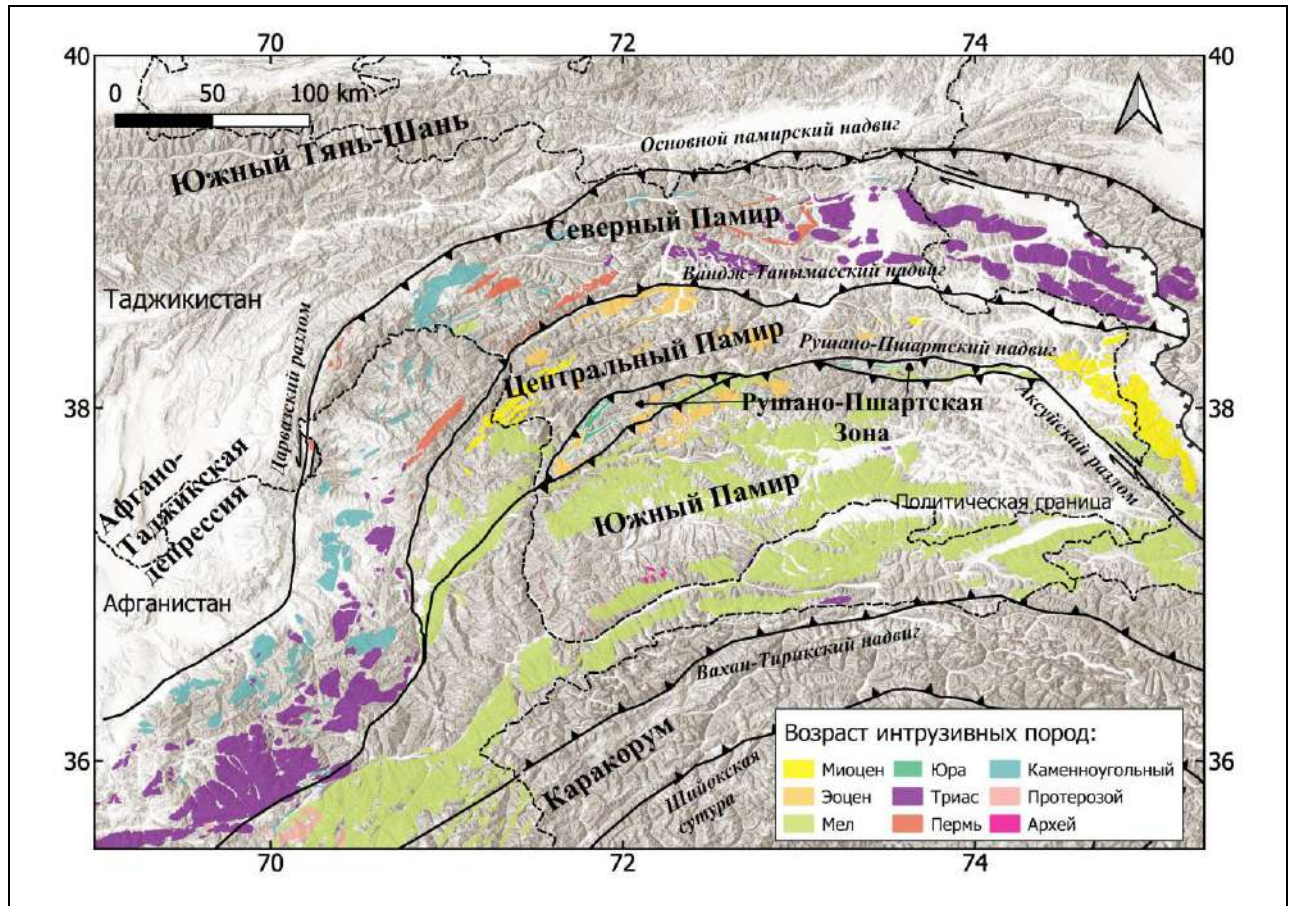


Рисунок 3.1.2. Положение исследуемых пегматитовых полей в тектонической структуре Памира. Тектоническую схему любезно представил Дж.Х. Аминов.

Сведения о тектонике Юго-Западного Памира (Южного Памира) содержатся в работах Д.В. Наливкина, П.Д. Виноградова, Б.П. Бархатова, А.Г. Давыдченко и др. [51]. Докембрийская толща высокоградных метаморфических пород составляет выступ основания срединного массива Юго-Западного Памира, образует типичный антиклинорий, включающий пологие брахиформные, широкие и довольно протяжённые, крупные антиклинальные и синклинальные складки, осложнённые складками более мелких порядков. К наиболее крупным складкам относятся Абхарвская, Ваханская, Гунтская антиклинали и Шахдаринская синклиналь. Эти структуры сложены породами Шахдаринской структурно-формационной подзоны, ограниченной на востоке Мац-Кокбайским, на севере - Гунтским, а на юге - Южно-Памирским разломами. На западе Шахдаринская подзона продолжается на территорию Афганистана, где также ограничена серией разломов [51].

Тектоническая зона Юго-Западного Памира представляет собой крупнейшую региональную структуру, которая подразделяется на - Шахдаринскую и Гунт-Аличурскую подзоны. Первая охватывает бассейн р. Шахдара, где развиты пегматиты Шахдаринского поля.

Шахдаринская - крупная антиклинальная структура, сложенная высокоградными метаморфическими породами. Ось складки протягивается через весь район в северо-восточном направлении, примерно совпадая с водораздельной линией Шахдаринского хребта, с пологим погружением к северо-востоку. Свод и крылья антиклинали усложнены пологими надвигами и складками изгиба и относительно мелкими, сложными лежащими изоклинальными складками. Надвиги представлены зонами дробления. Поверхности нарушений обычно согласны с падением пород в лежащем или висячем боку, а для пород противоположного блока являются секущими.

На крайнем юго-западе тектонической зоны Юго-Западного Памира проходит Намангутский разлом с простиранием от субширотного до северо-западного, сравнительно пологий, по которому толща метаморфических пород докембрия с юга и юго-востока надвинута на Намангутское пегматитовое поле [118].

Главной структурой Намангутского пегматитового поля является синклинальная складка северо-северо-восточного простирания с узким восточным крылом шириной 2 км и широким - западным ~ 7 км. Восточное крыло складки характеризуется моноклинальным падением на запад; углы падения от 30^0 (в приконтактных частях Намангутского массива) до 90^0 в ядре синклинали. На западном крыле при общем падении на восток породы дополнительно смяты во множество небольших куполообразных складок [145].

На всей площади Намангутского поля фиксированы небольшие по протяженности и амплитуде разрывы – сдвиги, преимущественно широтного простирания. По ним южные блоки смещены относительно северных блоков в восточном направлении.

Характер залегания, морфология и зачастую размеры пегматитовых тел зависят от генезиса трещинных полостей в кристаллических сланцах и кварцитах, выполненных пегматитовым материалом. Полости трещин отслоения и, соответственно, заключенные в них согласные пегматитовые тела, обычно имеют пластовую и плитообразную форму. Полости трещин разрыва часто вмещают пегматитовые тела, имеющие форму толстых, коротких, резко обрывающихся на флангах – по латерали и по падению линз, «штоков» и «карманов». Такие жилы часто встречаются на участках Главном и Приконтактном.

Непосредственный контакт между толщами триаса и предполагаемого архея наблюдается по саю Мюнгамисс, где пласт милонитизированных известняков (AR?hg) «подстиляет» граниты Намангутского массива. В зоне надвига породы хорогской свиты повсеместно падают под триасовую толщу в юго-юго-восточных и южных румбах при углах падения $50-60^0$. Подробно тектоническая позиция отмеченных пегматитовых полей рассмотрена в работах Г.Г Мельника, А. Г. Дивыдченко, Ш.Ш. Деникаева [28].

3.2. Кукуртское пегматитовое поле

Кукуртское пегматитовое поле расположено в Мургабском районе Горно-Бадахшанской Автономной Области Республики Таджикистан, в пределах Музкол-Ранкульской структурно-тектонической подзоны Центрального Памира. Оно сложено метаморфическими толщами условно раннепротерозойского возраста и породами нескольких интрузивных комплексов, перекрытых четвертичными отложениями [169]. Выделенный условно ранний протерозой в Кукуртском пегматитовом поле представлен музкольской серией, состоящей из согласно залегающих белеутинской, сарыджилгинской и бурулюкской свит. **Белеутинская свита PR₁?bl** сложена гранат-биотитовыми и гранат-двуслюдяными гнейсами, гранат-кварц-двуслюдяными, кордиерит-кварц-двуслюдяными и кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами, в том числе - мигматизированными. Мощность свиты до 2000 м. **Сарыджилгинская свита PR₁?sr** сложена переслаивающимися кристаллическими сланцами и мраморами, которые местами преобладают. В кристаллосланцах отмечены прослои кварцитов мощностью 20-30 м и пластообразные залежи амфиболитов, metabазальтов, метадацитов и метариолитов. Мощность свиты 900-1300 м. **Бурулюкская свита PR₁?br** сложена кварцитами с прослоями кварц-слюдяных кристаллических сланцев, редко - мраморов. Мощность свиты 1200 м. **Четвертичные отложения** развиты широко и представлены обломочным материалом из кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и других пород. Это - аллювиальные и делювиально – пролювиальные отложения, в состав которых входят неокатанные валуны коренных пород, щебень, пески, супеси и суглинки.

Интрузивные породы в Кукуртском пегматитовом поле развиты довольно широко. Это - образования зорбурулюкского, кукуртского и сарыкольского комплексов. **Зорбурулюкский PR₁?z** комплекс представлен одноименным интрузивом площадью ~18 км², по форме близким к пластовому телу, повторяющему форму прорванной им антиклинали, сложенной метаморфическими породами музкольской серии. Интрузив сложен средне-мелкозернистыми, полосчатыми аплитовидными гранитами и гнейсо-гранитами. Ширина ореола экзоконтактового метаморфизма до нескольких сотен метров. В его пределах мраморы скарнированы, гнейсы ороговикованы, развиты инъекционные мигматиты. Интрузив сопровождают жилы пегматоидных гранитов и не зональных гранитных пегматитов длиной 2-3 км и мощностью до 50 м. У этих пород отсутствуют графические структуры, присутствует шерл и небольшое количество биотита и мусковита. **Кукуртский Tz?k** условно позднепротерозойский комплекс представлен мелкими линзовидными и штокообразными интрузивами 0,3-0,8х0,8х2,0 км. Интрузивы слагают щелочные габброиды, диориты, габбро, габбро-долериты, габбро-перидотиты, пироксениты. По мнению Э.А.Дмитриева [63], это - многофазный комплекс: ранние - гипербазиты, затем - габброиды и диориты с преобладанием габброидов. **Шатпутский**

комплекс представлен телами высокоглиноземистых биотитовых гранитов, лейкогранитов и субщелочных гранитов К-На серии, которые тяготеют к ядерной части Шатпутский антиклинали. Жильные образования представлены редкими телами двуслюдяных жильных гранитов, аплитов и пегматитов мощностью от 0,5 до 8 м и протяженностью от 10 до 250 м. Кукуртское пегматитовое поле размещено в пределах Музкол-Рангульского антиклинория, среди которого выделяется несколько антиклинальных структур, в том числе Кукуртская и Шатпутская антиклинали [77]. Кроме того, отмечаются дифференцированные пегматиты неправильной формы с зональным строением, кварцевым ядром и камнесамоцветной минерализацией берилла, топаза, полихромного турмалина и других минералов [58],[59],[60]. Постмагматические изменения представлены альбитизацией, хлоритизацией и серицитизацией.

Кукуртское пегматитовое поле расположено в восточной части Центрального Памира, примерно в 17 км на Юго-Запад от поселка Ранкуль. Пегматитовое поле размещено в пределах Мургабского района (ГБАО) и является частью Кукуртского самоцветного узла, который известен разнообразием объектов и цветных камней. Пегматитовые жилы содержат полихромный турмалин, аквамарин, воробьевит, гамбергит, топаз, данбурит, амазонит и морион [176],[200],[201]. Кроме пегматитов в этом камнесамоцветном узле присутствуют многочисленные метасоматические и метаморфогенные месторождения и проявления скаполита, титанита, корунда, граната, кордиерита, кианита и апатита [198]. Кукуртское пегматитовое поле приурочено к Восточно-Памирскому (Музкол-Рангульскому) антиклинорию, являющийся частью крупной Альпийско-Гималайской складчатой системы [73]. Основная часть поля сложена породами музкольского метаморфического комплекса, соединяющего переслаивающиеся терригенные и карбонатные отложения, возраст которых датируется палеозой-мезозой [71]. По мнению других исследователей ядерные части Музкольского комплекса представлены породами раннего докембрия [155], [157]. В периферии комплекса прослеживается переход к амфиболитовой фации метаморфизма от зеленосланцевой и в ядерной части сопровождается образованием кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов, и мигматитов. Также наблюдается усиление процессов щелочного метасоматоза. В высокоглиноземистых породах наблюдается обширное формирование кианита, который свидетельствует о высокобарическом типе метаморфизма. Метаморфическая зональность имеет форму термального купола [79],[73],[78]. О возрасте метоморфизма имеются весьма противоречивые мнения, от докембрийского до альпийского, кроме того, существуют представления о его полицикличности [157], [29]. В экзоконтакте зорбулулюкских гнейсогранитов в биотит-амфиболовых гнейсах залегает несколько небольших тел раннепалеозойских метагабброидов кукуртского комплекса. Многие из этих пород интенсивно замещены нефелином и скаполитом. Вблизи метагабброидов среди гнейсов расположено

Черногорское месторождение ювелирного скаполита. Юго-восточнее тела зорбурулюкских гнейсогранитов располагаются лейкограниты шатпутского комплекса альпийского возраста, с которыми генетически связаны пегматиты, Rb-Sr возраст которых $17 \pm 1,8$ млн лет [162]. Наибольшее число различных жильных образований, в том числе миароловые пегматиты, связанные с шатпутскими гранитами, наблюдаются в долине р Кукурт и на окружающих водоразделах. Некоторые тела гранит-пегматитов залегают в зорбурулюкских гнейсогранитах, но в основном пегматитовые жильные тела расположены в параметаморфических породах музкольского комплекса. Пегматитовые жилы Амазонитовая и Топазовая расположены на правом берегу р. Кукурт. Жильные пегматиты Дорожный, Полихромный и Приятный находятся на левом борту р. Кукурт среди метаморфических пород. Почти все пегматитовые жилы Кукуртского поля содержат миаролы с камнесамоцветной и редкометальной минерализацией. Автором более подробно изучил пегматиты Дорожный и Амазонитовый.

Пегматит Дорожный находится в 45 км к востоку от поселка Мургаб и расположен на левом борту долины р. Кукурт, на расстоянии 2 км от бывшего базового лагеря Памиркварцсамоцветов по азимуту 245° (рисунок 3.2.1.) [128] Проявление открыто в 1982 г. геологами партии № 11 ПО «Памиркварцсамоцветы». Кукуртское пегматитовое поле расположено в Музкол- Рангульском антиклинории, в ядре которого обнажается докембрийский фундамент [202], [203]. Миароловые пегматиты пространственно и генетически связаны с лейкократовыми двуслюдяными гранитами шатпутского интрузивного комплекса альпийского возраста [60],[77],184]. Пегматитовые тела залегают в экзоконтакте массива шатпутских гранитов среди пород сарыджилгинской свиты (PR3)?, сложенной гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (рисунок 3.2.2.). Пегматит Дорожный – будинированная пегматитовая жила длиной 100, ее мощность в раздуве до 10-15 м, залегают в замковой части Кукуртской антиклинали (рисунок 3.2.1.) там, где наблюдается резкий изгиб вмещающих пород [202], [203], [184], [203]. В раздувах центр жилы образует кварцевое ядро из серовато-белого кварца, окруженное графическим пегматитом. Под кварцевым ядром встречаются открытые полости неправильной формы, окруженные породами с амазонитом. В центральной части жилы в раздуве была вскрыта полость-занорыш размером 60x180x60 см с кристаллами мориона, флюорита, турмалина (рисунок 3.2.3.) и гамбергита [184], [52], [81].



а



б

Рисунок 3.2.1. Пегматит Дорожный Кукуртского пегматитового поля. а - долина реки Кукурт. На переднем плане видны выработки и отвалы пегматита Дорожный; б - контакт пегматита с вмещающими породами. Фото автора.

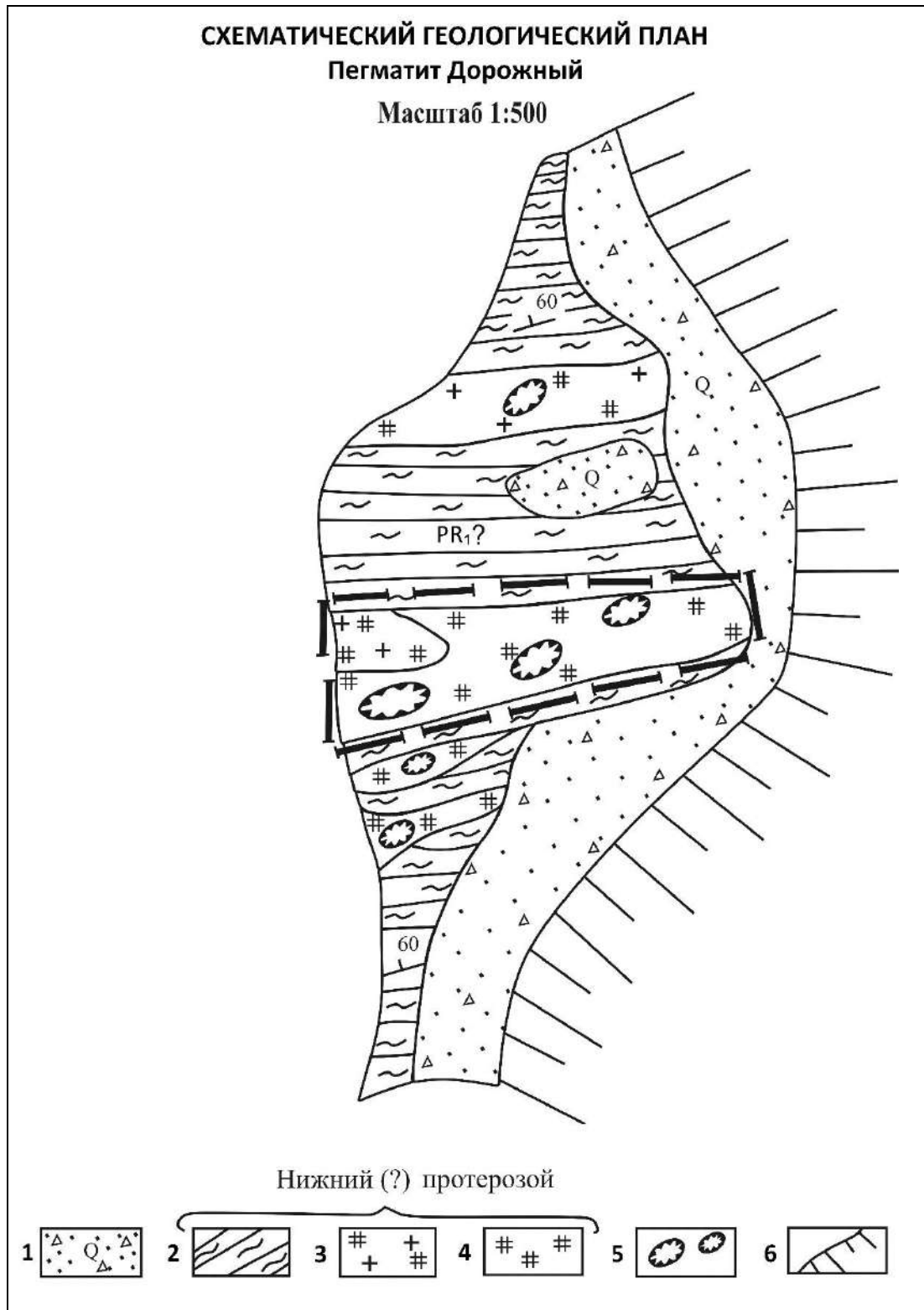


Рисунок 3.2.2. Схематический геологический план пегматита [37]. 1- современные отложения, 2 - амфибол - биотитовые кристаллические сланцы, 3- гранит - пегматиты, 4- пегматиты, 5 – полости в пегматитах, 6 – линии уступов.

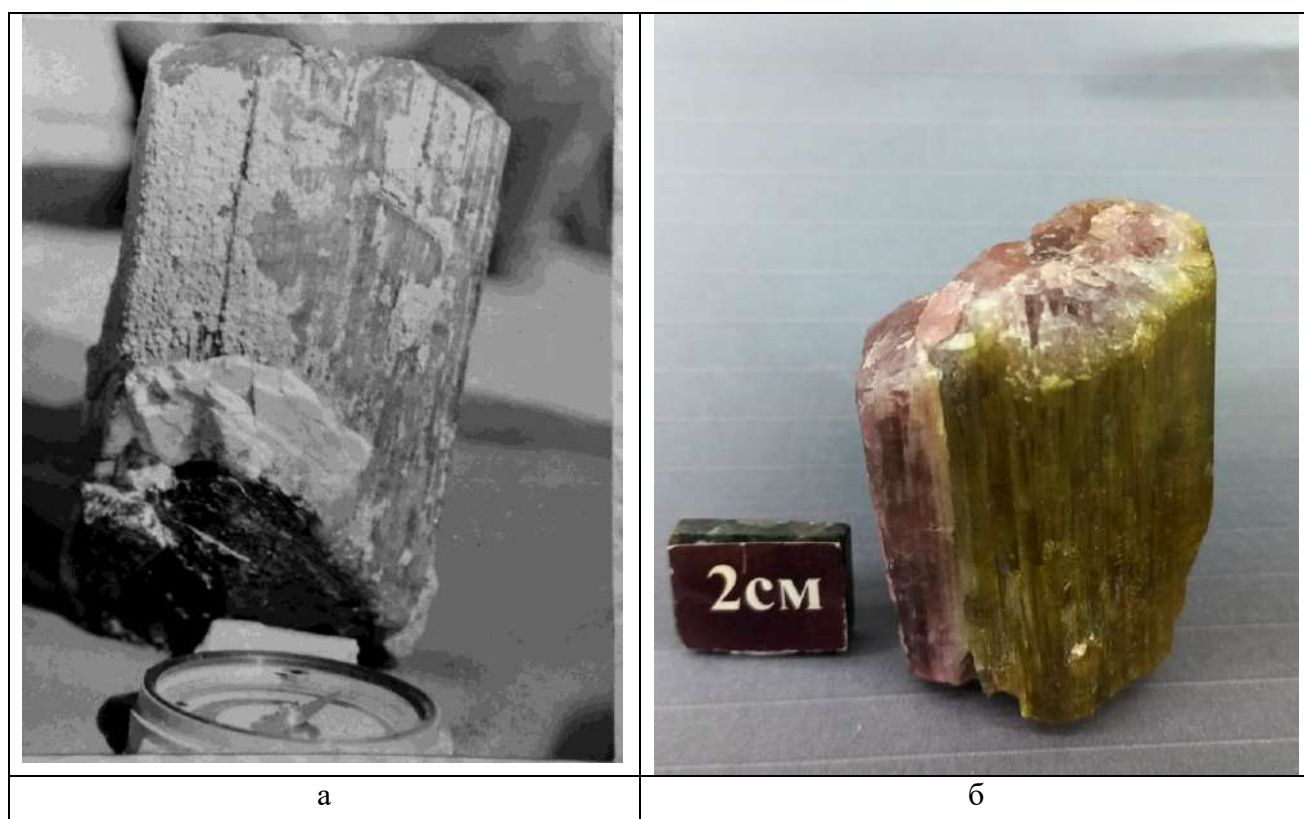


Рисунок 3.2.3. Кристаллы турмалина из пегматита Дорожный. а - полихромного турмалина 17х10х10 см, найденный при вскрытии одной из полости пегматита (фото из отчета, [203]; б - обломок кристалла полихромного турмалина 6х4х3 см, найденный в отвале карьера.

Автором более подробно изучалась минералогия пегматита Дорожного. Пегматит слпгают кварц, калиевый полевой шпат, альбит, слюды и черный турмалин (шерл). В этом пегматите выявлено большое разнообразие редких минералов: Sc-содержащий спессартин, фторапатит, флюорит, Sn-содержащий титанит, сульфид олова герценберг, магнетит, рутил, поликраз-(Y), уранполикраз, кристаллический высокоборный гадолинит (в пегматитах Памира обнаружен впервые), иксиолит, уранинит, торит, торианит, манганоколумбит, пирохлор, черновит-(Y), касситерит, высокогафниеый циркон, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), бадахшанит-(Y) (новый минерал, открытый в этом пегматите), Sc-содержащий тусионит (новая разновидность минерала и первая находка в пегматитах Восточного Памира)й, хефтетьернит (собственно скандиевый минерал) [128], [271], [130], [129], [281]. Подробное описание перечисленных минералов дано в соответствующих главах.

Пегматит Амазонитовый расположен на высоте 4400 м на правом борту сая Пегматитового, являющегося правым притоком р. Кукурут (рисунок 3.2.4а.). Пегматит обнаружен в 1965 г. геологами Центрально -Памирской партии Памирской ГРЭ Управления геологии Таджикской ССР [202], [203]. Пегматит находится на северном крыле Шатпутской антиклинали, осложняющей Музкол-Рангульский антиклинорий [162]. Пегматит

Амазонитовый относится к топазовому минеральному типу формации миароловых пегматитов. Вмещающие породы – скаполит- амфибол-флогопитовые кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро Кукуртского комплекса, замещенные нефелином и скаполитом, лейкократовые граниты шатпутского комплекса [77] (рисунок 3.2.4в.). Скаполитсодержащие кристаллические сланцы слагают центральную часть площади. На участке, вскрытом карьером, пегматит залегает среди апогаббровых пород. Тело пегматита вскрыто только на участке карьера, остальные его части из-за большой мощности четвертичных отложений не прослежены (рисунок 3.2.4б.).

Горные работы по вскрытию флангов не проводились. Однако визуально, мощность пегматита за пределами карьера резко уменьшается, зональность в строении проявлена только в месте раздува. Здесь выделяются зоны: крупноблоковая, среднеблоковая и письменного гранита. Пегматит средне- и крупноблоковой зоны в северо-восточной части альбитизирован. Полостная зона сложена крупными блоками и кристаллами амазонита, адуляра и дымчатого кварца. Самый крупный кристалл дымчатого кварца, который найден геологами при вскрытии полости, весил 500 кг (рисунок 3.2.5.) [202], [203]. В зоне альбитизации распространены мелкие щелевидные полости, заполненные каолином. На стенки полостей выросли мелкие кристаллы топаза чайного цвета с розоватым оттенком [199]. Для данного пегматита топаз также характерен как первичный минерал - слагает крупные, сильно трещиноватые выделения до 30 см светло-желтого цвета [294]. В мелких полостях размером 15-20 см встречаются отдельные кристаллы шерла с выросшими мелкими кристаллами флюорита зеленого цвета размером до 5 мм. Чаще всего в полостях встречаются кристаллы дымчатого кварца и большое количество шерла, выросших на пластинки альбита (рисунок 3.2.6.). Автором при изучении объекта основное внимание уделено зонам клевеландита с целью обнаружения и подробного изучения редкометальной минерализации. В штучных образцах и шлихах из кварц-альбитового агрегата обнаружены Мп-колумбит, триплит, апатит, Sc-содержащий высокогафниевый циркон, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), касситерит и ильменит [132].



а



б

Рисунок 3.2.4. Пегматит Амазонитовый: а - правый борт р. Кукурт, где расположен пегматит; б - пегматит, вскрытый карьером;



Рисунок 3.2.5. Крупный кристалл кварца из полости в пегматите Амазонитовый (фото из отчета) [203].

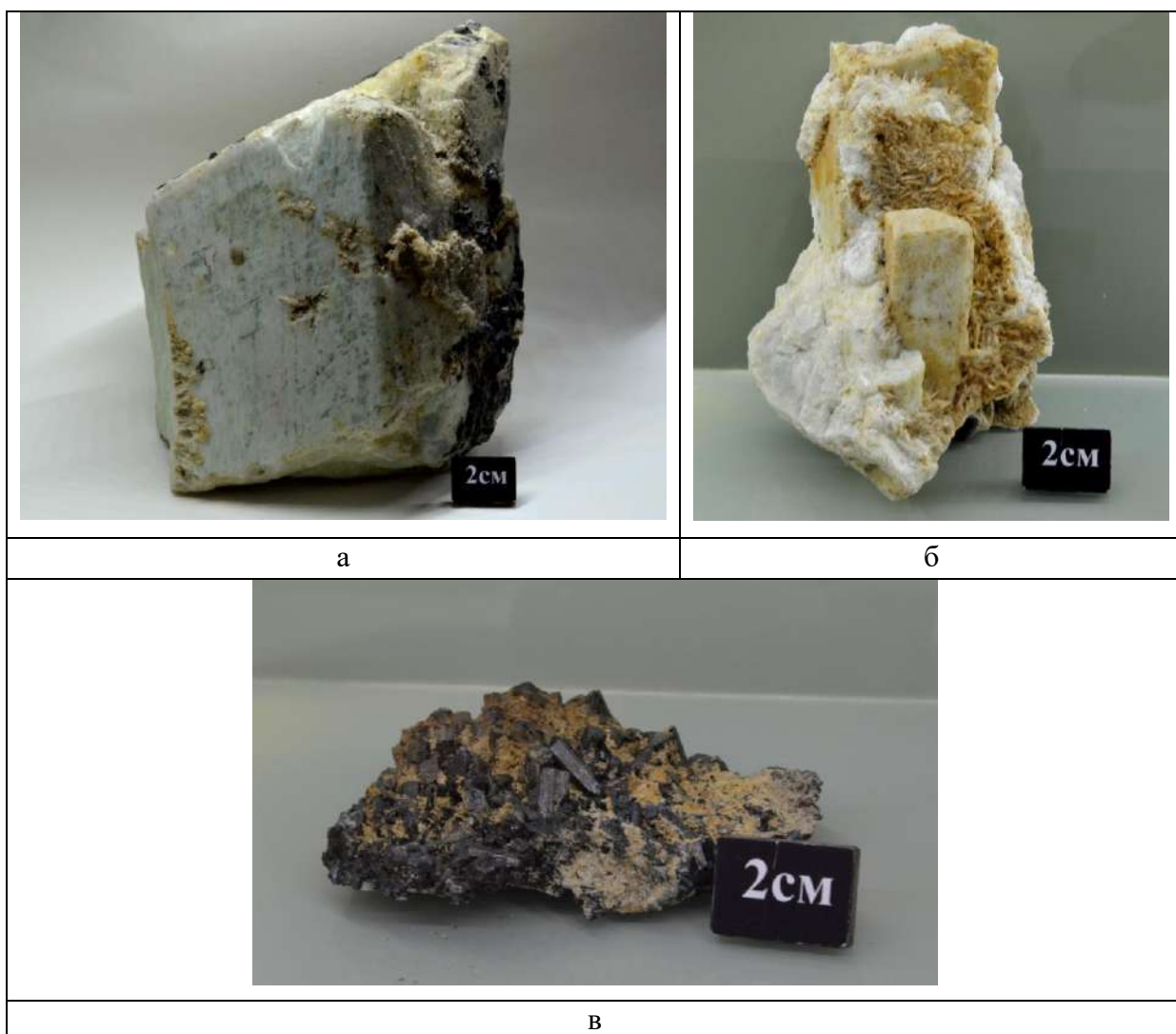


Рисунок 3.2.6. Минералы из полости пегматита Амазонитовый: а - крупный кристалл микроклина с наростами турмалина; б - хорошо образованный кристалл микроклина с наростом альбитом-клевеландитом; в - друза кристаллов шерла. Фото автора

Пегматит Топазовый расположен на высоте 4300 м на правом борту сая Пегматитового, правого притока р. Кукурут в ее среднем течении. Географические координаты: N 38°52' E 74°58'. К проявлению от бывшего лагеря Памиркварцсамоцветов пройдена грунтовая автомобильная дорога (0.5 км на В), которая далее поднимается к пегматиту Амазонитовый. Пегматит на площади 60 x 100 м вскрыт расчистками и небольшим карьером (рисунок 3.2.7а.) Значительная часть пегматита к настоящему времени перекрыта отвалами и рыхлыми отложениями и недоступна для наблюдения. По этой причине общая характеристика и план проявления приводится по отчету Памиркварцсамоцветов (рисунок 3.2.9.) [53].

Пегматит находится на южном крыле Шатпутской антиклинали среди метаморфических пород сарыджилгинской свиты (PR₃?sr), апогаббровых пород кукуртского комплекса, лейкократовых гранитов Шатпутского комплекса [77]. Проявление представляет собой участок шлировых пегматитовых выделений в гранитной жиле. На западном фланге проявления в шурфе, пройденном старателями, вскрыт лейкократовый, почти белый, мелкозернистый гранит, который постепенно переходит в средне-крупнозернистый пегматит с розовым калиевым полевым шпатом. В этом шурфе, судя по материалу в отвале, была вскрыта полость с топазом, светло-серым кварцем, образующим скипетровидные скелетные кристаллы и их сростки до 10 см в наибольшем измерении. В восточной части проявления обнажается круто падающая жила гранита, видимой мощностью 8 м. Вмещающие породы – биотитовые гнейсовидные породы, участками пироксен-амфибол-плагиоклаз-скаполитовые породы. Контакт гранитов с вмещающими породами резкий, изредка с маломощной (1-5 см) оторочкой мелкозернистой плагиоклаз-кварцевой породы с мелкими розетками биотита. От основного тела гранита во вмещающие породы отходят апофизы гранитного состава, иногда переходящие в средне-крупнозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с шерлом, редким флюоритом. В основном гранитном теле наблюдаются разно ориентированные жилы и шлиры пегматитового облика с розовым калиевым полевым шпатом, серым и дымчатым кварцем, редким шерлом. Мощность таких образований от 1-2 до 30 см. Контакты пегматитовых жил с гранитом в одних участках резкие, в других - наблюдаются постепенные переходы. Аплитовидная зона отсутствует. Участками в граните наблюдаются округлые обособления более крупнозернистые, чем основная ткань гранита, сложенные кварцем, шерлом, иногда с флюоритом и топазом. На восточном фланге проявления в гранитах, насыщенных пегматитовыми прожилками, встречаются крупные (до 25 см) прямоугольные в сечении кристаллы розового калиевого полевого шпата, отороченные зернами дымчатого кварца (рисунок 3.2.7 б,в).

Механизм образования таких мегакристов калиевого полевого шпата не ясен. Явных признаков, характерных для метакристаллов или вкрапленников не обнаружено. Другой особенностью этого проявления является наличие в пегматите хорошо образованных до 40 см в

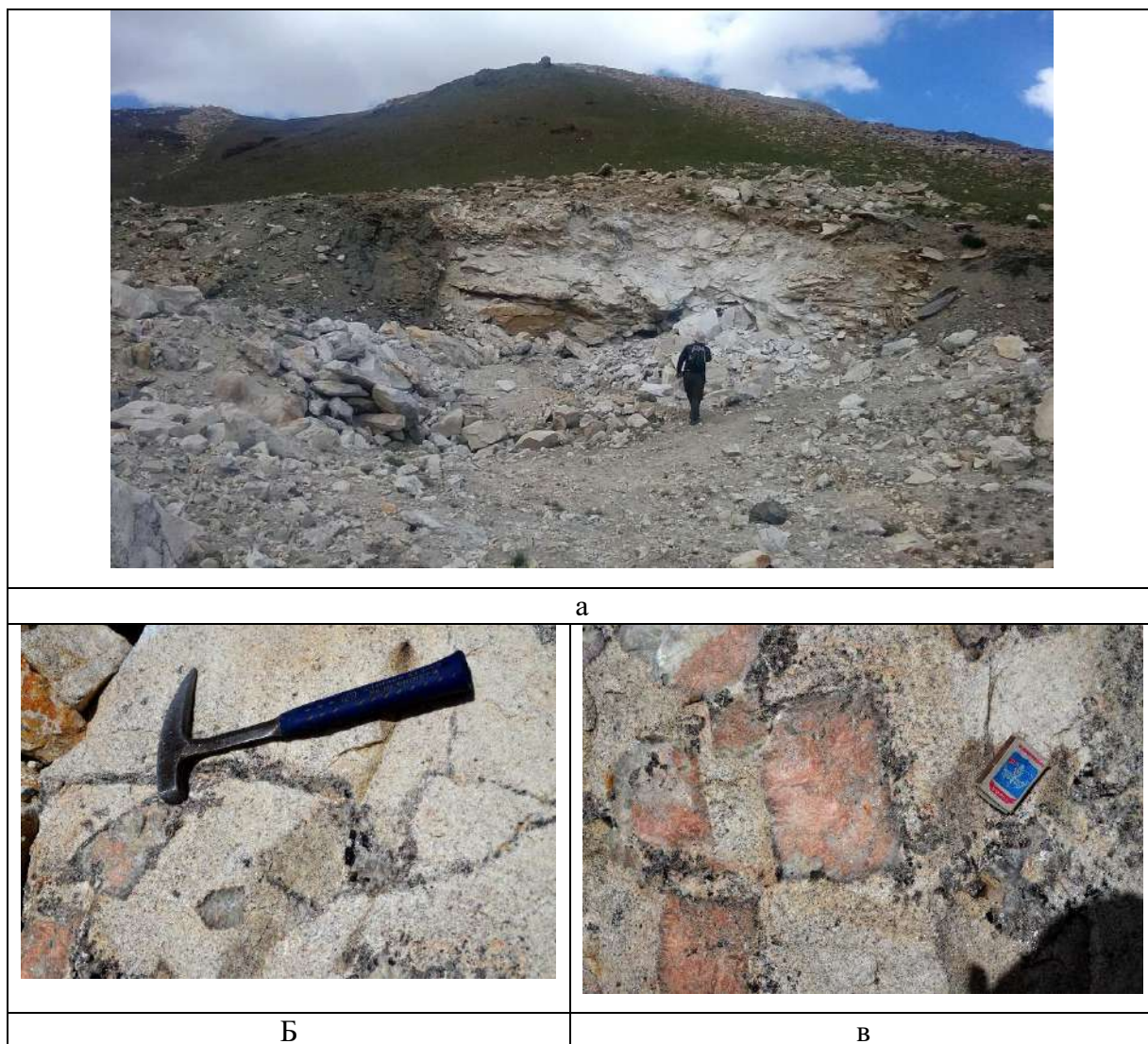


Рисунок 3.2.7. Пегматит Топазовый: а – пегматит, вскрытый расчистками и небольшим карьером; б-в- крупные кристаллы розового калиевого полевого шпата во вмещающих пегматит гранитах. Фото автора

октаэдрических кристаллов зеленого флюорита со слабо развитыми гранями куба среди мелко-среднезернистого агрегата гранитного состава. Размеры этих кристаллов флюорита достигают 25 мм. Возможно, это - ранняя генерация флюорита, кристаллизовавшегося из богатого фтором пегматитового раствор-расплава. Относительно редок в пегматите Топазовый берилл, который образует ксеноморфные выделения в полевошпат-кварцевом агрегате, иногда с шерлом, флюоритом, топазом и гранатом (рисунок 3.2.8.). В маломощных прожилках пегматита встречаются щелевидные полости до 15 см, в более крупных шлирах – изометричные миаролы до 40 см в поперечнике. На стенках щелевидных полостей минерализация характеризуется мелкими друзами, которые представлены морионом, полевым шпатом, топазом, шерлом,



Рисунок 3.1.8. Гнёзда ксеноморфного синего берилла в ассоциации с флюоритом и шерлом в глыбе пегматита. Фото автора

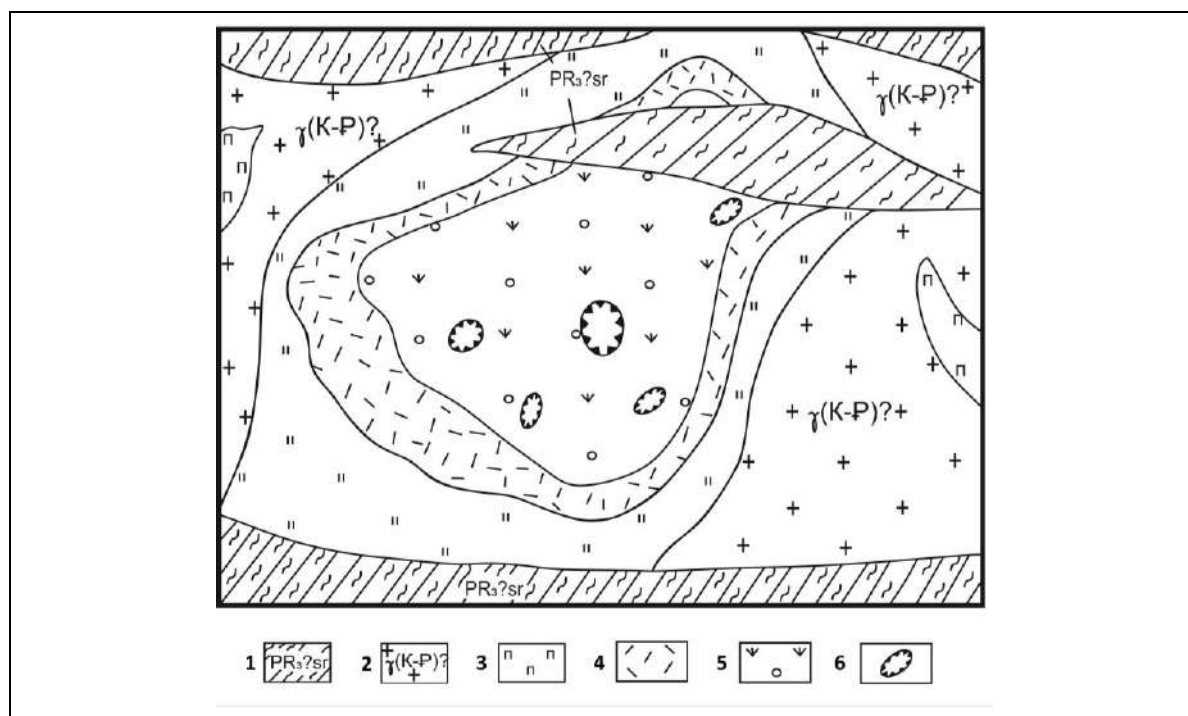


Рисунок 3.1.9. Схематический геологический план пегматита Топазовый. Масштаб 1:200, (Джураев и др, 1990). 1- Биотит-амфибол-скаполитовый кристаллический сланец (Сарыджегилская свита), 2- Гранит пегматоидный, 3- Микроклин-кварц-альбитовая зона, 4- Графический пегматит, 5- Кварц-клевеландит-мусковитовая зона, 6- Миароловые полости

отмечаются выделения аквамарина (хорошо образованных кристаллов не встречено) чечевицеобразной формы (до 5 мм), нарастающие совместно с топазом на грани кристаллов полевых шпатов. В изометричных полостях хорошо образованные кристаллы перечисленных выше минералов, как правило, находятся в глинке, заполняющей совместно с пластинами альбита миаролы. Из таких полостей было извлечено несколько прекрасно-образованных прозрачных топазов золотистого цвета. Перспективы данного пегматита ограничены своими параметрами.

3.3. Шахдаринское пегматитовое поле

Шахдаринское пегматитовое поле находится в Рошткалинском районе ГБАО. Оно находится в пределах тектонической зоны Юго-Западного Памира, в строении которой принимают участие осадочные, метаморфические и магматические породы. Господствующее развитие имеют метаморфические породы шахдаринской серии. Эта серия объединяет пять свит, из которых на площади пегматитового поля присутствуют четыре - даршайская, шугнанская, врангская и друмдаринская, залегающие друг на друге согласно. Стратиграфии в разделе приведена по монографии [169]. Свиты характеризуются «однообразной пёстротой» литологического состава. Литологические различия между свитами незначительны и сводятся лишь к максимальным или минимальным содержаниям часто переслаивающихся тех или иных разновидностей гнейсов и мраморов. Взаимоотношение свит устанавливается лишь при непрерывном прослеживании по простирацию опорных горизонтов мраморов, при котором часто наблюдаются сложные изоклинальные складки, выклинивание мраморов и многочисленные чешуйчатые пологие надвиги. **Даршайская свита. AR? dr** В разных соотношениях по количеству в ней фиксируются амфибол-гранат-биотитовые, биотит - гранатовые, дистеновые, силлиманитовые и двупироксен-гранатовые гнейсы, мигматиты, кальцитовые и доломитовые мраморы. Кроме этого, развиты многочисленные линзы и пластовые залежи гранатовых гранулитов, гранатовых амфиболитов эклогитоподобных пород. Среди мигматитов встречаются небольшие линзы калишпат-плагиоклазовых гранито- и гранодиорито-гнейсов чарнокитовой серии. Мощность свиты 1500-2000 м. **Шугнанская свита. AR? sg.** представлена преобладающими биотит-гранатовыми гнейсами с подчинёнными прослоями биотитовых, роговообманково содержащих, кианит-силлиманитовых гнейсов, мигматитов и мраморов. Содержание граната в гнейсах составляет 50-70%, что является отличительной особенностью свиты от других свит шахдаринской серии, характеризующихся гораздо меньшим количеством в них граната. Мощность образований свиты 1500 м. **Врангская свита AR? vr** образована гранат - биотитовыми, амфибол - биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Свита снизу и сверху ограничена пластами мраморов, мощность которых от нескольких метров до нескольких десятков метров. Кроме этого, в составе свиты среди гнейсов

отмечается обилие светлых прослоев мраморов, из-за чего она была [89] выделена как «беломраморная» свита. Магнезиальные мраморы местами превращены в флогопит-тремолитовые, талько-тремолитовые, шпинель-клиногумитовые и другие скарноиды. Мощность отложений свиты 1300-1500 м. **Друмдаринская свита AR? dd** завершает разрез шахдаринской серии. Свита, сложена часто и равномерно чередующимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми и в подчинённом количестве роговообманково-биотитовыми гнейсами, гнейсами с гранатом и силлиманитом, и широко развитыми лимонитизированными грубополосчатыми гнейсами. Кроме этого, встречаются прослои мраморов от первых до десятков метров мощности и прослои дистен-силлиманитовых гнейсов. Характерной особенностью свиты является интенсивная мигматизация пород, которая объясняется близостью её к Памиро-Шугнанскому плутону. **Палеогеновая система - P.?** Отложения условно палеогенового возраста распространены на Юго-Западном Памире в виде мелких разделенных выходов. Изучены они весьма слабо и вопрос об их возрасте является спорным. На площади работ палеоген представлен образованиями едомской свиты. **Едомская свита. P.?** **ed** сложена красноцветными конгломератами и песчаниками с редкими прослоями алевролитов и глин, которые залегают с резким угловым несогласием на гнейсах архейского (?) возраста и гранитоидах раннемелового (?) памиро-шугнанского комплекса. Перекрывающие их отложения неизвестны. Условно возраст их определён по обнаруженным спорам и пыльце эоценового и олигоценового облика. **Четвертичная система.** Резко расчленённый горный рельеф со значительными относительными отметками долин и вершин на водоразделах явился своеобразной причиной незначительного по площади развития четвертичных отложений. В центральной части долины реки Шахдара они фиксируются в основном по долинам рек, а в её верховьях поднимаются и на водоразделы. Отмечается довольно широкое их генетическое разнообразие - аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, пролювиально-делювиальные, водно-ледниковые, элювиальные и гляциальные. Весьма часто отмечается смешивание этих генетических типов, особенно в отложениях нижнего и среднего отделов системы. Следует отметить, что возрастные соотношения между типами отложений выражены сравнительно чётко, но их индексация по времени образования проведена условно.

Магматические образования в Шахдаринском пегматитовом поле представлены зугвандским и памирско-шугнанским комплексами. **Зугвандский комплекс (γAR?z)** представлен гранито-гнейсами, плагиогранитами. Породы комплекса являются самыми древними магматическими образованиями на площади работ, где они имеют крайне незначительное распространение - в самых верховьях реки Седж. Основная масса выходов сосредоточена за пределами площади - на южных склонах Шахдаринского хребта, в междуречье Птуп – Вранг. Тела гранито-гнейсов и плагиогранитов имеют линзообразную и

пластообразную форму. Мощность их варьирует от долей метра до сотен метров, не превышая 500м. Контакты тел согласные с вмещающими их метаморфическими породами, послойные и инъекционные. Для мелких пластообразных тел характерно будинированность. Немногочисленные жильные производные представлены аплитами и пегматитами, структурно и по минеральному составу близкими к гнейсо-гранитам и лейкократовым гранитам. Контактные изменения вблизи тел гранитоидов не установлены, что, очевидно, объясняется сходством термодинамических условий, в которых сформированы сами гранитоиды и их вмещающие гнейсы. **Памирско-Шугнанский комплекс ($\gamma_0K1?$ р)** представлен биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми, пегматоидными гранитами. На площади работ породы комплекса развиты относительно ограниченно - в верховьях рек на южных склонах Шугнанского хребта. Памирско-Шугнанский массив представляет собой пластообразное тело. Оно подстилается гнейсами архейской (?) шахдаринской серии. Южные контакты массива, по геологическим данным, крутые, эта часть массива считается корневой. Граниты обладают светло-серой окраской, мелко- до крупнозернистой структурой, директивной и, гораздо реже, массивной текстурой. Весьма часто встречаются интенсивно катаклазированные и даже миланитизированные разности, тяготеющие, как правило, к прикровлевым частям интрузии. В Памирско-Шугнанском комплексе из перечисленных выше пород преобладают биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты, которые условно выделяются в главную фазу. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз, калиево-натровый полевой шпат, кварц, биотит и мусковит. Из аксессуарных минералов присутствуют: циркон, моноцит, апатит, сфен, гранат, андалузит, ильменит, силлиманит, турмалин. С гранитами Памирско-Шугнанского массива связано очень большое количество пегматитовых жил, широко распространенных как в эндоконтакте, так и в экзоконтакте. Пегматитовые жильные образования являются согласными и секущими. Контакты их с вмещающими породами чёткие. По простиранию они выдержанные. Мощность жил от первых сантиметров до первых метров, редко до первых десятков метров. Пегматитовые жилы, по данным Л.Н. Россовского [174], [175], подразделяются на сингенетические и эпигенетические. Сингенетические пегматиты представлены шлирами грубозернистого строения среди материнских гранитов. Эпигенетические - редкометальные пегматитовые жилы, приурочены к апикальной части интрузии. Среди них выделяются пегматиты: 1- биотит-мусковитовые плагиоклаз - микроклиновые; 2- мусковит-микроклиновые; 3 - мусковит-альбитовые аплит-пегматиты; 4- сподумен-альбитовые. Редкометальные минералы: берилл, колумбит-танталит, касситерит, сподумен [222].

Шахдаринское пегматитовое поле

Первые сведения о гранитных пегматитах Юго-Западного Памира были получены сотрудником Минералогического музея АН СССР А.Н. Лабунцовым в ходе работ Таджикско-Памирской экспедицией в 1928 г [113], [107], [123]. За прошедшие с этого времени годы производственными геологическими организациями и отдельными исследователями на территории Юго-Западного Памира, были открыты многочисленные проявления гранитных пегматитов. Наиболее известные из них находятся в долине реки Шахдара и ее притоков: Вездаринская, Тусионская, Шахдаринская, Бадомдаринская и Лесхозовская пегматитовые жилы (рисунок 3.3.1.). Все перечисленные пегматиты залегают в метаморфических породах шахдаринской серии. Возраст метаморфических пород и обоснованность выделения более дробных стратиграфических подразделений в пределах серий остаются в некоторой степени дискуссионными. Большинство исследователей признают докембрийский возраст шахдаринской и горанской серий, [21], [19] радиологический возраст которых омоложен в результате процессов Индо-Азиатской коллюзии [93], [298], [296], [288]. Образование гранитных пегматитов в бассейне реки Шахдара, по косвенным признакам связывают со становлением крупного (с площадью выходов на дневную поверхность более 1500 км²) Памиро-Шугнанского массива высокоглиноземистых стресс-гранитов [30], [99], [31]. По данным исследования расплавных включений в кварце, граниты Памиро-Шугнанского комплекса формировались в интервале температур от 740 до 660°C, при давлении флюида 2.6-3.2 кбар [221]. Возраст пегматитов, по трекам от осколков деления урана в апатите оценивают в 3.2 - 7.5 млн. лет, что близко к эпохе завершения становления гранитов Памиро-Шугнанского комплекса [99]. Более подробные сведения о пегматитах Шахдаринского поля можно почерпнуть из многочисленных опубликованных работ С.И. Коноваленко и др., [93],[94], [96], [97], [99], [100], [101], [102], [190], [112], [111], [206], [26].

Пегматитовая жила Лесхозовская, расположена на юго-западном склоне Шугнанского хребта на правом борту реки Шахдара напротив кишлака Шивоз, приблизительно в 8.5 км выше по течению реки от районного центра Рошткала. Пегматитовая жила обнажается в скальном выходе (рисунок 3.3.2а), приблизительно на 100 м выше автомобильной дороги Хорог - Джавшангоз. Пегматит представляет собой крутопадающую жилу, мощностью от 0.5 до 3.5 м, секущую докембрийские гранат-биотитовые гнейсы шахдаринской серии (рисунок 3.3.4.). Пегматитовое тело прослежено на 60-70 м [98]. Контакты пегматита с вмещающими породами резкие (рисунок 3.3.2.), в жиле редко наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. Пегматитовая жила Лесхозовская сложена лейкократовым неравнозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата и существенно натровый плагиоклаза с подчиненной

количеством турмалина и слюд. Зональность в пегматите проявлена слабо. Вблизи зальбандов жилы, пегматит существенно олигоклазовый мелко-среднезернистый с биотитом и шерлом.

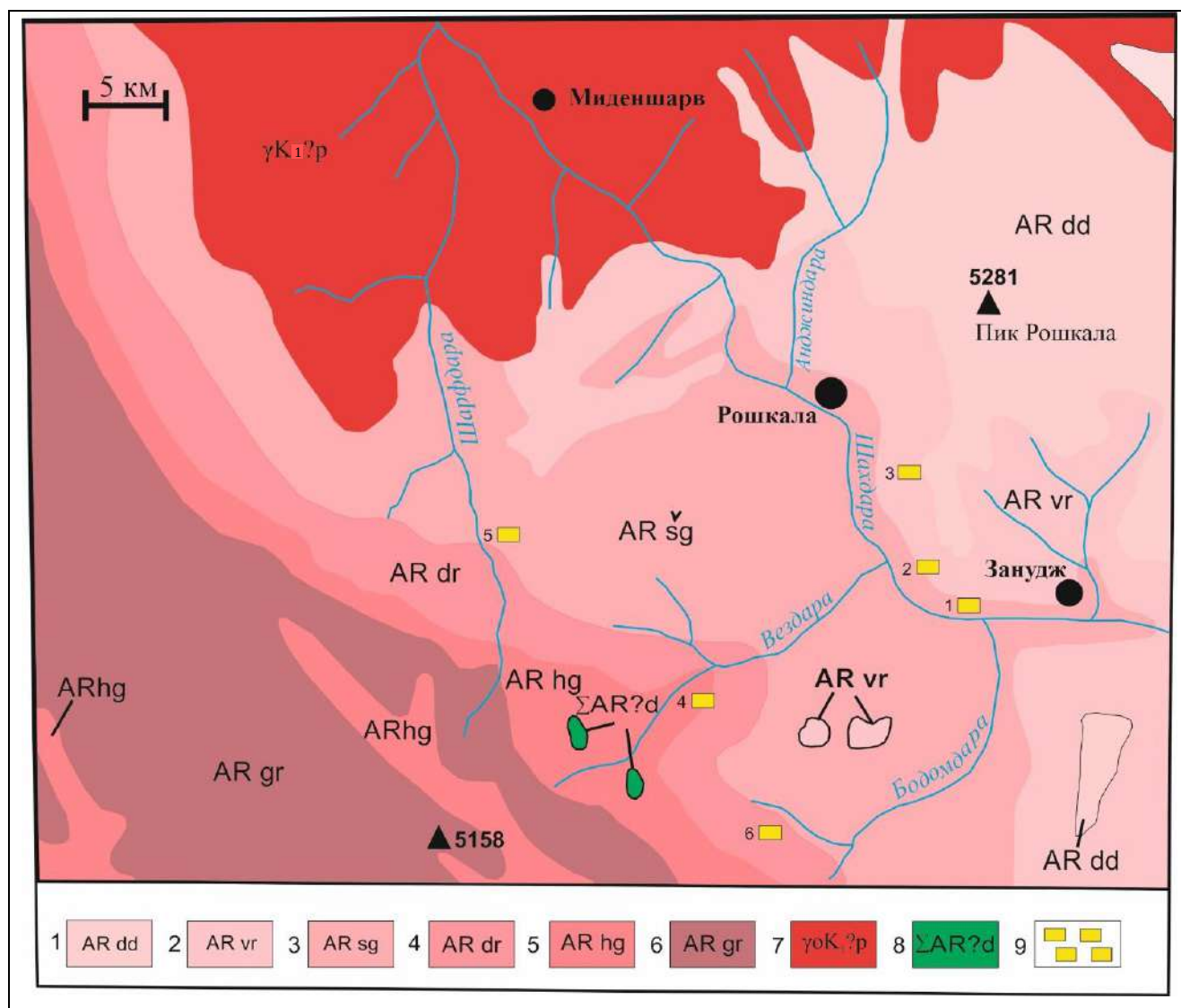


Рисунок 3.3.1. Схематическая геологическая карта Шахдаринского пегматитового поля, Юго-Западный Памир, пегматитовые жилы отмечены желтыми прямоугольниками. Архейская (?) шахдаринская серия, включающая; 1)- друмдаринская свита: биотит, биотит-амфибол, биотит-гранатовые гнейсы, мигматиты, слоистые мрамора, кианит-силлиманитовые гнейсы; 2) - Врангская свита: биотит-амфиболовые и биотит - гранатовые гнейсы, кальцитовые и доломитовые мрамора; 3) - Шугнанская свита: биотитовые граниты. 4) - Даршайская свита, 5) - Хорогская свита, 6) - Горанская свита; 7) - Памирско-Шугнанский комплекс: биотитовые, двуслдяные, мусковитовые, пегматоидные граниты; 8) – Даршайский комплекс: гипербазиты, габбро, габбро-нориты; 9) – пегматитовые жилы Шахдаринского поля: 1 – Придорожная, 2 – Лесхозовская, 3 – Шахдаринская, 4 – Вездаринская, 5 – Тусионская, 6 – Бодомдаринская

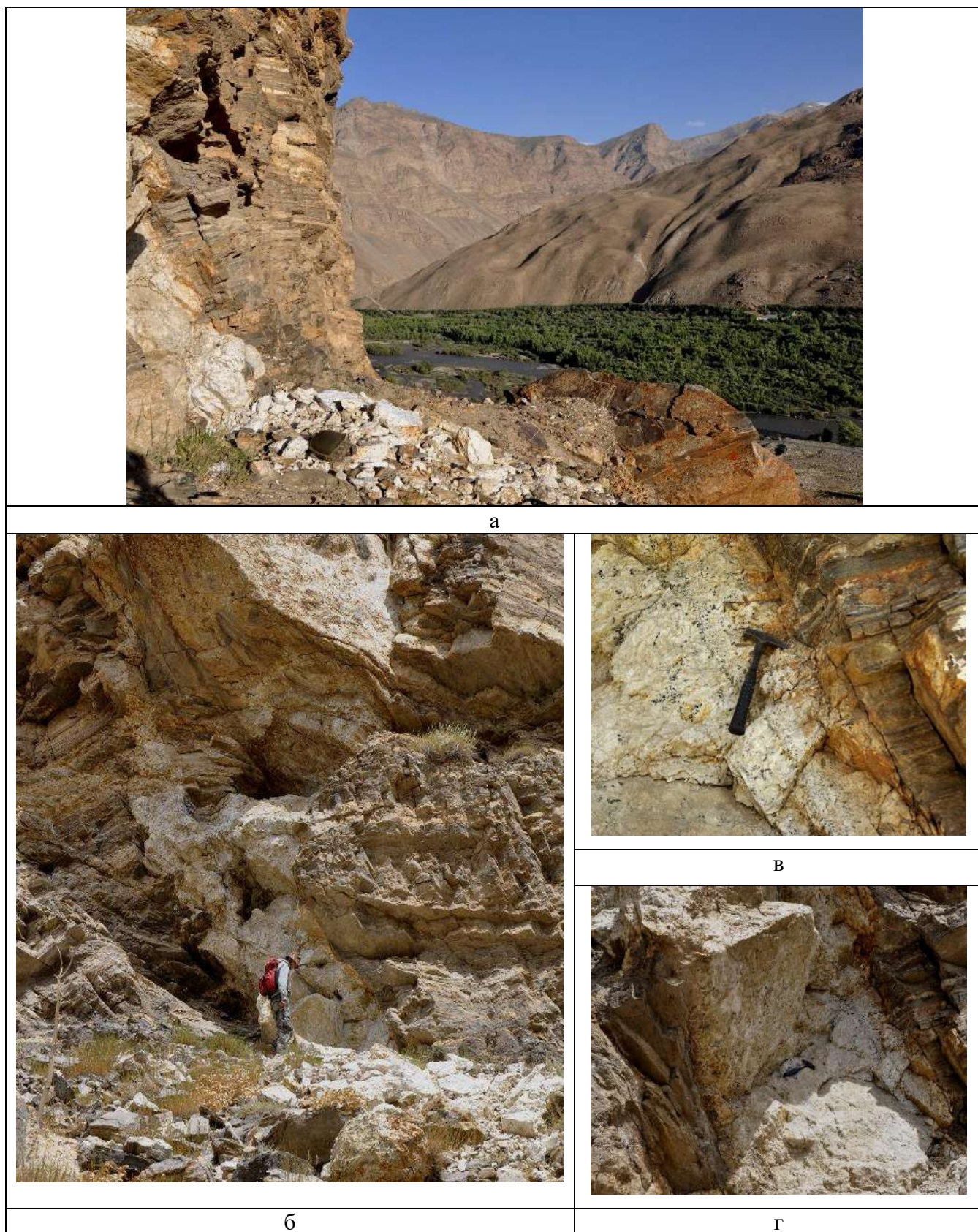


Рисунок 3.3.2. Пегматитовая жила Лесхозовская а - вид на долину реки Шахдара. На дальнем плане - долина Бодомдары; б - пегматитовая жила в гнейсах шахдаринской серии; в, г – контакты пегматитовой жилы Лесхозовская с гнейсами, в эндоконтакте - обогащенная темноцветными минералами зона пегматита. Фото автора

В осевой части жилы пегматит более крупнозернистый до блокового, двуполевошпатовый с более редким шерлом и желто-зеленым турмалином тсилазит-эльбаитового состава. Кварце из этой зоны пегматита содержит расплавные включения. Магматическая кристаллизация протекала при температуре от 600-650°C до 550°C и давлении от 2.2-2.8 до 3.8 кбар [190]. В пегматите встречаются миаролы от 0.5 м³ до долей см³. Крупные миаролы приурочены к участкам жилы наибольшей мощности, а мелкие миаролы встречаются в разных участках пегматитового тела. Миароловые полости инкрустированы кристаллами светло-серого кварца (рисунок 3.3.3.), микроклина и альбита, розетками литийсодержащего мусковита, кристаллами полихромного турмалина. В мелких полостях обычен светло-розовый до бесцветного столбчатый до игольчатого эльбаит. В участках развития миарол широко развит околомароловый комплекс, образованный срастаниями светло-серого кварца, белого пластинчатого и мелкозернистого альбита, светлых слюд от мусковита до лепидолита и желто-коричневого и желто-зеленого турмалина.



Рисунок 3.3.3. Кристаллы кварца из полости пегматита Лесхозовского: а) – кварц с калиевым полевым шпатом; б) - сросток кристаллов. Фото автора

Последний часто нарастает на кристаллы более раннего шерла. По данным С.З. Смирнова, И.С. Перетяжко с соавторами образовании пегматита большую роль играли борнокислые флюиды [204], [234]. Флюидные включения в кварце из миарол жилы Лесхозовской имеют температуру гомогенизации 245-240 °С, концентрацию борной кислоты 188-166 г/кг [204]. По данным С.З. Смирнова, И.С. Перетяжко с соавторами во флюидных включениях в кварце и турмалине из миарол и околомаролового комплекса, впервые во включениях был диагностирован сассолин [204], [205], [98], [164]. Акцессорные минералы пегматита: циркон, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), гранат альмандин-спессартинового ряда, рутил, ильменит, магнетит, уранинит, касситерит, ферсмит, фторапатит, Sc-содержащие минералы серии колумбит-(Fe)- колумбит-(Mn),

танталитом-(Fe), минералы группы вольфрамита, минералы супергруппы пироклора, а так же – берtrandит [125], [126].

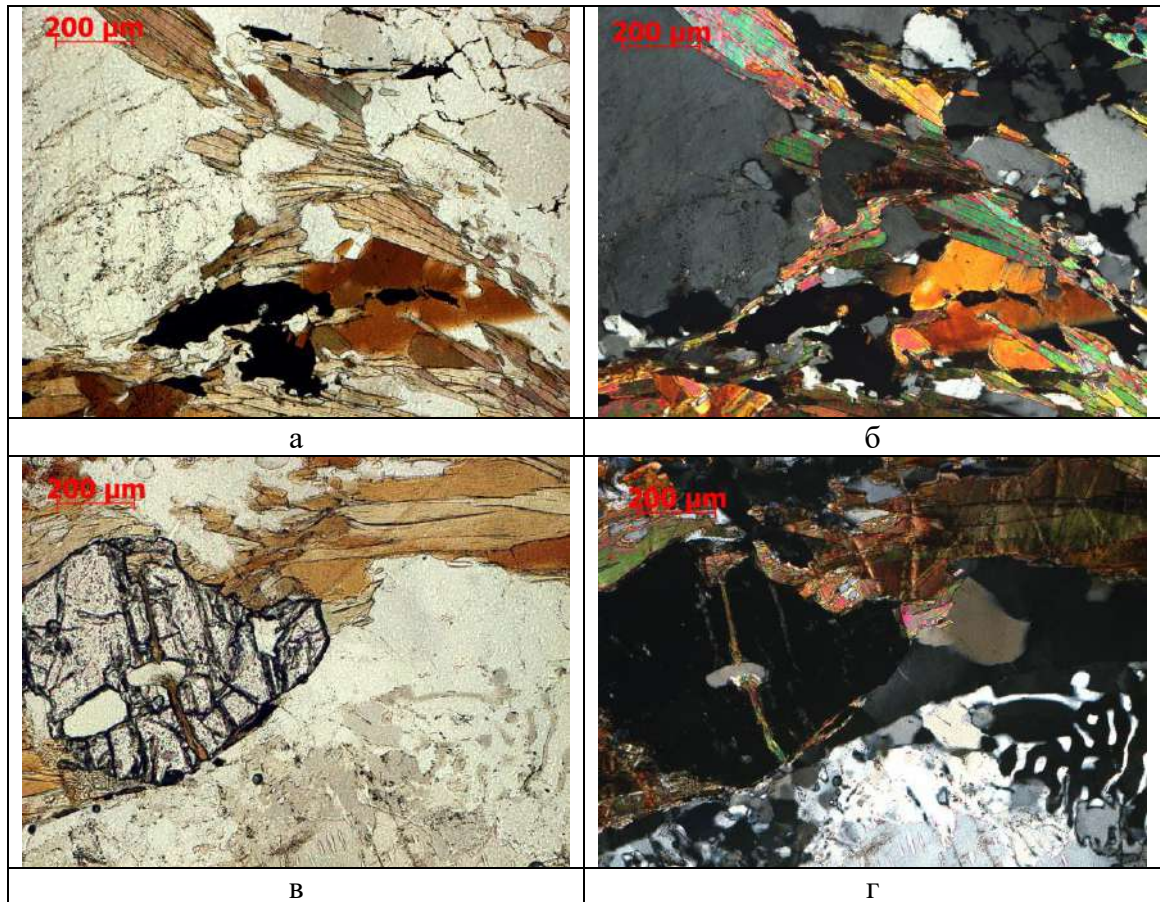


Рисунок 3.3.4. Гнейсы шахдаринской серии: графит-биотитовые (а-б) и гранат-биотитовые гнейсы (в, г) а – в - в проходящем свете при одном никеле; б -г - в скрещенных николях;

Вез-Даринская жила (она же жила № 86) находится в правом борту долины реки Вез-Дара (левый приток реки Шахдара) в 11 км от устья. Пегматитовая жила обнажается на левом склоне с крутизной 45-70° ущелья Лавинного (правого притока р. Вез-Дара) на высоте 4700 м (рисунок 3.3.5.). Впервые Вез-Даринская жила была обнаружена в 1943 г. Д.А. Великославским при поисковых работах на пьезокварц. В последующие годы на пегматите неоднократно проводились работы по оценке его, как проявления цветного и полихромного турмалина. Миароловые пегматиты Юго-Западного Памира, включая Вез-Даринскую жилу, относят к малоглубинным пегматитам [93] и связывают их возникновение со становлением мел-палеогеновых гранитов памиро-шугнанского комплекса, хотя пространственной связи этих пегматитов с каким либо гранитами вообще не обнаруживается [93], [99]. Возраст миароловых пегматитов по трекам от осколков деления урана в апатите $3,2-7,5 \pm 0,5$ млн. лет, что близко к возрасту становления гранитов памиро-шугнанского комплекса [296]. Вмещающие пегматиты породы представлены роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гнейсами (рисунок

3.3.6.) с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов и мраморов, относятся к докембрийской хорогской свите ваханской серии [151], [223].



Рисунок 3.3.5. Вид долины реки Вез-Дара и пегматитовой жилы: а) – верховья реки Вез-Дара. На горизонте на правом борту виден ледник и скальный выход, в котором расположена пегматитовая жила; б) – ущелье Лавинное, в левом борту которого обнажается пегматитовая жила Вез-Дара; в) – Вез-Даринская пегматитовая жила и выше ее пласт мраморов (светлое) в гнейсах. Фото автора

Вез-Даринская жила это - уплощенное трубообразное тело, падающее на северо-северо-восток в среднем под углом 55° , его длина ~ 70 м, мощность изменчива, до 9 м [231], [230] (рисунок 3.3.7.). Пегматит не зонален, что трактуется как становление жилы в неспокойной тектонической обстановке. Характерная черта Вез-Даринской жилы - наличие незакономерно распределенных многочисленных занорышей с поперечником до 30-50 см, с кристаллами ортоклаза, дымчатого кварца, цветного и полихромного турмалина, данбурита, лепидолита. По составу пегматит олигоклаз-микроклинового типа. Второстепенные минералы представлены биотитом, который спорадически образует лейсты до 25 см длиной, шерлом, как в одиночных кристаллах, так и образующим очень характерные для данного пегматита графические срастания с кварцем, гранатом спессартин-альмандинового ряда. Более поздняя ассоциация включает сахаровидный и мелкопластинчатый альбит, флюорит, полилитионит, боромусковит, берилл, топаз, фторапатит, циркон, торит, манганколумбит, стибиоколумбит, микролит, иксиолит, касситерит, W-содержащий пироксенол, гюбнерит, корагоит, гамбергит, еремеевит, поллуцит, тетравикманит, виитаньемиит, арсенопирит, галенит, антимонит, гипс, графит [103], [35], [93], [96], [99], [101], [82], [106], [92], анатаз, ксенотим, черчит-(Y).

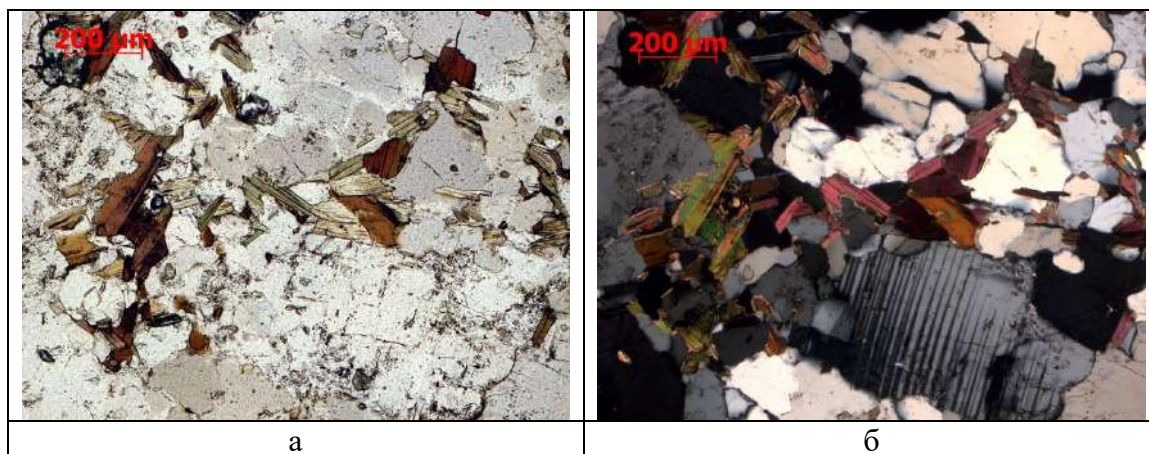


Рисунок 3.3.6. Биотитовые гнейсы, вмещающие Вез-Даринскую пегматитовую жилу в проходящем свете: а)- при одном николе, б) - в скрещенных николях

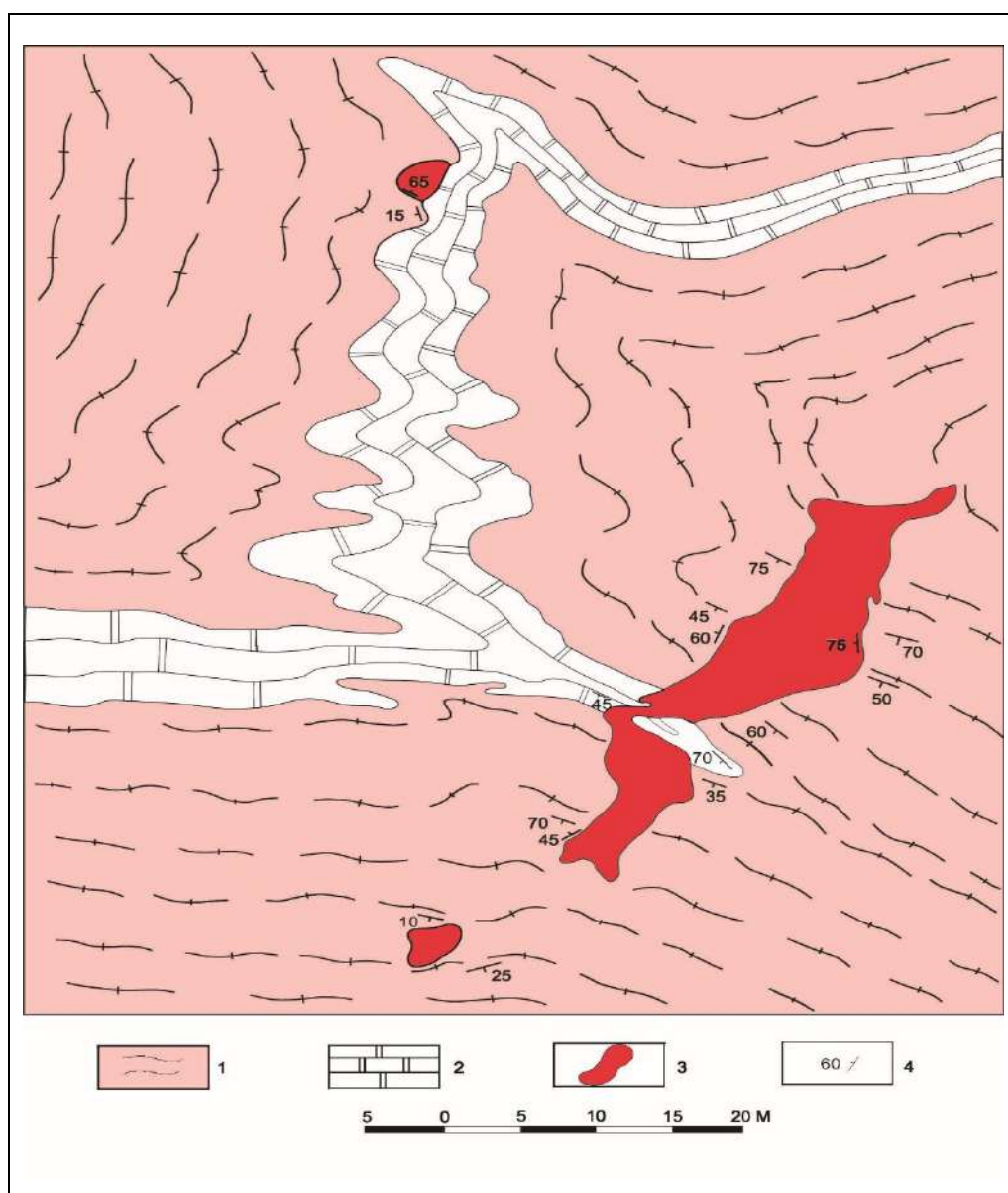


Рисунок 3.3.7. Схематическая геологическая карта участка Вез-Даринской жилы [230].
Условные обозначения: 1) - роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы; 2) – мраморы;
3) – пегматитовая жила; 4) – элементы залегания

Шахдаринская пегматитовая жила находится на Юго-Западном склоне Шугнанского хребта на правом борту реки Шахдара, левого притока реки Гунт. Жила залегает в мраморах и гранат-биотитовых гнейсах шахдаринской серии (рисунок 3.3.10.). Возникновение гранитных пегматитов, расположенных в долине р. Шахдара, по косвенным признакам связывают со становлением Памирско-Шугнанского плутона, образовавшегося в результате проявления коллизионных процессов в течение раннего неогена. Плутон сложен высокоглиноземистыми двуслюдяными гранитами, лейкогранитами и гнейсовидными гранитами [9], [99], [21], относимыми А.Г. Владимировым с соавторами к стресс-гранитам [30]. Шахдаринская пегматитовая жила обнажается в виде совокупности пологопадающих тел в скальном



Рисунок 3.3.8. Шахдаринская пегматитовая жила: а) - выход пегматитовой жилы на склоне Шугнанского хребта, Юго-Западный Памир; б) – резкий интрузивный контакт пегматита с гнейсами.

обнажении, прослеженных по простиранию приблизительно на 100 метров. Жила характеризуется весьма сложной морфологией (рисунок 3.3.8.) с многочисленными апофизами и ксенолитами вмещающих пород. Контакты пегматита и гнейсов резкие с маломощной аплитовидной оторочкой, что свидетельствует об интрузивной природе пегматита [150]. Возраст апатита в пегматите (трековые датировки) $3.2-7.5 \pm 0.2$ млн. лет [99]. Основная часть жилы сложена кварц-двуполевошпатовым агрегатом, иногда обогащенным черным турмалином шерл-дравитового ряда (рисунок 3.3.8.). Участками развиты крупноблочные кварц-микроклиновые срастания. Миаролы приурочены к участкам жилы с наибольшей мощностью и часто окружены кварц-альбит-слюдистым околومیароловым комплексом, иногда с обилием турмалина эльбаитового ряда. Второстепенными минералами пегматита являются слюды от биотита до полилитионита, изучению которых посвящена работа Е.Н. Соколовой с соавторами [206]. Акцессорные минералы -гранат спессартин-альмандинового ряда, топаз, ильменит, уранинит, ксенотим-(Y), циркон, касситерит, иксиолит, апатит [206], бесщелочной и щелочной берилл, монацит-(Ce), минералы ряда колумбит-танталит, пирохлор, микролит и др.

В раздуве жилы находятся многочисленные мелкие (от 1 до 20 см) миаролы, стенки которых инкрустированы кристаллами светлого молочно-дымчатого кварца, пластинами светлых литийсодержащих слюд, столбчатыми и игольчатыми кристаллами и их срастаниями щелочного берилла от светло-голубого до синего цвета (рисунок 3.3.9 а), редко – мелкими кристаллами и агрегатами желтого и желтовато-коричневого гельвина. Часто полости полностью или частично заполнены светло-серым пластинчатым кальцитом [150].



Рисунок 3.3.9. Берилл из пегматитовой жилы Шахдаринская: а)- светло-синий игольчатый натро-цезиевый берилл. Ширина поля зрения 6 см; б) кристалл кварца из мелкого занорыша с нарастающими на него призматическими кристаллами берилла. Размер образца 4x2.5x2 см.

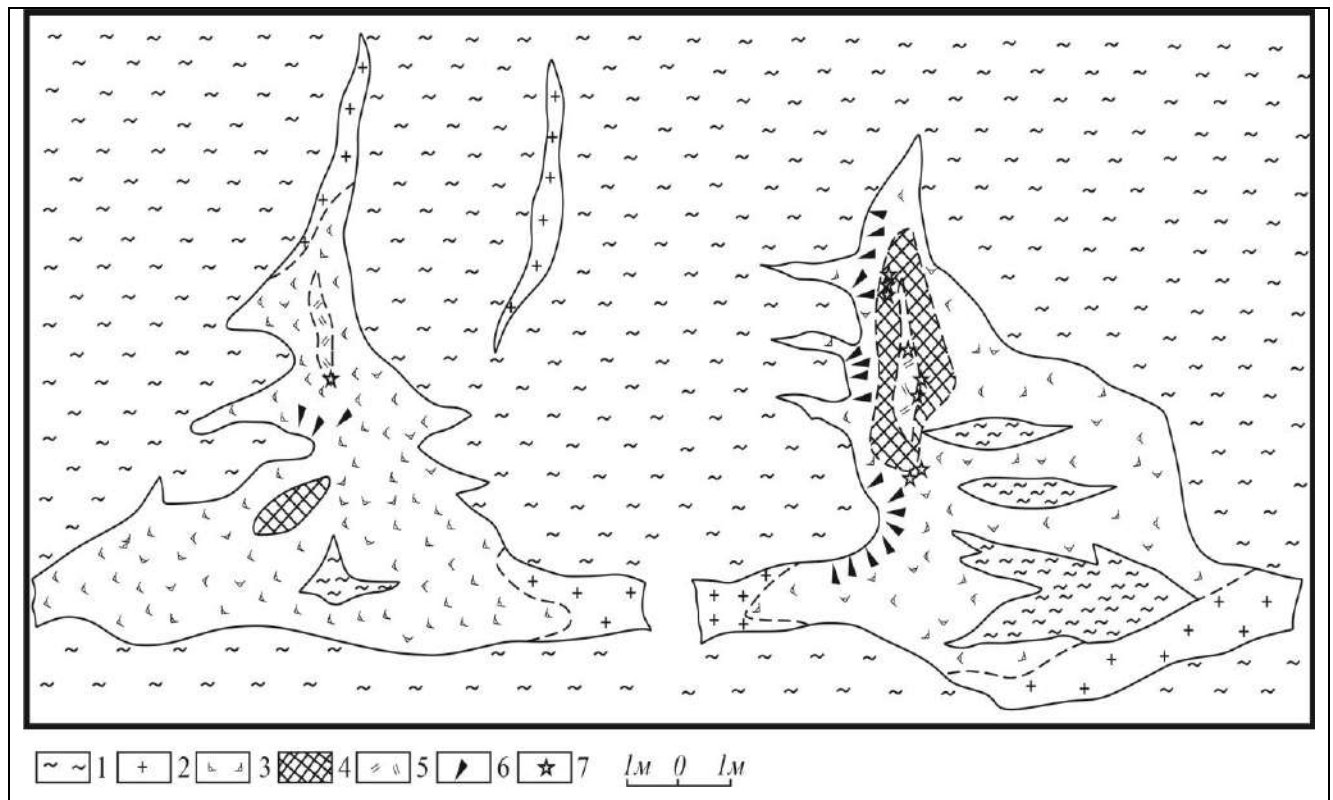


Рисунок 3.3.10. Схема строения Шахдаринской жилы. 1-биотитовые гнейсы, 2-пегматит гранитной структуры, 3-неравнозернистый пегматит с участками графической структуры, 4- мелкоблоковый пегматит, 5- альбит-лепидолитовый замещающий комплекс, 6-конусовидные кристаллы директивно ориентированного шерла, 7-занорыши [95]

3.4. Намангутское пегматитовое поле

Намангутское пегматитовое поле расположено на крайнем юго-западе Памира между райцентром Ишкашим и к. Намангути-боло. В геологическом строении поля принимает участие толща филлитовидных сланцев и кварцитов верхнего триаса, смятая в синклинальную складку северо–северо-восточного простирания с узким восточным крылом шириной 2 км и широким западным - ~7 км. На флангах поля толща прорвана двумя массивами двуслюдяных гранитов, пересечена крупной дайкой микродиоритов, пегматитовыми и кварцевыми, жилами, дайками лампрофиров (рисунок 3.3.1.).

На площади Намангутского пегматитового поля развиты отложения триасовой и четвертичной систем, а на прилегающей территории, кроме того, присутствуют метаморфические породы даршайской, хорогской и гармчашминской свит шахдаринской серии [2], [118], [145], [120], [121].

Верхнетриасовые отложения Намангутского поля представлены биотитовыми кварцитами с прослоями слюдяных сланцев и амфиболитов и микрокристаллическими сланцами с прослоями кварцитов. Мощность толщи не менее 1.5 км. Амфиболиты образуют

редкие прослои среди кварцитов. Они состоят из агрегата ориентированных в одном направлении кристаллов роговой обманки (около 80%), плагиоклаза, кварца и биотита. В большом количестве присутствует сфен. Макроскопически в филлитовидных сланцах отмечаются ставролит и андалузит. Вторичные – мусковит по биотиту, хлорит по биотиту и турмалину.

Четвертичные отложения на площади Намангутского пегматитового поля представлены верхнечетвертичными озерно-ледниковыми и аллювиальными отложениями. Помимо этого, широко развиты современные аллювиальные, пролювиальные и делювиально-коллювиальные отложения.

Интрузивные образования в Намангутском пегматитовом поле представлены двумя массивами двуслюдяных гранитов: восточным – Намангутским и западным - Ринским. В средней части Намангутского пегматитового поля, на восточном борту сая Дашти-Сулайман кварциты сечет крупное тело кварцевых габбро размером 2х0,5 км. Намангутский и Ринский массивы - мелкие куполовидные выступы крупного гранитного интрузива, протягивающегося на многие километры по левому берегу р. Пяндж на территории Афганистана. Площадь выходов Намангутского массива ~2,5 км². С запада граниты прорывают филлитовидные сланцы, а с севера и северо-востока - контактируют с породами шахдаринской кристаллической серии по разлому, причем контакт почти повсюду перекрыт четвертичными отложениями. Площадь обнаженной части Ринского массива около 1 км². Оба интрузива слагают граниты двух фаз. Первая фаза - двуслюдяные гнейсо-граниты и гнейсовидные граниты. Вторая фаза – массивные лейкократовые двуслюдяные и мусковитовые граниты пегматоидного облика с обилием шлировых выделений пегматитов. Гнейсовидный облик граниты второй фазы приобретают только в зоне надвига. Граниты по составу высокоглиноземистые, обычно двуслюдяные, содержат гранат, андалузит и ставролит. Пегматоидные граниты второй фазы местами сменяются шлировыми пегматитами неправильной формы, достигающие местами 15 м в поперечнике. Гнейсо-граниты первой фазы прорваны густой сетью пегматитовых и аплит-пегматитовых жил, вероятно сопряженные с гранитами второй фазы. В приконтактных частях массивов нередко появляются порфировые выделения калишпата. Наиболее образования – жилы молочно-белого кварца, содержащие сноповидные выделения шерла.

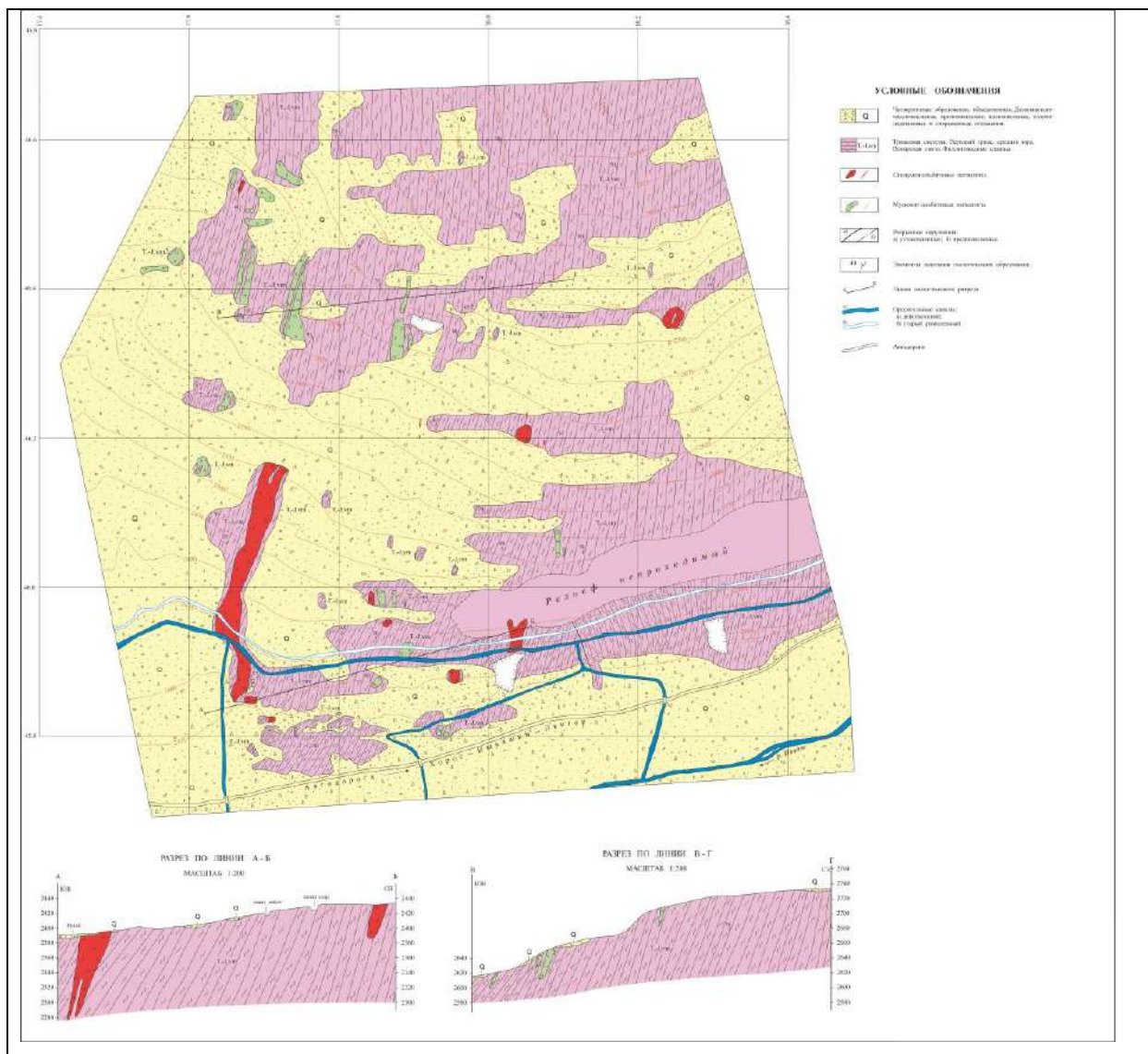


Рисунок 3.4.1. Схематическая геолгическая карта участка Главного Намангутского пегматитового поля. Показано размещение микроклин-альбитовых и альбит - сподуменовых пегматитов. Масштаб 1:2000. (По материалам М. Палавонова, М. Мамадвафоева) [118], [145].

На площади Намангутского поля наибольшее количество пегматитовых тел встречены на участке «Главный» и «Придорожный». Автор в 2017 - 2019 гг посещал эти пегматиты и более подробно изучил пегматитовые тела участка «Главный». Детальные сведения о пегматитах Намангутского поля приведены в работах Л.Н. Россовского М.М. Мамадвафоева и др., [178], [186], [185], [118], [119], [117].



Рисунок. 3.4.2. Общий вид участка Главный Намангутского пегматитового поля. Фото автора

Участок Главный расположен в 2 км западнее кишлака Намангути-Поён, непосредственно у автодороги Хорог-Ишкашим-Лянгар (рисунок 3.4.2.). На данном участке по результатам геологических работ и проходке поверхностных горных выработок выделены пегматиты сподумен-альбитовые, альбитизированные и интенсивно грейзенизированные. Морфология сподумен-альбитовых пегматитов - плитообразная, штокообразная и линзовидная (рисунок 3.4.3.). Плитообразные тела сподуменовых пегматитов залегают согласно с вмещающими филлитовидными сланцами, имеют крутое падение и выдержанную мощность по простиранию и падению. Форма штокообразных тел сподуменовых пегматитов изометричная, размеры 10-25 м. Пегматиты линзовидной формы залегают в основном согласно со сланцеватостью вмещающих толщ [145, 118]. Иногда в жилообразных телах просматривается ориентировка удлиненных кристаллов сподумена субперпендикулярно зальбандам. Большинство пегматитовых тел рассматриваемого типа без выраженной зональности, различные замещающие минеральные комплексы размещены хаотично.

Альбитизированные и грейзенизированные сподуменовые пегматиты широко распространены на площади участка в виде небольших тел 6-35 x 4-15м. Сподумен в них обычно сильно изменен, реже встречаются его хорошо образованные досковидные кристаллы (рисунок 3.4.4.). Вторичные текстуры замещения представлены агрегатами радиально-лучистого клевеландита или агрегатами сахаровидного альбита. Весьма характерно для этих

тел - интенсивное проявление процессов грейзенизации, нередко в приальбандовых участках [145]



а



б

Рисунок 3.4.3. Участок Главный, Намангутское пегматитовое поле: а-б) - мусковит-альбитовые пегматиты с касситеритом

Автором исследовались образцы пегматита из участка «Главный» Намангутского пегматитового поля. Образцы пегматита представляют собой лейкократовую, практически белую мелко-среднезернистую породу, состоящую из кварца (5-10%), мусковита (10-15%) и удлиненных таблитчатых сдвойникованных лейст альбита. Границы между кристаллами этих минералов – индукционные поверхности совместного роста. Кварц пегматитов представлен округлыми изометричными зернами со слабо волнистым погасанием. Размеры его зерен в основной ткани породы от 0.2 до 1 мм, реже встречаются участки сегрегации кварцевых индивидов, образующих агрегаты с размерами отдельных зерен до 10 мм. Альбит образует удлиненные таблитчатые сдвойникованные зерна 0.3-1.5 мм длиной. По составу это чистый альбит (SiO_2 -68.88, Al_2O_3 -19.36, CaO -0.10, Na_2O -11.94, сумма-100.28; $\text{Na}_{1.01}\text{Al}_{0.99}\text{Si}_{3.00}\text{O}_8$). Мусковит в породе в основном представлен чешуйками, соизмеримыми по размерам с лейстами альбита, а в участках сегрегации зерен кварца более крупными пластинчатыми индивидами и их сростками. Химический состав и формула мусковита: SiO_2 - 45.99, Al_2O_3 - 37.72, FeO - 0.58, MgO - 0.03, K_2O - 10.48, F- 0.25. $\text{K}_{0.89}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{2.95}\text{Si}_{3.05}\text{O}_{10}(\text{OH}_{0.88}\text{F}_{0.12})$. Акцессорные минералы пегматитов - касситерит, минералы серии колумбит-танталит, циркон, фторапатит, уранинит и др. В количественном отношении доминирует [133], [131], [127] (рисунок 3.4.6.). Образец ПН-1625-1 сложен мелко-среднезернистым, неравномерно-зернистым агрегатом кварца (5-10%), мусковита (10-15%) и альбита (рисунок 3.4.5.).

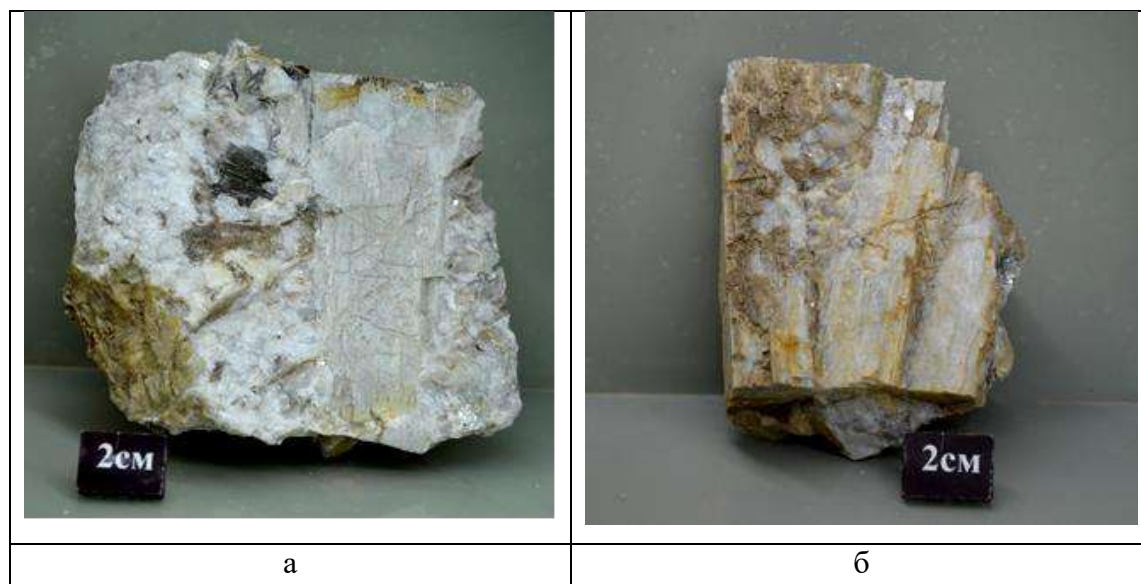


Рисунок 3.4.4. Штуфные образцы с кристаллами сподумена из участка Главный, Намангутское пегматитовое поле: а - б - фрагмент сростка кристаллов сподумена. Фото автора

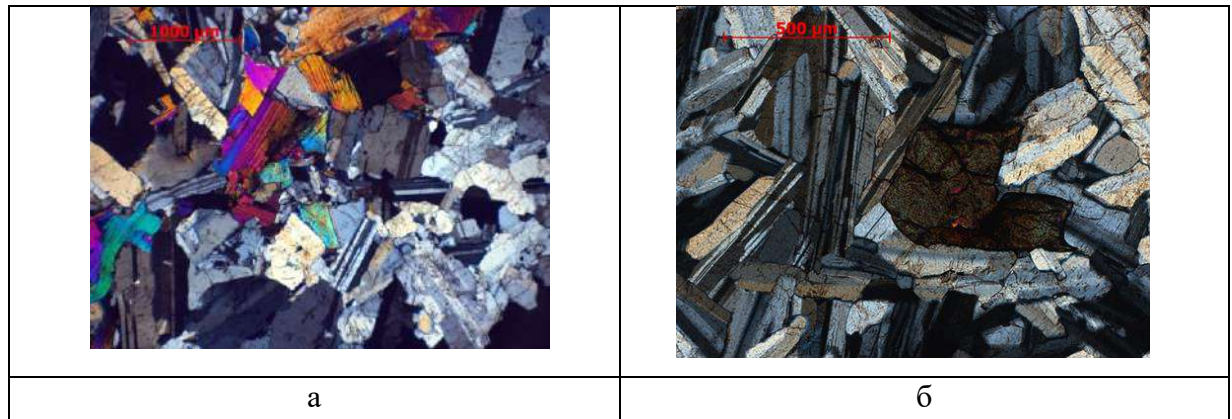


Рисунок 3.4.5. Образцы мусковит-альбитовых пегматитов из Намангутского поля с касситеритом. Прозрачно-полированные шлифы №1625-1 и №1625-3 в проходящем свете в скрещенных николях; а) - агрегат сдвойникованных лейст альбита, изометричных зерен кварца и выделений мусковита, частично идиоморфных по отношению к альбиту, а частично явно ксеноморфных. Характер границ зерен всех минералов, вероятно, индукционный, что говорит об их одновременной кристаллизации; б) – агрегат из лейст альбита и относительно редких изометричных зерен кварца. Крупное зерно в центре с высоким рельефом и высокими интерференционными окрасками – сросток кристаллов касситерита. Фото автора

Альбит образует удлиненные таблитчатые сдвойникованные зерна 0.3-1.5 мм длиной. Кварц составляет округлые изометричные зерна со слабо волнистым погасанием. Размеры зерен кварца в основной ткани породы от 0.2 до 1 мм, реже встречаются участки сегрегации кварцевых индивидов, образующих агрегаты до 3 – 10 мм. Мусковит в основном представлен зернами, соизмеримыми по размерам с лейстами альбита, а в участках сегрегации зерен кварца более крупными пластинчатыми индивидами и их сростками.

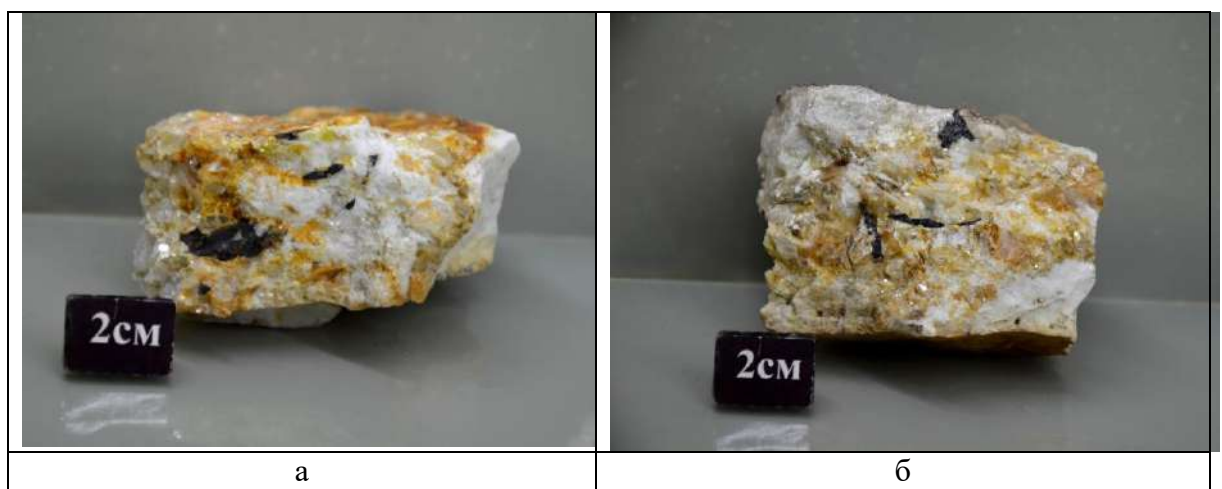


Рисунок 3.34.6. Образцы мусковит-альбитовых пегматитов из Намангутского поля: а -б) - относительно крупные выделения касситерита. Фото автора

Участок Придорожный расположен напротив кишлака Дашти-Сулаймон. На этом участке в ходе геологических работ выявлены 15 жил альбитизированных плагиоклазо-микроклиновых и биотит-мусковитовых пегматитов. В 2013 г. некоторые пегматитовые жилы были вскрыты горными выработками (канавами) и часть из них опробованы. Контакты пегматитовых тел с вмещающими сланцами обнажены только в восточной части участка (рисунок 3.4.7.). В этом месте пегматитовые жилы пересекают вмещающие породы под небольшим углом к простиранию, и залегают с азимутом падения 120^0 под углом $50-60^0$ [145], [118]. Структура пегматитов преимущественно пегматоидная, реже гранитная, текстура массивная. Основная часть тела представлена биотит-мусковитовым, реже плагиоклазовым пегматитом с шерлом и гранатом. По составу жилы альбитовые, содержание альбита в них около 70%, мусковита не более 15%, кварц развит повсеместно в виде линзовидных выделений и составляет не более 20%.



Рисунок 3.4.7. Участок Придорожный. а – турмалинизированные сланцы на контакте с пегматитом; б - резкий контакт пегматита с филлитовидными сланцами. Фото автора

Глава 4. Минералогия рубидия и цезия в гранитных пегматитах Памира

4.1. Геохимия и минералогия рубидия и цезия

Цезий был открыт в 1860 году спектральным анализом Р.В. Бунзеном и Г.Р. Кирхгоффом (создателями метода оптической спектроскопии) и получил своё название по цвету характерных линий в спектре: caesius – небесно-голубой (лат.). Цезий – первый химический элемент, открытый этим методом. Он был установлен при анализе осадка после упаривания минеральных вод Крейцнаха и Дюркгейма. В 1861 году изучение состава лепидолита из Розены привело к открытию еще одного нового элемента. На этот раз были найдены линии в темно-красной части спектра и элемент получил название рубидий от латинского rubidus – красный. Для получения соединений этих элементов и изучения их свойств Р.В. Бунзен выпарил свыше 40 м³ вод минеральных источников, затем из упаренного раствора высадил хлорплатинаты К, Rb и Cs и методом фракционной кристаллизации из наименее растворимых хлорплатинатов получил хлориды рубидия и цезия. Бунзену удалось получить амальгаму рубидия, а затем и металлический рубидий и описать его свойства. Металлический цезий, однако, Р. Бунзену получить не удалось. Эту задачу позднее в 1882 году решил Сеттерберг [161].

Цезий и рубидий – крайне реакционноспособные щелочные металлы: воспламеняются на воздухе. Это металлы с низкой плотностью: у цезия 1.90, у рубидия 1.53 г/см³. Температура плавления цезия 28.4°С, рубидия 39.5°С. Электронная конфигурация рубидия – [Kr]5s¹; цезия – [Xe]6s¹. Ионные радиусы для КЧ=6 и КЧ=8 составляют у Rb⁺ 1.52 и 1.61, а у Cs⁺ 1.67 и 1.74 Å соответственно. Потенциалы ионизации у рубидия и цезия очень низкие, отдавая свой единственный валентный электрон, они образуют одновалентные катионы.

Рубидий значительно более распространенный элемент земной коры, чем цезий. Кларк Rb – 15 x 10⁻³ мас. %, кларк Cs – 0.3 x 10⁻³ мас. %. Рубидий, в отличие от цезия, наиболее типичный рассеянный элемент. Большая доля рубидия рассеяна в минералах калия.

Наибольшие концентрации рубидия известны в гранитных пегматитах, где он в основном входит в качестве изоморфной примеси в минералы группы слюд и К-Na полевые шпаты. В настоящее время известно три минерала рубидия (таблица 4.1.2.), все они открыты в редкометальных пегматитах. Крайне интересный механизм образования рубидиевых минералов

Таблица 4.1.1

Минералы рубидия

1 Раманит-(Rb) Ramanite-(Rb)	Rb[B ₅ O ₆ (OH) ₄]*2H ₂ O
2 Рубиклин Rubicline	Rb(AlSi ₃ O ₈)
3 Волошинит Voloshinite	Rb(LiAl _{1.5} □ _{0.5})(Al _{0.5} Si _{3.5})O ₁₀ F ₂

в поллучитоносных пегматитах предложен И.В. Пековым с коллегами, суть которого заключается в том, что Rb при образовании пегматита входил в высокотемпературный поллучитовый твердый раствор, а при снижении температуры высвобождался из поллучита в результате реакции с водным флюидом и образовал собственные фазы [160], [159].

Таблица 4.1.2

Распределение Cs в горных породах верхней части континентальной коры [48]

Горные породы	Масса горных пород, %	Среднее содержание Cs, г/т	Доли массы Cs, %
Пески и песчаники	5.11	8.4	7.8
Глины и глинистые сланцы	10.4	13	24.58
Карбонатные породы	3.85	2.8	1.96
Кремнистые породы	0.33	3.8	0.23
Эвапориты	0.26	1.2	0.06
Кислые вулканы	0.44	15	1.2
Средние вулканы	1.13	6.7	1.38
Основные вулканы	2.11	2.8	1.07
Граниты	8.21	7.3	10.9
Гранодиориты	3.38	3.6	2.21
Базиты	1.5	2.5	0.68
Сиениты	0.05	7	0.06
Ультрабазиты	0.05	0.1	< 0.01
Метапесчаники	2.92	2	1.06
Парагнейсы и парасланцы	30.56	3.9	21.67
Метакарбонатные породы	1.13	2	0.41
Железистые породы	0.38	0.3	0.02
Гранито-гнейсы	23.21	5	21.1
Метариолиты	0.66	7*	0.84*
Метаандезиты	1.03	4*	0.75*
Метабазиты	3.29	3.4	2.03
Верхняя часть континентальной коры	100	5.5	100
Осадочные породы	19.95	9.5	34.63
Вулканогенные породы	3.68	5.4	3.65
Осадочный слой	23.63	8.9	38.28
Магматические породы гранитно-гнейсового слоя	13.19	5.8	13.85
Параметаморфические породы	34.99	3.6	23.16
Ортометаморфические породы	28.19	4.8	24.72
Гранитно-гнейсовый слой	76.37	4.4	61.73

Цезий в природе находится не только в рассеянном состоянии, но и образует довольно многочисленные собственные минералы, так как большой ионный радиус Cs^+ сильно затрудняет изоморфное вхождение в минералы более распространенного калия. Распределение

цезия в горных породах верхней части континентальной коры рассмотрено в работе Н.А. Григорьева [48] и приведено в таблице 4.1.2.

Наиболее высокие концентрации цезия, так же, как и рубидия, известны в редкометальных пегматитах. Главным минералом цезия в гранитных пегматитах является поллуцит $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$. Значительная роль в концентрировании цезия в ряде пегматитов принадлежит щелочному бериллу – воробьевиту, литиевым слюдам – лепидолиту. Минералы цезия и Cs-содержащие минералы встречаются также в щелочных массивах, из которых

Таблица 4.1.3

Минералы цезия

1 Цезийфармакосидерит Cesiumpharmacosiderite	$\text{CsFe}_4[(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4]*4\text{H}_2\text{O}$
2 Цезиодимит Cesiodymite	$\text{CsKCu}_5\text{O}(\text{SO}_4)_5$
3 Цезиокенопирохлор Cesiokenopyrochlore	$\square\text{Nb}_2(\text{O},\text{OH})_6(\text{Cs},\square)$
4 Цезплюмтантит Cesplumtantite	$(\text{Cs},\text{Na})_2(\text{Pb},\text{Sb}^{3+})_3\text{Ta}_8\text{O}_{24}$
5 Фторапофилит-(Cs) Fluorapophyllite-(Cs)	$\text{CsCa}_4(\text{Si}_8\text{O}_{20})\text{F}*8\text{H}_2\text{O}$
6 Галхаит Galkhaite	$(\text{Hg}_5\text{Cu})\text{CsAs}_4\text{S}_{12}$
7 Гармит Garmite	$\text{CsLiMg}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}_2$
8 Горбуновит Gorbunovite	$\text{CsLi}_2(\text{Ti},\text{Fe})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH},\text{O})_2$
9 Джонкойвулаит Johnkoivulaite	$\text{Cs}[\text{Be}_2\text{B}]\text{Mg}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$
10 Кирхгоффит Kirchhoffite	$\text{Cs}(\text{BSi}_2\text{O}_6)$
11 Крейтерит Kreiterite	$\text{CsLi}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}_2$
12 Цезийкуплетскит Kupletskite-(Cs)	$\text{Cs}_2\text{NaMn}_7^{2+}\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_4\text{F}$
13 Лондонит Londonite	$(\text{Cs},\text{K},\text{Rb})\text{Al}_4\text{Be}_4(\text{B},\text{Be})_{12}\text{O}_{28}$
14 Маргаритасит Margaritasite	$(\text{Cs},\text{K},\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2*\text{H}_2\text{O}$
15 Маккриллиссит Mccrillisite	$\text{NaCs}(\text{Be},\text{Li})\text{Zr}_2(\text{PO}_4)_4*1-2\text{H}_2\text{O}$
16 Менделеевит-(Ce) Mendeleevite-(Ce)	$\text{Cs}_6(\text{Ce}_{22}\text{Ca}_6)(\text{Si}_{70}\text{O}_{175})(\text{OH},\text{F})_{14}(\text{H}_2\text{O})_{21}$
17 Менделеевит-(Nd) Mendeleevite-(Nd)	$\text{Cs}_6[(\text{Nd},\text{REE})_{23}\text{Ca}_7](\text{Si}_{70}\text{O}_{175})(\text{OH},\text{F})_{19}(\text{H}_2\text{O})_{16}$
18 Нанпингит Nanpingite	$\text{CsAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH},\text{F})_2$
19 Одигитриаит Odigitriaite	$\text{CsNa}_5\text{Ca}_5[\text{Si}_{14}\text{B}_2\text{O}_{38}]\text{F}_2$
20 Паутовит Pautovite	CsFe_2S_3
21 Пеззотаит Pezzottaite	$\text{Cs}(\text{Be}_2\text{Li})\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$
22 Поллуцит Pollucite	$(\text{Cs},\text{Na})_2(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12})*2\text{H}_2\text{O}$
23 Раманит-(Cs) Ramanite-(Cs)	$\text{Cs}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4]*2\text{H}_2\text{O}$
24 Сенкевичит Senkevichite	$\text{CsKNaCa}_2\text{TiO}[\text{Si}_7\text{O}_{18}](\text{OH})$
25 Соколоваит Sokolovaite	$\text{CsLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}_2$
26 Телюшенкоит Telyushenkoite	$(\text{Cs},\text{Na},\text{K})\text{Na}_6[\text{Be}_2\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{39}]\text{F}_2$
27 Зеравшанит Zeravshanite	$\text{Na}_2\text{Cs}_4\text{Zr}_3[\text{Si}_{18}\text{O}_{45}]*2\text{H}_2\text{O}$

наибольшим разнообразием минералов цезия выделяется Дарай-Пиёзский массив в Таджикистане (Агаханов, 2010) [1]. В породах этого массива открыто 13 собственных

силикатов цезия из 18 известных (таблица 4.1.3.). Реже цезиевые минералы кристаллизуются в пегматитах ультрааппаитовых пород (паутовит), в низкотемпературных ртутных месторождениях (галхаит), весьма редко – в возгонах вулканов (авогадрит, аверьевит) и гипергенных образованиях (маргаритасит).

До обнаружения цезия в галхаите $(\text{Hg}_5\text{Cu})\text{CsAs}_4\text{S}_{12}$ и открытия наиболее богатого цезием минерала - паутовита CsFe_2S_3 цезий рассматривался только как типичный литофильный элемент. Выявление сульфидов цезия показало, что цезий проявляет и халькофильные свойства.

Применение цезия и рубидия. Цезий и рубидий используются при изготовлении фотоэлементов и фотоэлектронных умножителей, без которых невозможно приборостроение. Иодид цезия применяется в качестве сцинтиллятора для детекторов ионизирующих излучений и является оптическим материалом для приборов ночного видения. Цезий – теплоноситель в атомных реакторах и турбоэнергетических установках. На основе цезия созданы эффективные катализаторы для синтеза аммиака, серной кислоты, ряда органических соединений (бутадиена, бутанола, муравьиной кислоты и др.). Радиоактивный ^{137}Cs применяется в гамма-дефектоскопии и радиоизотопных источниках тока. Цезий, рубидий и сплавы на их основе находят применение в качестве газопоглотителей (геттеров) в различных вакуумных приборах. В рентгентехнике соединения рубидия и цезия применяются для увеличения адсорбции рентгеновых лучей экранами из ZnS , с этой целью применяют добавки галогенидов (лучшие результаты дает CsJ). В оптике применяются CsJ и CsBr , из кристаллов которых изготавливаются призмы, используемые при измерении частот колебаний в далекой инфракрасной области спектра. Оптические элементы из CsJ или CsBr в инфракрасном спектрометре позволяет снимать спектры в области 25—30 мк. Применение солей цезия в ИК-спектроскопии считается одной из важнейших областей их использования.

4.2. Минералогия рубидия и цезия в описываемых пегматитах Памира

При изучении минералогии редких элементов в пегматитах Шахдаринского, Кукуртского и Намангутского пегматитовых полей собственных минералов рубидия встречено не было. По этой причине и по тому, что геохимия рубидия в пегматитах Памира изучена довольно хорошо, ниже будут приведены собственные результаты только как примеры рассеяния рубидия в слюдах. В пегматитах Намангутского поля в результате работ 1959-61 гг Ваханской поисково-ревизионной партии и методической комплексной партии Геологоразведочного треста № 1 оценены ресурсы рубидия. Большой объем работ по изучению распределения рубидия (и цезия) в пегматитах Памира различной формационной принадлежности проведен С.И. Коноваленко [95]. По его данным, наиболее богаты рубидием сподумен-альбитовые жилы в сланцах ($\text{Rb} - 0.33$ мас. %), наименьшее содержание рубидия

зафиксировано в плагиоклаз-микроклиновых жилах в сланцах и гранитах ($Rb = 0.10 \pm 0.04$ мас. %). Достаточно подробно изучено распределение рубидия и цезия в породообразующих минералах гранитных пегматитов: в калиевом полевоом шпате из Вездаринской жилы на Юго-Западном Памире содержание (в мас. %) Rb 0.035-0.32, Cs 0.0004-0.13 [95] в калиевом полевоом шпате из пегматита Амазонитовый на Восточном Памире содержания Rb 0.09-0.85, Cs 0.003-0.03% [162]. Содержание рубидия и цезия в биотите зависит от глубинности формирования пегматитов: в малоглубинных пегматитах Rb_2O (в мас. %) 0.05-0.17; Cs_2O 0.004-0.026; в среднеглубинных пегматитах Памира Rb_2O 0.050-0.104; Cs_2O 0.005-0.056. Наибольшее богат рубидием и цезием биотит в мусковитовых редкометальных и миароловых пегматитах: Rb – 430 -4755 г/т, Cs – 28 – 5942 г/т [95]. Биотит Шахдаринской жилы по данным Е.Н. Соколоваой с соавторами содержит 0.08-0.15 мас. % Rb_2O [206]. Еще более высокие содержания рубидия и цезия установлены в литиевых слюдах: Вездаринской жилы - Rb_2O – 0.52; Cs_2O – 0.63 мас. %; в пегматитах Намангутского поля - Rb_2O – 0.15 мас. % [95], в Шахдаринской жиле Rb_2O 1.01–1.22, Cs_2O – 0.11-0.74 мас. % [206]. Большой объем работ по геохимии рубидия и цезия выполнен по пегматитам Намангутского рудного поля, а для некоторых рудных тел подсчитаны запасы рубидия по категории C2 при проведении Памирской ГРЭ поисково-оценочных работ в 2012-2013 гг. Подробный анализ распределения редких литофильных элементов, включая рубидий и цезий, в микроклин-альбитовых пегматитах участка Главный Намангутского рудного поля выполнил М.М. Мамадвафоев с соавторами [117].

Исследование Rb , Cs , Li в минералах пегматитов сопряжено с рядом осложнений. Первая сложность заключается в том, что несмотря на довольно легкое и весьма чувствительное определение Rb , Cs , Li в минералах методами пламенной фотометрии, атомной абсорбции, ICP-MS и кроме Rb – методами ICP-OES, эти определения не являются в строгом смысле локальными и полученные данные (даже при лазерном отборе – LA –лазерной абляции) относятся к какому-то объему зерна, кристалла или даже пробы. Большей локальностью, но меньшей чувствительностью, обладают методы EPMA, что не позволяет определять Rb , Cs на уровне $n \cdot 10 - n \cdot 10^2$ г/т, а Li не может быть количественно определен и при его содержаниях в целые проценты. Ионный микрозонд (SIMS) еще мало доступен для проведения массовых аналитических работ. Распределение же элементов-примесей в кристаллах минералов почти всегда зонально и, что еще более важно, секториально. Из этого следует, что некоторые понятия о поведении примесных элементов, таких как коэффициенты распределения, корреляционные зависимости являются только первыми приближениями и осложнены кристаллохимическими факторами, выражающимися в анатомии индивидов. В качестве примеров, приведем карты распределения элементов (рисунок 4.2.1.) в кристалле литиевой слюды из полости в пегматите Шахдаринской жилы, Юго-Западный Памир, в которой по

данным LA-ICP-MS содержания Cs_2O от 0.01 до 0.4, а Rb_2O от 0.44 до 1.2 мас. %. Как хорошо видно на рентгеновских картах, ярко проявлено неоднородное распределение рубидия и цезия в различных секторах и особенно – в различных зонах роста кристалла лепидолита. Другим примером является весьма необычный светло-синий высокожелезистый цезиевый берилл длиннопризматического габитуса Шахдаринской пегматитовой жилы (рисунок 4.2.2.). По нашим данным содержание Cs_2O в этом берилле достигает 3.1 мас. % (по данным электронно-зондового анализа EPMA), а содержание Rb_2O – 0.01 – 0.02 мас. % (LA-ICP-MS, EPMA). Как и в случае лепидолита, в кристаллах берилла проявлена резко выраженная ростовую зональность в распределении элементов (рисунок 4.2.3.). Похожая ситуация в распределении рубидия и цезия установлена и в полихромном берилле из пегматита Малыш на Восточном Памире: светло-зеленая центральная часть кристаллов содержит Cs_2O 0.1-0.4 мас. % (EPMA), Rb – 60 ppm; светло-розовая внешняя зона – Cs_2O 0.7-0.9 мас. % (EPMA), Rb – 85 ppm (LA-ICP-MS).

Второе осложнение при изучении элементов-примесей в минералах, это трудность доказательства того, что примесь является изоморфной, а не связана с механическими включениями других фаз, наличием флюидных включений, не является сорбированной на дефектах и т.д. При низких содержаниях примесных элементов связь состав-физические свойства минерала не всегда можно выявить надежно. Высокие содержания цезия, иногда отмечаемые в слюдах пегматитов Памира, не всегда связаны с изоморфным замещением калия цезием (слишком большая разница в ионных радиусах K и Cs делает такой изоморфизм весьма ограниченным). Как будет показано ниже, в пегматите Дорожный на Восточном Памире в мусковите присутствуют микровростки собственно цезиевого минерала – фтористого аналога наньпингита.

В отличие от рубидия, для которого пока не выявлено собственных фаз в пегматитах Памира, цезий образует собственные минералы, обнаруженные в гранитных пегматитах Памира: поллуцит в Вездаринской жиле [96], [97], [26], [67] и два предположительно новых минерала, фтористый аналог **наньпингита** и минерал из группы сложных оксидов **вольфрамат цезия** – $\text{Cs}(\text{WNb})_2\text{O}_6$.

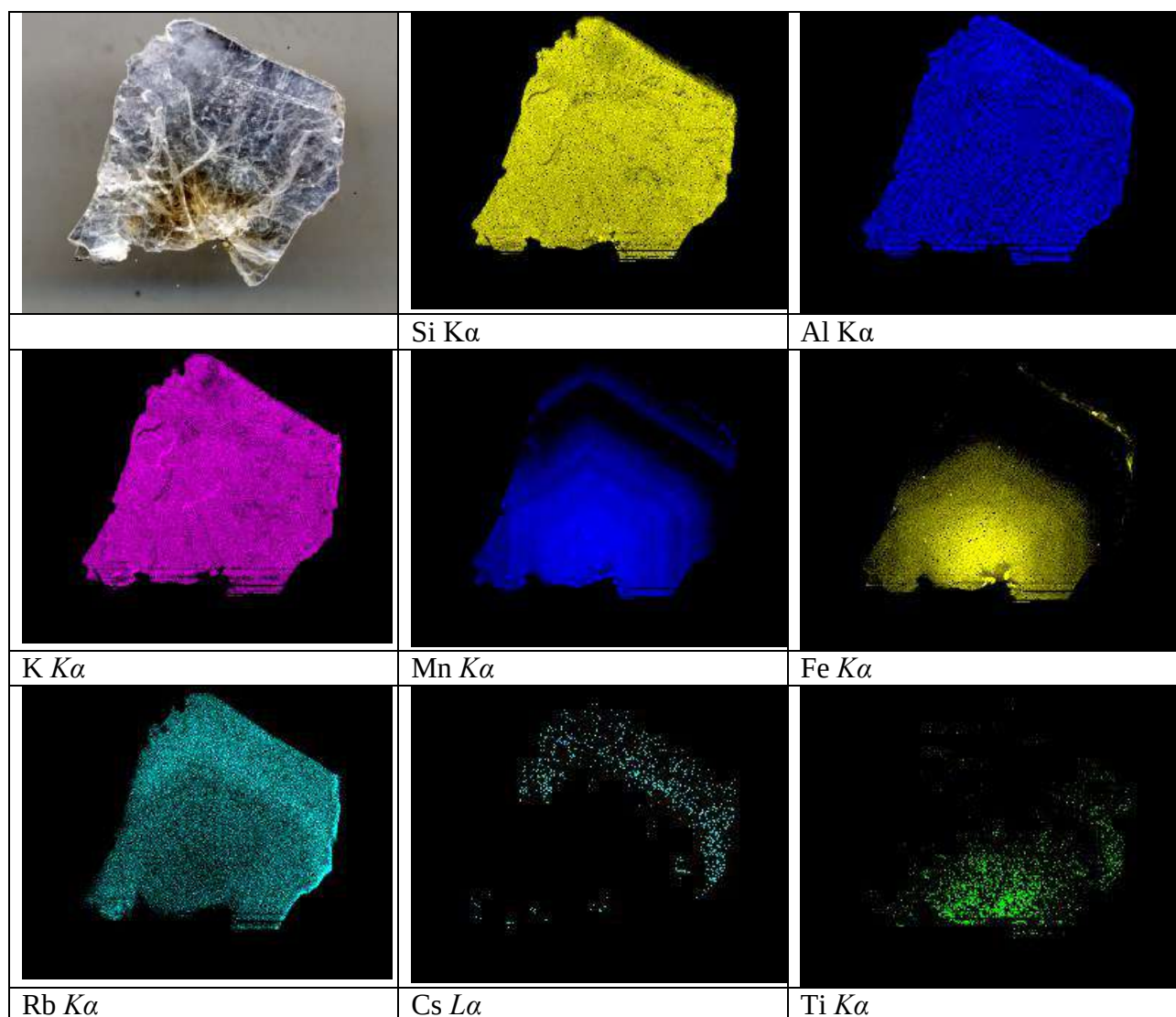


Рисунок 4.2.1. Зональный кристалл лепидолита из миароловой полости в гранитном пегматите Шахдаринской жилы. Сканированное изображение и рентгеновские карты распределения Si, Al, K, Mn, Fe, Rb, Cs, Ti в кристалле по данным микро-РФА. Поперечник кристалла – 35 мм.



Рисунок 4.2.2. Длиннопризматические кристаллы щелочного цезиевого берилла Шахдаринской пегматитовой жилы. Ширина поля зрения 8 мм.

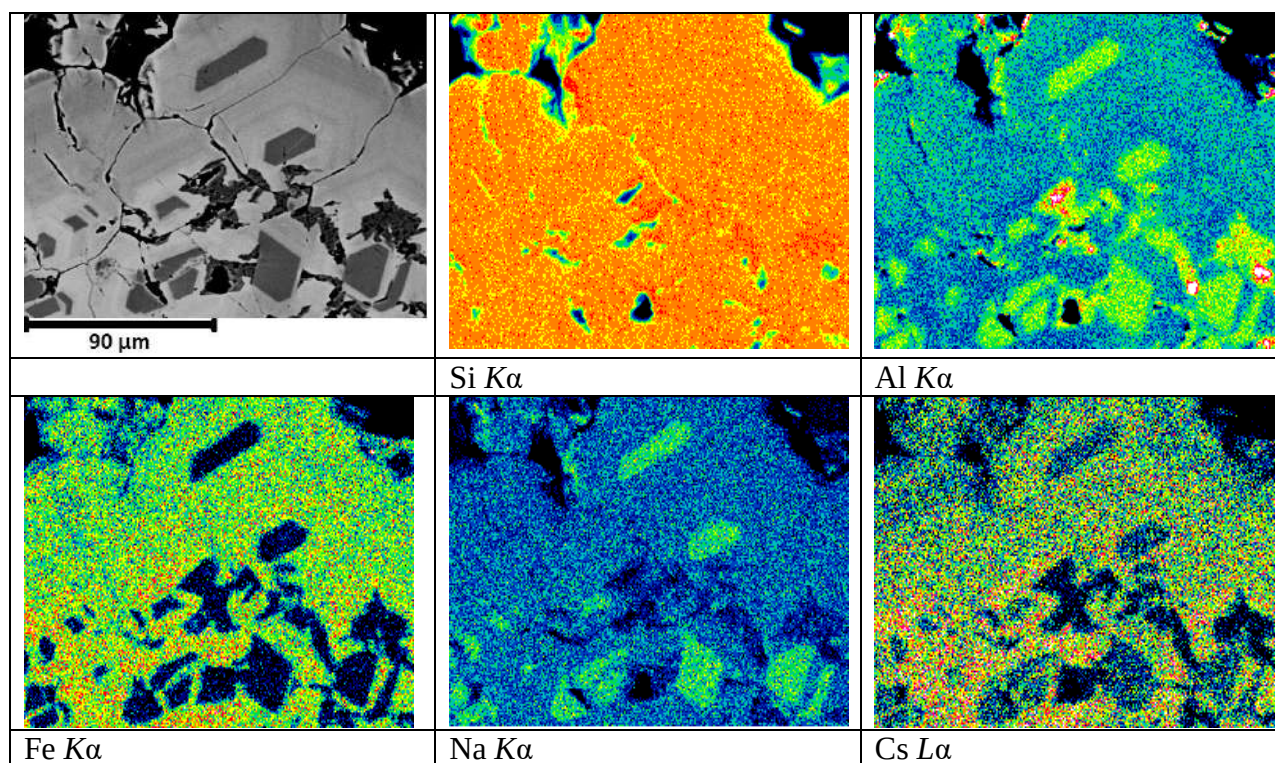


Рисунок 4.2.3. Поперечный срез агрегата кристаллов щелочного берилла Шахдаринской пегматитовой жилы в отражённых электронах и в характеристическом рентгеновском излучении Si, Al, Fe, Na, Cs.

Предположительно новый минерал – фтористый аналог наньпингита

В пегматите Дорожный на Восточном Памире в сростании с мусковитом (рисунок 4.2.4.) обнаружена предположительно новая цезиевая слюда - фтористый аналог наньпингита. Минерал обладает совершенной спайностью в одном направлении, характерной для слюд. Цвет минерала белый. Элементный состав Cs-слюды с Памира приведен в сравнении с составом

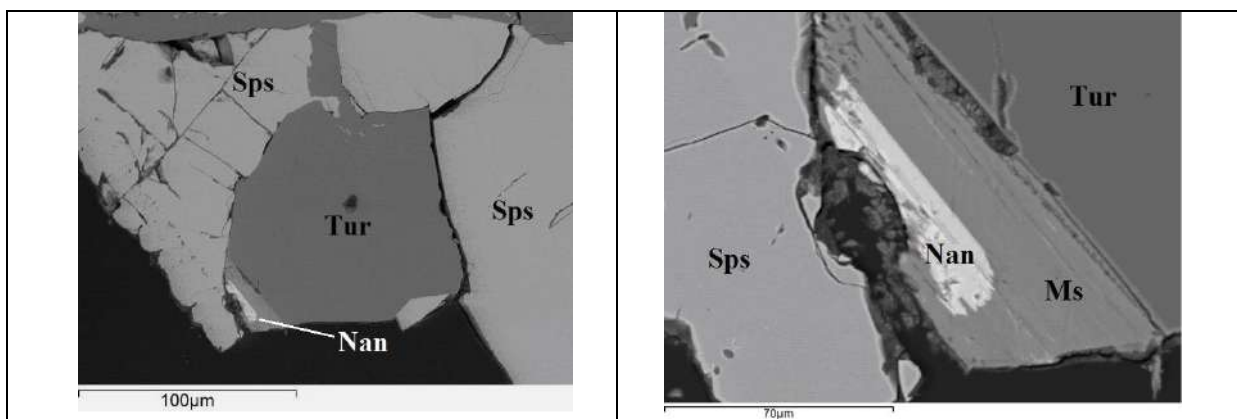


Рисунок 4.2.4. Сростание фтористого аналога наньпингита (Nan) с мусковитом (Ms) гранитного пегматита Дорожный в ассоциации с турмалином (Tur) и спессартином (Sps), в отраженных электронах. Справа – фрагмент левого снимка.

Таблица 4.2.1

Химический состав (мас. %) фтористого аналога наньпингита Памира и наньпингита Китая

Компонент	Памир					Китай [304]
	1	2	3	4	5	6
SiO₂	45.98	45.57	44.87	46.47	45.56	38.54
Al₂O₃	16.21	15.80	16.07	15.69	15.59	25.61
MnO	6.91	6.56	6.56	6.23	6.29	0.07
FeO	1.49	1.49	1.55	1.61	1.52	2.44
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	1.78
K₂O	1.66	1.54	1.59	1.83	1.85	0.53
Li₂O	-	-	-	-	-	0.44
Rb₂O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.25
Cs₂O	23.73	23.47	23.05	22.63	22.93	25.29
F	7.77	7.77	7.77	7.77	7.77	1.00
H₂O	-	-	-	-	-	3.27
сумма	103.75	102.20	101.46	102.23	101.51	99.23
-F=O	3.26	3.26	3.26	3.26	3.26	0.44
сумма	100.49	98.94	98.2	98.97	98.25	98.79
Число атомов в формуле при (O+F+OH)=12						
Si	3.78	3.80	3.77	3.84	3.82	3.16
Al IV	0.22	0.20	0.23	0.16	0.18	0.84
ΣT	4					
Al VI	1.35	1.36	1.36	1.36	1.36	1.64
Mn⁺²	0.48	0.47	0.47	0.44	0.45	-
Fe⁺²	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.17
Mg	-	-	-	-	-	0.22
Li	-	-	-	-	-	0.15
Σ	1.93	1.94	1.94	1.91	1.92	2.18
K	0.18	0.17	0.17	0.19	0.20	0.06
Rb	-	-	-	-	-	0.01
Cs	0.83	0.83	0.83	0.79	0.82	0.88
ΣA	1.01	1.00	1.00	0.98	1.02	0.95
F	2.02	2.05	2.06	2.03	2.06	0.26
OH	-	-	-	-	-	1.79
O	9.98	9.95	9.94	9.97	9.94	9.95

1- 5 – пегматит Дорожный, Восточный Памир; 6 – сподуменовый пегматит Наньпинг, Китай. В сумму анализа входят: TiO₂ – 0.002; CaO – 0.07 мас. % [304]

наньпингита с места первой находки в Китае (таблица 4.2.1.). Эмпирическая формула рассчитана на сумму Cs+K=1: (Cs_{0.82}K_{0.18})₁(Al_{1.35}Mn_{0.46}Fe_{0.10})_{1.86}(Si_{3.80}Al_{0.20})_{4.00}O_{9.97}F_{2.04}.

Поскольку корректность определения фтора в нашем минерале имеет решающее значение, то К-серия фтора была записана в сравнении с линией фтора в синтетическом фторфлогопите на кристалле LDE-1 при ускоряющем напряжении 10 кВ и приведена на рисунке 4.2.5.

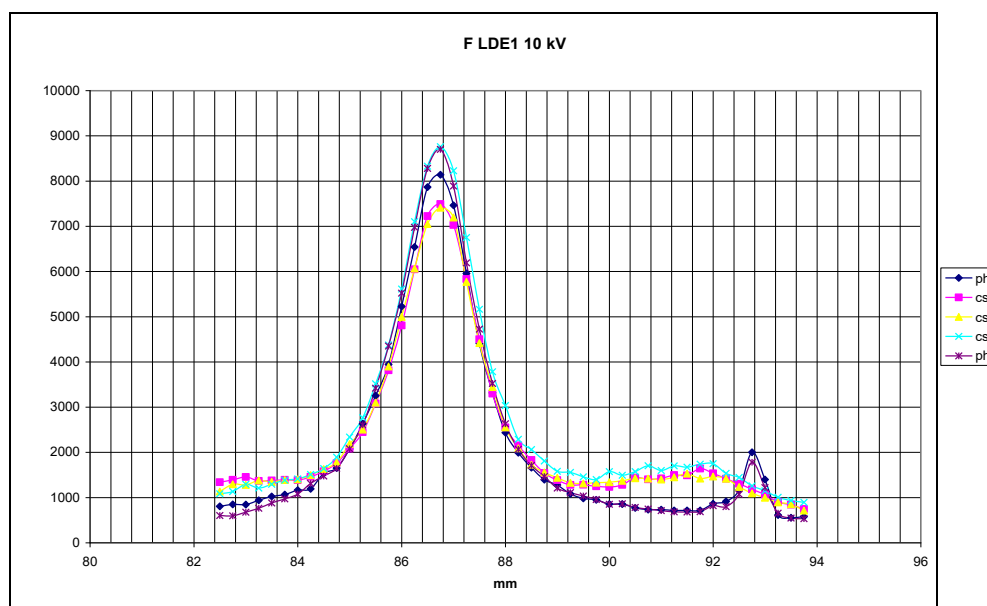


Рисунок 4.2.5. Запись линии фтора предположительно новой цезиевой слюды (Cs) в сравнении с линией фтора синтетического фторфлогопита (Ph) на кристалле-анализаторе LDE-1 при ускоряющем напряжении 10 кВ

Предположительно новый минерал – цезиевый вольфрамат $\text{Cs}(\text{W},\text{Nb},\text{Ti})_2\text{O}_6$

В пегматите Лесхозный Шахдаринского пегматитового поля из немагнитной фракции шлихов в сростании с пироксеном-микролитом установлена ранее неизвестная фаза из группы сложных оксидов – вольфрамат цезия. Минерал слагает изометричные зерна размером 50-80 мкм (рисунки 4.2.6, 4.2.7). Минерал бесцветный, прозрачный, хрупкий. В коротких и длинных ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. Минерал изотропный, показатель преломления выше жидкости Веста. Спектр отражения измерен на микроскопе-спектрофотометре UMSP-50 фирмы Opton. В качестве стандарта применялся аттестованный SiC. Вычисленный по величине отражения, показатель преломления минерала $n_{\text{выч.}} = 2.196(5)$. Изучение морфологии и предварительное определение состава проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-35CF фирмы JEOL с использованием Si(Li)-энергодисперсионного спектрометра и системы анализа ISIS фирмы Oxford при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе поглощенных электронов на металлическом никеле 1 нА. Количественные электронно-зондовые анализы выполнены на приборе JXA-733 фирмы JEOL с использованием волново-дисперсионных спектрометров при ускоряющем напряжении $U = 20$ кВ и токе зонда 20 нА (Таблица 4.2.3.). Эмпирическая формула рассчитана на 6 атомов кислорода: $(\text{Cs}_{0.96}\text{Na}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{0.98}(\text{W}_{1.05}\text{Nb}_{0.75}\text{Ta}_{0.16}\text{Ti}_{0.04})_{2.00}\text{O}_6$. Рентгеновское изучение данного минерала выполнено с помощью монокристалльного дифрактометра в лаборатории кристаллографии Санкт-Петербургского университета профессором О.И. Сийдра (таблица 4.2.2.). Спектр

комбинационного рассеивания минерала был получен сотрудником минералогического музея им. А.Е. Ферсмана В.Ю. Карпенко с использованием конфокального рамановского микроскопа JY Horiba XPlora Jobin с полированного зерна минерала (Рисунок 4.2.8.).

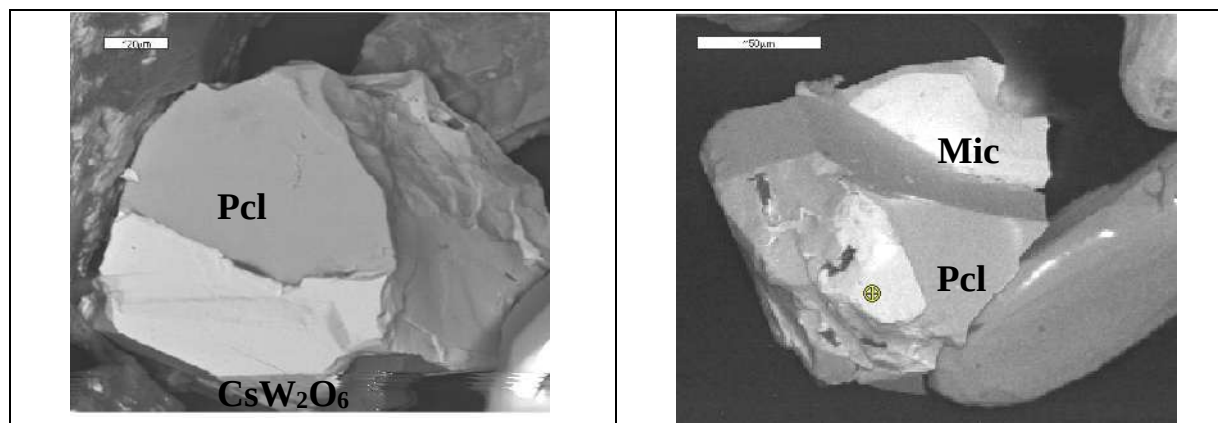


Рисунок 4.2.6. Вольфрамат цезия в сростании с пироксеном (Pcl) и микролитом (Mic). В отраженных электронах.

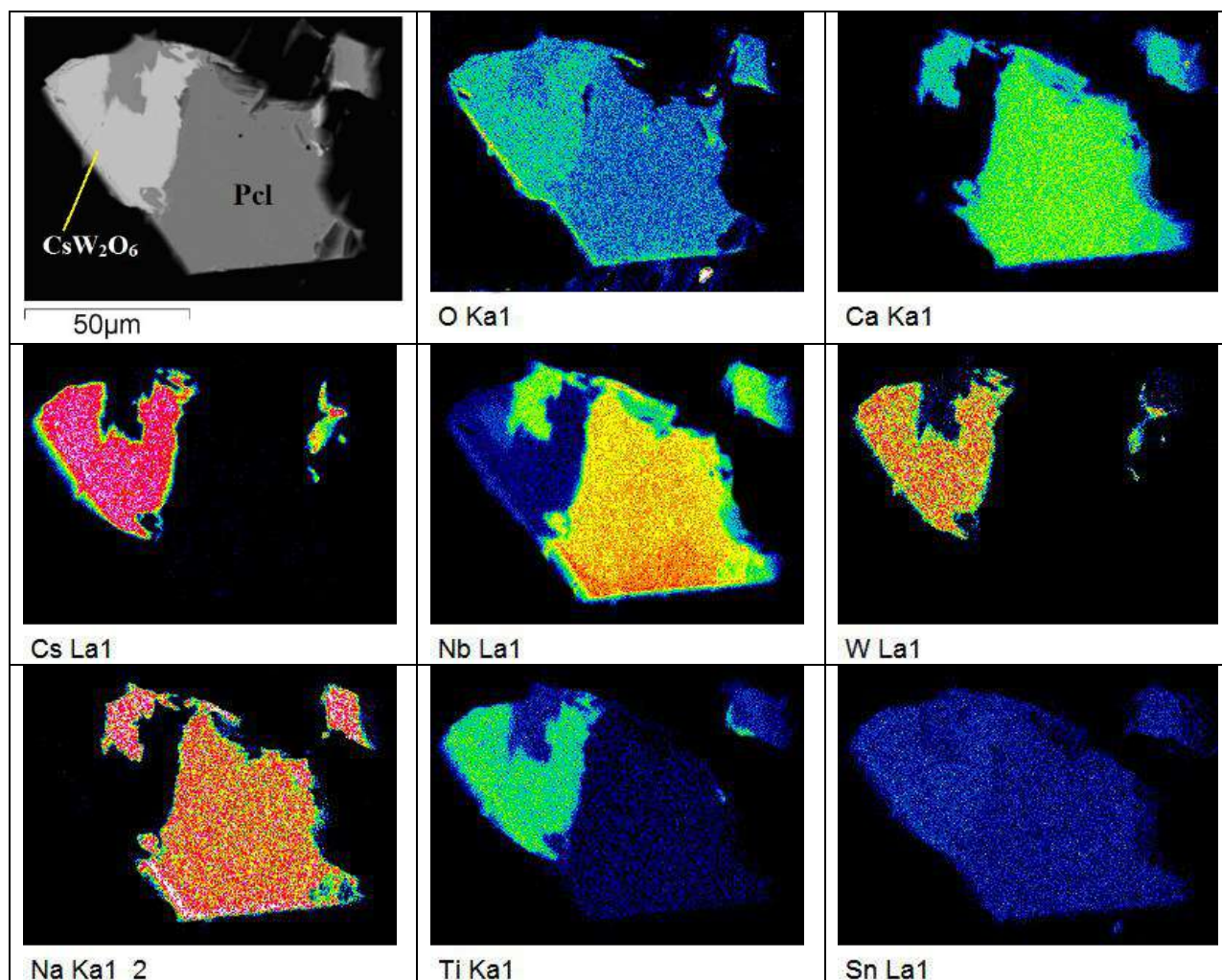


Рисунок 4.2.7. Сростание вольфрамата цезия (CsW_2O_6) и пироксена (Pcl) в отражённых электронах и карты распределения в них O, Ca, Cs, Nb, W, Na, Ti, Sn.

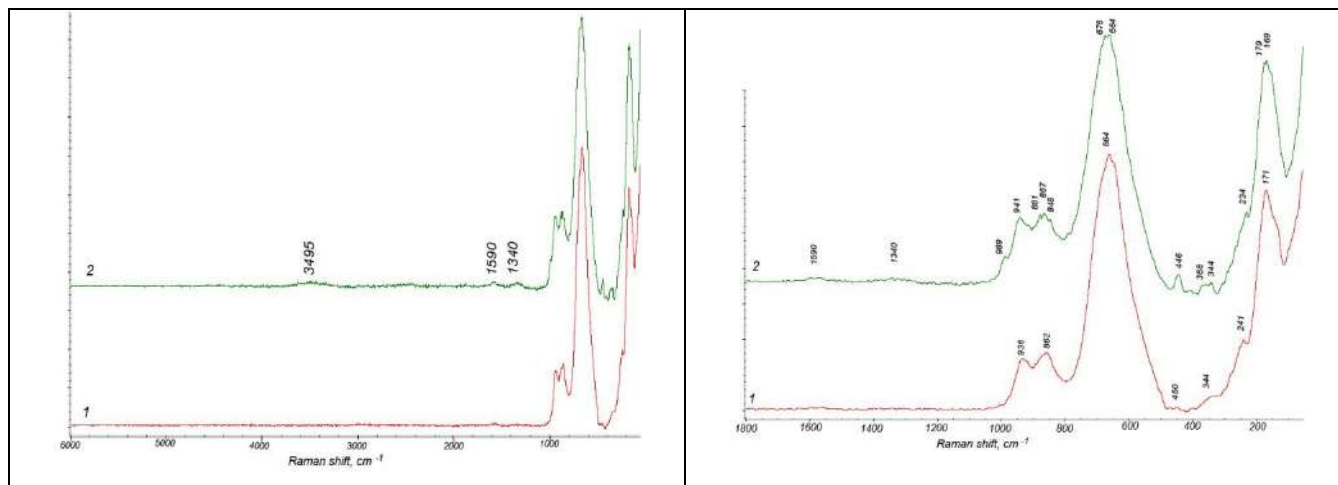


Рисунок 4.2.8. Спектры комбинационного рассеивания вольфрамата цезия $\text{Cs(W,Nb)}_2\text{O}_6$ (1) и цезиокенопирохлора (2). а) – обзорный спектр ($50 - 6000 \text{ cm}^{-1}$), б) – детализация спектра ($50-1800 \text{ cm}^{-1}$)

Таблица 4.2.2

Рентгеновская порошкограмма вольфрамата цезия

$d_{\text{изм}}, \text{\AA}$	$I_{\text{изм.}}$
3.127	100
3.054	60
2.998	70
2.158	23
1.998	26
1.837	52
1.567	17

Примечание: рентгенограмма получена с монокристалльного зерна в геометрии Гандольфи на дифрактометре Bruker “Карра APEX DUO” с микрофокусной рентгеновской трубкой Mo-I μ S ($\lambda = 0.71073 \text{ \AA}$), работающей при 50 кВ и 0.6 мА.

Таблица 4.2.3

Химический состав (мас. %) вольфрамата цезия пегматитовой жилы Лесхозовская

WDS							EDS	
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	0.10	0.04	0.16	0.04	0.14	0.08	нпо	нпо
CaO	0.25	0.09	0.10	0.09	0.05	0.16	нпо	0.23
TiO ₂	0.53	0.40	0.51	0.61	0.70	0.65	0.77	0.14
FeO	0.02	0.03	0.05	нпо	нпо	0.04	0.25	нпо
MnO	нпо	нпо	нпо	0.01	0.03	0.02	нпо	нпо
ZrO ₂	нпо	нпо	нпо	0.02	0.12	0.09	нпо	нпо
Nb ₂ O ₅	18.31	23.12	17.37	18.55	17.65	18.99	18.29	17.95
SnO ₂	0.02	0.07	0.05	нпо	0.01	0.04	0.32	нпо
Cs ₂ O	25.05	26.39	25.31	26.16	25.74	25.51	27.33	25.79
Ta ₂ O ₅	7.63	3.93	8.64	6.66	7.44	6.36	6.62	9.56
WO ₃	45.86	43.66	47.42	46.89	47.53	46.40	48.30	45.77
сумма	97.78	97.74	99.60	99.04	99.43	98.33	101.88	99.44
Число атомов в формуле								
Cs	0.94	0.98	0.94	0.98	0.96	0.95	1.00	0.97
Na	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	-	-
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	0.02
ΣA	0.98	1.00	0.98	1.00	0.98	0.97	1.00	0.99
W	1.05	0.98	1.07	1.06	1.07	1.05	1.07	1.04
Nb	0.73	0.91	0.68	0.73	0.70	0.75	0.71	0.71
Ta	0.18	0.09	0.20	0.16	0.18	0.15	0.15	0.23
Ti	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01
Sn	-	-	-	-	-	-	0.01	-
ΣB	2.00	2.01	1.98	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99
O	6							

Глава 5. Минералогия скандия и редких земель в пегматитах Памира

5.1. Геохимия и минералогия скандия

Скандий – типичный рассеянный литофильный элемент. Изучение геохимии и минералогии скандия ведется уже более ста лет. Большой вклад в познание поведения скандия в геологических процессах внесли К.Д. Эбергардт, В.И. Вернадский, В.М. Гольдшмидт, К. Петерс, А.Е. Ферсман, В.В. Щербина, С.А. Боровик и многие другие исследователи. Детальный обзор исследований по геохимии скандия приведен в работе Л.Ф. Борисенко [14]. Среднее содержание скандия в земной коре по оценке В.И. Ноддак - $6 \cdot 10^{-4}\%$, по А.П. Виноградову 6 г/т; по Г.И. Беликовой (2014) – 17 г/т, по Н.А. Григорьеву -15.6 г/т [47]. Несмотря на более широкую распространенность скандия в природе, чем Sb, Bi, Ag, Au, U значительных концентраций он не образует. Основная его часть находится в рассеянном состоянии. Собственных минералов скандия немного (в настоящее время известно 22 минерала) и все они редкие или очень редкие (таблица 5.1.1.). Четыре минерала Sc имеют внеземное происхождение – обнаружены в метеоритах. Важно отметить, что наибольшее число скандиевых минералов открыто в гранитных пегматитах, что, как будет показано ниже, достаточно сложно непротиворечиво объяснить. Большая часть минералов скандия – силикаты. Среди них и наиболее распространенный, имеющий иногда промышленное значение, тортвейтит $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$. По данным сайта www.mindat.org известно 72 места нахождения тортвейтита, по большей части – в гранитных пегматитах, но имеются и другие типы минерализации, например, в хрусталеносных жилах Астафьевского месторождения на Южном Урале. Немногим уступает по распространенности бацит $\text{Be}_3\text{Sc}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ – скандиевый аналог берилла. Бацит встречается в гранитных пегматитах, в альпийских жилах. Известно большое число находок Sc-содержащего берилла, в котором содержания Sc_2O_3 варьируют от первых г/т до целых %. Интересно отметить, что берилл Шахдаринской пегматитовой жилы на ЮЗ Памире содержит скандия на порядок меньше, чем находящийся с ним в ассоциации гелвин. Остальные силикаты скандия весьма редки.

Фосфаты скандия и арсенат скандия описаны из объектов, не связанных с гранитными пегматитами: из карбонатитов, гидротермалитов и метаморфогенных месторождений.

В настоящее время известно три собственно скандиевых тантало-ниобатов: хефтетьернит, его Nb аналог – ниобохефтетьернит и открытый на ЮЗ Памире шахдараит-(Y). Скандий и ближайший родственник скандия – иттрий в структуре шахдараита-(Y) упорядочены и занимают собственные позиции, при этом Sc^{+3} имеет координацию [VI], а Y^{+3} – [VIII]. Шахдараит-(Y) является структурным аналогом самарскита-(Y) $\text{Fe}^{+3}\text{YNb}_2\text{O}_8$ [15].

В пегматитах Памира нами обнаружен и ниобохефтетьернит, а также ниобат скандия со структурой колумбитового типа. Еще большее значение, чем собственные минералы скандия, в концентрировании скандия в гранитных пегматитах Памира играют Sc-содержащие минералы группы колумбита и группы иксиолита.

Таблица 5.1.1

Минералы скандия

Название	Формула	Место находки	Тип месторождения
Оксиды			
Кангит	$(\text{Sc}, \text{Ti}, \text{Al}, \text{Zr}, \text{Mg}, \text{Ca}, \square)_2\text{O}_3$	Allende	метеорит
Аллендеит	$\text{Sc}_4\text{Zr}_3\text{O}_{12}$	Allende	метеорит
Варкит	$\text{Ca}_2\text{Sc}_6\text{Al}_6\text{O}_{20}$	Murchison	метеорит
Тантало-ниобаты			
Ниобохефтетьернит	ScNbO_4	Befanamo, Madagascar	Гранитный пегматит
Хефтетьернит	ScTaO_4	Tørdal, Norway	Гранитный пегматит
Шахдараит-(Y)	ScYNb_2O_8	Лесхозовская жила, Памир	Гранитный пегматит
Силикаты			
Баццит	$\text{Be}_3\text{Sc}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$	Lake Maggiore, Italy	Гранитный пегматит
Девисит	CaScAlSiO_6	Allende	метеорит
Джервисит	$\text{NaScSi}_2\text{O}_6$	Baveno, Italy	Гранитный пегматит
Каскандит	$\text{CaScSi}_3\text{O}_8(\text{OH})$	Baveno, Italy	Гранитный пегматит
Кристиансенит	$\text{Ca}_4\text{Sc}_2\text{Sn}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH})_2$	Tørdal, Norway	Гранитный пегматит
Офтедалит	$\text{KSc}_2\square_2\text{Be}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$	Tørdal, Norway	Гранитный пегматит
Скандиобабингтонит	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{ScSi}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$	Baveno, Italy	Гранитный пегматит
Скандиовинчит	$\square(\text{NaCa})(\text{Mg}_4\text{Sc})(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$	Jordanow Slaski	Сerpентиниты

Тортвейтит	$\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$	Iveland, Norway	Гранитный пегматит
Хефликит	$(\text{CaCa})(\text{AlAlSc})\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4](\text{OH})$	Jordanow Slaski	Серпентиниты
Эрингаит	$\text{Ca}_3\text{Sc}_2(\text{SiO}_4)_3$	Виллюй, Россия	Магнезиальные скарны
Фосфаты			
Ёнаит	$\text{CaMgSc}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ковдор, Россия	Карбонатиты
Кампелит	$\text{Ba}_6\text{Mg}_3\text{Sc}_8(\text{PO}_4)_{12}(\text{OH})_6 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Ковдор, Россия	Карбонатиты
Кольбекит	$\text{ScPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Schmiedeberg, Germaу	Фосфатное месторождение
Претулит	$\text{Sc}(\text{PO}_4)$	Fischbacher Alpen, Austria	Альпийские жилы
Арсенаты			
Бонацинаит	$\text{Sc}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Varenche mine, Italy	Мп- месторождение

Близость ионного радиуса $^{\text{VI}}\text{Sc}^{+3} - 0.75 \text{ \AA}$ к ионным радиусам $^{\text{VI}}\text{Fe}^{+2} - 0.78 \text{ \AA}$ и $^{\text{VI}}\text{Mg}^{+2} - 0.72 \text{ \AA}$ облегчает рассеивание скандия в магнезиально-железистых минералах: пироксенах, амфиболах, слюдах, гранатах. Именно изоморфным вхождением скандия в Fe-Mg минералах объясняют повышенные содержания скандия в ультраосновных и основных породах. Обзоры скандий-содержащих минералов различных классов, вариаций содержаний скандия в них в зависимости от генезиса приведены в ряде работ [14], [39], [11]. В изученных гранитных пегматитах Памира важными концентраторами скандия, кроме указанных выше тантало-ниобатов, являются минералы групп пирохлора, вольфрамит, гранаты ряда спессартина-альмандина, касситерит, циркон. Впервые обнаружено вхождение скандия в борат – описана новая скандий-содержащая разновидность тусионита [128]. Для пегматитов Памира характерна более тесная связь скандия с марганцем, а не с железом: Sc-содержащий бадахшанит-(Y), Sc-содержащий спессартин, Sc-тусионит, Sc-содержащий колумбит-Mn [271], [281], [130], [125].

Средние содержания скандия в различных горных породах земной коры приведены по данным разных исследователей: (таблица 5.1.2.) по Л.Ф. Борисенко [14] (таблица 5.1.3.), по Н.А. Григорьеву [47], (таблица 5.1.4) по Г.И. Беликовой [11].

Таблица 5.1.2

Среднее содержание оксида скандия в различных магматических породах (г/т)

Типы горных пород	По данным В.М. Гольдшмидта	По данным Л.Ф.Борисенко для интрузивных пород СССР
Ультраосновные	42	30
Основные	35	30
Средние	6	10
Кислые	2	2

Таблица 5.1.3

Распределение Sc, Y и La в породах верхней части земной коры [47]

Горные породы	Масс. поля пород, %	Среднее содержание, г/т			Доли мас. %		
		Sc	Y	La	Sc	Y	La
Пески и песчаники	5.11	6	29	20	1.97	5.8	3.2
Глины и глинистые сланцы	10.4	15	31	48	10	12.6	15.4
Карбонатные породы	3.85	1.7	30	7	0.42	4.5	0.80
Кремнистые породы	0.33	4.5	н.о.	16	0.10	н.о.	0.20
Эвапориты	0.26	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Кислые вулканы	0.44	4.2	24	31	0.12	0.4	0.4
Средние вулканы	1.13	15	19	28	1.09	0.8	1.0
Основные вулканы	2.11	31	25	19	4.19	2.1	1.2
Граниты	8.21	6.5	50	48	3.42	16	12.2
Гранодиориты	3.38	13	36	51	2.82	4.8	5.3
Базиты	1.5	30	23	17	2.89	1.3	0.8
Сиениты	0.05	3	17	45	0.01	<0.1	0.1
Ультрабазиты	0.05	12	2	3.9	0.04	<0.1	<0.1
Метапесчаники	2.92	5.4	15	22	1.01	1.7	2.0
Парагнейсы и парасланцы	30.56	16	24	32	31.34	28.6	30.2
Метакарбонатные породы	1.13	1.8	4	26	0.13	0.2	0.9
Железистые породы	0.38	н.о.	20	н.о.	н.о.	0.3	н.о.
Гранито-гнейсы	23.21	21	17	33	31.24	15.4	23.6
Метариолиты	0.66	8.6	53	20	0.36	1.4	0.4
Метаандезиты	1.03	11	24	34	0.73	1.0	1.1
Метабазиты	3.29	34	24	12	7.17	3.1	1.2
Верхняя часть континентальной коры	100	15.6	25.6	32.4	99.05	100	100
Осадочные породы	19.95	9.7	29.37	31.76	12.49	22.9	19.6
Вулканы осадочного слоя	3.68	23	23.04	23.2	5.4	3.3	2.6
Осадочный слой в целом	23.63	11.7	28.39	30.43	17.89	26.2	22.2
Магматиты гранито-гнейсового слоя	13.19	10.9	43.03	45.08	9.17	22.1	18.3
Параметаморфиты	34.99	14.4	22.57	30.63	32.48	30.8	33.1
Ортометаморфиты	28.19	22	18.92	30.29	39.5	20.9	26.4

Таблица 5.1.4

Кларки элементов подгруппы Sc в земной коре и некоторых типах магматических пород, г/т [11]

элемент	Земная кора	Ультраосновные породы	Основные породы		Габбро-долериты	Долериты	Гранодиориты	Граниты	Нефелиновые сиениты	Риолиты
			Базиты	Андезиты						
Sc	17	12	30	18	28.43	29.34	0.13	6.5	3	7.5-13
Y	32	2	23	25	17.8	15.50	36	50	17	35.8
La	30	3.9	17	21	17	13.80	0.51	48	45	44.9
Th	10	0.004	3.2	6	1.6	0.37	9.9	18	13	4.53
U	2.6	0.0014	2.8	2.2	0.4	0.07	2.7	3.6	3	1.75

Несмотря на несколько различающиеся у разных авторов оценки содержаний химических элементов в различных типах горных пород, четко прослеживается закономерное уменьшение кларка скандия от основных пород к кремнекислым, на что еще в 1908 г обратил внимание Г. Эберхард.

Этот факт находит логичное объяснение в легкости изоморфного вхождения скандия в Mg-Fe минералы. Ближайший аналог скандия – иттрий ведет себя прямо противоположно.

Парадоксальность ситуации заключается в том, что максимальное обогащение скандием, иногда с кристаллизацией собственных минералов Sc наблюдается именно в гранитных пегматитах. Для разрешения этого противоречия В.М. Гольдшмидт предложил гипотезу об экстрагировании пегматитовым расплавом скандия из вмещающих пегматиты амфиболитов. Эта точка зрения поддерживается рядом исследователей до сих пор [302]. Однако, такая гипотеза мало применима для обогащенных скандием жил гранитных пегматитов Лесхозовская на ЮЗ Памире и Дорожный на Восточном Памире, так как вмещающие породы не являются амфиболитами. В литературе приводится пример противоположной миграции скандия из пегматита в биотитизированный амфиболит и роговообманковое габбро [279]. Эксперименты по взаимодействию гранитного расплава с кристаллической породой основного состава показывают предпочтительное распределение скандия в мафические минералы и не подтверждают гипотезы об избирательной экстракции скандия при гранитизации и ассимиляции вмещающих пород [226].

5.1.1. Скандиевая минерализация в пегматитах Памира

При изучении пегматитов Памира во многих минералах был установлен скандий. В этих пегматитах скандий в виде примеси содержится в редких и акцессорных минералах, например, скандийсодержащая разновидность тусионита и скандийсодержащий гранат спессартинового

ряда и новый минерал бадахшанит-(Y), из гранитного миаролового пегматита Дорожный [128], [281], [130]. В пегматитовой жиле Амазонитовая обнаружены акцессорные минералы из группы колумбита-танталита и высокогафниевого циркон, которые также содержат примеси скандия [132].

В пегматитовой жиле Лесхозовская содержат скандий - циркон, ксенотим, Мп-колумбит, и редкий минерал ферсмит [125], [126]. В ходе детального минералогического исследования данного пегматита, нами были обнаружены и изучены ранее неизвестные скандиевые фазы из группы сложных оксидов, шахдараит – (ScYNb₂O₈) [282], хефтетьернит-(ScTaO₄), ниобохефтетьернит – (ScNbO₄). В доступной опубликованной литературе по пегматитам Памира, скандиевая минерализация ранее не было описана (таблица 5.1.1.1).

Таблица 5.1.1.1

Минералы скандия в пегматитах Памира

Минералы	Формулы	Содержание Sc ₂ O ₃ (мас.%)	Юго - Западный Памир				Восточ- ный Памир		
			Вездара	Лесхозный	Шахдара	Намангут	Дорожный	Амазонитовый	Топазовый
	Собственно скандиевые минералы								
Шахдараит-(Y)**	ScYNb ₂ O ₈	11.3 - 11.5		+					
Хефтетьернит*	ScTaO ₄	10.5 - 12.7					+		
Ниобохефтетьернит*	ScNbO ₄	23.3 - 24.6		+					
	Скандийсодержащие минералы								
Бадахшанит-(Y)**	Y ₂ Mn ₄ Al(Si ₂ B ₇ BeO ₂₄)	1.5 - 2.3					+		
Ферсмит*	CaNb ₂ O ₆	0.2 - 0.6		+					
Тусионит	MnSn(BO ₃) ₂	0.6 - 1.5					+		
Манганколумбит	MnNb ₂ O ₆	0.3 - 2.01	+	+		+		+	+
Спессартин	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	0.2 - 0.3							
Циркон	ZrSiO ₄	0.4 - 2.3		+			+	+	
Ксенотим-(Y)	YPO ₄	1.3 - 2.3	+	+	+		+		
Касситерит	SnO ₂	0.2 - 0.6	+	+	+	+	+		

Примечание: * - минералы, ранее неизвестные в пегматитах Памира, ** - новый минерал, открытый нами

Шахдараит-(Y) ScYNb₂O₈ - новый минерал, открытый нами в Лесхозовской пегматитовой жилы. Шахдараит-(Y) встречается в основном в виде зерен размером 10-150 мкм в околониароловой части пегматита; ассоциация - кварц, альбит, пироксено-микролит, скандий-содержащий ферсмит и ниобохефтетьернит (рисунок 5.1.1.1.). Только один крупный,

одиноким, правильной формы кристалл шахдараита длиной 200 мкм обнаружен в небольшой полости с кварцем, альбитом, берtrandитом, пироксеном и ярозитом (рисунок 5.1.1.1., 5.1.1.3.). Шахдараит-(Y) является Sc-аналогом самарскита-(Y) (рисунок 5.1.1.4.). Шахдараит-(Y) как новый минерал назван по месту его находки, долина реки Шахдара на Юго-Западном Памире. Новый минерал и его название утверждены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международная минералогическая ассоциация (IMA 2020-024). Существует небольшое количество минералов, содержащие как Sc, так и Nb как видообразующие элементы, в том числе недавно обнаруженный ниобохефтерит, ScNbO_4 из Мадагаскара [269]. Также есть различные неназванные, плохо охарактеризованные фазы, в том числе скандиевый иксиолит $(\text{Nb,Ta,Ti,Sc, Fe,Mn})_4\text{O}_8$ из Мозамбика [301] и фазы, близкие по составу к ScNbO_4 из Южной Норвегии [243], [244], Польши и Чехии [300]. Все эти Sc-Nb минералы, включая шахдараит-(Y), обнаружены в гранитных пегматитах.



Рисунок 5.1.1.1. Черный кристалл шахдараита-(Y), пироксен (красно-коричневый), берtrandит (белый) и ярозит (желтый) в полости пегматита Лесхозовский. Серое поле в нижней части – кварц. Ширина поля 2,5 мм.

Физические и оптические свойства шахдараита-(Y)

Цвет шахдараита-(Y) от темно-коричневого до черного, цвет черты – коричневый, блеск - стекловидный полуметаллический. Спайность не наблюдалось, излом неровный, раковистый. $\text{VHN}_{100} = 436 \text{ кг/мм}^2$, по шкале Мооса ~5. Измеренная плотность выше $4,24 \text{ г/см}^3$ (зерна тонут в жидкость Клеричи). Другие методы не применялись из-за отсутствия чистого материала. Расчетная плотность – $5,602 \text{ г/см}^3$, рассчитанная по эмпирической формуле минерала. Минерал в ультрафиолетовом свете не люминесцирует. Минерал немагнитен. Единственный найденный кристалл шахдараита-(Y) имеет тусклые грани и непригоден для измерения на отражательном

гониометре. Кристалл таблитчатый. В отраженном свете, шахдараит-(Y) светло-серый с умеренно низким отражением. Величины отражения измерены на микроспектрофотометре UMSP-50 Opton при ширине спектральной щели 10 нм по стандарту SiC (№474251 стандарт фирмы Opton) (рисунок 5.1.1.2). Минерал характеризуется нормальной дисперсией. Анизотропия в воздухе отчетливая без цветовых эффектов. Двухотражение не наблюдается. Внутренние рефлексии на воздухе отчетливые, коричневые. Химический состав шахдараита-(Y) был изучен на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-733 с помощью ЭДС и волново-дисперсионных спектрометров, а также рентгенофлуоресцентным методом (таблица 5.1.1.3.). Предварительный анализ и оценка однородности зерен проводилась на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-35FC с Si(Li)-энергодисперсионным спектрометром и система анализа ISIS Oxford. Рентгеновские порошковые данные шахдараита-(Y) приведены в таблице 5.1.1.2.

Эмпирическая формула шахдараита-(Y) при расчете на 8 атомов кислорода: $(\text{Nb}_{1.91}\text{Sc}_{0.83}\text{Y}_{0.53}\text{Ta}_{0.10}\text{Mn}_{0.10}\text{Ca}_{0.09}\text{Yb}_{0.07}\text{U}^{4+}_{0.06}\text{Dy}_{0.06}\text{Sn}_{0.05}\text{Th}_{0.04}\text{Er}_{0.03}\text{Gd}_{0.02}\text{W}^{6+}_{0.02}\text{Pb}_{0.01}\text{Ce}_{0.01}\text{Nd}_{0.01}\text{Sm}_{0.01}\text{Tb}_{0.01}\text{Ho}_{0.01}\text{Tm}_{0.01}\text{Lu}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{\Sigma 4.00}\text{O}_8$. Упрощенная формула: $\text{Sc}(\text{Y},\text{Yb})\text{Nb}_2\text{O}_8$ ($Z = 2$), из лантаноидов преобладает Yb. Идеальная формула ScYNb_2O_8 , состав, отвечающий теоретической формуле: Sc_2O_3 15.40, Y_2O_3 25.22, Nb_2O_5 59.38, сумма 100 мас. %.

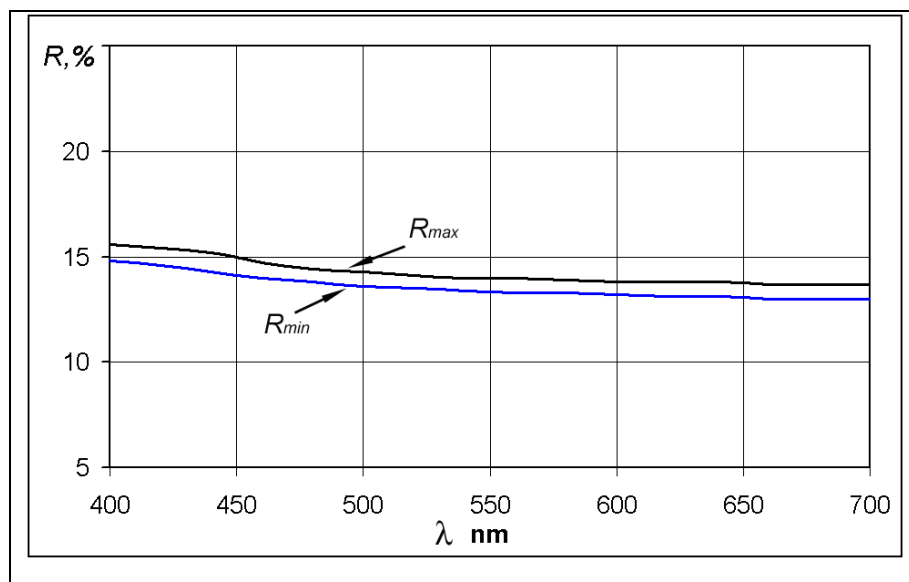


Рисунок 5.1.1.2. Спектры отражения шахдараита - (Y), полученные на полированном срезе зерна

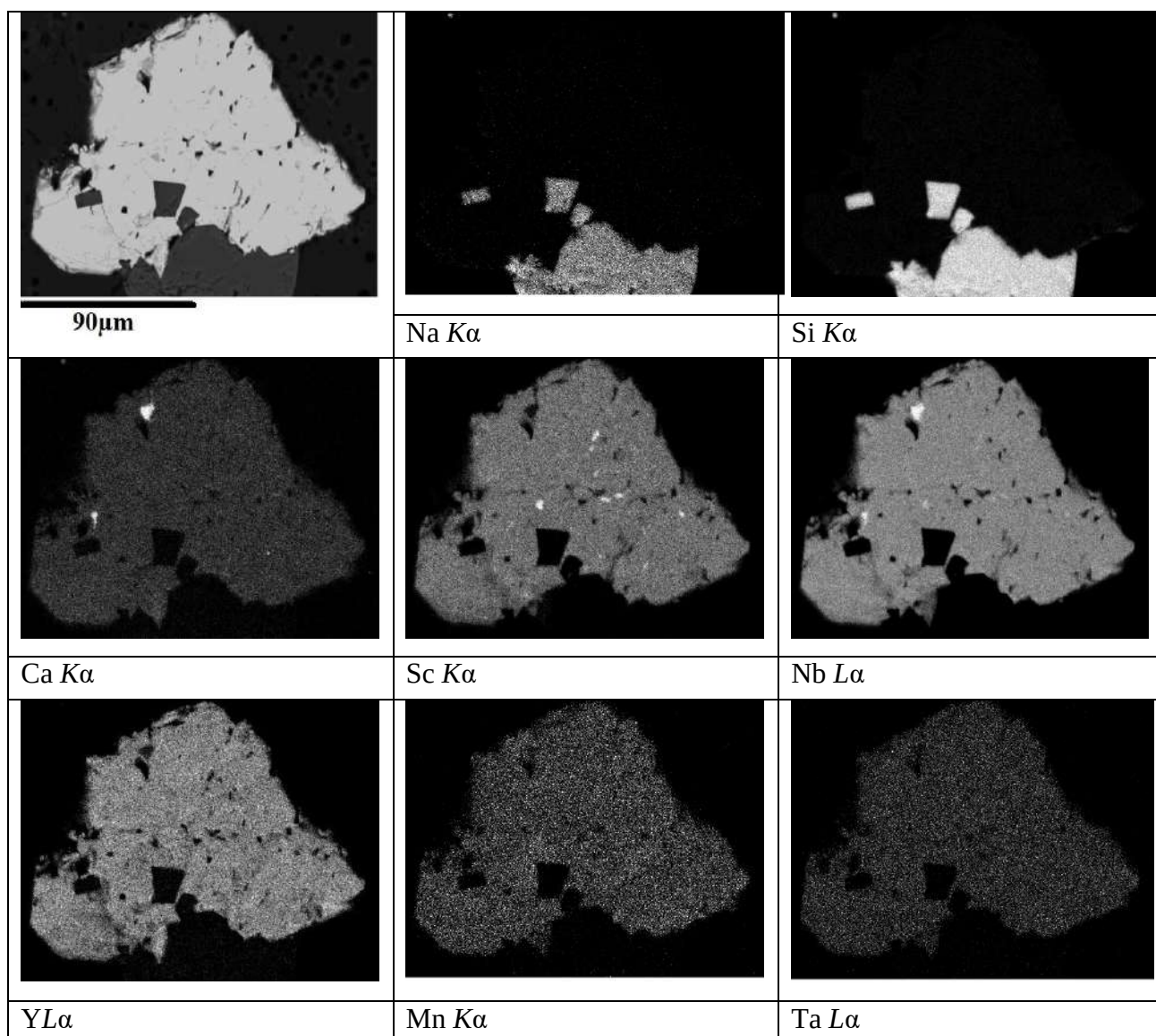


Рисунок 5.1.1.3. Шахдараит-(Y) в сростании с альбитом, небольшим выделением ферсмита и недиагностированным Sc-ниобатом: (а) – в отражённых электронах (б-к) - Рентгеновские карты распределения Na, Si, Ca, Sc, Nb, Y, Mn, Ta.

Таблица 5.1.1.2

Рентгеновские порошковые данные шахдараита-(Y)

$I_{\text{изм.}}$	$d_{\text{изм.}} \text{ \AA}$	$d_{\text{выч.}} \text{ \AA}$	hkl	$I_{\text{изм.}}$	$d_{\text{изм.}} \text{ \AA}$	$d_{\text{выч.}} \text{ \AA}$	hkl
3vw	9.8	9.921	1 0 0	17w	1.831	1.834	4 0 -2
35	3.72	3.731	2 1 0	4w	1.805	1.806	2 2 -2
8	3.60	3.612	1 1 -1	18	1.767	1.769	2 2 2
100	3.073	3.079	-2 -1 1			1.764	-2 3 0
		3.079	-2 1 1			1.764	2 3 0
85	2.990	2.989	2 1 1	18	1.759	1.760	4 0 2
		2.989	2 -1 1	9w	1.737	1.739	4 2 1

20	2.832	2.831	0 2 0			1.739	-4 2 -1
24	2.603	2.603	0 0 -2	5w	1.656	1.659	0 -1 3
33w	2.484	2.487	0 -2 1			1.659	0 -1 -3
		2.487	0 -2 -1	12vw	1.591	1.593	-2 1 3
		2.480	4 0 0			1.593	-2 -1 3
13	2.208	2.206	2 2 1	12	1.555	1.555	-2 1 -3
		2.206	2 -2 1			1.554	-3 3 -1
2	2.107	2.104	2 1 2	14w	1.538	1.539	-4 -2 2
		2.104	2 -1 2			1.539	-4 2 2
23	1.916	1.916	0 2 -2			1.536	5 2 -1
		1.916	0 -2 -2			1.536	-5 -2 -1
21	1.867	1.866	4 2 0				
		1.866	-4 2 0				

Примечание: FeK α – излучение, Мп-фильтр, камера РКД-86. кварц в качестве внутреннего стандарта. w – широкая линия, vw – очень широкая линия.

Таблица 5.1.1.3

Химический состав шахдараита-(Y)

Компонент	Средний состав, мас. % (n=7)	Вариации	
		49.71	52.06
Nb₂O₅	50.70	49.71	52.06
Ta₂O₅	4.52	4.26	5.63
TiO₂	0.08	0.07	0.28
WO₃	0.79	0.24	1.22
SnO₂	1.54	1.14	1.74
CaO	1.01	0.88	1.37
Sc₂O₃	11.35	11.27	11.48
MnO	1.38	1.20	1.49
FeO	0.01	0.01	0.11
Y₂O₃	12.00	11.29	12.15
La₂O₃	нпо	нпо	0.12
Ce₂O₃	0.21	0.05	0.34
Pr₂O₃	0.04	0.02	0.22
Nd₂O₃	0.27	0.26	0.44
Sm₂O₃	0.32	0.29	0.58
Eu₂O₃	0.07	0.05	0.24
Gd₂O₃	0.86	0.45	1.11
Tb₂O₃	0.22	0.14	0.31
Dy₂O₃	2.07	1.68	2.31
Ho₂O₃	0.29	0.19	0.71
Er₂O₃	1.33	1.13	1.61
Tm₂O₃	0.35	0.12	0.35
Yb₂O₃	2.80	2.33	2.81
Lu₂O₃	0.32	0.19	0.32
PbO	0.24	0.17	0.86
ThO₂	1.90	1.90	3.40
UO₂	3.30	3.23	3.42
сумма	97.97	97.49	100.49

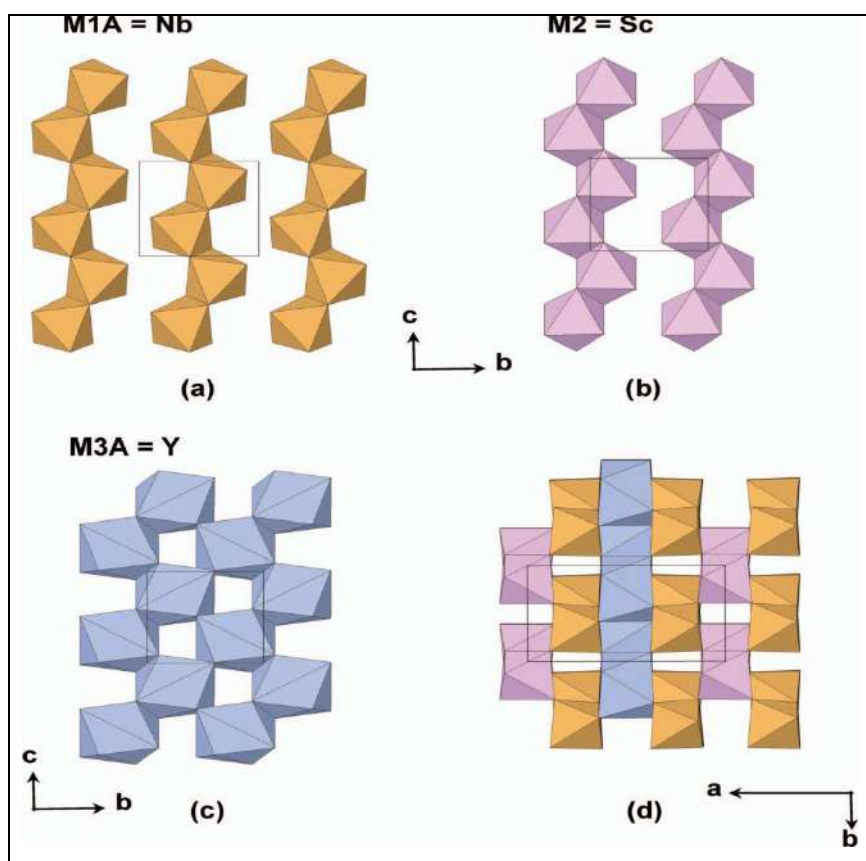


Рисунок 5.1.1.4. Кристаллическая структура шахдараита-(Y), фрагменты: (а) брукитовые цепочки октаэдров M(1A) с преобладанием Nb при $x \sim 0,75$; (б) брукитовые цепочки Sc-доминантные октаэдры M(2) при $x = 0$; (в) слой [8]-координированных Y-доминантных полиэдров M(3A) при $x = 0,5$; (д) чередование брукитовых цепочек октаэдров M(1A) и M(2) и слоя [8]-координированных полиэдров M(3A) вдоль a . Nb - доминантные и Sc-доминантные октаэдры оранжевого и розового цвета соответственно; Y-доминантные полиэдры M(3A) окрашены в синий цвет; вакансно-доминантные позиции M(1B) и M(3B) не показаны.

Хефтетьернит - ScTaO_4 (моноклинная сингония) первый природный оксид скандия, открытый в 2006 году в пегматитах Хефтетьерне, Норвегия [262]. Скандиевая минерализация в пегматитах Хефтетьерне представлена кроме хефтетьернита, тортвейтитом - $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, каскандитом - $\text{CaScSi}_3\text{O}_8(\text{OH})$, бацитом - $\text{Be}_3\text{Sc}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, скандиобабингтонитом - $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{ScSi}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$, кристиансенитом - $\text{Ca}_2\text{ScSn}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH})$, офтедалитом $\text{KSc}_2\text{BeAl}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ и скандиевым иксиолитом - $(\text{Sc}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sn}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti})_4\text{O}_8$ [264]. Хефтетьернит – природный аналог синтетического моноклинного соединения ScTaO_4 [262]. Структура хефтетьернит - вольфрамитового типа. Минерал обнаружен в образце из пегматита в ассоциации с альбитом, флюоритом, мусковитом и метамиктным минералом из группы пирохлора – микролита. Хефтетьернит встречается в виде кристаллов размером 0,4x0,1 мм. Минерал темно-коричневый, полупрозрачный, хрупкий, с алмазным блеском. Не

люминесцирует. Из-за малого количества материала авторам не удалось, измерить некоторых физические свойства минерала. Расчетная плотность, полученная по рентгеновским данным, - $6,44 \text{ г/см}^3$ [262]. Из аксессуарных минералов в пегматитах Хефтетьерна встречаются циркон, монацит и оловосодержащий титанит. Хефтетьернит химически близок скандиевому иксиолиту [239], [303].

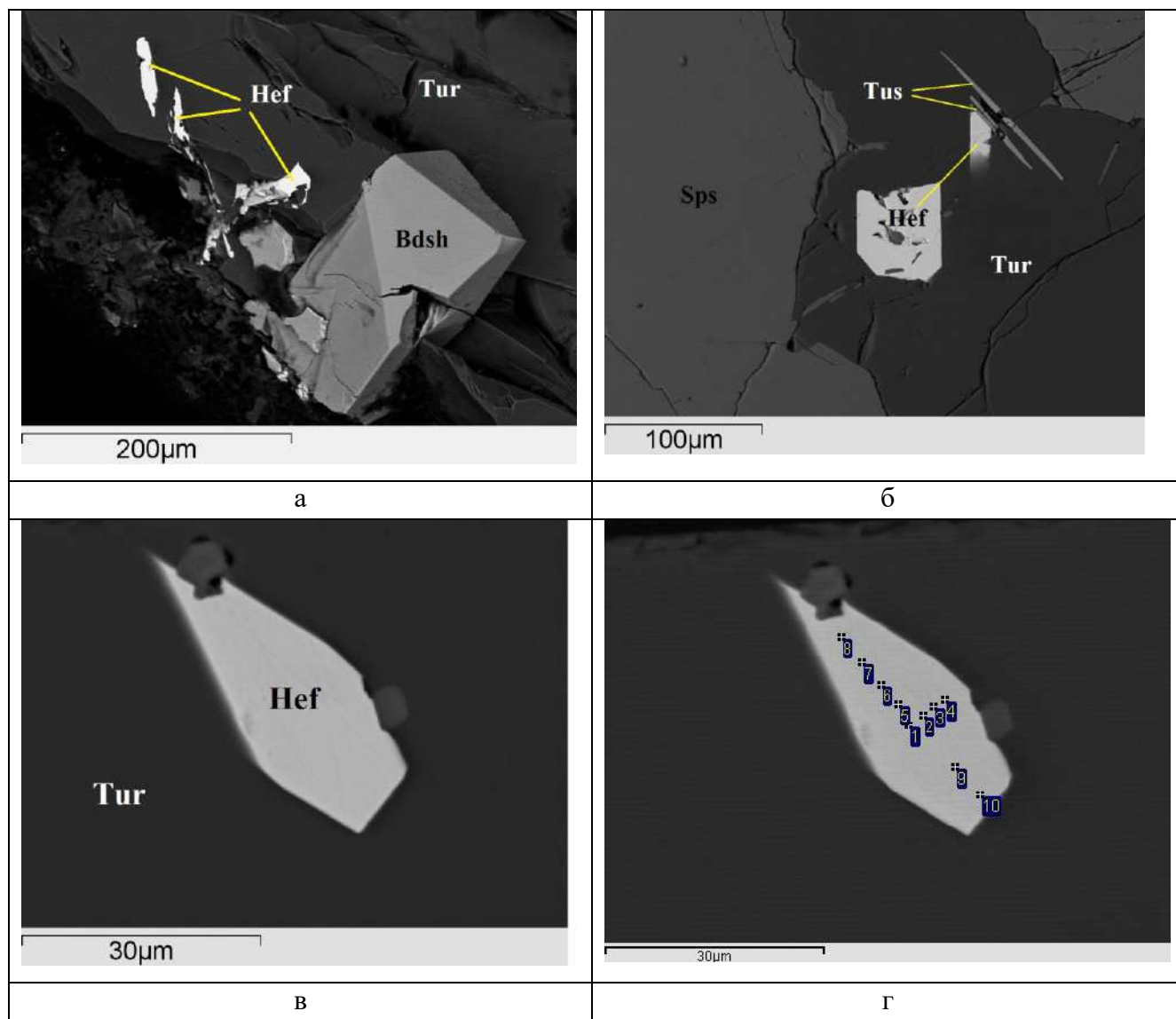


Рисунок 5.1.1.5. Формы выделения хефтетьернита (Hef): а) – минерал в турмалине (Tur) в ассоциации с бадахшанитом-(Y) (Bdsh); б)- Кристалл хефтетьернита (Hef) (белое) в турмалине (Tur) в ассоциации с Sc-содержащим тусионитом (Tus) (светло-серое) и спессартином (серое), в-г- полированный срез кристалла хефтетьернита (Hef), в отраженных электронах.

Хефтетьернит обнаружен нами в пегматитовой жиле Дорожная Кукуртского пегматитового поля. По-видимому, эта находка является первой находкой данного минерала в

Таджикистане и, судя по доступной литературе, является второй в мире. Следует отметить, что из-за малого количества материала и мелких размеров зерен, минерал диагностирован на основе микронзондовых анализов и оптических свойств. Минерал установлен в полированных препаратах пегматита в виде мелких 10-50 мкм кристаллов и зерен с неясно выраженной огранкой. Хефтетьернит встречен в образцах из околомияролового комплекса в виде вростков в шерле в ассоциации со скандийсодержащим спессартином $(\text{Mn}_{2.49}\text{Fe}_{0.36}\text{Ca}_{0.16})_{3.01}(\text{Al}_{1.97}\text{Ti}_{0.02}\text{Sc}_{0.01})_{2.90}[\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}]$, скандийсодержащим тусионитом - $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$ и бадахшанитом- $(\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24}))$ (рисунок 5.1.1.5.). Из минералов в ассоциации с хефтетьернитом, только в турмалине (шерле) не установлен скандий на уровне чувствительности электронно-зондового анализа. Полученные анализы хорошо рассчитываются на 4 атома кислорода и соответствуют формуле хефтетьернита (таблица 5.1.1.4, рисунок 5.1.1.6.). Формула хефтетьернита при расчете на 4 атома кислорода (среднее по 9 анализам): $(\text{Sc}_{0.49}\text{Mn}_{0.28}\text{Sn}_{0.08}\text{Ti}_{0.04}\text{Fe}^{+2}_{0.04}\text{Y}_{0.03}\text{Yb}_{0.01}\text{Sb}_{0.01})_{0.99}(\text{Ta}_{0.67}\text{Nb}_{0.32}\text{W}_{0.07})_{1.06}\text{O}_4$.

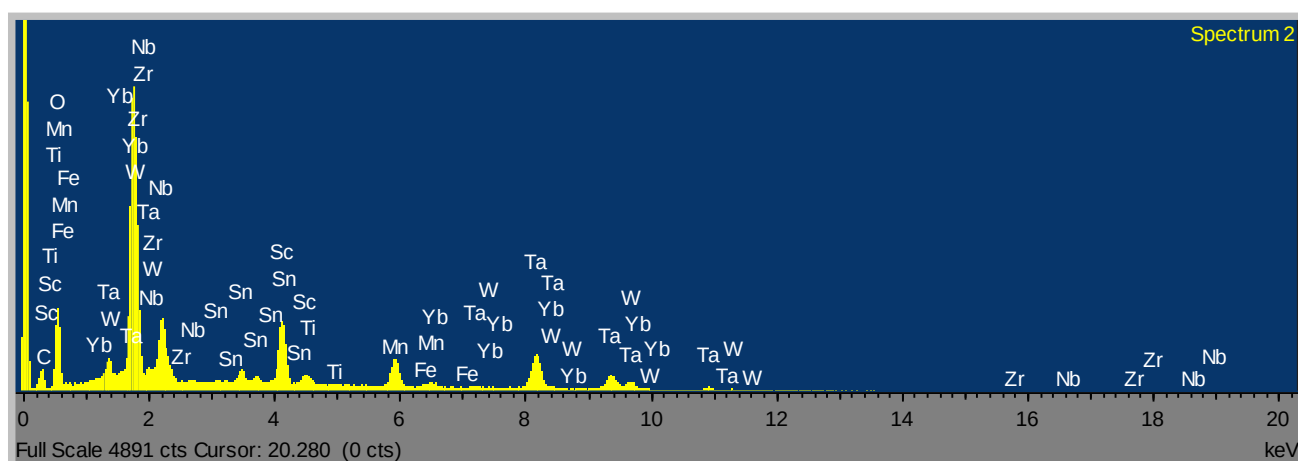


Рисунок 5.1.1.6. Энергодисперсионный спектр хефтьернита

Таблица 5.1.1.4

Химический состав (мас. %) хефтетьернита

Компонент	Восточный Памир									Норвегия	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nb₂O₅	15.40	15.16	16.27	15.82	15.55	15.58	16.2	15.29	15.08	14.25	12.37
Ta₂O₅	55.19	55.12	51.13	51.05	52.3	52.18	51.94	50.91	55.72	53.58	58.52
WO₃	5.95	5.07	7.04	6.46	5.04	6.48	5.70	5.46	3.97		
TiO₂	1.44	1.17	1.21	1.06	0.85	0.72	0.96	0.80	1.17	1.61	1.60
SnO₂	3.67	3.00	3.76	4.30	4.25	3.93	3.28	3.87	3.57	6.93	6.55
Sc₂O₃	10.67	10.50	12.73	12.7	11.33	11.79	12.46	11.69	10.61	15.59	13.95
Y₂O₃	1.97	1.04	1.61	0.99	1.18	1.45	1.35	0.94	0.53		
Yb₂O₃	0.63	0.57	нпо	нпо	нпо	0.51	нпо	0.52	нпо		
Sb₂O₃	нпо	0.26	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.26	нпо		
MnO	8.51	8.43	7.55	7.95	7.32	7.77	7.79	8.43	8.50	3.02	3.67
FeO	0.58	0.81	0.82	0.73	0.54	0.89	0.63	0.82	1.17	2.07	3.35
сумма	104.01	101.12	102.13	101.04	98.36	101.29	100.32	98.99	100.31	97.05	100.01
Число атомов в формуле											
Sc	0.42	0.43	0.50	0.51	0.47	0.48	0.50	0.48	0.43	0.64	0.57
Mn	0.33	0.33	0.29	0.31	0.29	0.30	0.30	0.34	0.34	0.12	0.15
Sn	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.13	0.12
Ti	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.06
Y	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01		
Fe	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.08	0.13
Yb	0.01	0.01	-	-	-	0.01	-	0.01	-		
Sb	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-		
Σ A	0.95	0.94	0.97	0.99	0.92	0.96	0.94	0.99	0.94	1.03	1.03
Ta	0.68	0.70	0.63	0.64	0.68	0.66	0.65	0.65	0.71	0.68	0.74
Nb	0.32	0.32	0.33	0.33	0.33	0.33	0.34	0.33	0.32	0.30	0.26
W	0.07	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.05		
Σ B	1.07	1.08	1.04	1.05	1.07	1.07	1.06	1.05	1.08	0.98	1.00
O	4										

Примечание: 1-9 – хефтетьернит из пегматита Дорожный, Восточный Памир, 10-11- из пегматитов Хефтетьерне, Норвегия (Kristiansen, 2009, Kolitsch et al., 2010) [262], [264].

Ниобохефтетьернит- ScNbO₄. Оксид скандия и ниобия ScNbO₄, предположительно как новый минерал впервые в 2010 году был обнаружен в корундовых пегматитах Круче Скалы в Карпаче (Карконошеский массив, Нижняя Силезия, Польша) и из-за мелких размеров и недостаточного количества материала авторами не удалось подробно изучить данный минерал

[300]. Позднее ровно через 10 лет в 2020 году фаза с таким же составом была найдена в пегматите Бефанамо на Мадагаскаре и после подробного изучения была описана как новый минерал ниобохефтетьернит, который утвержден ММА КНМ [268]. Ниобохефтетьернит с идеальной формулой ScNbO_4 является ниобиевым аналогом хефтетьернита (ScTaO_4) и скандиевым аналогом россовскита ($\text{Fe}^{3+}\text{NbO}_4$) [263]. Минерал обнаружен в виде зерен и удлиненных кристаллов длиной до 200 мкм в полевом шпате и кварце в ассоциации с россовскитом, тортвейтитом, эксенитом-(Y), ильменитом и рутилом. Ниобохефтетьернит является вторым природным оксидом скандия после хефтетьернита и оба минерала в настоящее время известны только в гранитных пегматитах. Ниобохефтетьернит непрозрачный, черного цвета, темно-коричневой чертой и металлоидным блеском. В ультрафиолетовом свете не люминесцирует. Твердость минерала по Моосу составляет $5\frac{1}{2}$. Рассчитанная по эмпирической формуле и параметрами элементарной ячейки плотность минерала составляет 5.855 г/см^3 [268].

Нами ниобохефтетьернит обнаружен в пегматитовой жиле Лесхозовская Шахдаринского пегматитового поля на Юго-Западном Памире. Минерал встречен в виде мелких изометричных зерен в естественных шлихах и протолочках из образцов пегматита. Значительно реже ниобохефтетьернит встречается в штуфных образцах в мелких полостях в ассоциации с альбитом, розовым эльбаитом и минералами группы пироклора-микролита, в виде мелких включений до $0.6 \times 0.2 \text{ мм}$ в кварце. Ниобохефтетьернит Памира имеет темно-красный цвет, в отраженном свете белый, а в прозрачно полированных шлифах - красный, прозрачный (рисунок 5.1.1.7.). Минерал диагностирован на основе микрозондовых анализов (с помощью ЭДС и ВДС спектрометров), рентгеновских порошковых данных и других физических свойств. Для уточнения кристаллической структуры и параметров элементарной ячейки монокристаллическое зерно ниобохефтетьернита было изучено на монокристалльном дифрактометре в лаборатории кристаллографии Санкт-Петербургского университета профессором О.И. Сийдра (таблица 5.1.1.5). Химический состав минерала приведен в таблице 5.1.1.6. Формула ниобохефтетьернита при расчете на 4 атома кислорода (среднее по 9 анализам): $(\text{Sc}_{0.76}\text{Mn}_{0.15}\text{Sn}_{0.05}\text{Fe}^{+2}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{0.98}(\text{Nb}_{0.88}\text{W}_{0.08}\text{Ta}_{0.05})_{1.01}\text{O}_4$. Данный минерал в пегматитах Памира и на территории Таджикистана обнаружен впервые. Судя по доступным опубликованным работам и по информации в международной минералогической базе www.mindat.org, находка на Памире является третьей находкой ниобохефтетьернита в мире.

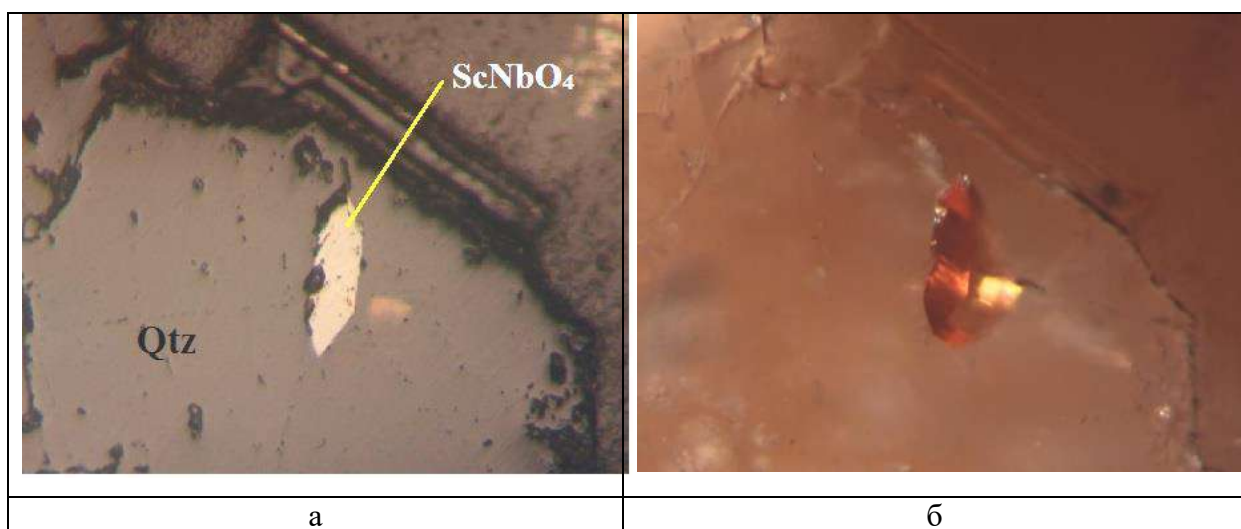


Рисунок 5.1.1.7. Кристалл ниобохефтьернита (ScNbO_4) в кварце (Qtz): а) в отраженном свете при одном николе; б) николи скрещены. Видны яркие красные внутренние рефлексy минерала. Ширина поля зрения 2 мм.

Таблица 5.1.1.5

Рентгеновская порошкограмма ниобохефтьернита

Юго-Западный Памир		Мадагаскар (Lykova et al., 2021) [268].		
$d_{\text{изм.}}, \text{\AA}$	$I_{\text{изм.}}$	$d_{\text{изм.}}, \text{\AA}$	$I_{\text{изм.}}$	h k l
-	-	5.661	11	0 1 0
4.81	23	4.722	22	1 0 0
3.795	22	3.776	22	0 1 1
3.668	18	3.628	44	1 1 0
3.006	100	2.961	100	-1 1 1
2.957	79	2.938	83	1 1 1
2.84	29	2.833	13	0 2 0
2.555	11	2.534	18	0 0 2
2.483	47	2.472	30	0 2 1
2.404	22	2.363	11	2 0 0
2.276	19	2.241	11	-1 0 2
2.198	15	2.186	19	1 2 1
2.112	9	-	-	-
2.084	17	2.084	8	-1 1 2
-	-	2.069	8	1 1 2
-	-	2.009	3	-2 1 1
-	-	1.9963	4	2 1 1
1.901	27	1.8880	11	0 2 2
1.834	6	1.8146	6	2 2 0
1.771	16	-	-	-
1.763	31	1.7537	17	1 3 0
1.733	35	1.7352	9	-2 0 2

1.718	9	1.7171	18	2 0 2
-	-	1.7124	16	-2 2 1
-	-	1.7029	22	2 2 1
1.555	28	-	-	-
1.536	26	1.5354	10	-1 1 3
-	-	1.5257	9	1 1 3
1.486	10	1.4800	4	-2 2 2
1.462	35	-	-	-
-	-	1.4556	12	-3 1 1
1.445	13	1.4497	21	0 2 3
-	-	1.4394	9	1 3 2
-	-	1.3641	8	0 4 1
-	-	1.1818	6	3 3 0

Таблица 5.1.1.6

Химический состав (мас. %) ниобохефтетьернита

Компонент	Юго-Западный Памир									Мадагаскар
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Nb2O5	54.35	54.06	53.4	51.96	52.04	54.43	52.05	53.19	54.04	32.23
Ta2O5	5.13	4.85	4.44	4.53	4.51	4.49	5.03	4.88	4.97	29.93
WO3	7.08	6.83	8.32	10.53	10.61	7.18	9.29	9.13	7.59	3.38
TiO2	0.48	0.15	0.59	0.46	0.24	0.20	0.50	0.71	0.18	5.94
SnO2	3.58	4.31	3.42	3.30	2.80	3.61	3.32	3.98	4.00	1.45
Sc2O3	23.34	24.07	24.11	24.17	23.28	23.46	24.58	24.17	24.30	11.34
Fe2O3										12.14
MnO	5.36	4.82	4.51	4.59	5.67	5.08	4.63	4.47	4.32	2.49
FeO	0.32	0.22	0.21	0.15	0.24	0.31	0.13	0.42	0.30	
CaO	0.16	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.06
сумма	99.8	99.31	99	99.69	99.39	98.76	99.53	100.95	99.7	98.96
Число атомов в формуле										
Sc	0.74	0.77	0.77	0.77	0.75	0.75	0.79	0.76	0.77	0.39
Mn	0.17	0.15	0.14	0.14	0.18	0.16	0.14	0.14	0.13	0.08
Sn	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.02
Ti	0.01	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.18
Fe ⁺³										0.36
Fe ⁺²	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	
Ca	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	0.99	0.99	0.99	0.97	0.99	0.98	0.99	0.99	0.97	1.03
Nb	0.90	0.90	0.89	0.86	0.87	0.91	0.86	0.87	0.89	0.58
W	0.07	0.06	0.08	0.10	0.10	0.07	0.09	0.09	0.07	0.03
Ta	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.32
Σ	1.02	1.01	1.01	1.01	1.02	1.02	1.00	1.01	1.01	0.93
O	4									

Скандий-содержащий спессартин найден в гранитном миароловом пегматите Дорожный в составе Кукуртского пегматитового поля на Восточном Памире. Sc-содержащий спессартин обнаружен в породах околотиаролового комплекса в ассоциации с пластинчатым альбитом-клевеландитом, дымчатым кварцем, микроклином и турмалином [130]. Из акцессорных минералов в этой породе присутствуют флюорит, магнетит, касситерит, гадолинит-(Y), манганколумбит, лепидолит. Спессартин представлен изометричными зернами (до 1 см в поперечнике), реже хорошо образованными кристаллами (до 2 мм) (рисунок 5.1.1.8.). Цвет минерала оранжевый, чем он отличается от красновато-коричневого с низким содержанием скандия спессартина из зоны кварц-полевошпатовой графитики. В спессартине из гранитного пегматита Кукуртского пегматитового поля выявлены повышенные содержания скандия (Sc_2O_3 до 0.3 мас.%), [130]. К настоящему времени известно всего 16 собственно скандиевых минералов, включая недавно открытый в Соха-Якутии Sc-гранат – эрингаит [254], [255]. Значительная доля скандия в земной коре рассеяна в качестве изоморфной примеси в породообразующих и акцессорных минералах или находится в сорбированном состоянии [41], [13], [228], [46]. Важным концентратором скандия являются минералы группы граната, которые иногда даже рассматриваются как перспективный промышленный источник скандия, например, гранат Карелии, содержащий 211 – 521 г/т Sc_2O_3 (Ручьев, 2017) [189]. Заметим, что спессартин с Восточного Памира содержит скандия в 5-10 раз больше, чем альмандин из Карелии. Столь высокие содержания скандия в спессартине встречаются нечасто, например, в спессартине из пегматитов со скандиевой минерализацией в Норвегии [286], [267].

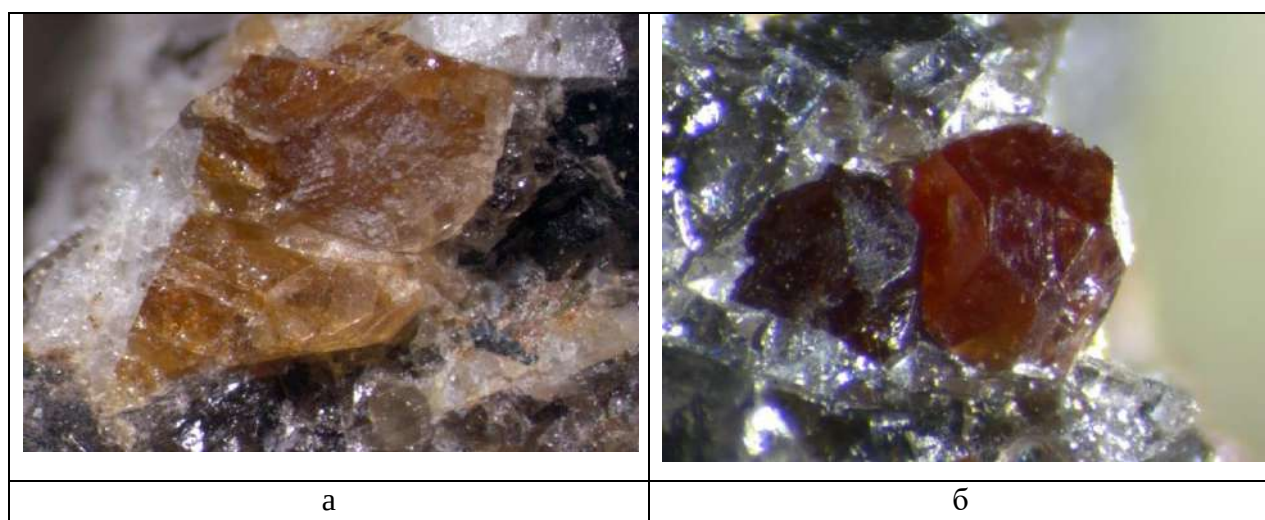


Рисунок 5.1.1.8. Sc-содержащий спессартин: а) – зерно спессартина с индукционными поверхностями совместного роста с кварцем и альбитом, ширина поля зрения 5 мм; б) – кристалл спессартина в кварце, ширина поля зрения 7,5 мм

Показатель преломления Sc-содержащего спессартина, измеренный иммерсионным методом при 589 нм, равен 1.808(2). Рентгеновское изучение минерала проведено методом порошка и полученная дифрактограмма весьма близка к рентгенограмме минералов ряда спессартин-альмандин. Параметр кубической элементарной ячейки, вычисленный по порошкограмме методом наименьших квадратов, равен $a = 11.633(3) \text{ \AA}$, что находится в хорошем соответствии с составом граната и его показателя преломления. Химический состав Sc-содержащего спессартина изучался методами электронно-зондового анализа на микроанализаторе Superprobe JCHA-733 фирмы JEOL. Результаты анализа описываемого спессартина приведены в таблице 5.1.1.7. Формула спессартина при расчете O=12 (среднее по 4 анализам): $(\text{Mn}_{2.51}\text{Fe}_{0.35}\text{Ca}_{0.16})_{3.02}(\text{Al}_{1.96}\text{Ti}_{0.02}\text{Fe}_{0.01}\text{Sc}_{0.01})_{2.00}[(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_3\text{O}_{12}]$

Таблица 5.1.1.7

Химический состав (мас. %) спессартина пегматита Дорожный

Компонент	1	2	3	4	среднее
SiO ₂	36.40	36.33	36.54	35.55	36.21
Al ₂ O ₃	20.33	20.47	20.10	19.83	20.18
TiO ₂	0.30	0.30	0.29	0.38	0.32
Sc ₂ O ₃	0.18	0.16	0.17	0.28	0.20
MnO	35.65	35.33	35.17	37.28	35.86
FeO	5.16	5.20	5.23	4.83	5.10
CaO	1.76	1.74	1.69	1.81	1.75
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	99.78	99.53	99.19	99.96	99.62
Число атомов в формуле					
Si	3.00	2.99	3.02	2.95	2.99
Al	1.97	1.99	1.96	1.94	1.97
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sc	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mn	2.49	2.47	2.46	2.62	2.51
Fe	0.36	0.36	0.36	0.34	0.36
Ca	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16
O	12				

Примечание: ан. 1 – 3 – выполнены с помощью волнодисперсионных спектрометров, ан. 4 – выполнен с помощью энергодисперсионного спектрометра

Скандий-содержащий циркон. В пегматитовых полях Памира, циркон как акцессорный минерал встречается почти во всех пегматитах. Более подробно цирконы изучены из пегматитовой жилы Амазонитовая, жиле Лесхозовская - Шахдаринское пегматитовое поле и цирконы Намангутского пегматитового поля [132],[127]. В состав минерала часто наблюдается изоморфизм циркония с гафнием, редкими землями, торием и ураном. Нередко в составе цирконов наблюдаются примеси скандия [132], повышенные содержания урана и тория. В пегматитовой жиле Амазонитовая циркон обнаружен в штуфных образцах, а также найден в естественных шлихах из кварц-альбитовой массы в виде небольших (от 0.5 до 1мм) кристаллов светло-коричневого цвета (рисунок 5.1.1.9.). Особенностью циркона из пегматита Амазонитовый является повышенная концентрация скандия и высокое содержание гафния (таблица 5.1.1.8, рисунок 5.1.1.10.). Содержание скандия в минерале находится в диапазоне 0.9 - 2.3 мас.% Sc_2O_3 , среднее содержание равно 1.4 мас.% [132].

Скандий не является характерным элементом в цирконе во многих типах пегматитов. Содержание скандия в них обычно не превышает сотые доли процента и очень редко достигает целые проценты. По данным Е.С. Бурксера с коллегами [25] содержание Sc_2O_3 в цирконах из пегматитов колеблется от нуля до 0.08%. В цирконах из гранитов Подлесии (Чехия) был установлен Sc_2O_3 в количестве от ниже предела обнаружения до 1.5мас.%. Только в одном зерне циркона из этого объекта было зафиксировано содержание Sc_2O_3 от 2.3 до 3.4мас.% [240]. В цирконе из Шугорского месторождения бокситов (Россия) был установлен Sc_2O_3 в количестве 3.3мас.% [273]. Весьма высокое содержание скандия (Sc_2O_3 10.1мас.%) было определено в цирконе из гранита Альбукерке в Испании (Bea, 1996) [238].

Как указывалось выше, циркон в пегматите Амазонитовый богат гафнием. Концентрация HfO_2 в нем колеблется от 11.6 до 22.7 мас. % и составляет в среднем 15.6 мас. %. Цирконы из различных зон пегматита Амазонитового по содержанию гафния, определенного методом электронно-зондового анализа, практически не различаются. Для всех изученных кристаллов циркона характерна ростовая зональность, легко выявляемая на изображениях в отраженных электронах. Кроме того, различные зоны кристаллов циркона обладают несколько различающейся твердостью, проявляющейся в рельефе при полировке. Такие различия в зонах циркона мы связываем с различной степенью метамиктизации минерала. Анализ зонального кристалла циркона показывает, что от центра к периферии увеличивается концентрация гафния. Например, если содержание элемента в центральной части кристалла 12.1 мас. % HfO_2 , то во внешних зонах оно составляет 18.1 мас. %. В литературе описаны многочисленные примеры высокого содержания гафния в цирконах [266], [57], [258], [108]. Во всех случаях находки наиболее высокогафниевых цирконов связана с гранитными пегматитами. Высокогафниевые цирконы, вплоть до гафниевого аналога циркона – гафнона $Hf[SiO_4]$ известны в

высокодифференцированных гранитных танталоносных натролитиевых пегматитах Мозамбика [274]. В цирконе из пегматита Амазонитовый в качестве постоянной примеси выступает уран. Содержание этого элемента варьирует от 2.2 до 3.6 (среднее 2.8 мас. % UO_2).

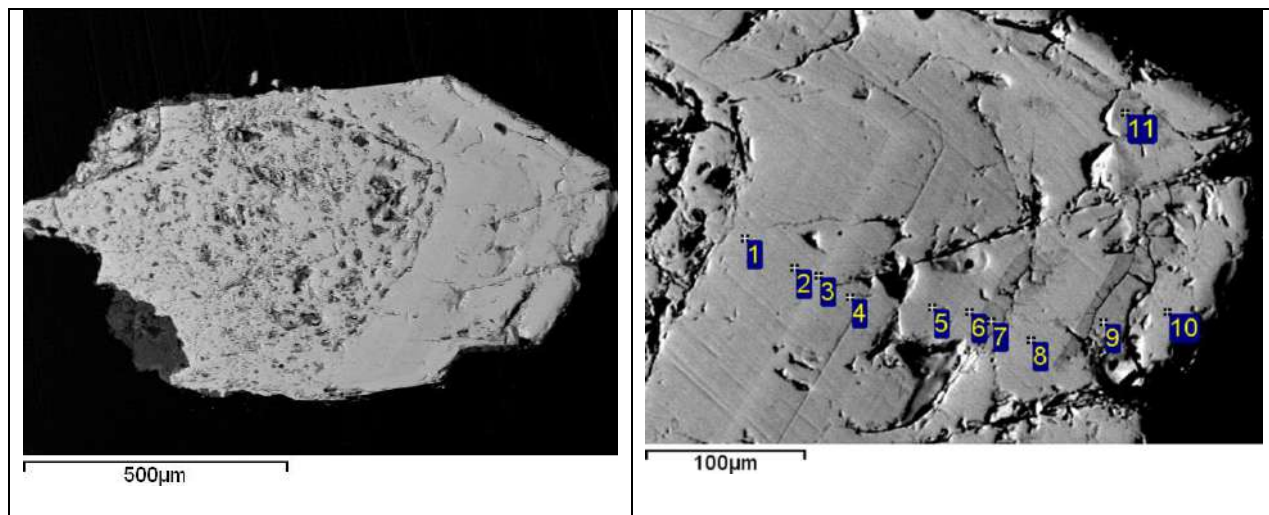


Рисунок 5.1.1.9. Фрагмент зонального кристалла циркона в отраженных электронах. Цифрами показаны места анализов, которые приведены в таблице № 5.1.1.8. Для точек 8-11 сумма анализов низкая, данные по ним не приведены.

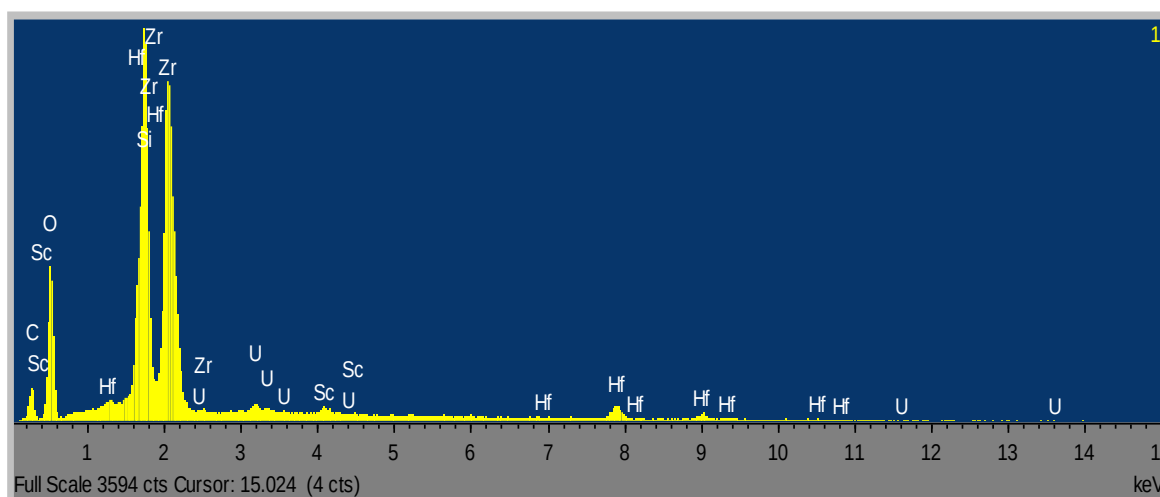


Рисунок 5.1.1.10. Энергодисперсионный спектр богатого гафнием скандий-содержащего циркона.

Акцессорный циркон намангутского пегматитового поля встречается в виде хорошо оформленных кристаллов и их сростков (рисунок 5.1.1.11.), размер которых не превышает 0.1 мм. Циркон из данного объекта отличается тем, что он не содержит скандия и редкоземельных элементов на уровне чувствительности электронно-зондового анализа. По химическому составу

циркон характеризуется довольно высоким содержанием гафния (таблица 5.1.1.8.), [127]. Концентрация HfO_2 в минерале в среднем в два раза ниже, чем в цирконе из пегматита Амазонитовый [132]. Характерной особенностью изученного циркона из пегматитов Намангутского поля является сложная зональность кристаллов. Наружные более светлые (в режиме BSE) зоны роста циркона (анализы 6,7, таблица 5.1.1.8.), обрастающие округлое, со

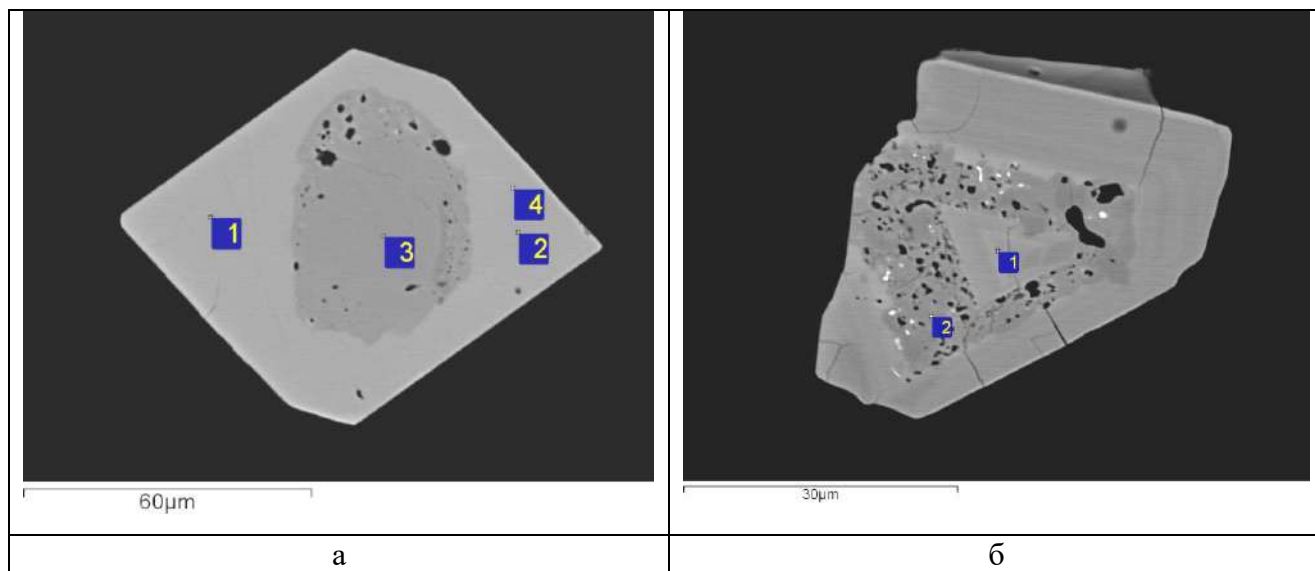


Рисунок 5.1.1.11. Зональные кристаллы циркона Намангутского пегматитового поля. а - полированный срез кристалла циркона с нанесенными точками анализа; б - зональный кристалл циркона, содержащий промежуточную зону с многочисленными порами и выделениями уранового минерала, в отраженных электронах.

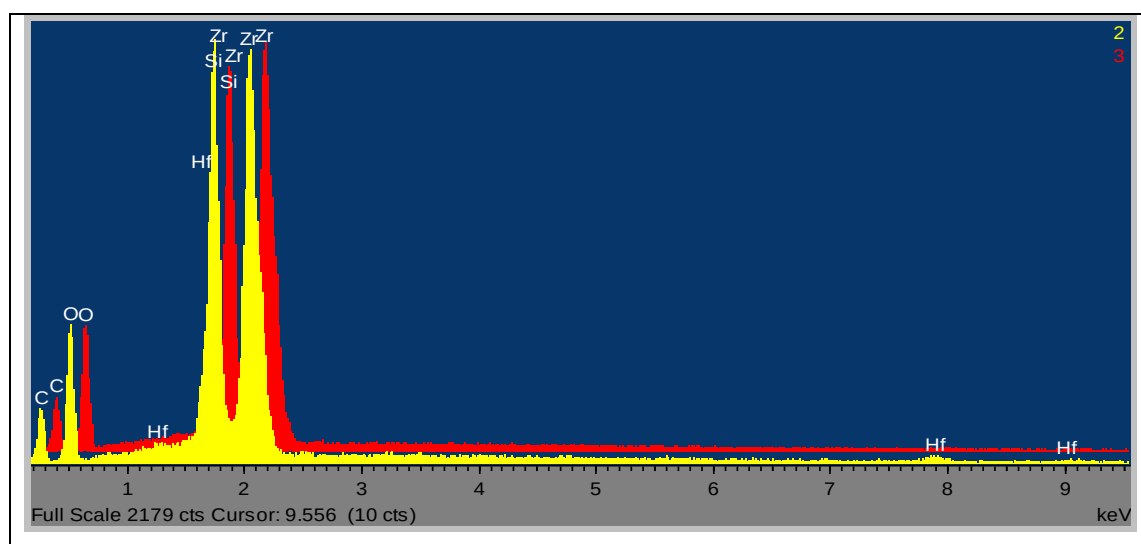


Рисунок 5.1.1.12. Энергодисперсионные спектры богатого гафнием циркона, полученные в точках анализа 2 (желтый спектр) и 3 (красный спектр) циркона, показанного на рисунке 5.1.1.11.

следами растворения, ядро (рисунок 5.1.1.11.) характеризуются более высокими содержаниями гафния, чем ядерная часть кристалла (анализ 8). Это хорошо видно на энергодисперсионных спектрах циркона, полученных в точках анализа 7, (на рисунке под номером 2) (желтый спектр) и 8 (на рисунке под номером 3) (красный спектр) (рисунок 5.1.1.12). В цирконе из Намангутского пегматитового поля уран является характерной примесью. Среднее содержания UO_2 в цирконе 2.2 мас.% при вариациях от 1.3 до 2.7 мас.%. Возможно, не весь уран входит изоморфно в описываемый циркон, часть его может принадлежать тонким вроскам урановых фаз. В некоторых кристаллах циркона выделения урановых минералов легко обнаруживаются по очень светлому цвету на изображениях в отраженных электронах, но недоступны для количественного элементного анализа из-за незначительного размера (рисунок 5.1.1.11б).

Таблица 5.1.1.8

**Химический состав циркона (мас. %) пегматита Амазонитовый (1-5) и
Намангутского пегматитового поля (6-8)**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO₂	31.04	31.32	31.5	30.81	30.81	31.58	32.04	31.98
ZrO₂	54.15	52.56	54.98	46.47	43.22	62.67	59.07	62.39
HfO₂	12.1	13.4	11.66	18.07	22.74	6.41	6.09	5.21
UO₂	2.18	3.64	2.18	3.1	3.11	1.28	2.67	2.67
Sc₂O₃	0.85	1.08	0.98	2.26	1.84	нпо	нпо	нпо
сумма	100.32	102.00	101.3	100.71	101.72	102.34	99.88	102.25
Число атомов в формуле								
Si	1.00	1.01	1.00	1.01	1.02	0.98	1.01	0.99
Zr	0.85	0.82	0.85	0.75	0.70	0.95	0.91	0.94
Hf	0.11	0.12	0.11	0.17	0.22	0.06	0.06	0.05
U	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.2
Sc	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	-	-	-
O	4							

В пегматитовой жиле Лесхозовская Шахдаринского пегматитового поля циркон встречается в виде прозрачных кристаллов зеленого цвета (размер от 0.5 до 2 мм) в ассоциации с ксенотимом-(Y), чералитом-(Y) и моноцитом-(Ce). Характерны эпитактические срастания циркона с ксенотимом (рисунок 5.1.1.13.). Кроме ксенотима циркон образует срастания с чералитом. Цирконы с данного пегматита часто содержат включения других фаз. По составу циркон из данного пегматита характеризуется повышенным содержанием скандия, иттрия и редкоземельных элементов, а также высоким содержанием гафния, урана и тория (таблица

5.1.1.9.). Содержания (в мас.%) Sc_2O_3 0.4 - 0.6; HfO_2 5.9 - 8.7; ThO_2 0.3-1.4; UO_2 4.5-6.7. Важно отметить, что редкие земли в малых количествах устанавливались как в кристаллических, так и в метамиктных разностях циркона. В основном из редких земель в этих цирконах преобладают элементы иттриевой подгруппы. В отличие от циркона из пегматитов Амазонитового и Наманута, описываемый циркон обогащен фосфором.

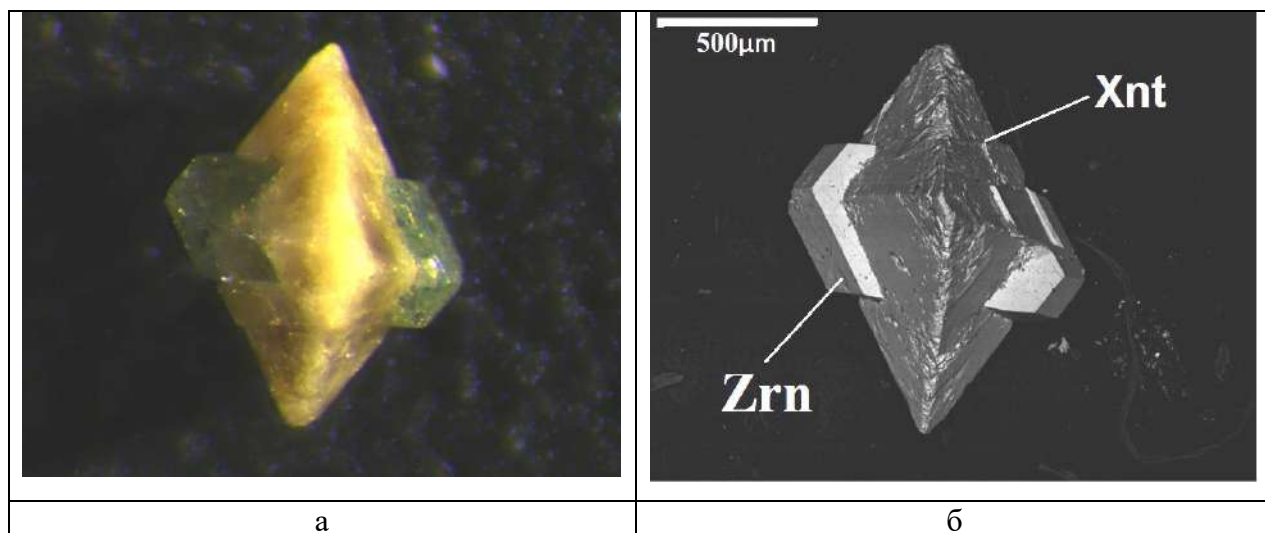


Рисунок 5.1.1.13. Эпитаксическое срастание циркона (Zrn) и ксенотима-(Y) (Xnt), ширина поля зрения 2мм, а - изображение под бинокулярным микроскопом. Циркон зеленого цвета; б - тот же сросток в отраженных электронах.

Таблица 5.1.1.9

Химический состав скандийсодержащего циркона (мас. %) пегматит Лесхозный

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	26.67	26.68	26.44	29.22	29.80	25.68	25.84
P_2O_5	2.41	2.93	3.17	1.69	1.78	3.61	2.88
CaO	1.04	1.21	0.83	0.30	0.05	1.01	0.94
Sc_2O_3	0.46	0.40	0.38	0.43	0.39	0.55	0.47
FeO	0.57	0.42	0.31	нпо	0.18	0.10	0.40
Y_2O_3	1.37	1.04	0.44	0.37	нпо	1.55	1.98
ZrO_2	47.14	45.72	46.67	52.40	50.86	44.67	46.73
Gd_2O_3	нпо	0.32	нпо	0.20	0.39	нпо	нпо
Dy_2O_3	нпо	нпо	0.39	0.16	нпо	0.81	0.15
Yb_2O_3	0.50	0.57	0.48	нпо	0.47	1.34	0.37

HfO₂	6.02	6.17	5.91	6.67	8.69	7.20	6.20
PbO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
ThO₂	1.10	1.33	0.72	0.87	0.34	1.42	0.91
UO₂	6.23	6.66	6.56	5.22	4.47	5.41	6.51
сумма	93.52	93.44	92.31	97.53	97.42	93.36	93.39
Число атомов в формуле							
Zr	0.80	0.78	0.80	0.84	0.82	0.77	0.80
Hf	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06
U	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05
Ca	0.04	0.05	0.03	0.01	-	0.04	0.04
Y	0.03	0.02	0.01	0.01	-	0.03	0.04
Fe	0.02	0.01	0.01	-	-	-	0.01
Sc	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Dy	-	-	-	-	-	0.01	-
Yb	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	-
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Σ	1.03	1.00	0.99	0.98	0.94	1.00	1.02
Si	0.93	0.93	0.93	0.97	0.98	0.90	0.91
P	0.07	0.09	0.09	0.05	0.05	0.11	0.09
Σ	1.00	1.02	1.02	1.02	1.03	1.01	1.00
O	4						

5.2. Минералогия и геохимия редких земель

Из редкоземельных минералов наибольшим числом собственных минералов (109 минеральных видов) обладает самый распространенный лантанид – церий. Близкое количество собственных минералов у иттрия, несмотря на то, что его кларк в два с лишним раза меньше, чем у церия. Это связано с тем, что ионный радиус иттрия значительно меньше, чем у церия, и он не может рассеиваться в минералах *LREE*. Лантан и неодим, имея ионные радиусы близкие к церию, легко рассеиваются в минералах более распространенного церия и по этой причине количество собственных минералов La и Nd невелико. Разнообразие минералов лантана и неодима в значительной мере способствует окислительная обстановка, когда их главный «конкурент» – церий окисляется до Ce^{4+} и может образовывать церианит, не участвуя в образовании минералов REE^{3+} [6].

В минералах возможен изоморфизм редких земель со следующими элементами (в скобках приведены ионные радиусы (Å) для КЧ=8): Ca^{2+} (1.12); Na^{+} (1.18); Sr^{2+} (1.26); Th^{4+} (1.05); U^{4+} (1.00), значительно реже со Sc^{3+} (0.87); Zr^{4+} (0.84); Ba^{2+} (1.42) [158]. Наиболее важный элемент, который изоморфно замещают лантаниды и иттрий, - кальций. Известны непрерывные ряды минералов от кальциевых до редкоземельных аналогов: группы апатита, гадолинита, пирохлора, гелландита и др. Часто спутником лантанидов выступает торий. Обычна примесь тория, иногда значительная, в минералах группы монацита, непрерывный ряд монацит-(Ce) – хаттонит. Уран, имея значительно меньший размер иона, чем торий, охотнее накапливается в минералах иттрия и иттриевых редких земель. По этой причине в сростаниях монацита-(Ce) и ксенотима-(Y) ураном обогащен, как правило, ксенотим, а торием – монацит. Этот пример показывает, что кристаллохимический фактор является более сильным, чем химизм среды минералообразования.

По набору *REE* редкоземельные минералы принято разделять на селективные и комплексные. Для минералов с селективным распределением редких земель характерны достаточно устойчивые спектры *REE* с ярко выраженными максимумами, которые повторяются в различных геологических обстановках [124], [194], [195,]. Такая воспроизводимость во многом связана не с общностью химизма среды минералообразования, а с кристаллохимическими особенностями минералов. Несмотря на существенную роль кристаллохимии минералов в сепарации *REE*, нельзя сбрасывать со счетов при интерпретации геологических явлений, и небольшие, но имеющие важную роль (например, в технологии редких земель) различия в химических свойствах иттрия и индивидуальных лантанидов [45], [215], [227].

5.2.1. Минералы редких земель в изученных гранитных пегматитах Памира

В миароловых гранитных пегматитах Юго-Западного и Восточного Памира выявлен широкий видовой набор минералов иттрия и церия. Однако, в количественном отношении, существенно преобладают минералы иттрия. По этой причине описываемые пегматиты можно отнести к NYF-типу и говорить об их иттриевой специализации.

В описываемых пегматитах нами открыто три новых минерала иттрия: бадахшанит-(Y) $\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24})$, шахдараит-(Y) ScYNb_2O_8 [281], [282] и пепроссиит-(Y) - $(\text{Y,Ca})(\text{Al}_3\text{O})_{2/3}(\text{B}_{4-x}\text{Si}_x)_4\text{O}_{10}$ (таблица 5.2.1.1) [272]. Обнаружены и изучены гадолинит-(Y), уранополикраз и поликраз-(Y) [154], ксенотим-(Y), гелландит-(Y), черновит-(Y). Из минералов церия наибольшим распространением пользуются монацит-(Ce) и алланит-(Ce). Остальные минералы церия довольно редки. Список минералов редких земель приведен в таблице 5.2.1.1

Таблица 5.2.1.1

Минералы редкоземельных элементов в гранитных пегматитах Памира

Минералы	Формулы	Пегматиты						
		Юго-Западный Памир				Восточный Памир		
		Вездара	Лесхозный	Шахдара	Намангут	Дорожный	Амазонитовый	Топазовый
Собственные минералы редких земель								
Гадолинит-(Y)	Y ₂ FeBe ₂ Si ₂ O ₁₀					+		
Бадахшанит-(Y)	Y ₂ Mn ₄ Al(Si ₂ B ₇ BeO ₂₄)					+		
Шахдараит-(Y)	ScYNb ₂ O ₈		+					
Монацит-(Ce)	CePO ₄		+			+		
Ксенотим-(Y)	YPO ₄		+			+		+
Поликраз-(Y)	Y(Ti,Nb) ₂ O ₆		+			+		
Эшинит-(Ce)	(Ce,Ca)(Ti,Nb) ₂ O ₆					+		
Алланит–(Ce)	(CaCe)(AlFe ²⁺)O[Si ₂ O ₇][SiO ₄](OH)					+		
Пепроссиит-(Ce)	(Ce,La)(Al ₃ O) _{2/3} B ₄ O ₁₀					+		
Синхизит-(Ce)	Ca(Ce,La)(CO ₃) ₂ (F,OH)					+		
Паризит-(Ce)	Ca(Ce,La) ₂ (CO ₃) ₃ (F,OH) ₂					+		
Гелландит-(Y)*	(Ca,REE) ₄ Y ₂ Al[] (B ₄ Si ₄ O ₂₂ (OH,F) ₂					+		
Черновит-(Y)	YAsO ₄					+		
Минералы содержащие редкие земли								
Ферсмит	CaNb ₂ O ₆		+					
Циркон	ZrSiO ₄	+	+					
Чералит	CaTh(PO ₄) ₂		+					+
Гр. пирохлора	(NaCa)(Nb,Ta) ₂ O ₆ (OH,F)	+	+					
Титанит	CaTi(SiO ₄)O						+	

Эшинит-(Ce) $(Ce,Ca)(Ti,Nb)_2(O,OH)_6$

Эшинит впервые найден в 1826 году Й. Менге в Ильменских горах и принят за гадолинит. Я. Берцелиус в 1828 году изучил этот минерал и выяснил, что он является новым. В настоящее время известно большое число мест находок эшинита-(Ce), но если судить по базе <https://www.mindat.org>, то в Таджикистане он не отмечался.

Нами эшинит-(Ce) встречен в пегматите Дорожный в виде мелких зерен (до 150 мкм в наибольшем измерении) в ассоциации с кварцем, спессартином, бастнезитом-(Ce), паризитом-(Ce) и предположительно гелландитом-(Y) (рисунок 5.2.1.1.). Цвет минерала темно-бурый, почти черный. Блеск сильный смолистый. В отраженном свете светло-серый с умеренной отражательной способностью (рисунок 5.2.1.2.). Анизотропия слабая, двуотражение в воздухе не наблюдается. Химический состав приведен в таблице 5.2.1.2. Формула эшинита при расчете O=6 (среднее по 4 анализам): $(\text{Ce}_{0.25}\text{Ca}_{0.21}\text{Nd}_{0.13}\text{Th}_{0.13}\text{Y}_{0.09}\text{Sm}_{0.05}\text{La}_{0.06}\text{Pr}_{0.03}\text{U}_{0.03}\text{Fe}_{0.02}\text{Gd}_{0.02}\text{Dy}_{0.01})_{1.03}(\text{Ti}_{1.01}\text{Nb}_{0.80}\text{Ta}_{0.14}\text{W}_{0.04}\text{Sn}_{0.01})_{1.99}\text{O}_6$

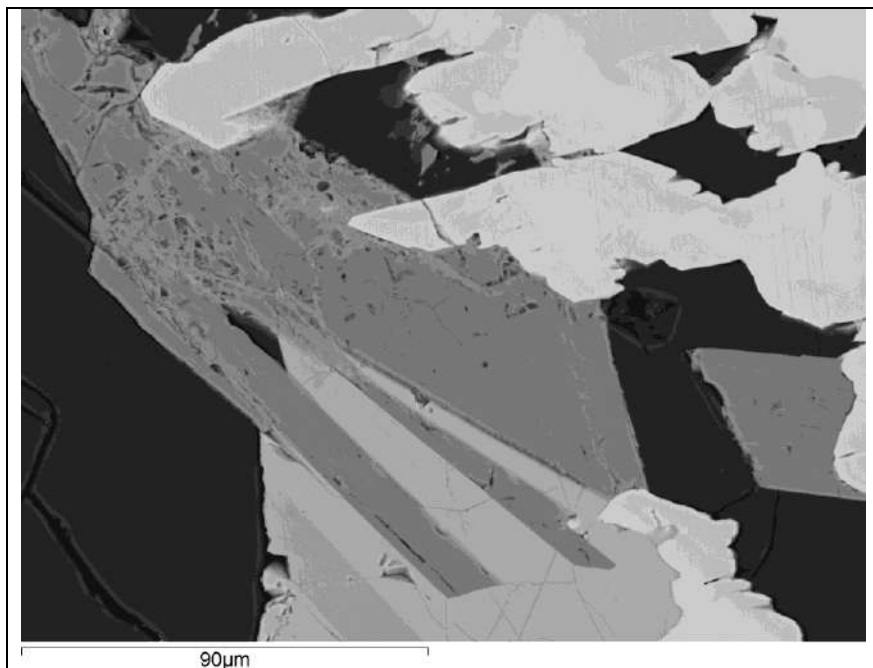


Рисунок 5.2.1.1. Эшинит-(Ce) (светло-серый) в срастании предположительно с гелландитом-(Y) (серый) в кварце (темно-серый), в отражённых электронах. Пегматит Дорожный, Восточный Памир.

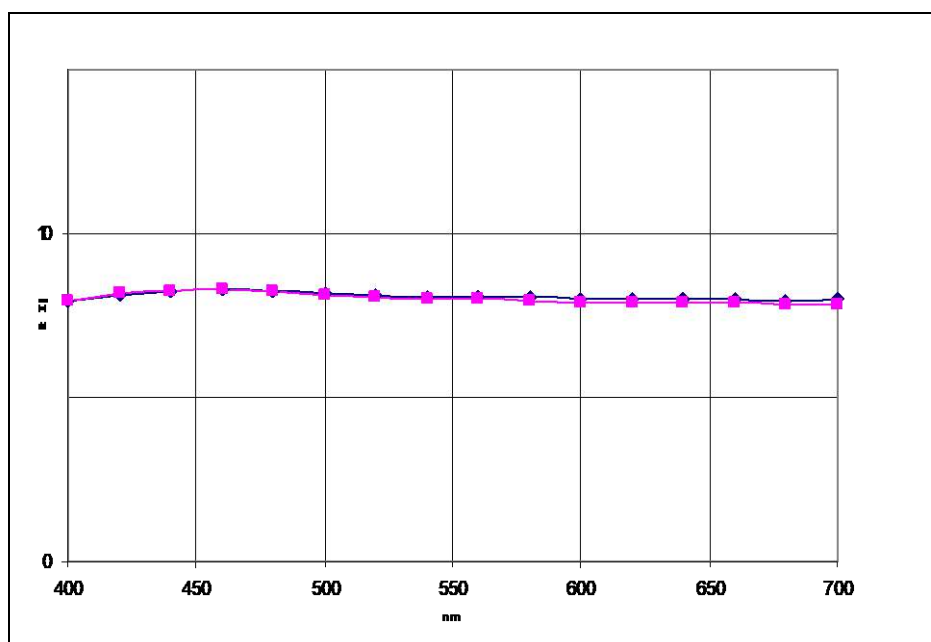


Рисунок 5.2.1.2. Спектры отражения эшинита-(Ce) пегматита Дорожный, эталон SiC

Таблица 5.2.1.2

Химический состав (мас. %) эшинита-(Ce) из пегматита Дорожный

Компонент	1	2	3	4
CaO	2.78	2.80	3.61	2.79
TiO ₂	19.94	21.39	21.51	20.38
FeO	0.12	0.38	0.29	0.46
Y ₂ O ₃	2.89	2.78	1.50	3.29
Nb ₂ O ₅	27.81	27.01	27.54	26.90
SnO ₂	0.39	0.49	0.20	0.08
La ₂ O ₃	2.30	2.44	3.19	2.23
Ce ₂ O ₃	11.00	11.43	10.41	9.55
Pr ₂ O ₃	1.00	1.24	1.49	1.75
Nd ₂ O ₃	5.70	5.78	5.12	6.56
Sm ₂ O ₃	2.01	1.77	1.96	2.01
Gd ₂ O ₃	1.20	1.05	1.04	1.04
Dy ₂ O ₃	0.80	0.44	0.71	0.60
Ho ₂ O ₃	0.10	0.20	нпо	0.08
Ta ₂ O ₅	8.59	7.51	6.10	8.66
WO ₃	2.09	2.53	2.00	2.31
ThO ₂	7.68	7.47	12.04	7.13
UO ₂	2.59	2.53	1.25	2.38
сумма	98.99	99.24	99.96	98.20
Число атомов в формуле				
Ce	0.26	0.27	0.24	0.23
Ca	0.19	0.19	0.25	0.20
Y	0.10	0.10	0.05	0.11
Nd	0.13	0.13	0.12	0.15
Th	0.11	0.11	0.18	0.11
La	0.06	0.06	0.08	0.05
Sm	0.05	0.04	0.04	0.05
U	0.04	0.04	0.02	0.03

Gd	0.03	0.02	0.02	0.02
Pr	0.02	0.03	0.03	0.04
Fe	0.01	0.02	0.02	0.03
Dy	0.02	0.01	0.01	0.01
Σ A	1.02	1.02	1.06	1.03
Ti	0.98	1.03	1.04	1.00
Nb	0.82	0.78	0.80	0.79
Ta	0.15	0.13	0.11	0.15
W	0.04	0.04	0.03	0.04
Sn	0.01	0.01	0.01	-
Σ B	2.00	1.99	1.99	1.98
O	6			

Уранополикраз $(U,Y)(Ti,Nb)_2O_6$ был описан как новый минерал из пегматита "Fonte del Prete" на острове Эльба, Италия [236]. Минерал принадлежит к группе эвксенита, включающей кроме уранополикраза: эвксенит-(Y) $Y(Nb,Ti)_2O_6$; тантэвксенит-(Y) $Y(Ta,Ti,Nb)_2O_6$, поликраз-(Y) $Y(Ti,Nb)_2O_6$ и ферсмит $(Ca,Ce,Na)(Nb,Ta,Ti)_2(O,OH,F)_6$. Эти минералы характерны для некоторых гранитных и щелочных сиенитовых пегматитов, фенитов, альбититов, литий-фтористых гранитов и онгонитов [289], [212], [167], [5].

Нами уранополикраз обнаружен в миароловых гранитных пегматитах на Юго-Западном и Восточном Памире. В пегматите Музейный в контурах знаменитого месторождения благородной шпинели Кухилал уранополикраз обнаружен при полевых работах в 2016 г. Группа гранитных пегматитов, в которую входит и пегматит Музейный, обнажаются на левом борту р. Кухилал [107], [123] приблизительно на 1.5 км выше устья [154]. Уранополикраз встречен в блоковом полупрозрачном, участками молочном кварце околوميаролового комплекса пегматита. Минерал представлен таблитчатыми удлинёнными зёрнами прямоугольного сечения и редко кристаллами до 4 мм длиной и 0.6 мм шириной (рисунок 5.2.1.3.), внешне не отличимыми от выделений поликраза-(Y). Иногда в сростании с уранополикразом кроме кварца находится Nb-содержащий рутил (микрозондовые анализы: TiO_2 – 88.80; Al_2O_3 – 0.55; Fe_2O_3 – 0.60; Nb_2O_5 – 5.68; Ta_2O_5 – 1.71; SnO_2 – 1.34; MnO – 0.22; MgO – 0.21; сумма – 99.11 мас.%) (рисунок 5.2.1.4.). Уранополикраз имеет чёрный цвет, раковистый излом, в сколе сильный смолистый блеск. Минерал хрупкий, имеет светло-коричневую черту. В отражённом свете минерал светло-серый, изотропный, отражательная способность умеренная (около 20%), редко у минерала наблюдаются красно-коричневые внутренние рефлексы. Микротвёрдость, составила $VHN_{100} = 596$ (среднее по 8 замерам, разброс 584 – 629), что несколько ниже, чем микротвёрдость уранополикраза из Италии $VHN_{20} = 659$ [236].

Пониженная микротвердость изученного поликраза может быть связана с большей степенью метамиктности минерала.

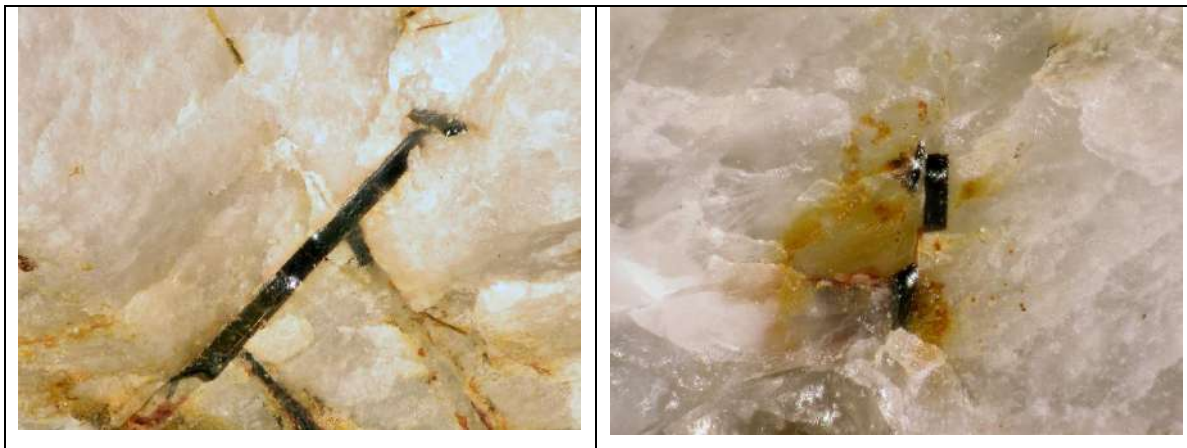
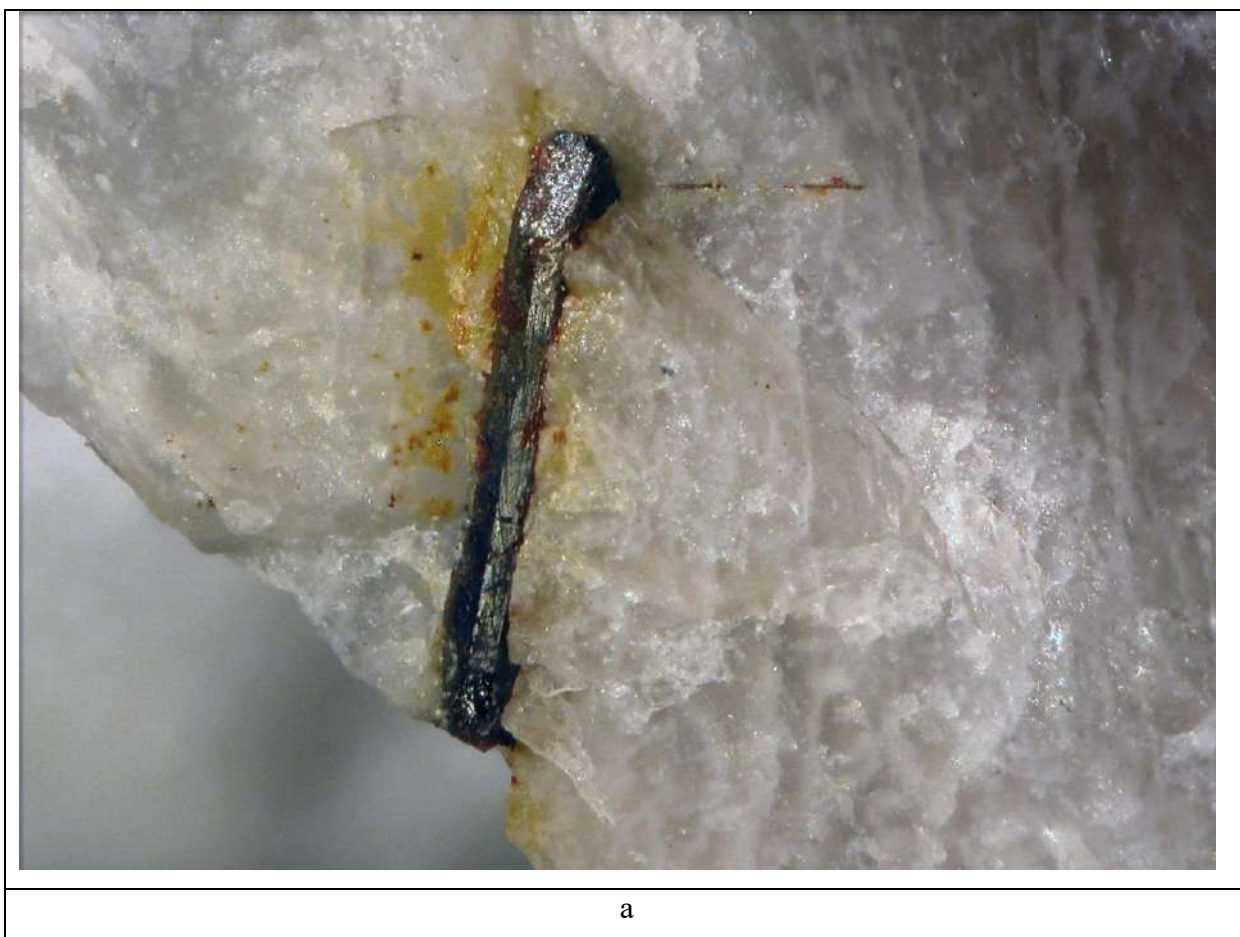


Рисунок 5.2.1.3. Удлиненные пластинчатые кристаллы уранополикразита. Фотографии под бинокулярным микроскопом. Ширина поля зрения 7 мм.



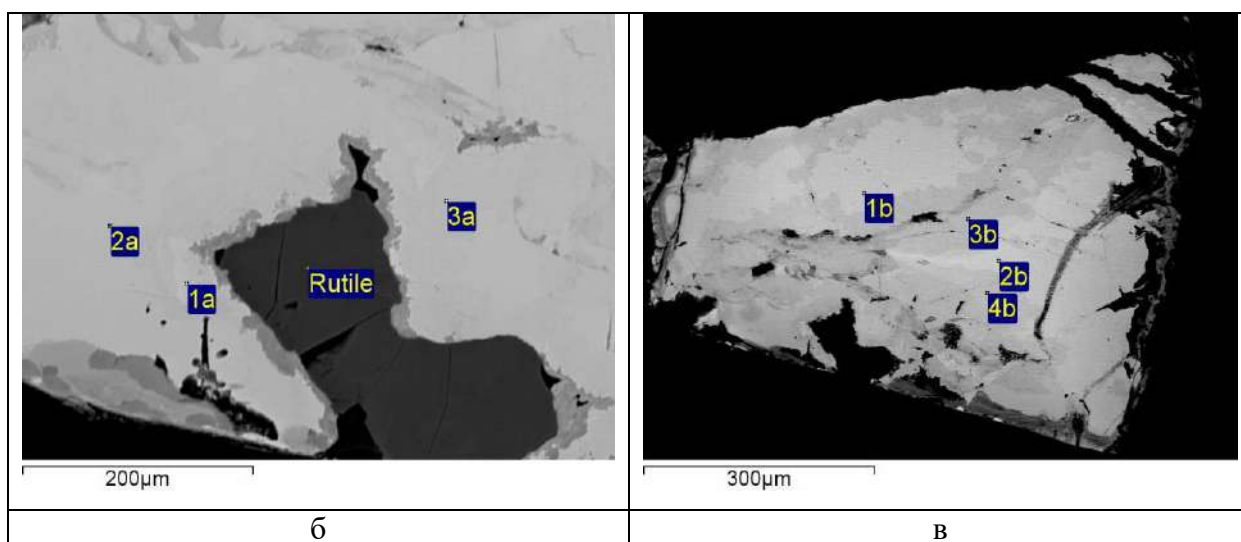


Рисунок 5.2.1.4. Уранополикраз, Кухилал, Ю-З Памир: а) - Кристалл уранополикраза (длиной 4 мм) в кварце из пегматита Музейный; б) – срастание рутила с уранополикразом (светло-серое). Полированный фрагмент кристалла уранополикраза монтированный в эпоксидной смоле в отражённых электронах; в) – обзорный снимок зерна, фрагмент которого показан на предыдущем рисунке. Видны более темные (более легкие) зоны изменения уранополикраза около трещин и краев зерна. Цифрами показаны точки анализов в таблице 5.2.1.3

Таблица 5.2.1.3

Химический состав (мас. %) уранополикраза и продуктов его изменения (рис. 5.2.1.4)

Компонент	Италия	Юго-Западный Памир						
	1	1a	2a	3a	1b	2b	3b	4b
Nb₂O₅	11.27	13.27	13.06	11.52	9.87	8.75	9.92	8.21
Ta₂O₅	5.98	0.83	1.59	1.36	1.33	0.63	0.99	0.56
WO₃		0.98	1.97	1.67	1.11	0.95	0.82	нпо
TiO₂	27.36	31.00	32.04	32.95	33.95	34.39	33.15	33.75
UO₂	39.08	36.89	31.59	34.34	39.74	41.41	38.44	40.72
ThO₂	4.14	5.2	3.19	2.78	2.45	3.74	3.08	2.43
Y₂O₃	7.78	5.95	9.85	8.15	7.10	6.20	6.68	5.72
Ce₂O₃		0.19	0.77	нпо	нпо	нпо	0.29	нпо
Nd₂O₃	0.37	0.34	0.11	нпо	0.38	0.22	0.21	0.67
Dy₂O₃		0.99	2.12	1.68	0.99	1.28	1.21	1.17
Ho₂O₃		0.3	0.96	0.63	нпо	0.61	0.54	нпо
Er₂O₃		0.91	1.87	0.84	1.24	0.85	0.88	нпо
Yb₂O₃		0.99	1.97	1.68	1.78	0.73	0.81	нпо
FeO		0.28	0.04	0.32	0.17	нпо	нпо	нпо
MnO	0.48	0.51	нпо	0.12	нпо	нпо	нпо	нпо

CaO	0.22	0.69	0.29	0.12	нпо	нпо	нпо	0.22
сумма	96.68*	99.32	101.42	98.16	100.11	99.76	97.02	93.45
Число атомов в формуле								
U	0.62	0.55	0.45	0.51	0.59	0.62	0.58	0.64
Y	0.29	0.21	0.34	0.29	0.25	0.22	0.24	0.21
Th	0.07	0.08	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04
Ca	0.02	0.05	0.02	0.01	-	-	-	0.02
Mn	0.03	0.03	-	0.01	-	-	-	-
Fe		0.02	-	0.02	0.01	-	-	-
Ce		-	0.02	-	-	-	0.01	-
Nd	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02
Dy		0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03
Er		0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	-
Yb		0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.02	-
Ho		0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.01	-
ΣА	1.04	1.02	1.02	0.98	0.99	0.98	0.97	0.96
Ti	1.47	1.56	1.55	1.64	1.69	1.73	1.7	1.78
Nb	0.36	0.4	0.38	0.34	0.3	0.26	0.31	0.26
Ta	0.12	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
W		0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	-
ΣВ	1.95	2.00	1.99	2.03	2.03	2.02	2.04	2.05
O	6							

Примечание: 1- анализ уранополикраза с места первой находки на острове Эльба, Италия [236]. Пустые клетки в таблице – данные отсутствуют в первоисточнике. * - в оригинале приведена сумма анализа 96.73%; 1а – 4b –уранополикраз жилы Музейной (Кухилал, Ю-3 Памир), из них 3b и 4b из зоны изменения минерала. Номера анализов соответствуют номерам точек анализов, показанных на рисунке 5.2.1.4

Химический состав уранополикраза изучен методами локального электроннозондового анализа (таблица 5.2.1.3.) Формула минерала, рассчитанная на 6 атомов О, $n = 7$: $(U_{0.54}Y_{0.26}Th_{0.05}Dy_{0.03}Er_{0.03}Yb_{0.03}Ca_{0.02}Ho_{0.01}Nd_{0.01}Fe_{0.01}Mn_{0.01})_{1.00}(Ti_{1.63}Nb_{0.34}Ta_{0.02}W_{0.02})_{2.01}O_6$. Как видно, в изученном минерале в А-позиции $U > Y$, а в В-позиции $Ti \gg Nb$, что и определяет отнесение изученного минерала к уранополикразу.

Рентгеновское изучение минерала показало, что он рентгеноаморфен, т.е. метамиктен. Для рекристаллизации минерала несколько зерен было прокалено в течение 10 часов в токе аргона при 1000°C. Дифрактограмма прокаленного материала, полученная на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2 (Cu-анод, Ni-фильтр, скорость счетчика 1 градус/мин), показана на рисунке 5.2.1.5. Преобладающей фазой в продуктах прокаливания минерала, судя по рентгеновской порошкограмме, является уранополикраз. Второй фазой, которая присутствует в

подчиненном, но ощутимом количестве во всех 4-х прокаленных зернах, является браннерит. Не ясно, синтезировался ли браннерит в результате прокаливания метамиктного минерала или он присутствовал в минерале в виде необнаруживаемых в отраженном свете и в отраженных электронах вростках метамиктного браннерита.

Изученные образцы уранополикраза в той или иной мере по периферии зерен и вдоль микротрещин имеют участки изменения коллоидной формы, хорошо видимые в отраженных электронах по более темному тону (имеют более низкий средний атомный номер). Такие участки характеризуются более низкими суммами анализов (таблица 5.2.1.3, ан. 3b и 4b), вероятно связанными с гидратацией минерала. Общий состав в этих зонах изменения мало отличается от неизмененного уранополикраза и характеризуется незначительным дефицитом катионов в позиции А. Осевые зоны в областях изменения, приуроченные к трещинам, реже к краям зерен иногда содержат области, значительно более темные на изображениях в режиме BSE, обогащены ниобием и несколько обеднены титаном, ураном и иттрием. Есть предположение, что эти участки замещения уранополикраза рентгеноаморфной (тонкодисперсной?) фазой пирохлорового типа, чему не противоречит появление в рентгеновской порошкограмме прокаленного в вакууме сильно измененного зерна

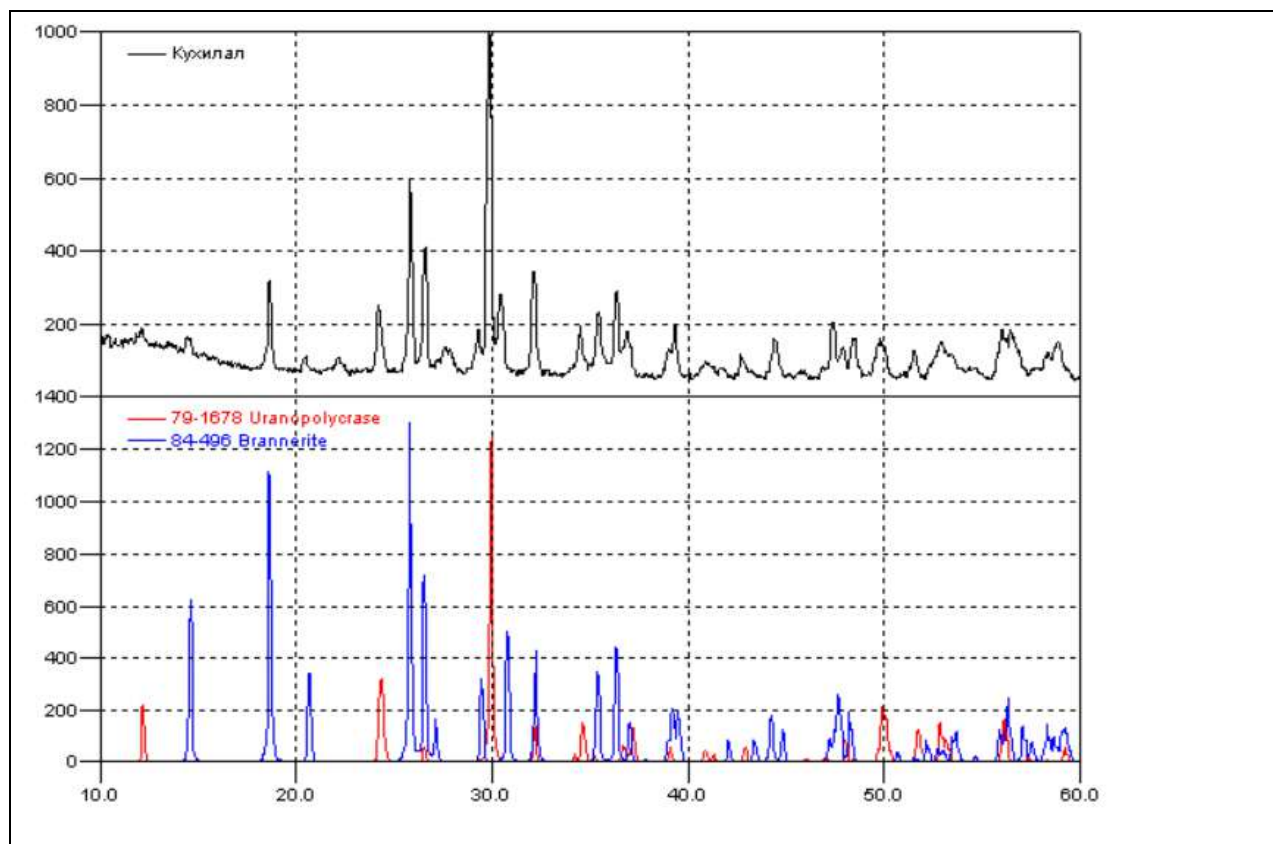


Рисунок 5.2.1.5. Сравнение рентгеновской дифрактограммы (Cu K α - излучение) прокаленного при 1000° С в токе аргона минерала с Ю-3 Памира (верхний черный спектр) с модельными спектрами уранополикраза из картотеки JCPDS 79-1678 (красный спектр) и браннерита JCPDS 84-496 (синий спектр).

уранополикраза сильных отражений кубической фазы с параметром элементарной ячейки $a = 10.299(4) \text{ \AA}$. Из 9 анализов усредненная формула минерала, рассчитанная на 6 атомов O: $(U_{0.65}Y_{0.20}Th_{0.06}Yb_{0.03}Dy_{0.03}Ho_{0.02}Er_{0.02}Nd_{0.01})_{1.02}(Ti_{1.73}Nb_{0.23}Ta_{0.01}W_{0.01}Zr_{0.01})_{1.99}O_6$

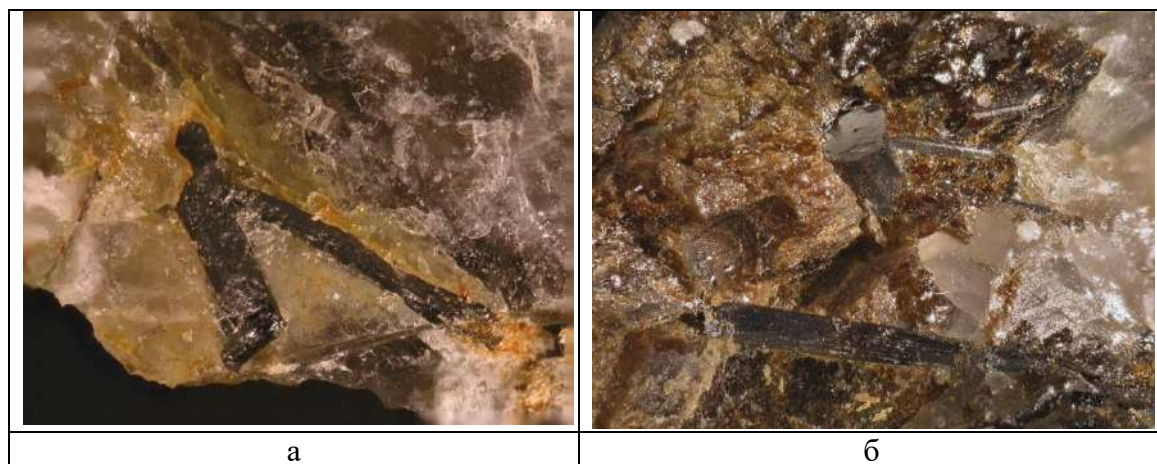


Рисунок 5.2.1.6. Длиннопризматические кристаллы уранополикраза из пегматита Вез-Дара, Юго-Западный Памир. Ширина поля зрения 5 мм

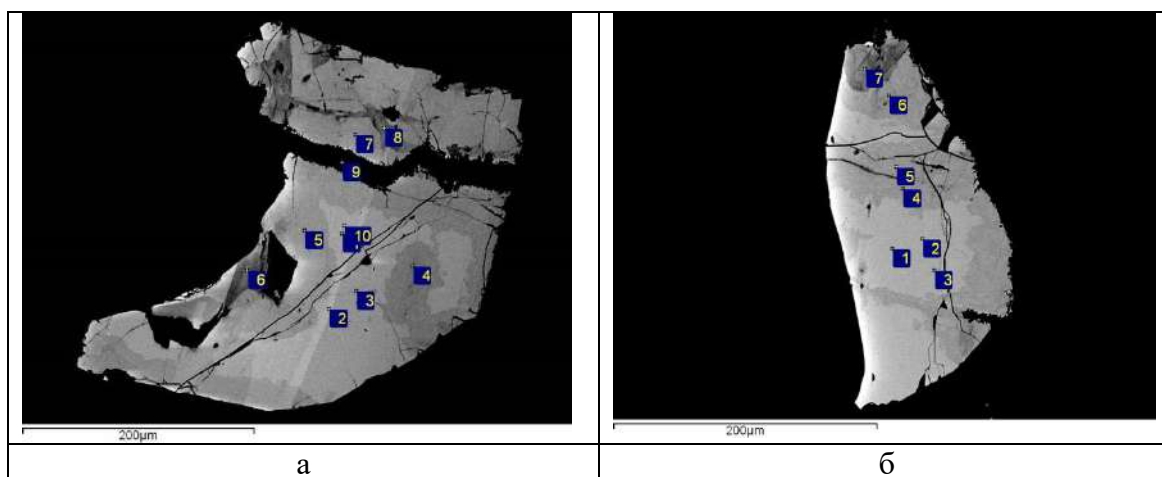
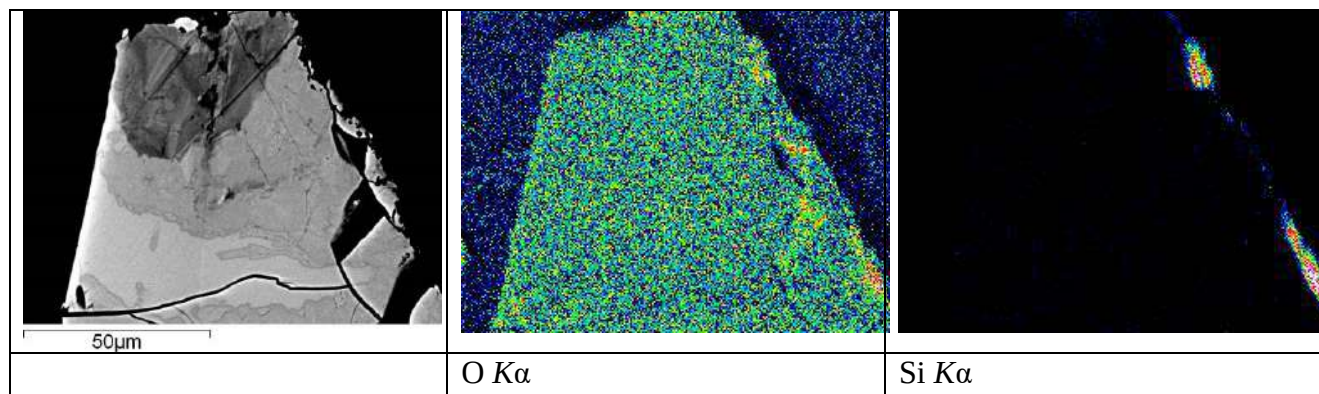


Рисунок 5.2.1.7. Кристаллы частично измененного уранополикраза пегматита Вез-Дара в отраженных электронах.



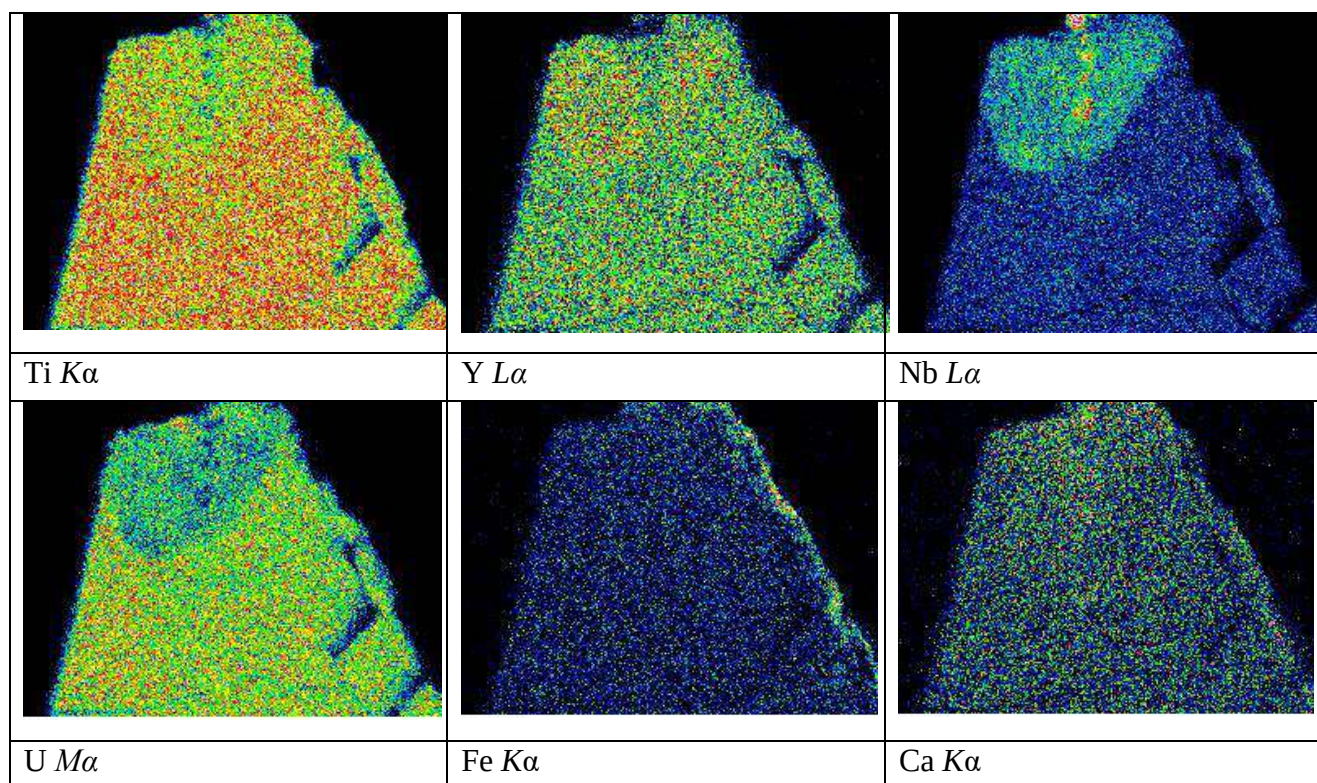


Рисунок 5.2.1.7А. Кристалл уранополикса из пегматита Вез-Дара в отраженных электронах и рентгеновские карты распределения в нём O, Si, Ti, Y, Nb, U, Fe, Ca.

Таблица 5.2.1.4

Химический состав (мас. %) уранополикса и продуктов его изменения пегматита Вез-Дара (рис. 5.2.1.7А)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	0.07	нпо	0.14	0.14	0.14	1.07	0.22	0.77	0.19
TiO ₂	33.93	34.60	33.11	31.85	33.17	29.98	33.61	29.99	34.58
MnO	нпо	нпо	нпо	0.08	0.08	нпо	нпо	0.29	нпо
FeO	нпо	0.10	нпо	нпо	нпо	0.26	0.32	0.23	нпо
Y ₂ O ₃	5.55	4.76	6.69	7.98	5.79	8.10	5.04	7.89	5.59
ZrO ₂	0.44	нпо	0.56	нпо	0.21	0.27	нпо	0.62	0.32
Nb ₂ O ₅	7.44	6.75	9.72	10.16	6.87	13.37	7.19	12.71	7.30
La ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.45	нпо	нпо	0.18	нпо	1.08
Ce ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.54	нпо	нпо	0.14	0.19	0.82
Nd ₂ O ₃	0.26	нпо	нпо	0.29	0.26	нпо	нпо	0.20	нпо
Sm ₂ O ₃	нпо	0.44	нпо	нпо	0.51	0.35	0.11	0.51	нпо
Gd ₂ O ₃	нпо	0.42	0.34	0.60	0.47	0.54	0.41	0.41	0.20
Dy ₂ O ₃	1.28	нпо	1.28	1.76	1.19	1.55	0.79	1.02	1.14
Ho ₂ O ₃	0.90	нпо	0.65	0.76	0.25	0.18	нпо	нпо	0.26
Er ₂ O ₃	1.11	0.81	1.86	1.55	0.49	1.19	0.89	0.78	1.01
Yb ₂ O ₃	1.50	нпо	1.47	1.57	1.09	1.56	1.32	1.53	1.33

Ta₂O₅	0.58	0.75	0.86	1.14	0.87	0.79	1.29	1.73	0.56
WO₃	0.68	0.21	0.97	1.43	1.14	0.71	0.70	1.01	0.80
PbO	нпо	нпо	0.25	нпо	нпо	0.22	нпо	нпо	0.19
ThO₂	3.64	3.35	2.43	2.45	3.39	2.67	3.54	2.94	2.82
UO₂	43.35	44.36	40.74	36.29	43.37	34.75	42.06	34.15	43.17
сумма	100.74	96.54	101.07	99.03	99.32	97.56	97.81	96.97	101.35
Число атомов в формуле									
U	0.65	0.69	0.60	0.55	0.66	0.52	0.65	0.52	0.64
Y	0.20	0.18	0.24	0.29	0.21	0.29	0.19	0.29	0.20
Th	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04
Ca	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.08	0.02	0.06	0.01
W	0.01	-	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-
Fe	-	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.01	-
La	-	-	-	0.01	-	-	-	-	0.03
Ce	-	-	-	0.01	-	-	-	-	0.02
Nd	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-
Sm	-	0.01	-	-	0.01	0.01	-	0.01	-
Gd	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Dy	0.03	-	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Ho	0.02	-	0.01	0.02	0.01	-	-	-	0.01
Er	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
Yb	0.03	-	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
ΣA	1.04	0.97	1.03	1.08	1.05	1.06	1.03	1.06	1.03
Ti	1.73	1.81	1.66	1.62	1.72	1.53	1.75	1.53	1.74
Nb	0.23	0.21	0.29	0.31	0.21	0.41	0.22	0.39	0.22
Ta	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01
Zr	0.01	-	0.02	-	0.01	0.01	-	0.02	0.01
ΣB	1.98	2.03	1.99	1.95	1.96	1.96	1.99	1.97	1.98
O	6								

На Восточном Памире в пегматитовой жиле Дорожной из Кукуртского пегматитового поля в образцах были обнаружены поликраз $Y(Ti,Nb)_2O_6$ и уранополикраз $(U,Y)(Ti,Nb)_2O_6$ [128]. Поликраз из околомаролового комплекса пегматита образует крупные хорошо образованные кристаллы с размером до 15 мм по удлинению. Столь крупные кристаллы поликраза в пегматитах Памира обнаружены впервые (рисунок 5.2.1.8.). Кукуртский поликраз-(Y) по химическому составу однороден (таблица 5.2.1.5). Спектры отражения поликраза-(Y) показаны на рисунке 5.2.1.9. Поликраз упоминается в списке минералов лейкогранитов Раумидского гранитного интрузива [3].



Рисунок 5.2.1.8. Хорошо образованный кристалл поликраза. Ширина поля зрения 25 мм.

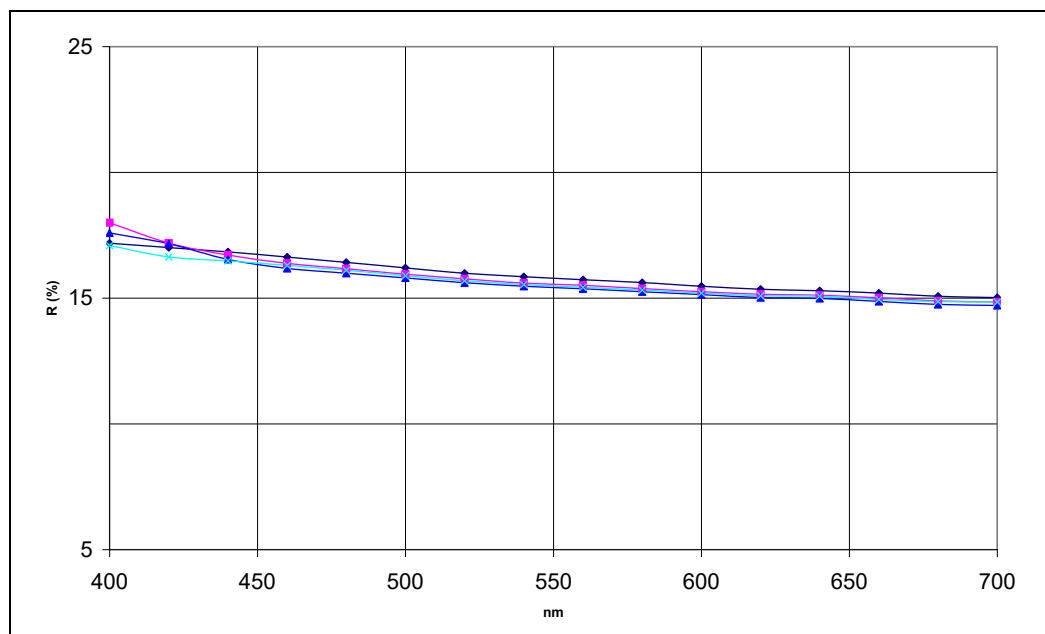


Рисунок 5.2.1.9. Спектры отражения поликраза-(Y) из пегматита Дорожный

Таблица 5.2.1.5

Химический состав (мас. %) поликраза из пегматита Дорожный, Восточный Памир

Компонент	1	2	3
TiO₂	26.98	27.18	26.44
FeO	0.95	1.02	1.00
Y₂O₃	15.8	15.57	15.13
Nb₂O₅	23.70	22.70	21.99
SnO₂	0.46	0.41	0.47
Sm₂O₃	0.42	нпо	0.36
Eu₂O₃	нпо	нпо	0.22
Gd₂O₃	1.07	0.86	1.75
Tb₂O₃	0.20	0.18	0.68
Dy₂O₃	2.36	2.58	2.67
Ho₂O₃	0.23	0.75	0.41
Er₂O₃	1.42	2.15	1.42
Tm₂O₃	0.75	0.40	нпо
Yb₂O₃	2.76	2.05	2.00
Lu₂O₃	нпо	нпо	0.38
Ta₂O₅	2.23	3.44	2.73
WO₃	0.58	0.55	0.27
ThO₂	3.29	3.03	3.41
UO₂	14.99	15.54	16.74
сумма	98.19	98.41	98.07
Число атомов в формуле			
Y	0.52	0.52	0.52
U	0.21	0.22	0.24
Th	0.05	0.04	0.05
Yb	0.05	0.04	0.04
Dy	0.05	0.05	0.06
Fe	0.05	0.05	0.05
Er	0.03	0.04	0.03
Gd	0.02	0.02	0.04
Sm	0.01	-	0.01
Eu	-	-	-
Tb	-	-	0.01
Ho	-	0.01	0.01
Tm	0.01	0.01	-
Lu	-	-	0.01
ΣA	1.05	1.00	1.07
Ti	1.25	1.28	1.27
Nb	0.66	0.65	0.64
Ta	0.04	0.06	0.05
W	0.01	0.01	-
Sn	0.01	0.01	0.01
ΣB	1.97	2.01	1.97
O	6		

Гадолинит-(Y) - $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$, по образному выражению П.М. Карташова, может считаться редкоземельным минералом номер один, поскольку именно из него в 1794 г. Юханом Гадолитом была выделена «иттровая земля» и началась история изучения редких земель. Минерал был открыт Я. Аррениусом в 1787 г. и первоначально получил название по месту находки — иттербит. В 1802 г. Мартин Генрих Клапрот доизучил и переименовал его в гадолинит.

Общая формула для минералов группы гадолинита [237] может быть записана как $A_2MQ_2T_2O_8V_2$ в которой $A = \text{Ca}, \text{REE}, \text{Bi}, \text{Pb}, \text{Mn}^{2+}$; $M = \text{Fe}, \square, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Cu}, \text{Al}$; $Q = \text{B}, \text{Be}, \text{Li}$; $T = \text{Si}, \text{P}, \text{V}, \text{S}$; $V = \text{O}, \text{OH}, \text{F}$. Структура гадолинита может быть описана как состоящая из тетраэдрических слоев, содержащих 4-х и восьмичленные кольца с топологией близкой к апофиллитовым слоям. Эти слои чередуются со смешанными слоями, которые в свою очередь состоят из искажённых октаэдров железа рёберносвязанных с восьмивершинниками иттрия (рисунок 5.2.1.10).

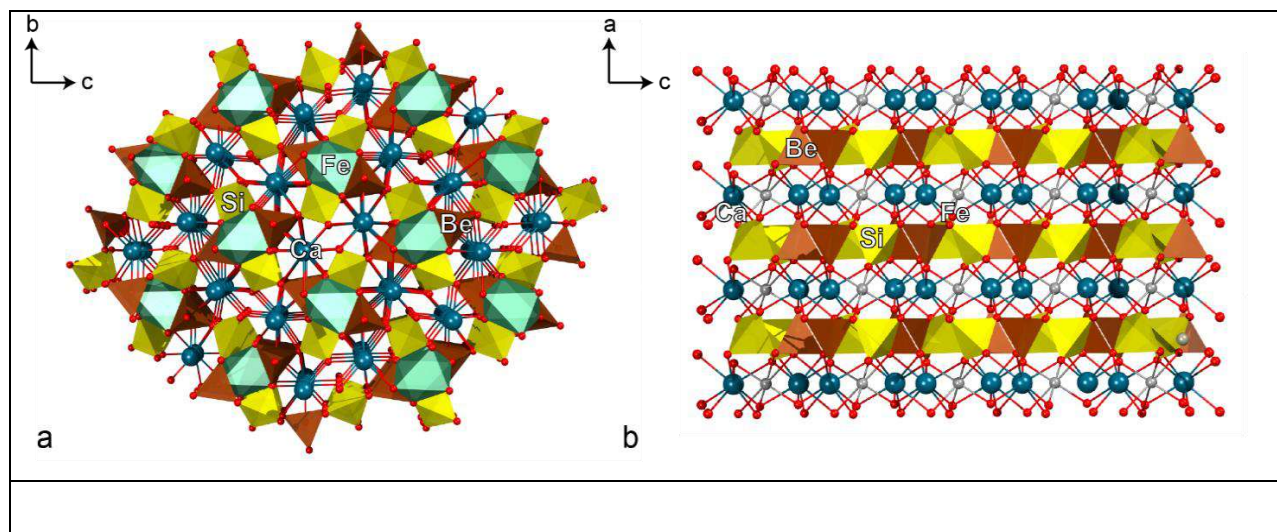


Рисунок 5.2.1.10. Общий вид кристаллической структуры гадолинита: а) - проекция вдоль оси a , б) - проекция вдоль оси b

В настоящее время подгруппа гадолинита включает минеральные виды, приведенные в таблице 5.2.1.6

Таблица 5.2.1.6

Минералы группы гадолинита [237]

Наименование	Формула
Гадолинит-(Ce)	$\text{Ce}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
Гадолинит-(Nd)	$\text{Nd}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
Гадолинит-(Y)	$\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Хинганит-(Ce)	$\text{Ce}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$
Хинганит-(Y)	$\text{Y}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$
Хинганит-(Yb)	$\text{Yb}_2\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$
Минасжейрасит-(Y)	$\text{Y}_2\text{CaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Нами гадолинит-(Y) обнаружен в гранитном пегматите Дорожный [128],[281]. В Таджикистане, до этой находки, гадолинит-(Y) был известен в пегматитах Могова (южный склон Гиссарского хребта) в виде крупных зональных кристаллов. Центральная зона этих кристаллов метамиктна и имеет черный цвет, внешняя зона более светлая, бедна железом, фазово неоднородна и дает рентгенограмму близкую к порошкограмме гадолинита [196]. На Памире акцессорный гадолинит указывается без какого либо описания минерала в лейкогранитах Раумидского интрузивного комплекса [3]. Других упоминаний или описаний гадолинита с Памира в доступной литературе обнаружить не удалось. Отсутствуют образцы памирского гадолинита и в крупнейших минералогических музеях Мира, судя по этому, находка гадолинита-(Y) в пегматите Дорожный является первой находкой этого минерала в пегматитах Памира.

Как будет показано ниже, эта находка гадолинита-(Y) примечательна с нескольких точек зрения: минерал из Кукурта кристаллический (неметамиктный гадолинит весьма редок – такие находки в Мира единичны [86], гадолинит встречен в виде хорошо образованных кристаллов с весьма богатой морфологией кристаллов, наш гадолинит богат бором, что довольно редко для этого минерала.

Гадолинит-(Y) встречен в пегматите Дорожный в средне-крупнозернистой неясно графической олигоклаз-кварцевой породе с акцессорными магнетитом и поликразом-(Y), которая развита ближе к центру пегматита - сменяет аплитовидную призальбандовую породу. Для породы с гадолинитом крайне характерен дымчато-серый среднезернистый гранулированный кварц (рисунок 5.2.1.11б). Причина этого, возможно, не в рекристаллизации кварца, а в том, что он претерпел α - β переход, т.е. эта зона пегматита образовалась при температуре выше 573°C . Гадолинит-(Y) встречается исключительно в виде кристаллов, обычно размерами от 0.5 до 5 мм, редко до 3 см (рисунок 5.2.1.11). Границы срастания гадолинита с олигоклазом чаще всего индукционные, что говорит о их совместном росте. Грани кристаллов гадолинит-(Y), заключенные в кварц, как правило, ровные, иногда зеркальные. Такие морфологические особенности минералов в кварц-олигоклазовом агрегате позволяют предположить, что кристаллизация началась с плагиоклаза, затем совместно с ним начал расти гадолинит-(Y) и последним кристаллизовался кварц. При беглом взгляде на эту породу, создается впечатление, что выделения олигоклаза являются идиоморфными кристаллами или их сростками, однако, это не совсем так. Границы между плагиоклазом и кварцем не плоские.

Такие взаимоотношения между кварцем и олигоклазом могли возникнуть, если к моменту окончания кристаллизации плагиоклаза началась кристаллизация кварца и внешняя зона кристаллов плагиоклаза оказалась ограничена поверхностями совместного роста с кварцем; альтернативная интерпретация – по окончании кристаллизации плагиоклаза он стал неравновесен с минералообразующей средой и подвергся частичному растворению или замещению кварцем. Отмечается зависимость морфологии кристаллов гадолинита-(Y) от размеров кристаллов: обычно кристаллы небольших размеров (0.5 – 3 мм) имеют изометричный облик, а более крупные – призматические до столбчатых за счет большего развития граней $\{100\}$; $\{110\}$; $\{210\}$ (см. рисунок 2.2.1.11, 5.2.1.12.). При полевых работах на пегматите Дорожный нами были встречены многие десятки кристаллов гадолинита-(Y), что свидетельствует о его относительной распространенности в данном пегматите. Это обстоятельство позволяет говорить о видовом расширении списка коллекционного материала, который может добываться на этом месторождении. Кроме того, гадолинит-(Y) может быть при попутной добыче важным источником редких земель.



Рисунок 5.2.1.11. Образцы с гадолинитом: а - призматический кристалл гадолинита-(Y) в олигоклазе с кварцем. Размер образца 12х8х6 см; б - кристалл гадолинита-(Y), размером 1х1.2х1.5 см, с хорошо развитым пинакоидом $\{001\}$ в зернистом кварце с индивидами плагиоклаза. На передней поверхности кристалла гадолинита видна индукционная поверхность совместного роста с олигоклазом

Кристаллы гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный не имеют ни каких признаков замещения или выветривания, грани блестящие, иногда осложнены вициналями (рисунок 5.2.1.12). Цвет кристаллов от темно-зеленого до темно-бурого. В сколах и прозрачных шлифах цвет минерала бутылочно-зеленый.

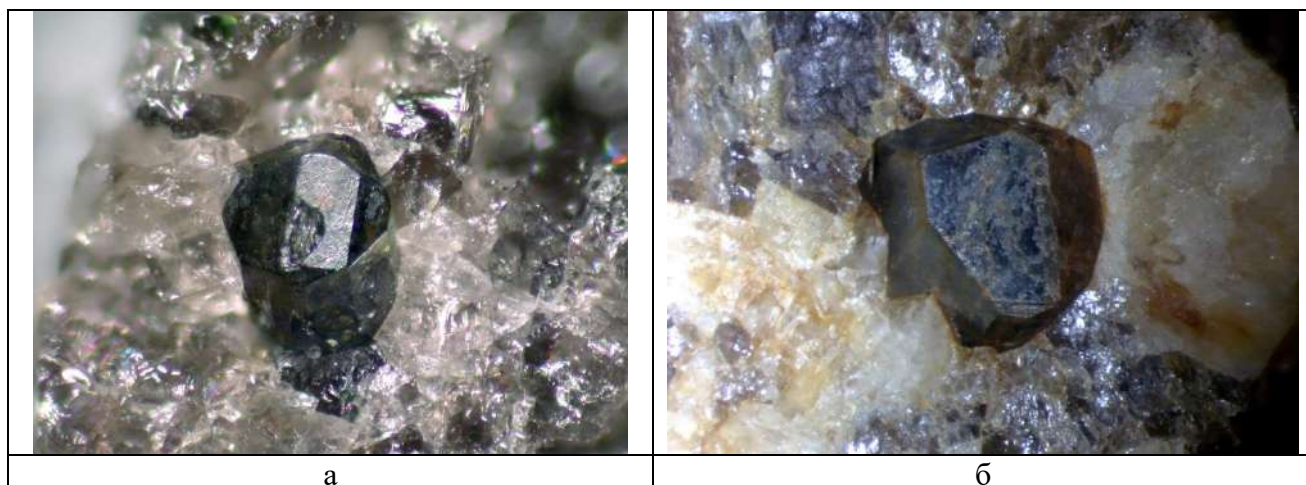


Рисунок 5.2.1.12. Мелкие кристаллы гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный: а - б- кристаллы гадолинита-(Y) в олигоклаз-кварцевом агрегате, отличающиеся морфологией от более крупных кристаллов гадолинита, показанных на предыдущих снимках. На кристаллах отсутствуют грани пинакоида {001}. Ширина поля зрения на обоих снимков 4 мм

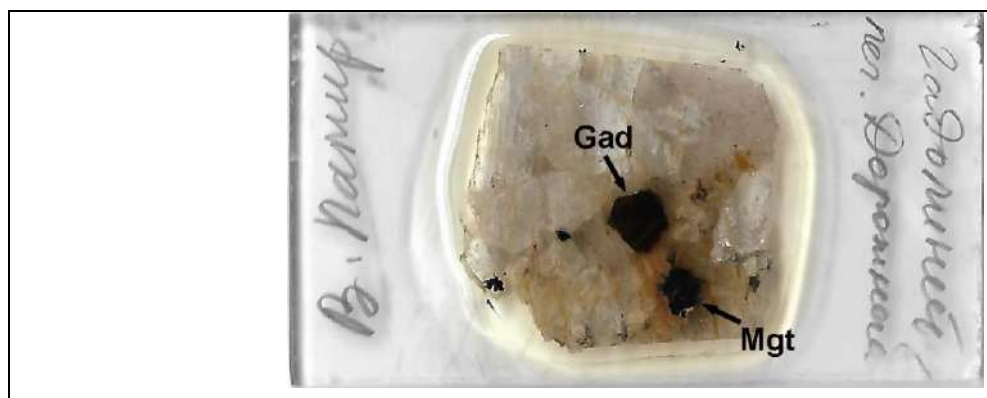
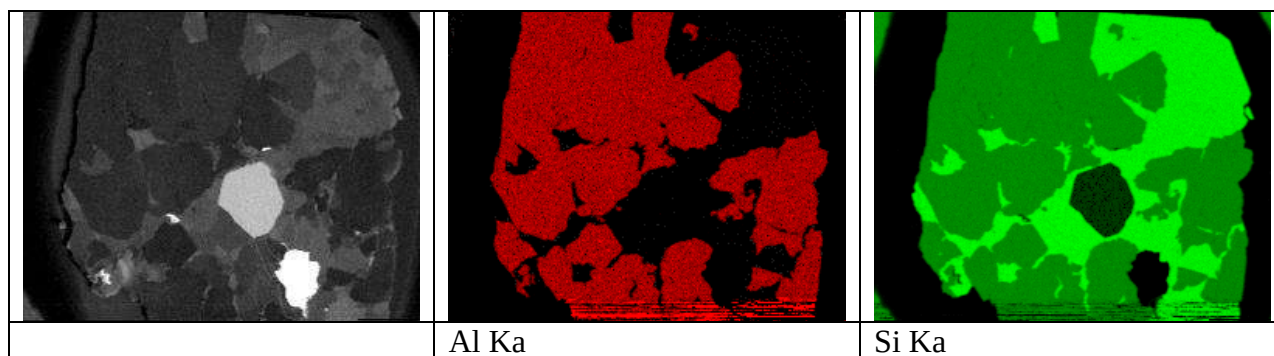


Рисунок 5.2.1.13. Прозрачно-полированный утолщенный шлиф из олигоклаз-кварцевой породы с кристаллом гадолинита-(Y) и магнетитом из пегматита Дорожный, Восточный Памир. С этого шлифа получены рентгеновские карты распределения элементов на микро-РФА, показанные на следующем рисунке



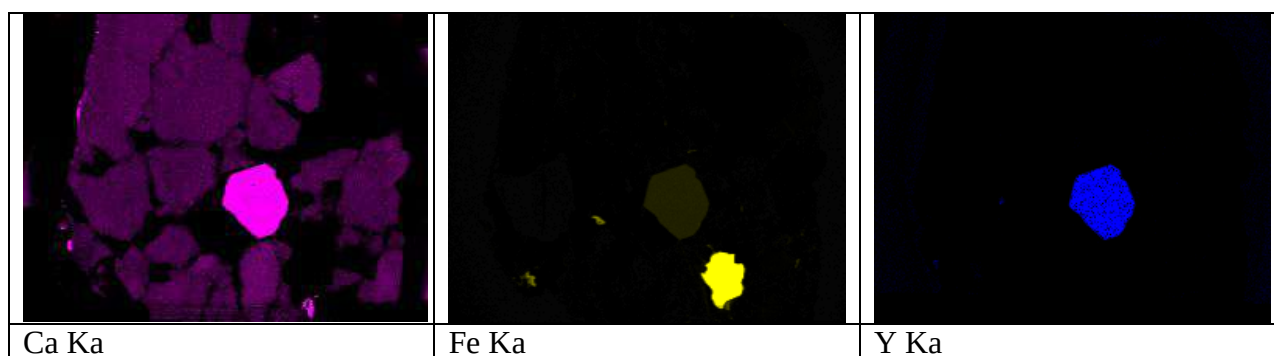


Рисунок 5.2.1.13а. Прозрачно-полированный утолщенный шлиф из олигоклаз-кварцевой породы с кристаллом гадолинита-(Y) (Gad) и магнетитом (Mgt) из пегматита Дорожный, Восточный Памир. Общий вид шлифа и рентгеновские карты распределения Al, Si, Ca, Fe и Y, полученные на микро-РФА.

Физические свойства

В спектре пропускания гадолинита-(Y) (рисунок 5.2.1.14.) наблюдаются интенсивные широкие полосы поглощения, связанные с присутствием железа в составе минерала и ряд узких полос, принадлежащих редким землям.

Гадолинит оптически двуосный положительный минерал. $2V$ большой, не меньше 80° . Дисперсия сильная $v > r$. Показатели преломления: $n_p = 1.757(3)$, $n_g > 1.766$ (при 589 нм).

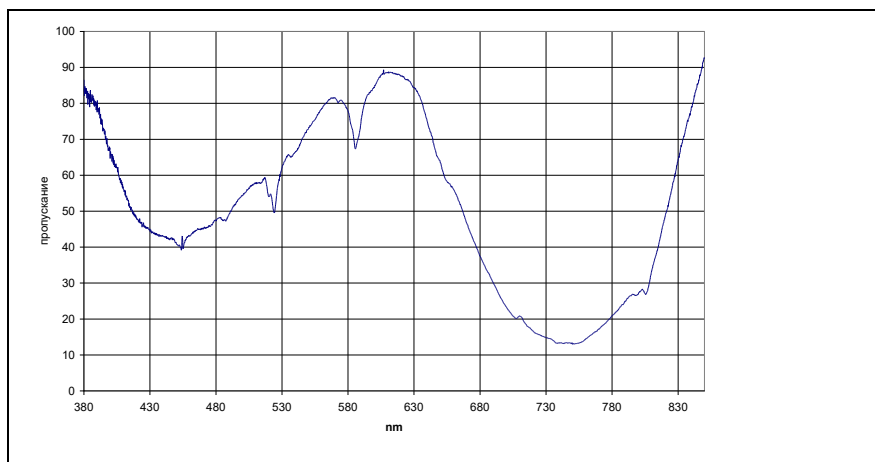


Рисунок 5.2.1.14. Спектр пропускания гадолинита-(Y) пегматита Дорожный

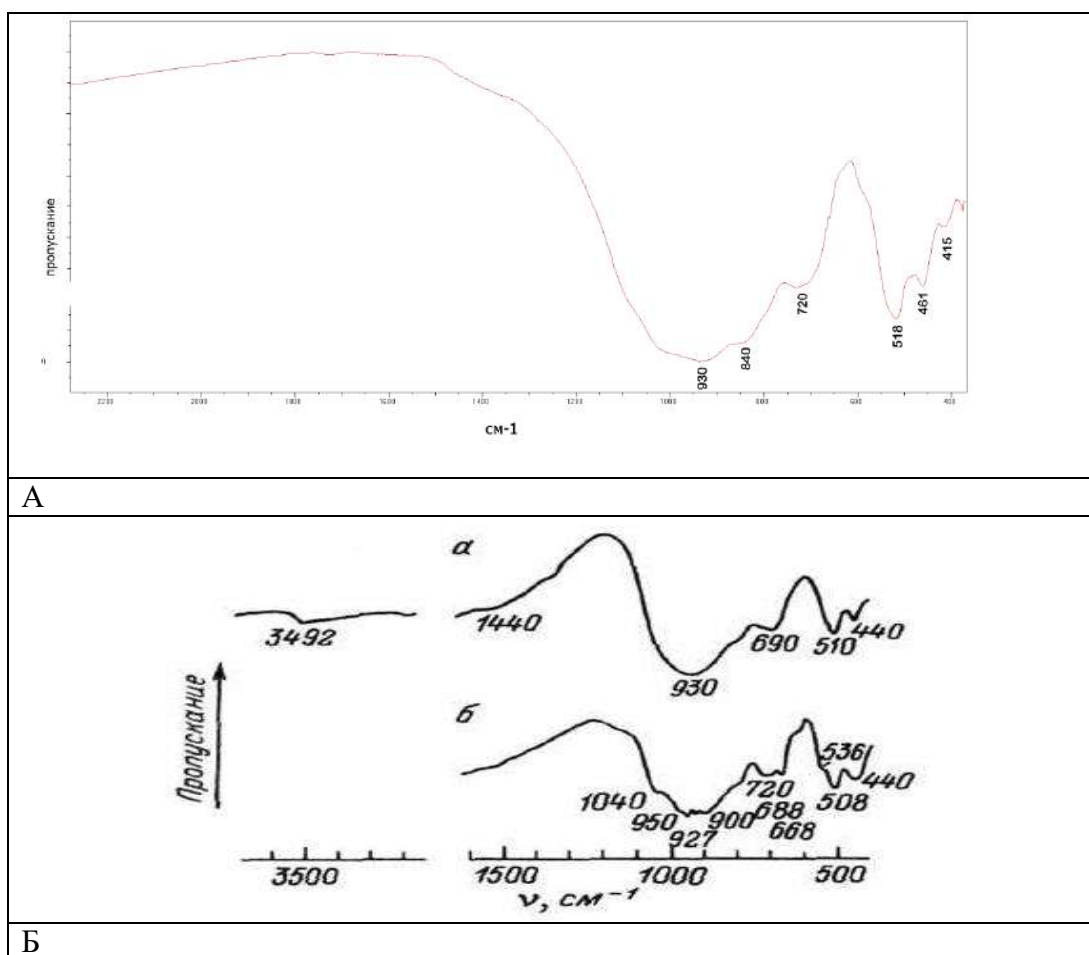


Рисунок 5.2.1.15. ИК-спектры гадолинита: а) высокооборного кристаллического гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный, Восточный Памир. Препарат – микротаблетка минерала с KBr; б) - кристаллического гадолинита из щелочногранитных пегматитов Халдзан-Бурэгтэг (Монгольский Алтай). Верхний спектр – исходный минерал, нижний – прокаленный при 1000°C [86].

Микротвердость гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный, составляет $VHN_{100} = 1131$ (разброс 960 – 1162 по 6 замерам), что близко к максимальным значениям микротвердости (VHN до 1023) для кристаллического гадолинита по данным С.И. Лебедевой (по Минералы. Т. 3. вып. 1). Минерал хрупкий, излом раковистый. Блеск стеклянный. При разделении шлихов и протолок гадолинит-(Y) полностью уходит в электромагнитную фракцию. В ИК-спектре минерала (рисунок 5.2.1.15.) наблюдаются полосы 451 и 518 см^{-1} , связанные с деформационными колебаниями группы SiO_4 , интенсивные широкие полосы в диапазоне 920 – 1030 см^{-1} , обусловленные валентными колебаниями. Полоса 720 см^{-1} , вероятно принадлежит колебаниям $(\text{Be},\text{B})\text{O}_4$. Элементный состав гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный изучен методами электронно-зондового микроанализа (EPMA), вторичной ионной масспектроскопии (SIMS), лазерной абляции с масс-спектрометрическим и эмиссионным оптическим окончанием (LA-ICP-MS, LA-ICP-OES). Особенностью элементного состава гадолинита-(Y) из пегматита

Дорожный является высокое содержание бора (рисунок 5.2.1.1.9), что в неметамиктоном гадолините отмечается крайне редко. Механизм замещения бериллия бором, учитывая колоссальную разницу в ионных радиусах указанных элементов, достаточно трудно объяснить. По этой причине зерно кристаллического гадолинита, состав которого приведен в таблице 5.2.1.9. (столбец 2), было передано для уточнения кристаллической структуры Л.А. Гореловой. Другой особенностью химического состава гадолинита-(Y) из пегматита Дорожный, является вхождение лития (таблица 5.2.1.9), хотя и в значительно меньшем количестве, чем в калькибеборосилит из Дарай-Пиёзского массива. Позиция М в гадолините с Памира в значительной мере вакантна, что сближает наш минерал с хинганитом. Возможно, что именно дефицит Fe^{+2} защищает минерал от метамиктизации, как это предполагал А.В. Волошин с соавторами [34]. Распределение лантаноидов в гадолините-(Y), нормализованные по хондриту показаны на рисунке 5.2.1.19.

Таблица 5.2.1.7

Рентгеновская порошкограмма гадолинита Восточного Памира

Гадолинит, Восточный Памир		Гадолинит, PDF-2, 26-1134				
d Å	i	d Å	I	h	k	l
6.12	5					
4.76	27	4.74	80	0	0	1
4.15	5	4.13	5	2	1	0
3.73	8	3.74	5	0	2	0
3.53	20	3.50	30	1	2	0
3.44	17	3.44	10	2	0	1
		3.41	5	2	0	1
3.12	71	3.12	50	2	1	1
		3.11	50	2	1	1
3.03	12	3.03	30	3	1	0
2.96	49	2.932	70	0	2	1
2.838	100	2.818	100	1	2	1
		2.814	100	1	2	1
2.549	62	2.558	60	3	1	1
		2.539	55	3	1	1
2.478	4	2.477	5	3	2	0
2.441	8	2.418	20	1	3	0
2.372	12	2.369	30	0	0	2
2.346	12	2.357	10	4	1	0
2.243	18	2.228	30	2	3	0
2.224	14	2.205	30	4	0	1

2.199	16	2.201	20	3	2	1
		2.190	1	4	0	1
		2.156	20	1	3	1
2.136	7	2.131	5	2	0	2
2.1	6	2.103	10	4	1	1
2.026	10	2.018	10	3	2	1
		2.014	5	2	3	1
1.969	21	1.964	20	1	2	2
		1.96	25	1	2	2
1.888	5	1.873	30	3	1	2
		1.872	20	0	4	0
1.862	17	1.861	20	3	1	2
1.764	16	1.759	10	4	3	0
1.755	13	1.755	25	5	2	0

Примечание: условия съемки - дифрактометр ДРОН-2, Cu- анод, Ni - фильтр.
Скорость съемки 1 градус в минуту. Внутренний стандарт- кварц

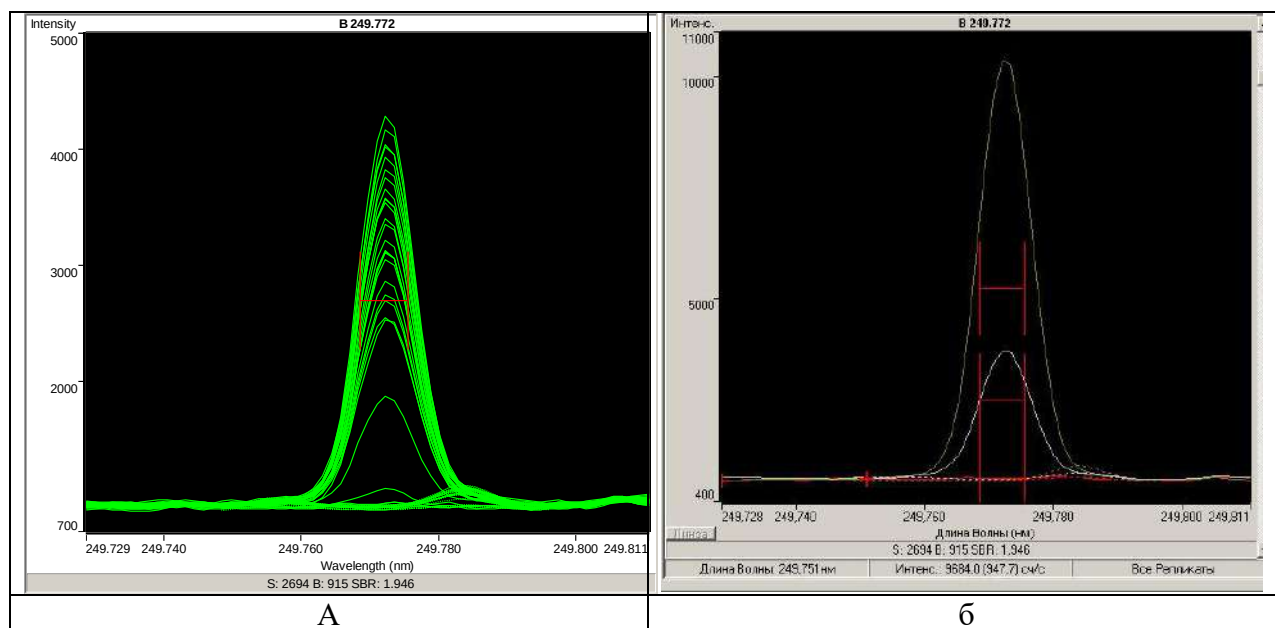


Рисунок 5.2.1.16. Линия бора 249.772 нм в спектре гадолинита-(Y), полученном на ICP-OES при лазерной абляции минерала. а) - пик бора в гадолините с Кукурта (наложены все реплики за период абляции, включая фон); б) - наложение пика бора в датолите (верхний болотного цвета) на пик бора в гадолините с Кукурта (белый) и на пик бора, который в этом масштабе почти не виден в гадолините из Osterby, Sweden (красный)

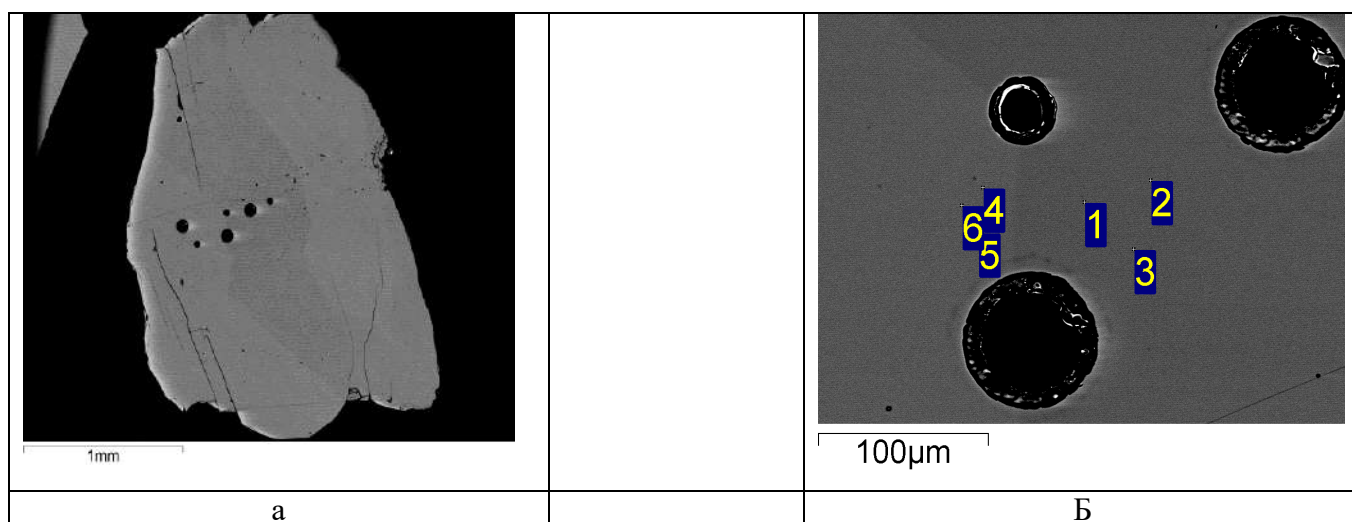


Рисунок 5.2.1.17. Слабо зональное зерно гадолинита-(Y) (GD3) пегматита Дорожный: а) в отражённых электронах. Видны круглые следы от лазерной абляции; б) фрагмент предыдущего снимка с номерами участков анализа. Анализы приведены в таблице 5.2.1.8.

Таблица 5.2.1.8

Химический состав (мас. %) гадолинита-(Y) пегматита Дорожный (кристалл № GD3, рис. 5.2.1.17)

компонент	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	нпо	нпо	0.33	нпо	нпо	нпо
MgO	нпо	нпо	0.66	нпо	нпо	нпо
SiO ₂	27.96	27.45	27.91	27.00	26.99	28.20
CaO	8.48	8.15	8.45	7.93	7.94	7.91
MnO	0.48	0.45	нпо	0.52	нпо	0.19
FeO	9.00	8.83	8.63	8.92	8.76	9.07
Y ₂ O ₃	27.42	27.06	27.05	27.16	27.16	27.12
La ₂ O ₃	нпо	нпо	0.14	нпо	нпо	нпо
Ce ₂ O ₃	0.82	0.25	0.55	0.56	0.64	0.65
Pr ₂ O ₃	0.43	нпо	нпо	0.30	0.22	0.27
Nd ₂ O ₃	1.47	1.26	0.73	1.26	0.96	0.63
Sm ₂ O ₃	1.03	1.04	0.70	1.12	0.58	0.64
Eu ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0.46	нпо	нпо
Gd ₂ O ₃	1.21	2.35	1.15	2.49	1.51	1.46
Tb ₂ O ₃	0.58	0.36	нпо	0.54	0.44	0.40
Dy ₂ O ₃	2.41	3.25	2.89	2.00	2.34	2.91
Ho ₂ O ₃	0.48	1.04	0.59	нпо	нпо	1.40
Er ₂ O ₃	1.62	1.95	2.34	1.32	1.62	3.01
Tm ₂ O ₃	0.61	0.33	0.44	нпо	0.39	0.37
Yb ₂ O ₃	2.66	2.54	2.74	1.79	2.58	2.73
Lu ₂ O ₃	0.74	нпо	нпо	нпо	0.67	0.35
ThO ₂	0.73	1.08	0.44	1.09	0.92	0.91
UO ₂	0.19	0.22	0.23	0.68	нпо	0.56
BeO *	6.25	6.25	6.25	6.25	6.25	6.25

B₂O₃ *	5.38	5.38	5.38	5.38	5.38	5.38
сумма	99.95	99.24	97.60	96.77	95.35	100.41

Примечание: * - результаты по LA-ICP-MS

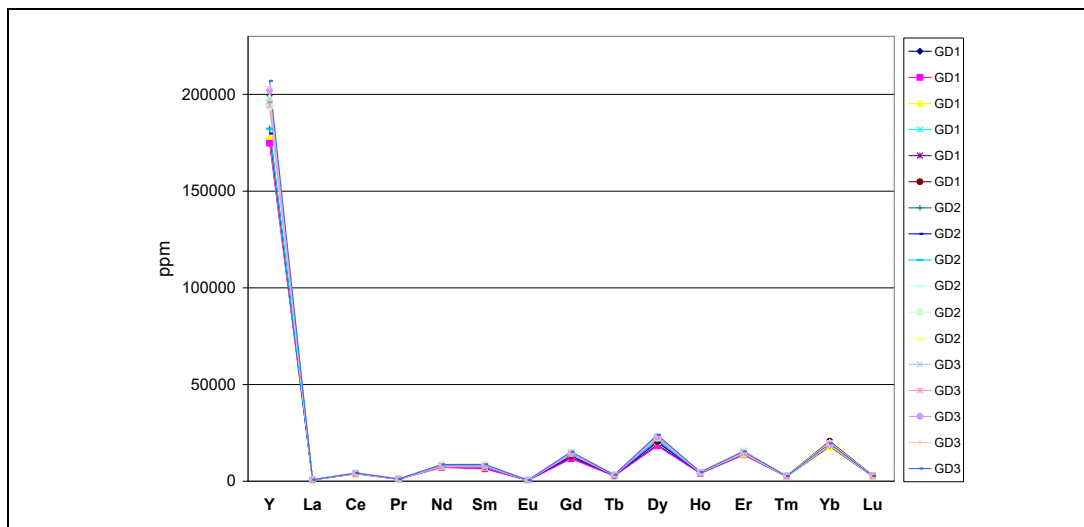


Рисунок 5.2.1.18. Спектр *REE* в гадолините-(Y) пегматита Дорожный, по данным LA-ICP-MS. Проявлены максимумы Dy и Yb, в меньшей степени – Gd и Er, низкие содержания La и Ce.

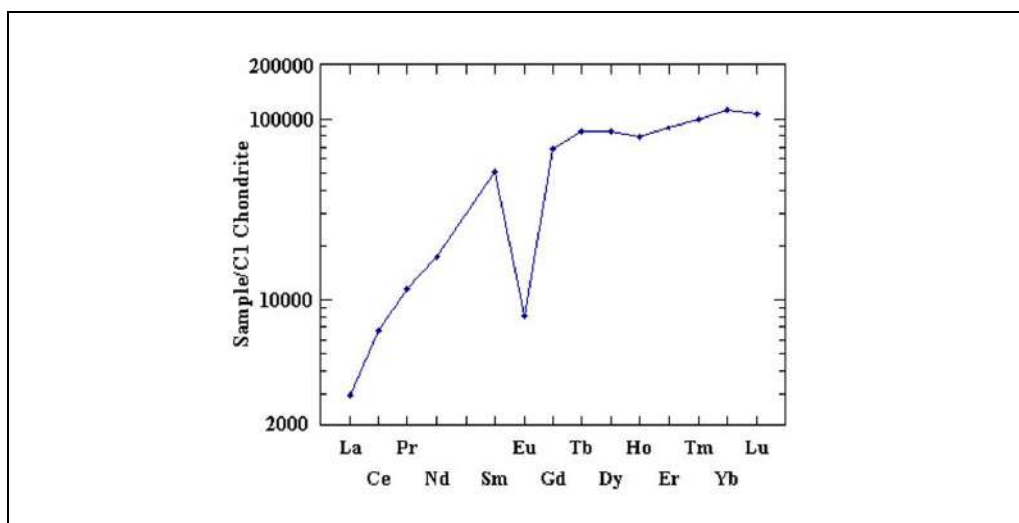


Рисунок 5.2.1.19. Спектр лантаноидов в гадолините-(Y), содержания нормализованы по хондриту C1.

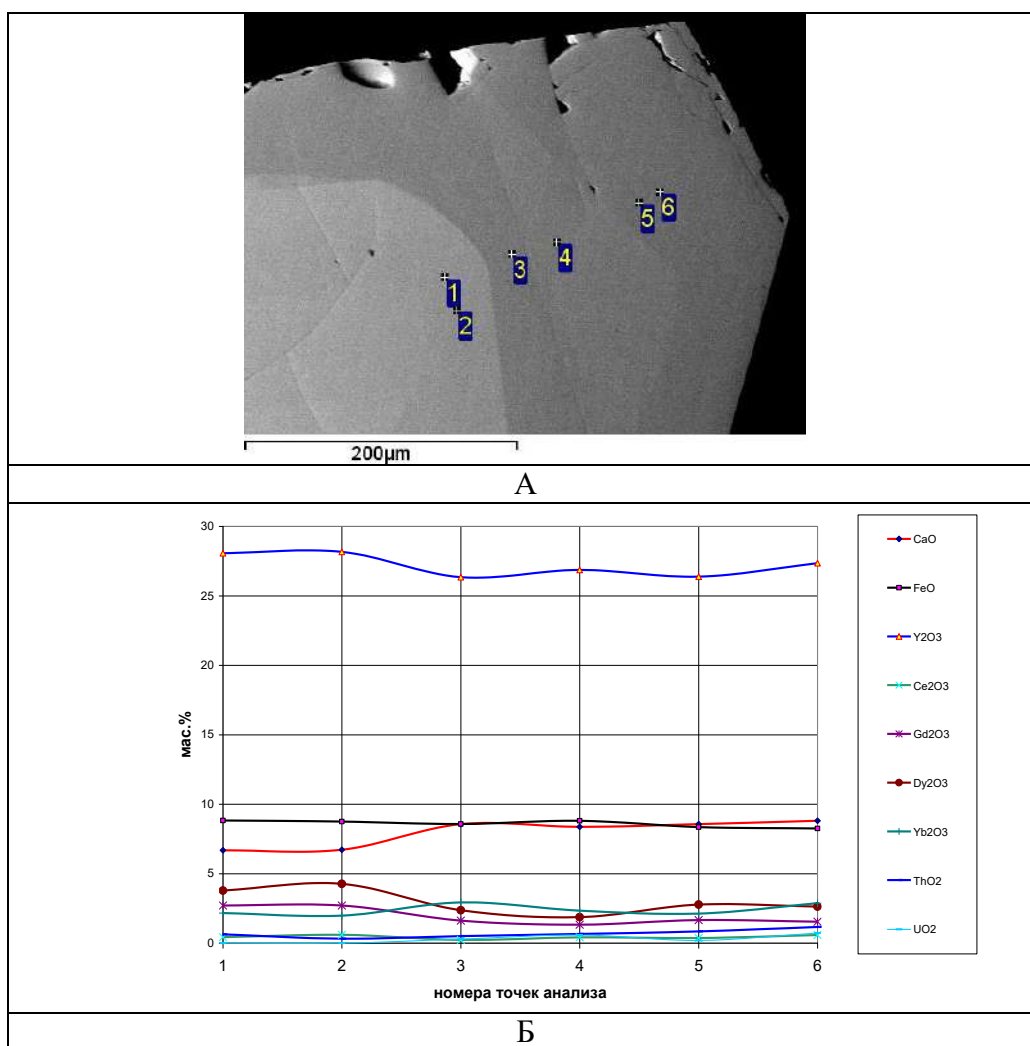


Рисунок 5.2.1.20. Зональный кристалл гадолинита-(Y) пегматита Дорожный, а) – в отражённых электронах, номерами отмечены точки EPMA анализа; б) – концентрационные профили через тот же кристалл. Внешние зоны обеднены Y и HREE и обогащены Ca.

Порошковая рентгенограмма гадолинита-(Y) с Восточного Памира приведена в таблице 5.2.1.7 в сравнении с порошкограммой минерала из рентгеновской базы PDF2. Из таблицы видно, что метрика элементарной ячейки нашего гадолинита несколько отличается от приведенной в справочной базе. Эти различия обусловлены замещением части бериллия на бор. Уменьшение параметра c и увеличение параметров a и b в B-содержащем гадолините связано с уменьшением степени гофрировки тетраэдрического слоя.

Монокристалльное рентгеновское изучение гадолинита-(Y) с Кукурта на нашем материале было проведено Л.А. Гореловой с коллегами на монокристалльном дифрактометре Agilent Technologies Excalibur Eos. Массив полученных данных содержал значительное количество дополнительных рефлексов, удваивающих параметры a , b , и c . Однако попытки уточнить структуру в большой ячейке закончились неудачей ввиду очень низкого отношения I/σ . Поэтому структура была уточнена в пространственной группе $P2_1/c$ до фактора сходимости

$R_1=0.068$ [257]. Параметры элементарной ячейки гадолинита-(Y) по результатам монокристаллической съемки следующие: $a = 4.7547(4)$; $b = 7.5653(8)$; $c = 9.9034(10)$ Å; $\beta = 90.229(6)^\circ$.

Таблица 5.2.1.9

Химический состав (мас.%) и формульные коэффициенты (*apfu*) гадолинита-(Y) пегматита Дорожный

Компонент	Мас.%		Позиция	Ионы	Apfu	
CaO	7.07	8.41	A	Ca ²⁺	0.56	0.64
Na ₂ O	0.06	нпо		Na ⁺	0.01	-
K ₂ O	0.04	нпо		K ⁺	-	-
Y ₂ O ₃	27.43	27.42		Y ³⁺	1.08	1.05
La ₂ O ₃	0.06	0.25		La ³⁺	-	0.01
Ce ₂ O ₃	0.51	0.60		Ce ³⁺	0.01	0.01
Pr ₂ O ₃	0.28	0.18		Pr ³⁺	0.01	-
Nd ₂ O ₃	1.12	1.20		Nd ³⁺	0.03	0.03
Sm ₂ O ₃	1.06	0.80		Sm ³⁺	0.03	0.02
Eu ₂ O ₃	0.11	нпо		Eu ³⁺	-	-
Gd ₂ O ₃	1.86	1.68		Gd ³⁺	0.05	0.04
Tb ₂ O ₃	0.42	0.34		Tb ³⁺	0.01	0.01
Dy ₂ O ₃	2.71	2.33		Dy ³⁺	0.06	0.06
Ho ₂ O ₃	0.74	0.37		Ho ³⁺	0.02	0.01
Er ₂ O ₃	2.06	1.82		Er ³⁺	0.05	0.04
Tm ₂ O ₃	0.21	0.18		Tm ³⁺	-	-
Yb ₂ O ₃	2.36	2.41		Yb ³⁺	0.05	0.06
Lu ₂ O ₃	0.48	0.37		Lu ³⁺	0.01	0.01
ThO ₂	0.84	0.80		Th ⁴⁺	0.01	0.01
UO ₂	0.26	0.19		U ⁴⁺	-	-
FeO	8.74	8.42	M	Fe ²⁺	0.54	0.51
MnO	0.41	0.50		Mn ²⁺	0.03	0.03
MgO	0.90	0.05		Mg ²⁺	0.10	0.01
SiO ₂	27.20	27.79	T	Si ⁴⁺	1.99	2.00
Al ₂ O ₃	0.18	нпо		Al ³⁺	0.02	-
Li ₂ O	0.05	0.03*	Q	Li ⁺	0.01	0.01
BeO	6.96*	7.09***		Be ²⁺	1.24	1.22
B ₂ O ₃	5.65*	4.99***		B ³⁺	0.72	0.59
H ₂ O**	1.91	0.70		OH ⁻	1.43	0.34
сумма	101.26	98.89				

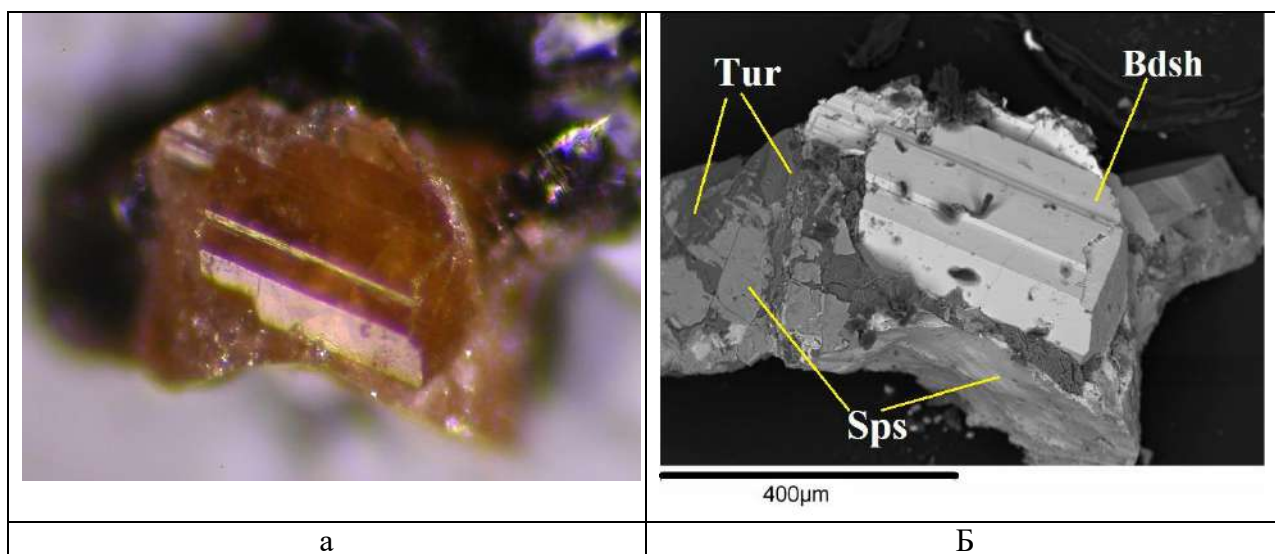
Примечание: * - по данным LA-ICP-OES, ** - вода расчетная, *** - по данным SIMS.

2) – состав структурно изученного зерна гадолинита-(Y) [257]

Бадахшанит-(Y), открыт нами в миароловом пегматите Дорожный в Кукуртском пегматитовом поле на Восточный Памире [281]. Идеальная формула бадахшанита-(Y) -

$\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24})$ и является Al- и Be-аналогом перетиита-(Y) с идеальной формулой $\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Fe}^{2+}(\text{Si}_2\text{B}_8\text{O}_{24})$ [249]. Минерал назван бадахшанитом по месту находки. Новое название и его название были утверждены Комиссией IMA по новым минералам, номенклатуре и классификации (IMA № 2018-085). Образец голотипа передан в фонды Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия, регистрационный номер № 5235/1. Бадахшанит-(Y) обнаружен в средне-крупнозернистом неграфическом альбит-микроклин-кварцевом пегматите в ассоциации с шерлом и скандийсодержащим спессартином [281]. В полированных препаратах минерал встречается в сростании с Sc-содержащим тусионитом (рисунок 5.2.1.21 в,г,е.). Бадахшанит-(Y) в образцах наблюдается в виде одиночных столбчатых кристаллов длиной от 50 до 400 мкм (средний размер в наибольшем измерении 150 мкм), в спессартине и турмалине (рисунок 5.2.1.21 а,б.), редко встречается в виде кристаллов в мелких пустотах по границам граната с турмалином и кварцем. Некоторые кристаллы имеют признаки скелетного роста.

Бадахшанит-(Y) желто-коричневого цвета, имеет белую черту и стеклянный блеск. Он хрупкий с раковистым изломом. В режиме BSE и в проходящем свете в полированных срезах кристаллов бадахшанита-(Y) наблюдается незначительная ростовая зональность и секториальность (рисунок 5.2.1.22). Твердость по шкале Мооса 6.5–7. Микротвердость, по 4 замерам в среднем составила $\text{VHN} = 947$ (при разбросе 784–1160). Измеренная плотность более $4.27(2) \text{ г/см}^3$ (минерал медленно погружается в жидкости Клеричи, что указывает на более высокую плотность минерала, чем у жидкости). Плотность, рассчитанная по эмпирической формуле, составляет 4.41 г/см^3 , а по идеальной формуле – 4.25 г/см^3 . Минерал не люминесцирует в коротковолновом и длинноволновом ультрафиолетовом свете. В тонком



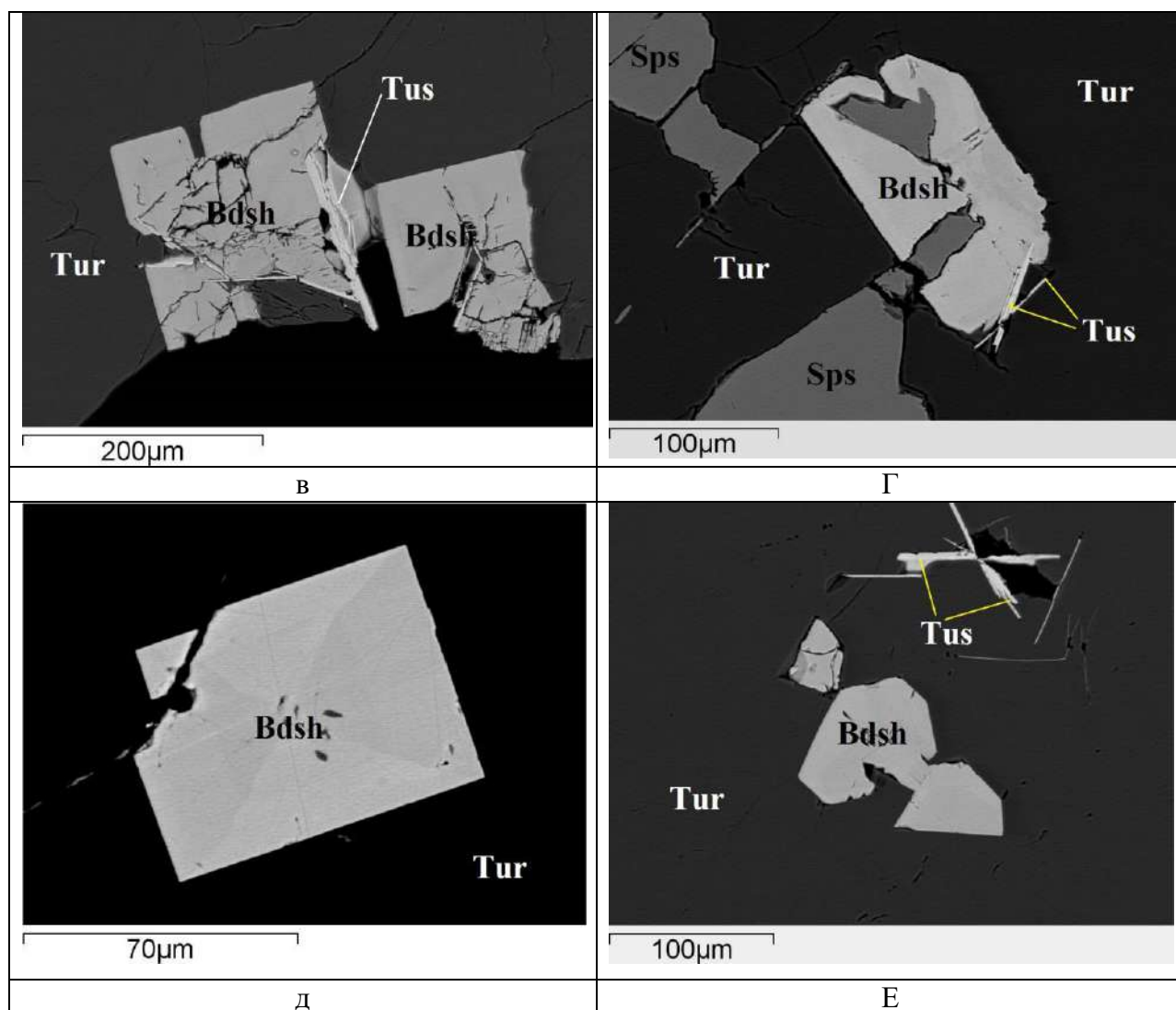


Рисунок 5.2.1.21. Кристаллы бадахшанита-(Y): а- желтый кристалл бадахшанита под бинокулярным микроскопом, ширина поля зрения 1,5 мм; б- кристалл в отраженных электронах BSE; в-г-д-е – полированные срезы кристаллов бадахшанита (Bdsh) в ассоциации с туссионитом (Tus), спессартином (Sps) и турмалином (Tur).

шлифе это минерал бледно-желтый и прозрачный. Тонкое двойникование в бадахшаните-(Y), схожее описанному для перетиита-(Y) [249], делает невозможной детальную оптическую характеристику минерала. Коноскопический фигура, полученный на очень малых участках, явно двуосного отрицательного кристалла, но измеренный угол $2V$ является приблизительным из-за диффузных изогир. Только n_g и n_p были измерены из-за наличия двойникования. Бадахшанит-(Y) – минерал оптически двухосный, отрицательный. Показатели преломления: $n_p = 1.805(2)$, $n_{m\text{выч}} = 1.827$, $n_g = 1.835(3)$ ($\lambda = 590$ нм); $2V$ (изм.) $-60(10)^\circ$ Дисперсия слабая, $r > v$. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Плеохроизма у минерала не наблюдается.

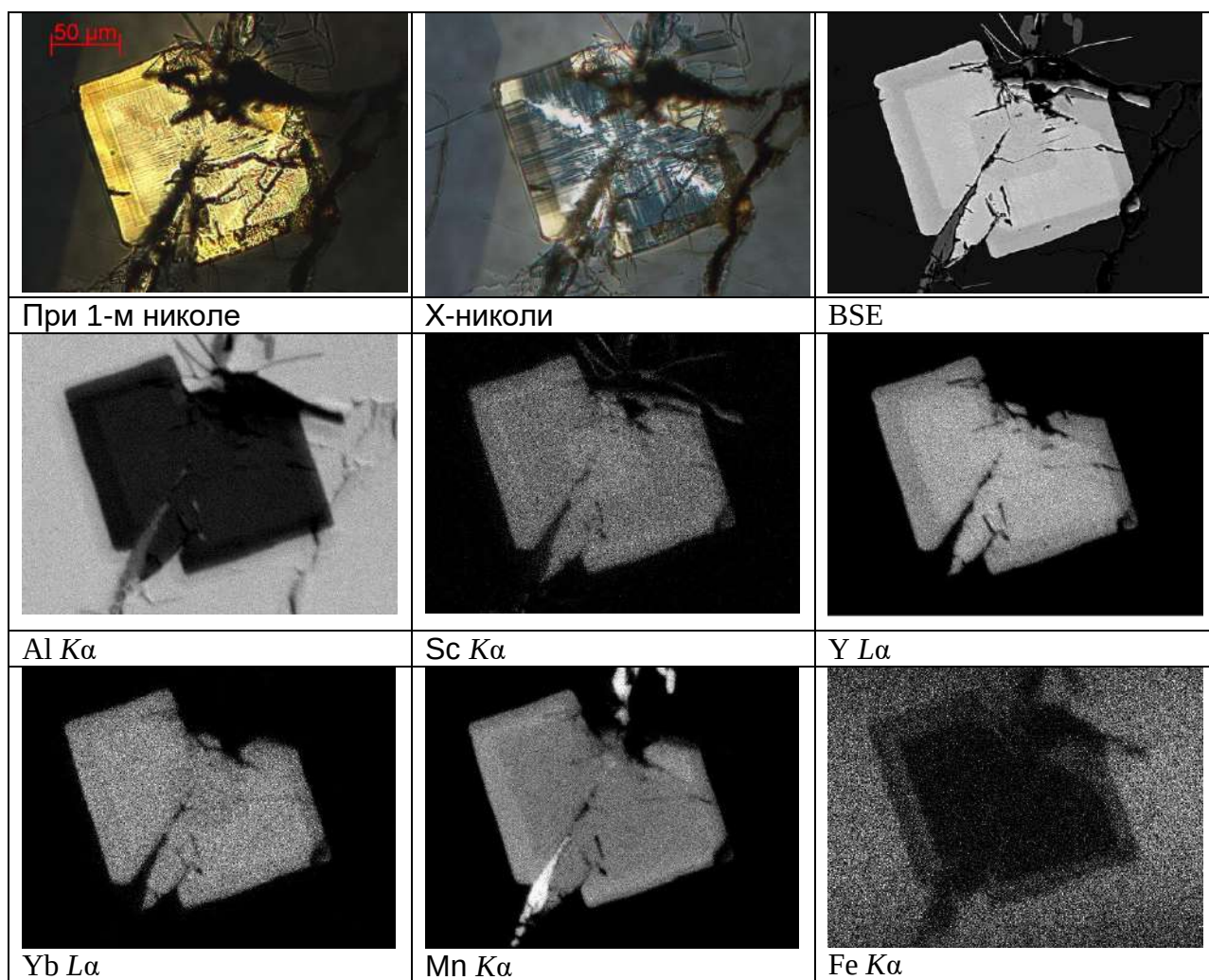


Рисунок 5.2.1.22. Поперечный срез кристалла бадахшанита-(Y). Вид в проходящем свете при одном николе, в скрещенных николях и тот же участок шлифа в отражённых электронах и характеристическом рентгеновском излучении Al, Sc, Y, Yb, Mn, Fe.

ИК-спектр получен в диапазоне $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ из микротаблетки порошка бадахшанита-(Y), смешанного с осушенным KBr на ИК-Фурье-спектрометре Shimadzu с разрешением 2 см^{-1} и 100 сканами. Для сравнения использовали ИК-спектр аналогичной таблетки чистого KBr, в спектре которого присутствуют слабые полосы, вероятно, соответствующие H_2O , поглощенной таблеткой KBr. Дополнительный ИК спектр в диапазоне $400\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ получен от другой таблетки KBr с бадахшанитом-(Y) на спектрометре Specord 75-IR. Полосы в диапазоне от 900 до 1200 см^{-1} соответствуют валентным колебаниям T–O (T = Si, B). Поглощения в диапазоне $750\text{--}900\text{ см}^{-1}$ обусловлены валентными колебаниями Be–O. Линии 643 и 593 см^{-1} относятся к деформационным колебаниям O–T–O. Поглощение при $530\text{--}560\text{ см}^{-1}$ относится к валентным колебаниям Al–O. Полоса 449 см^{-1} может быть связана с деформационными колебаниями T–O–T, а также с другой Al–O-модой валентных колебаний.

Химический состав бадахшанита-(Y) определяли с помощью электронно-зондового микроанализа и ICP-OES анализа в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва, Россия) и методом вторичной ионной масс-спектропии (SIMS) в Институте микроэлектроники и информатики РАН (Ярославль, Россия). Микрозондовые анализы были выполнены с использованием JEOL Superprobe 733 в режимах EDS и WDS анализа в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. Анализы, полученные на обоих спектрометрах, хорошо согласуются между собой. Анализ ЭДС проводили с помощью Si(Li)-детектора и аналитической системы INCA Energy 350 (Oxford) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1 нА, при диаметре зонда 1–5 мкм (таблица 5.2.1.11.). Использовались следующие стандарты [элемент(аналитическая линия) – стандарт]: Mg(K α) – диопсид; Si(K α) – кварц; Al(K α) – кианит; Mn(K α) – MnTiO₃; Fe(K α) – Fe₂O₃; Ca(K α) – диопсид; Sc(K α) – Sc₂O₃; Th(M α) – ThO₂; U(M β) – UO₂; Y(L α) – Y₂O₃; Dy(L α) – Dy₂O₃; Ho(L α) – Ho₂O₃; Er(L α) – Er₂O₃; Yb(L α), Gd(L α), Sm(L α), Tm(L α), Tb(L α) и Lu(L α) – синтетические одноэлементные фосфаты (REEPO₄). Анализы WDS (кроме бора) проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 20 нА и диаметре пучка 1–5 мкм. Время счета на пиках составляло 20 с, а на фоне 10 с для Si, Al, Mn, Yb. Для остальных элементов: 80 с на пике, 40 с на фоне. Использовались следующие стандарты: Mg(K α), Si(K α), Al(K α), Fe(K α) и Ca(K α) – пироп USNM 143968; Mn(K α) – Mn_{1.97}Mg_{0.03}SiO₄; Sc(K α) – Sc₂O₃; Th(M α) – ThO₂; U(M β) – UO₂; Y(L α) – Y₂O₃; Dy(L β) – Dy₂O₃; Ho(L β) – Ho₂O₃; Er(L α) – Er₂O₃; Tb(L α) – TbF₃; Yb(L α), Gd(L α), Sm(L α), Tm(L α) и Lu(L α) – синтетические одноэлементные фосфаты (REEPO₄). Для режима WDS при измерении бора использовалось ускоряющее напряжение 5 кВ, ток пучка 100 нА, диаметр пучка 20 мкм, интенсивность оценивалась по площади пика, в качестве стандарта использовался данбурит. La, Ce и Nd на уровне чувствительности микрозонда с WDS не обнаружены. Пределы обнаружения составили ~500 ppm для Y, U и Th и 1000 ppm для РЗЭ. Были скорректированы перекрытия пиков Mn, Dy и Th на Dy, Yb и U соответственно. Поправки на матричные эффекты вводились методом PAP Pouchou & Pichoir [285]. Ионнозондовые измерения выполнены на ионном микрозонде Cameca IMS 4F (аналитик С.Г. Симакин). Первичный пучок O²⁻ использовался вместо обычно используемого O⁺. Преимуществом использования молекулярных ионов кислорода по сравнению с атомарными ионами является меньшая переходная глубина и толщина измененного слоя, а также вдвое меньший заряд, переносимый бомбардирующими ионами при той же скорости распыления. Этот выбор может улучшить чувствительность и точность анализа. Абсолютные концентрации каждого элемента рассчитывали из отношения ионного тока элемент/³⁰Si⁺ с использованием калибровочных констант для следующих эталонных образцов: Li – сподумен, В – данбурит, Be – фенакит.

Анализы методом оптической спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) выполнялась на параллельном оптическом спектрометре Varian 720-ES. Кристалл бадахшанита-(Y) сплавляли в Pt-тигле с Na_2CO_3 высокой чистоты. Полученный плав растворяли в 2% растворе HNO_3 . Используемые кислоты очищали двойной перегонкой без кипения. Удельное сопротивление воды, использованной для растворов, составляло 18.2 мОм; калибровочные растворы готовили из многоэлементных стандартных растворов фирмы Merk. Масс-спектрометрия вторичных ионов (SIMS) и анализ ICP-OES бадахшанита-(Y) показали следы Li (мас.%), 0.003 и 0.005 соответственно, что намного ниже, чем содержание Li, указанное для переттиита-(Y) [249].

Порошковые рентгеновские данные для бадахшанита-(Y) получены в камере РКУ-86 на $\text{FeK}\alpha$ -излучении с Mn-фильтром и Ge в качестве внутреннего стандарта. Рентгеновская порошкограмма приведена в таблице 5.2.1.10. Параметры элементарной ячейки уточнены на основе рентгеновской порошкограммы.

Таблица 5.2.1.10

Рентгеновская порошкограмма бадахшанита-(Y) пегматита Дорожный

$I_{\text{изм}}$	$d_{\text{изм.}}(\text{\AA})$	$I_{\text{расч.}}$	$d_{\text{расч.}}(\text{\AA})$	hkl	$I_{\text{изм}}$	$d_{\text{изм.}}(\text{\AA})$	$I_{\text{расч.}}$	$d_{\text{расч.}}(\text{\AA})$	hkl
45	9.07	32.8	9.088	101	15	1.943	11.6	1.941	016
21	6.43	11.7	6.427	002			10.9	1.941	610
42	4.59	37.1	4.585	010			2.4	1.919	611
39	4.07	12.2	4.065	103	21	1.867	11.9	1.866	024
		24.4	4.064	301			14.9	1.866	420
14	3.737	9.3	3.732	012	36	1.828	52.6	1.828	323
		6.8	3.372	210			11.2	1.818	107
4	3.573	2.4	3.584	211	8	1.786	6.7	1.782	406
12	3.221	2.8	3.227	212	24	1.691	1.5	1.690	117
		5.2	3.213	004			15.8	1.688	307
		6.2	3.213	400			16.4	1.688	703
100	3.042	100.0	3.042	113	14	1.662	9.4	1.661	416
		50.0	3.042	311			8.2	1.661	614
		34.4	3.029	303	14	1.614	13.4	1.614	424
		3.2	2.874	204			7.4	1.606	800
		4.0	2.874	402			5.4	1.589	523
		1.6	2.814	312	25	1.586	21.2	1.584	317
		48.0	2.631	014			18.8	1.584	713
68	2.637	64.5	2.631	410	12	1.568	12.2	1.565	026
60	2.533	89.8	2.528	313			9.9	1.565	620
4	2.440	0.6	2.435	214	3	1.554	0.4	1.554	621
		7.6	2.292	020	7	1.526	7.3	1.528	030
12	2.281	12.9	2.272	404			6.1	1.515	606
6	2.221	3.3	2.223	121			2.0	1.438	616
		3.9	2.204	503	8	1.429	3.9	1.430	133
15	2.146	10.0	2.142	006			4.0	1.430	331
		8.9	2.142	600			2.6	1.407	624
		5.7	2.129	221	10	1.382	6.3	1.380	034

32	2.119	18.3	2.117	215			7.1	1.380	430
		20.8	2.117	512			4.7	1.371	814
10	2.036	10.9	2.036	414	11	1.364	10.0	1.364	333
13	1.996	8.2	1.997	123					
		6.5	1.997	321					

Таблица 5.2.1.11

Химический состав (мас.%) бадахшанита-(Y) пегматита Дорожный

компонент	EDS мас. % n = 12	Вариации	WDS мас. % n = 6	Вариации
SiO ₂	12.15	11.41-12.8	11.96	11.67-12.08
ThO ₂	0.23	0-0.65	0.12	0.10-0.15
UO ₂	нпо		нпо	
TiO ₂	нпо		нпо	
Sm ₂ O ₃	0.16	нпо -0.75	0.17	0.11-0.22
Gd ₂ O ₃	0.17	нпо -0.90	0.30	0.17-0.38
Tb ₂ O ₃	0.11	нпо -0.52	0.10	0.06-0.15
Dy ₂ O ₃	1.10	нпо -1.67	0.73	0.56-0.88
Ho ₂ O ₃	0.38	нпо -1.22	0.19	0.14-0.32
Er ₂ O ₃	1.47	нпо -2.23	1.34	1.27-1.49
Tm ₂ O ₃	0.52	нпо -1.11	0.54	0.50-0.60
Yb ₂ O ₃	9.19	7.61-10.02	8.82	8.03-10.52
Lu ₂ O ₃	2.15	1.15-3.00	2.32	2.12-2.65
Y ₂ O ₃	17.08	15.45-18.1	16.60	15.24-17.33
Sc ₂ O ₃	1.93	1.48-2.25	1.57	1.08-1.96
Al ₂ O ₃	3.52	2.06-4.88	3.06	2.35-3.54
B ₂ O ₃	22.06*	20.90-22.86	22.06	20.90-22.86
FeO	0.60	0.26-0.92	0.94	0.33-3.34
MnO	21.09	20.51-21.83	23.33	22.75-23.66
CaO	0.53	0.3-0.71	0.58	0.48-0.69
MgO	0.07	нпо -0.61	0.00	0-0.01
BeO**	2.84	2.80-2.91	2.84	2.80-2.91
сумма	97.35	97.08-101.45	97.59	97.17-97.89

Примечание: * - В по данным SIMS и ICP-OES; ** - Be измерен методом SIMS; U, Ti, Na – не обнаружены.

Эмпирическая формула бадахшанита-(Y), основанная на расчете на 24 атома О на формулу: $[Y_{1.62}(Yb_{0.49}Lu_{0.12}Er_{0.08}Dy_{0.06}Tm_{0.03}Ho_{0.02}Gd_{0.01}Sm_{0.01}Tb_{0.01})R_{0.83}Th_{0.01}]_{\Sigma 2.46}$

$(Mn_{3.13}Ca_{0.10}Fe^{2+}_{0.09}Mg_{0.02})_{\Sigma 3.34}(Al_{0.73}Sc_{0.30})_{\Sigma 1.03}[(Si_{2.13}B_{6.68}Be_{1.20})_{\Sigma 10.01}O_{24}]$. Идеальная формула - $Y_2Mn_4Al(Si_2B_7BeO_{24})$, теоретический состав (мас.%): Y₂O₃ 23.80, MnO 29.87, Al₂O₃ 5.35, SiO₂ 12.67, B₂O₃ 25.68, BeO 2.63, сумма 100.00 Индекс сходимости свойств Гладстона-Дейла $1 - (Kp/Kc) = -0.027$ (отлично).

Рентгеноструктурное исследование монокристаллов бадахшанита-(Y) выполнено на дифрактометре Xcalibur-Oxford Diffraction, оснащенном ПЗС-детектором Sapphire2,

графитовым монохроматором, на Mo K α -излучении, многослойной оптикой и работающим при 50 кВ и 30 мА (рисунок 5.2.1.23.). Все отснятые кристаллы были сдвойникованны, демонстрируя псевдотетрагональную симметрию, как у переттита-(Y) [249]. Кристаллическая структура бадахшанита-(Y) была уточнена с помощью SHELXL до R1 = 0.0431 на основе 1431 независимого отражения.

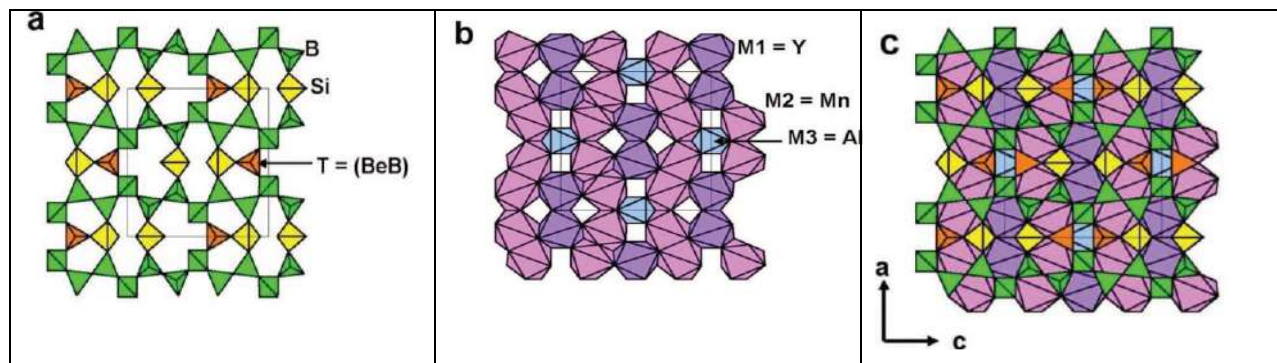


Рисунок 5.2.1.23. . Схематическое изображение кристаллической структуры бадахшанита-(Y). Пояснения – в тексте.

Бадахшанит-(Y) представляет собой минерал тетраэдрической листовой структуры. В структуре имеются две [8]-координированные позиции: Y-доминантная позиция M(1) с подчиненными PЗЭ³⁺ и расстоянием M(1)–O. = 2.346 Å, Mn-доминантная позиция M(2), с подчиненными Y, PЗЭ, малыми Ca и Fe²⁺ и расстоянием M(2)–O. = 2.356 Å. Позиции M(1,2) в идеале дают Y₂Mn₄. Октаэдрически координированная позиция M(3) занята (Al_{0.73}Sc_{0.27}) с расстоянием M(3)–O 1.987 Å. Полиэдры M(1,2,3) образуют слой между листами тетраэдров состава (Si₂B₇BeO₂₄) (рисунок 5.2.1.23 а-в). Внутри слоя тетраэдров есть четыре тетраэдрически координированные позиции: Si-позиция, занятая исключительно Si, с расстоянием Si–O = 1.623 Å и дает Si₂; позиции B(1) и B(2) занятые исключительно B, с расстояниями B(1)–O = 1.485 и B(2)–O = 1.479 Å и дают B₆ атома на формулу; и позиция Т, занятая (Be_{1.20}B_{0.80}), в идеале (BeB), с расстояниями Т–О 1.557 Å. Катионы в Т-позиции (в соответствии с элементными анализами): B_{0.69}Be_{1.20}Si_{0.10}. Все анионные позиции в бадахшаните-(Y) заняты кислородом, как и в переттитите-(Y). Кристалл на рисунке 5.2.1.12 имеет тонкую кайму, обогащенную Fe и Mn и обедненную Y, что может быть связано с гетеровалентным замещением в позиции M(2) [281].

Алланит-(Ce) = Ортит-(Ce) (CaCe)(AlFe²⁺)O[Si₂O₇][SiO₄](OH) обнаружен автором в пегматите Дорожном Кукуртского пегматитового поля на Восточном Памире. Минерал встречается в виде длиннопризматических кристаллов смоляно-черного цвета размерами от 1 до 2,5 см в длину (рисунок 5.2.1.24). В ассоциации с алланитом-(Ce) чаще всего присутствуют кварц и калиевый полевой шпат. В минерале иногда присутствуют мелкие вроски альбита. Блеск минерала жирный, черта бурая. Минерал диагностирован на основе рентгеновской порошкограммы и качественного элементного состава, определенного с помощью

энергодисперсионного спектрометра. Рентгеновская дифрактограмма минерала, приведенная на рисунке 5.2.1.25, хорошо совпадает с данными алланита-(Ce) из базы рентгеновских порошковых данных PDF2



Рисунок 5.2.1.24. Длиннопризматический кристалл алланита-(Ce) пегматитовой жилы Дорожной на Восточном Памире. Ширина поля зрения 3 см.

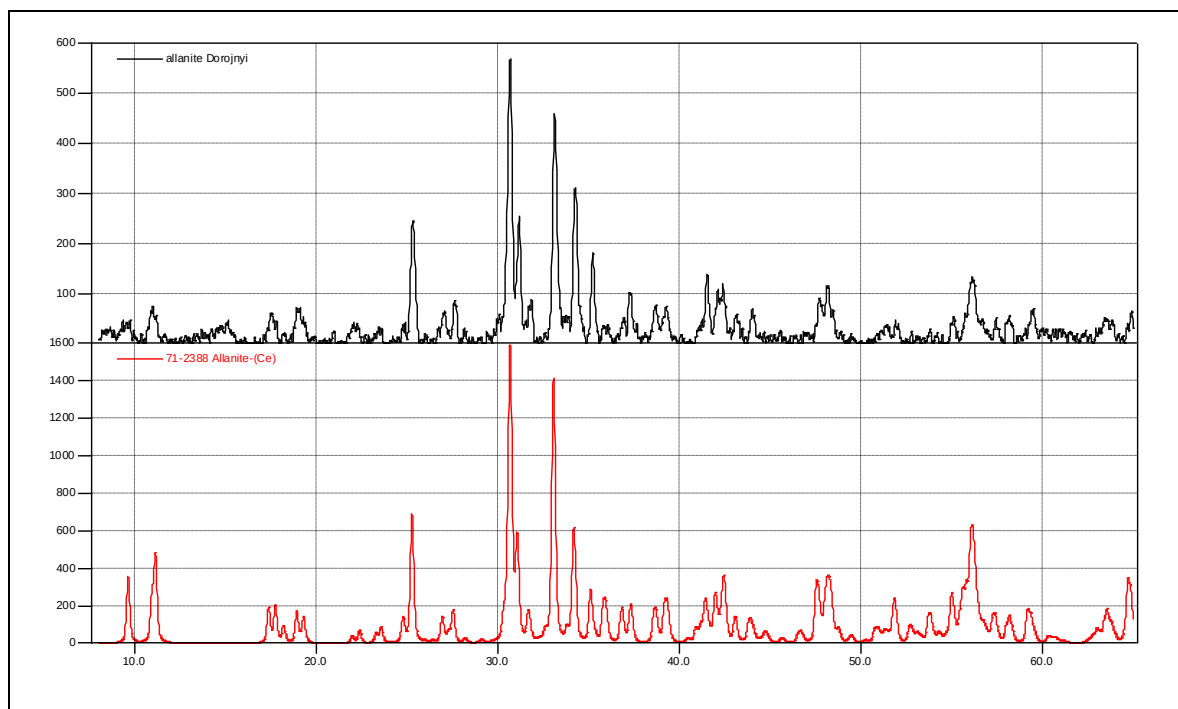


Рисунок 5.2.1.25. Рентгеновские порошкограммы алланита-(Ce) пегматита Дорожный (верхний черный спектр) и эталонного (нижний красный спектр) из данных PDF2 (JCPDS).

Пепроссиит-(Ce)

Первый безводный борат *REE* пепроссиит-(Ce) был открыт в санидиновых туфах в Италии (Monte Cavalluccio, Campagnano di Roma, Metropolitan City of Rome Capital, Lazio) в 1990 г, а публикация с описанием нового минерала вышла в свет в 1993 г [251]. Первоначально минералу приписывалась формула $(\text{Ce}, \text{La})\text{Al}_2\text{B}_3\text{O}$, которая в результате расшифровки кристаллической структуры в 2000 г была уточнена и заменена на формулу $(\text{Ce}, \text{La})(\text{Al}_3\text{O})_{2/3}\text{B}_4\text{O}_{10}$ [241]. Пепроссиит-(Ce) до настоящего времени остается крайне редким минералом, известным только из санидинитов Лацио, Италия.

Нами пепроссиит-(Ce) найден в пегматите Дорожный на Восточном Памире. Минерал встречен в небольшой миароле (1.5 см в поперечнике) в среднезернистом неграфическом агрегате микроклина и кварца. Пепроссиит-(Ce) обладает светло-желтым цветом, в тонких осколках практически бесцветен и прозрачен (рисунок 5.2.1.26.). Блеск сильный стеклянный, на плоскостях спайности – шелковистый. Спайность, совершенная в одном направлении и несколько более худшая в трех других. Осколки имеют вид пластин. Твердость пепроссиита-(Ce) с Памира значительно выше, чем у итальянского минерала, для которого приводится твердость по Моосу 2. Микротвердость, замеренная на ПМТ-3 при нагрузке 200 г, составила на разрезах параллельных совершенной спайности 639 (среднее по 7 замерам), а на разрезах перпендикулярных совершенной спайности VHN – 999. Минерал обладает довольно яркой темно-красной люминесценцией под пучком электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ.

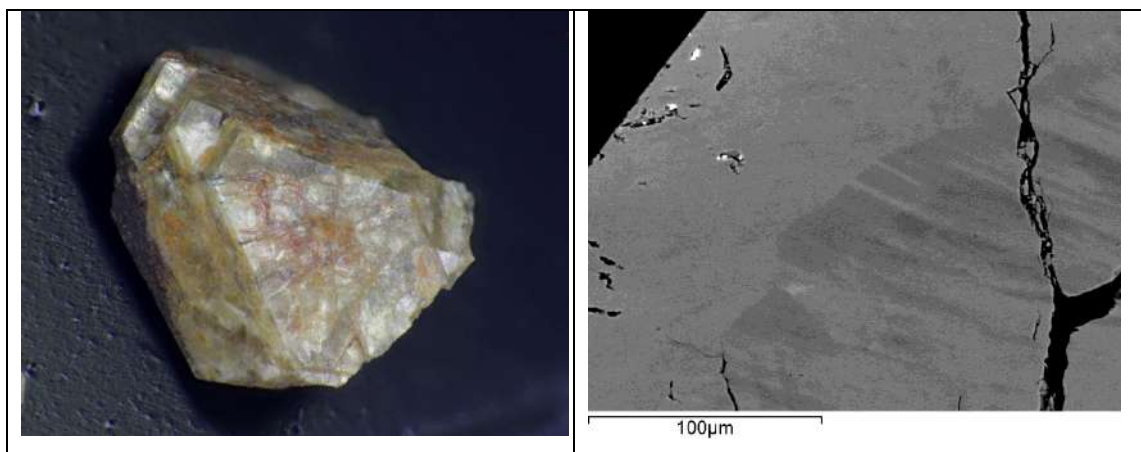


Рисунок 5.2.1.26. Слева - кристалл пепроссиита-(Ce) из пегматита Дорожный. Ширина поля зрения 3 мм. Справа - полированный срез кристалла пепроссиита-(Ce) в отражённых электронах, более темные участки обогащены кальцием и кремнием.

Таблица 5.2.1.12

Рентгеновские порошковые данные пепроссиита-(Ce)

Восточный Памир, ГБАО		Лацио, Италия Della-Ventura, 1993 [251]	
d Å	i	d Å	i
9.39	64	9.37	20
4.66	27	4.68	20
4.08	5	3.98	10
3.66	100	3.67	100
3.11	4		
3.037	92	3.04	100
2.464	37	2.458	75
2.346	2		
2.310	29	2.308	50
2.243	8	2.239	20
2.075	10	2.068	20
2.036	5		
2.027	33	2.020	50
2.003	18	1.994	35
1.960	20	1.953	50
1.883	5		
1.863	45	1.855	50
1.844	22	1.835	50
1.825	2		
1.705	4	1.696	20
1.653	6	1.641	20

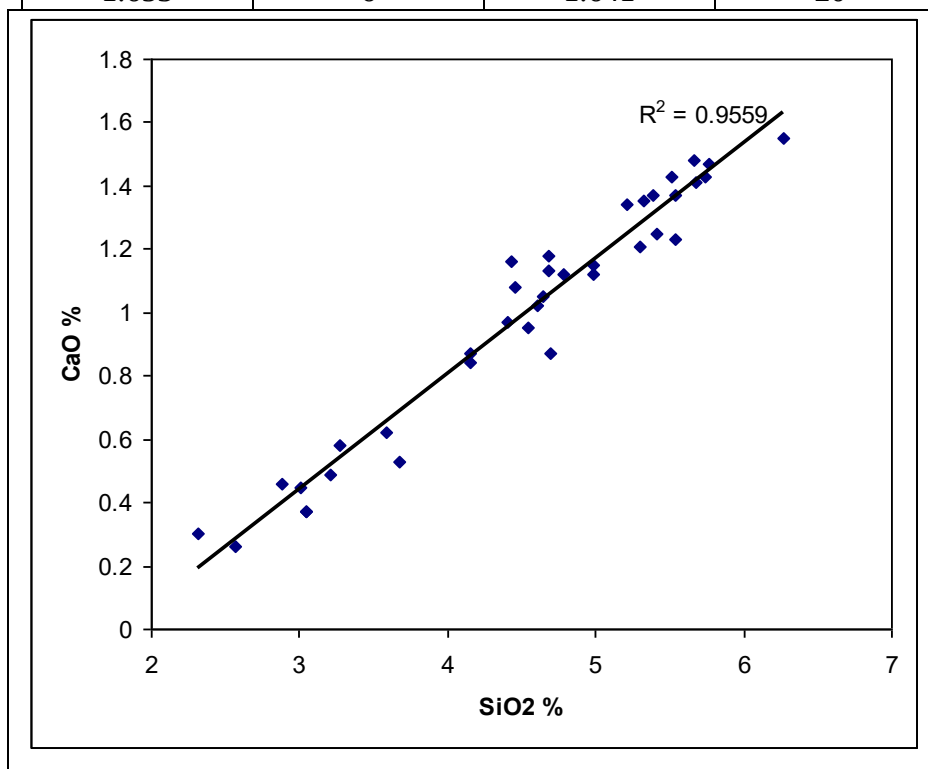


Рисунок 5.2.1.27. Зависимость между содержаниями кальция и кремния в пепроссиите-(Ce) пегматита Дорожный

Рентгеновская порошковая диаграмма минерала получена фотометодом и приведена на рисунке 5.2.1.33, а расчет дебаеграммы в таблице 5.2.1.12. Уточнение кристаллической структуры пепроссиита-(Ce) из пегматита Дорожный на монокристалле проведено О.И. Сийдра. Для пепроссиита-(Ce) также были сняты ИК-спектры (рисунок 5.2.1.28, 5.2.1.29).

Эмпирическая формула пепроссиита-(Ce) из пегматита Дорожный на Восточном Памире по результатам EPMA (таблица 5.2.1.13) (при расчете формулы на сумму катионов $A = 2$: $(\text{Ce}_{0.48}\text{Ln}_{0.18}\text{Pr}_{0.05}\text{Nd}_{0.15}\text{Sm}_{0.02}\text{Gd}_{0.01}\text{Dy}_{0.01}\text{Th}_{0.05})_1\text{Al}_{2.05}(\text{B}_{3.84}\text{Si}_{0.17})_{4.0}\text{O}_{10.67}$

В пепроссиите-(Ce) из пегматита Дорожный в качестве второстепенного компонента постоянно присутствует кальций, который изоморфно замещает *REE*. Баланс зарядов достигается за счет пропорционального замещения бора кремнием: $\text{REE}^{+3} + \text{Ca}^{+2} = \text{B}^{+3} + \text{Si}^{+4}$. Наблюдается почти линейная зависимость между содержаниями кальция и кремния (рисунок 5.2.1.27.), несколько осложненная вхождением в позицию редких земель Th^{+4} .

Таблица 5.2.1.13

Химический состав (мас. %) пепроссиита-(Ce) пегматита Дорожный

компонент	1	2	3	4
Al₂O₃	25.42	24.89	24.72	25.21
SiO₂	2.50	2.59	1.79	2.83
CaO	0.25	0.20	0.19	0.41
Y₂O₃	0.66	0.61	0.84	0.63
La₂O₃	7.61	7.02	6.08	7.51
Ce₂O₃	19.9	18.78	17.86	19.1
Pr₂O₃	2.33	1.72	2.09	2.07
Nd₂O₃	5.71	6.18	5.85	5.82
Sm₂O₃	0.38	0.68	1.03	0.70
Gd₂O₃	0.57	0.51	0.36	0.24
Tb₂O₃	нпо	0.23	нпо	0.39
Dy₂O₃	нпо	нпо	0.39	0.53
Ho₂O₃	нпо	нпо	нпо	0.35
Er₂O₃	0.17	0.12	нпо	0.51
ThO₂	3.68	2.64	3.80	2.42
B₂O₃	32.10	32.10	32.10	32.10
сумма	101.28	98.27	97.10	100.82
Число атомов в формуле при Al=2				
Ca	0.02	0.01	0.01	0.03
Y	0.02	0.02	0.03	0.02
La	0.19	0.18	0.15	0.19
Ce	0.49	0.47	0.45	0.47
Pr	0.06	0.04	0.05	0.05
Nd	0.14	0.15	0.14	0.14
Sm	0.01	0.02	0.02	0.02
Gd	0.01	0.01	0.01	0.01
Tb	-	0.01	-	0.01
Dy	-	-	0.01	0.01

Ho	-	-	-	0.01
Er	-	-	-	0.01
Th	0.06	0.04	0.06	0.04
ΣA	1.00	0.95	0.93	1.01
Al	2.00			
B	3.70	3.78	3.80	3.73
Si	0.17	0.18	0.12	0.19
Σ B+Si	3.87	3.96	3.92	3.92
O	10.39	10.46	10.39	10.48

Примечание: В₂O₃ – измерялся на WDS JCXA733 JEOL на кристалле-анализаторе STE при ускоряющем напряжении 10 кВ, токе зонда 100 нА при расфокусированном пучке до 15 мкм. В качестве стандарта на бор использовался синхалит. Расчет концентраций выполнен в программе Bastin PROZA Phi(pz) (EPQ-91)

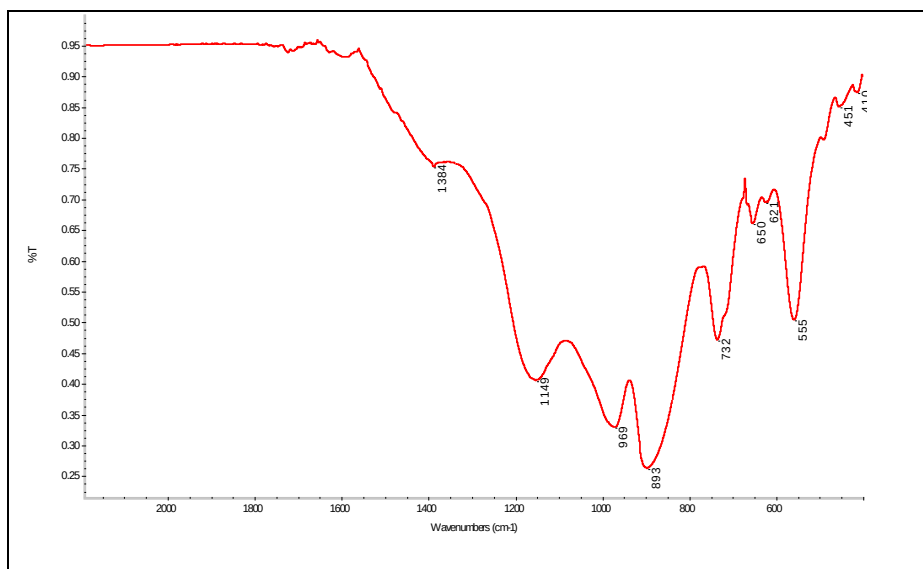


Рисунок 5.2.1.28. ИК-спектр непроссиита-(Ce) пегматита Дорожный, В. Памир. Микротаблетка минерала с KBr

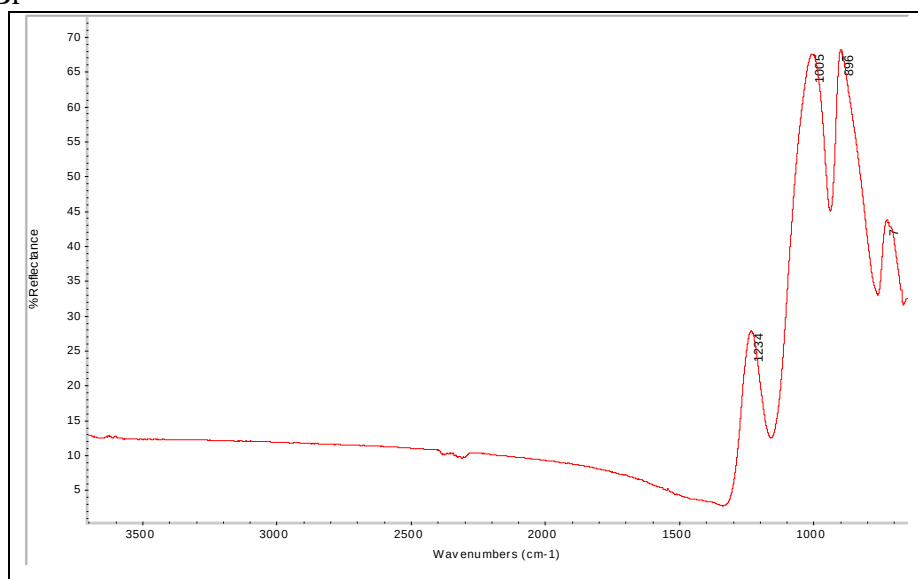


Рисунок 5.2.1.29. ИК-спектр на отражение непроссиита-(Ce) из пегматита Дорожный, В. Памир. ИК-микроскоп

Пепроссиит - (Y)

Пепроссиит-(Y) $(Y,Ca)(Al_3O)_{2/3}(B_{4-x}Si_x)_4O_{10}$ – новый минерал, обнаружен в пегматите Дорожный в ассоциации со спессартином, бадахшанитом-(Y), кварцем, альбитом (рисунок 5.2.1.31.) [272]. Минерал образует прозрачные бесцветные пластинчатые зерна, часто собранные в веерообразные сростки (рисунок 5.2.1.30.).

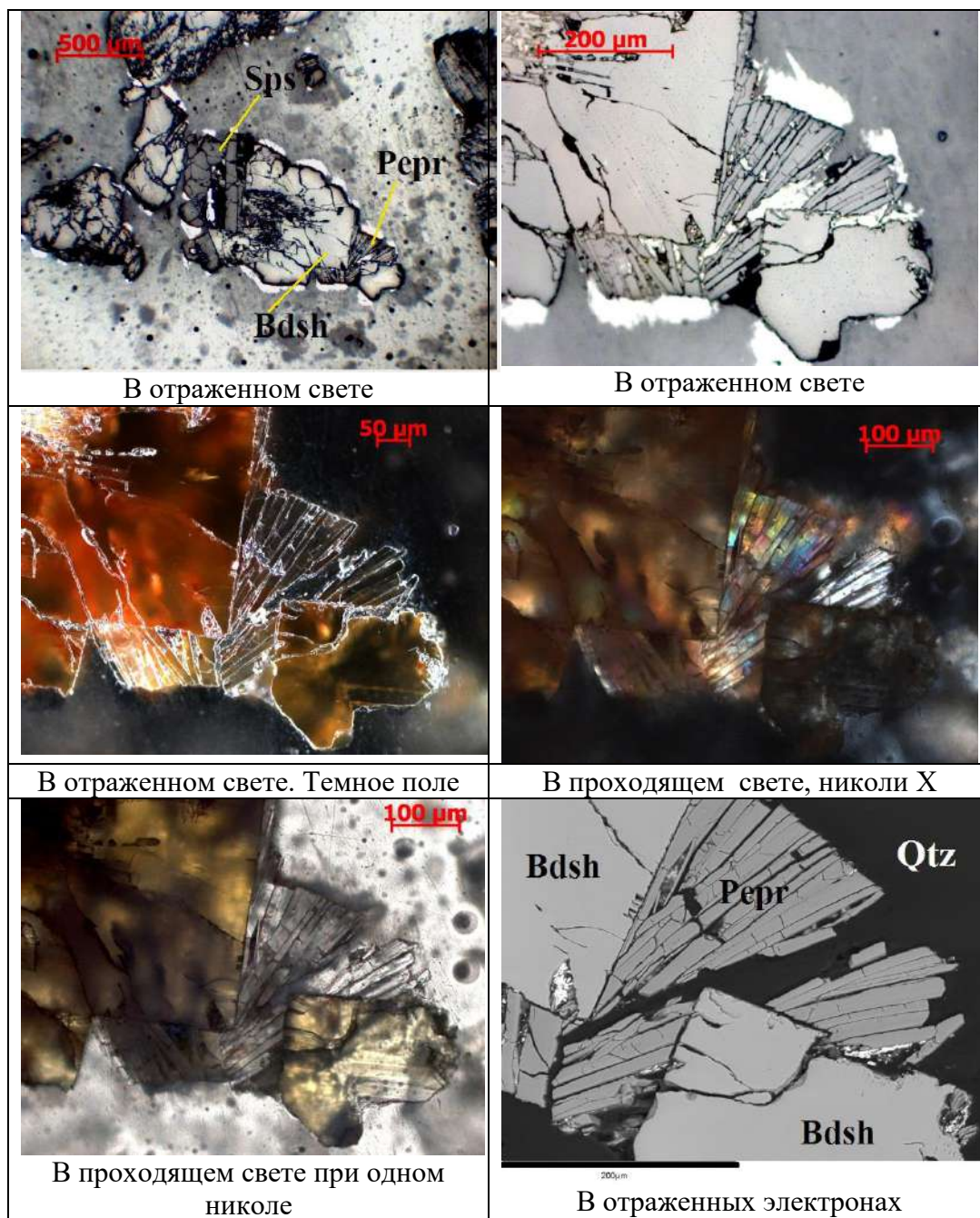


Рисунок 5.2.1.30.. Пластинчатые выделения пепроссиита-(Y) (Pepr) в ассоциации со спессартином (Sps), бадахшанитом-(Y) (Bdsh) среди кварца (Qtz)

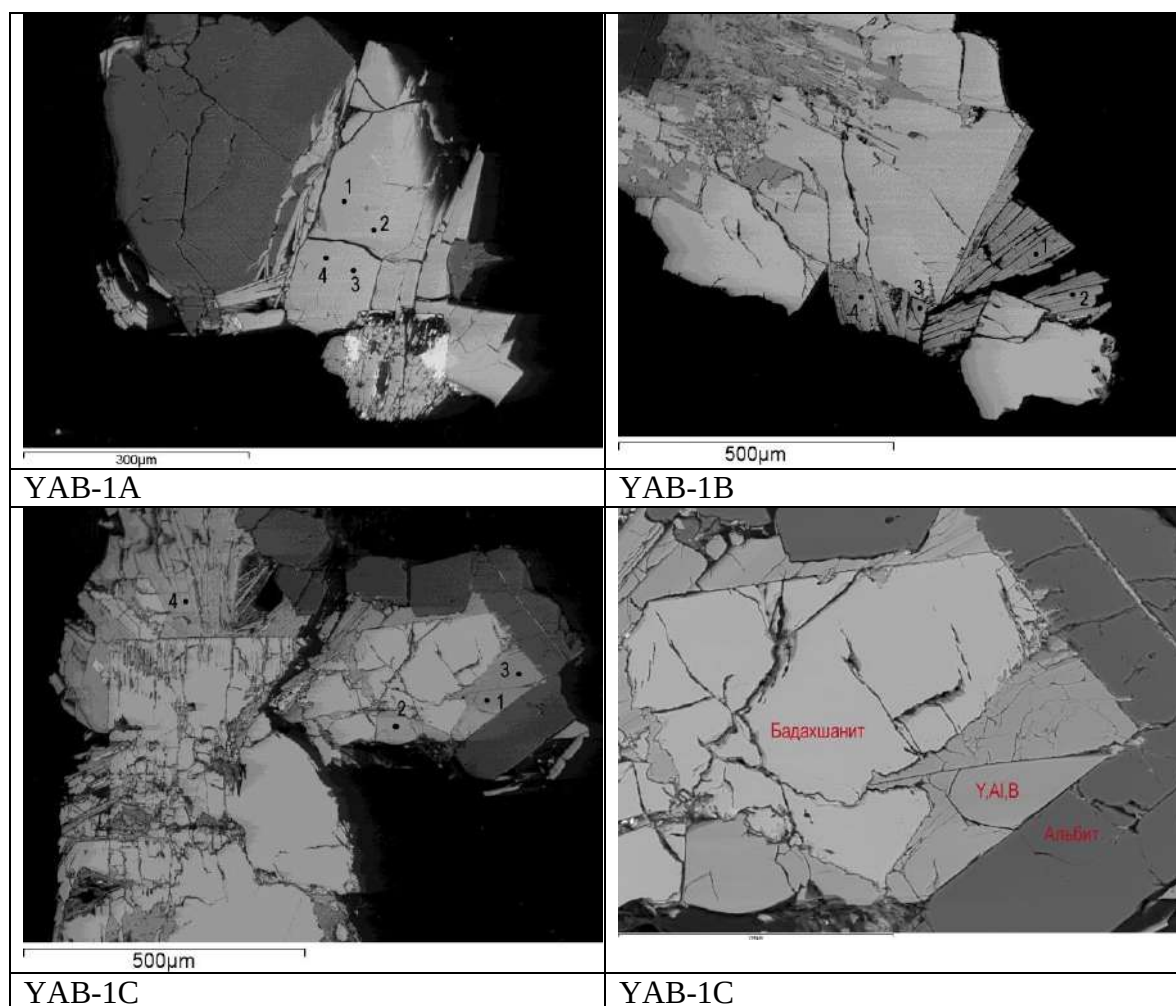


Рисунок 5.2.1.31. Полированные препараты с выделениями пепроссиита-(Y), обозначенного Y,Al,B, в отраженных электронах. Цифрами указаны участки WDS анализов.

Блеск минерала стеклянный, на спайных выколках – перламутровый. Минерал оптически одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_o = 1.695(3)$, $n_e = 1.717(3)$. Угасание прямое, удлинение относительно спайности отрицательное. Оптическая ось перпендикулярна плоскости спайности. Микротвердость измерена на ПМТ-3 при нагрузке 100 г на разрезе близком к плоскости $\{001\}$ и составила $VHN = 831$ (среднее по 4 замерам при разбросе от 800 до 873). Минерал хрупкий. Светится под пучком электронов (при ускоряющем напряжении 20 кВ) неярко белым или бледно-голубым светом. Химический состав иттровый аналога пепроссиита-(Ce) по анализам на WDS спектрометрах приведен в таблице 5.2.1.15. Рентгеновская порошковая диаграмма пепроссиита-(Y) (рисунок 5.2.1.32.) имеет сходство с порошковой диаграммой пепроссиита-(Ce). Расчет рентгенограммы приведен в таблице 5.2.1.14. Кристаллическая структура решена О.И. Сийдра.

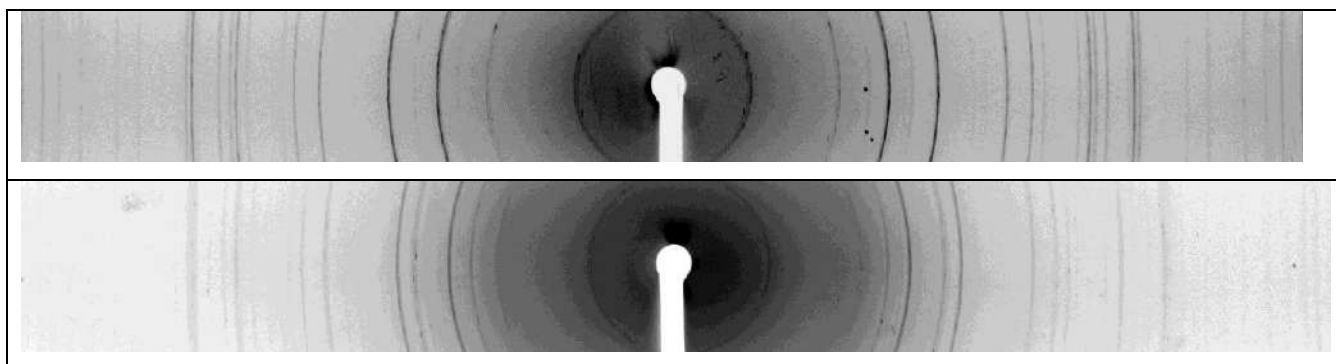


Рисунок 5.2.1.32. Сравнение дебаеграмм пепроссиита-(Ce) (верхний снимок) и пепроссиита-(Y) пегматита Дорожный (нижний снимок). Дебаеграммы получены на Сг-излучении с V-фильтром в камере РКУ-86

Таблица 5.2.1.14

Рентгеновские порошковые данные пепроссиита-(Y) пегматита Дорожный

$d_{\text{эксп}} \text{ \AA}$	$I_{\text{эксп}}$	$d_{\text{расч}} \text{ \AA}$	$I_{\text{расч}}$	hkl
9.22	46	9.212	78	001
4.60	21	4.606	43	002
4.02	42	3.973	49	010
3.655	100	3.648	100	011
3.082	5	3.071	5	003
3.011	74	3.008	53	012
2.432	27	2.430	32	013
		2.303	6	004
2.297	22	2.294	10	110
2.229	12	2.226	23	111
2.055	8	2.053	15	112
2.002	12	1.992	18	014
1.991	24	1.986	10	020
1.943	5	1.942	12	021
		1.842	1	022
1.836	22	1.838	17	113
1.826	16	1.824	13	022
1.673	3	1.671	10	015
1.663	3	1.668	5	023
1.627	3	1.625	6	114
1.538	3	1.535	2	006
1.504	5	1.504	8	024
1.498	2	1.502	5	120

Примечание: Дебаеграммы получены на Сг-излучении с V-фильтром в камере РКУ-86

Эмпирическая формула пепроссиита -(Y) по результатам ЕРМА (при расчете формулы на Al = 2 *apfu*): $(Y_{0.53}Ca_{0.18}Mn_{0.04}Yb_{0.04}Ce_{0.04}Nd_{0.03}Bi_{0.03}Gd_{0.02}Dy_{0.02}Er_{0.02}Th_{0.02}La_{0.01}Pr_{0.01}Sm_{0.01})_{1.00}Al_2(B_{3.55}Si_{0.44})_{3.99}O_{10.63}$.

Как и для пепроссиита-(Ce) у иттриевого бората наблюдается прямая корреляция между содержаниями кальция и кремния (рисунок 5.2.1.33.).

Кристаллическая структура пепроссиита-(Y) схожа с кристаллической структурой пепроссиита-Ce [241], решенной в пространственной группе $P-62m$ (рис.13). Нами предпринята попытка уточнения структуры пепроссиита-Y в этой пространственной группе, что привело к высокому значению $R1 = 5.8\%$ и нереалистичным параметрам тепловых смещений для нескольких позиций: Al1, B/Si, O1 и O3. В нашем описании нового минерального вида и уточнении структуры использовалась пространственная группа $P-31m$. Октаэдрическая координация позиции M (с преобладанием Y) наблюдается в пепроссиите-(Y), тогда как в структуре пепроссиита-(Ce) описывается тригонально-призматическое окружение позиции M . В плане других структурно-топологических аспектов структуры обоих минералов идентичны. Из-за ограниченного количества зерен пепроссиита-(Y) не удалось выполнить дополнительные исследования по регистрации сигнала генерации второй гармоники.

Структура пепроссиита-(Y) состоит из трех типов слоев. Первый слой состоит из искаженных пятикоординированных полиэдров Al. Второй слой состоит из шестичленных колец тетраэдров $(B/Si)O_4$, соединенных с полиэдрами, центрированными Al, через апикальные вершины. Третий слой состоит из октаэдров MO_6 . Атомы Al статистически разупорядочены с заселенностью 1/3 (уточненное значение составляет 0.311(3)) (рисунок 5.2.1.32a).

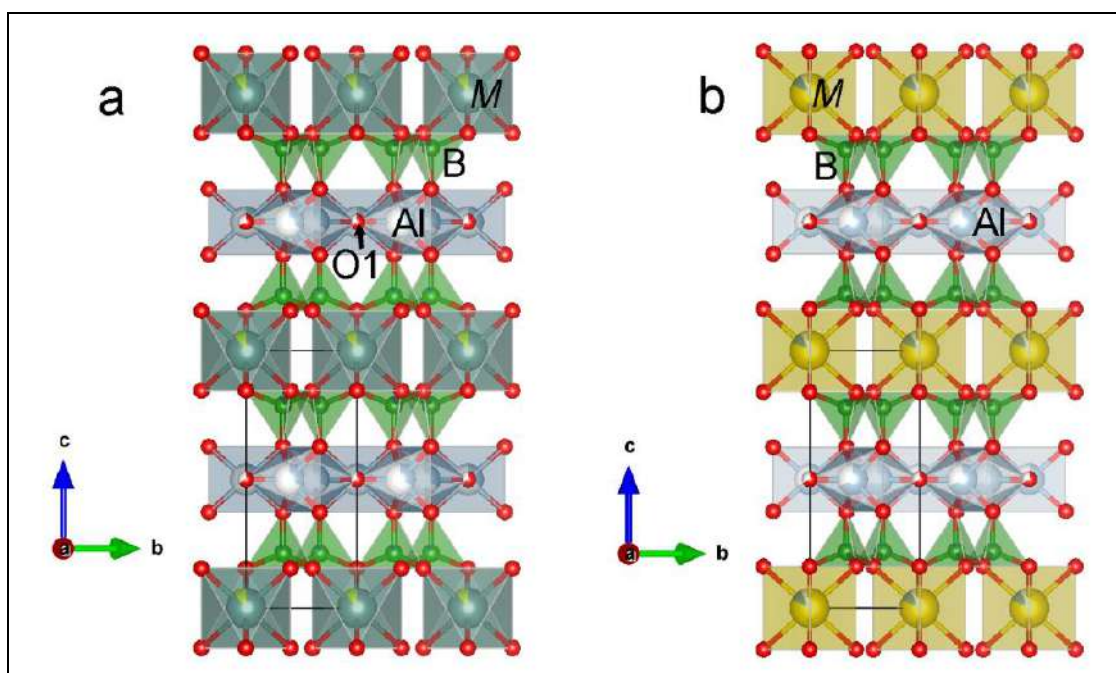


Рисунок 5.2.1.32a. Схематическое изображение кристаллической структуры пепроссиита-(Y) (слева, наши данные) [272] и пепроссиита-(Ce) (справа) [241].

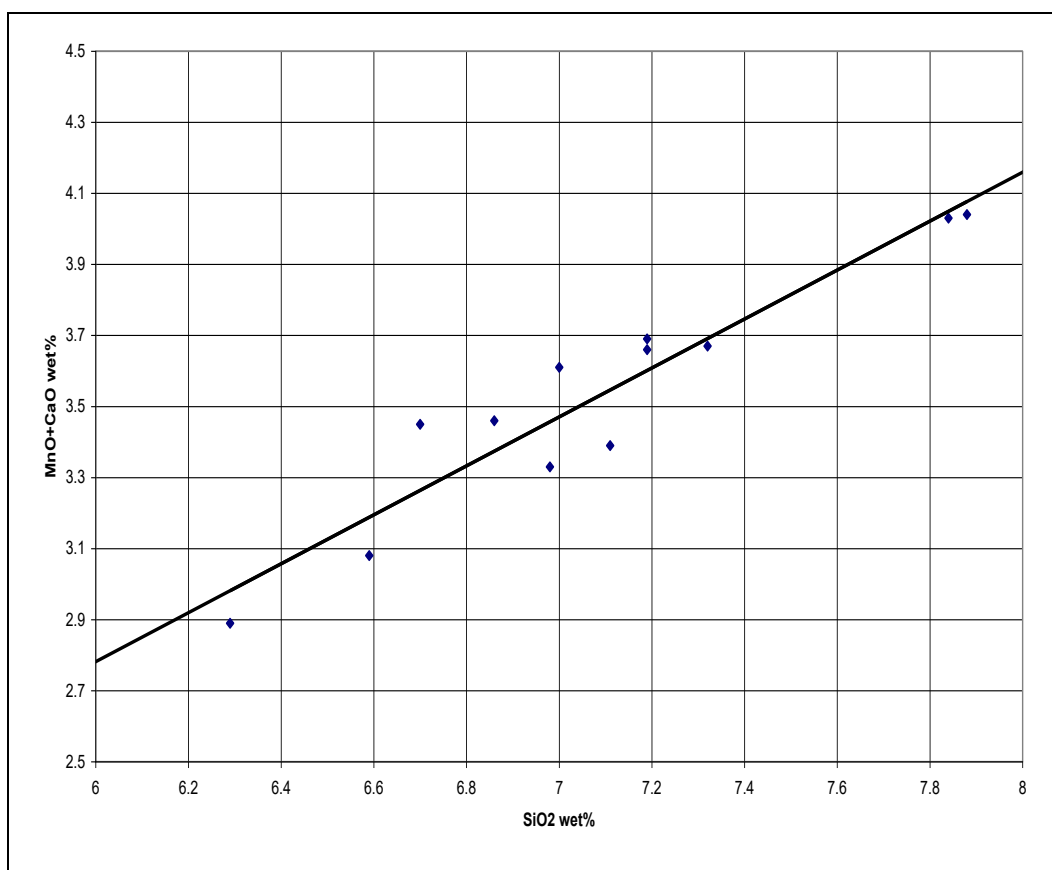


Рисунок 5.2.1.33. Зависимость между содержаниями кальция и кремния в пепроссиите-(Y) из пегматита Дорожный

Таблица 5.2.1.15

Химический состав (мас. %) пепроссиита-(Y) пегматита Дорожный по анализам на WDS спектрометрах

Компо- нент	YAB -1B1	YAB -1B2	YAB -1B3	YAB -1B4	YAB -1A1	YAB -1A	YAB -1A3	YAB -1A4	YAB -1C1	YAB -1C2	YAB -1C3	YAB -1C4
SiO₂	7.32	6.59	6.86	7.11	7.00	7.19	7.19	6.70	6.98	6.29	7.88	7.84
Al₂O₃	26.70	26.84	27.26	27.17	27.66	27.94	27.77	27.97	26.85	26.73	26.53	27.00
Y₂O₃	13.34	13.61	13.73	13.21	18.44	18.34	18.15	18.81	18.44	19.15	12.53	12.39
La₂O₃	1.22	0.93	0.68	1.31	0.09	0.03	0.03	0.06	0.05	нпо	0.10	0.56
Ce₂O₃	3.29	3.30	3.37	3.80	0.11	0.11	0.17	0.11	0.22	0.11	3.35	3.27
Pr₂O₃	0.45	0.51	0.55	0.52	нпо	0.06	0.06	0.02	0.04	0.02	0.04	0.62
Nd₂O₃	1.61	2.49	2.73	2.01	0.42	0.47	0.51	0.36	0.35	0.30	2.60	2.71
Sm₂O₃	0.46	0.66	0.80	0.66	0.37	0.57	0.49	0.57	0.53	0.38	0.66	0.75
Eu₂O₃	0.02	0.03	0.09	0.07	0.01	0.01	нпо	0.22	нпо	нпо	нпо	0.06
Gd₂O₃	0.97	0.93	0.97	0.99	0.74	0.87	0.90	0.86	0.76	0.72	0.84	0.87
Tb₂O₃	0.08	0.10	0.13	0.10	0.10	0.13	0.12	0.12	0.16	0.18	0.11	0.09
Dy₂O₃	0.98	1.02	1.10	1.22	1.32	1.33	1.41	1.31	1.37	1.36	1.12	0.92
Ho₂O₃	0.12	0.28	0.13	0.07	0.30	0.28	0.39	0.24	0.30	0.28	0.18	0.26
Er₂O₃	0.84	0.85	0.81	0.82	1.11	1.13	1.13	1.11	1.23	1.24	0.76	0.76
Tm₂O₃	0.18	0.25	0.22	0.25	0.29	0.26	0.31	0.27	0.23	0.31	0.22	0.24
Yb₂O₃	1.53	1.69	1.40	1.46	2.36	2.30	2.15	2.31	2.16	2.48	1.48	1.66
Lu₂O₃	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11
Sc₂O₃	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.07	0.00	0.01

Bi₂O₃	1.45	1.31	0.98	1.36	2.14	2.11	1.77	1.87	1.58	1.75	1.42	1.31
ThO₂	1.98	1.80	1.60	1.99	0.25	0.34	0.39	0.35	0.52	0.29	2.20	2.26
UO₂	0.23	0.22	0.16	0.25	0.24	0.18	0.22	0.25	0.35	0.21	0.30	0.16
MnO	0.64	0.47	0.65	0.68	1.05	1.09	1.10	1.07	1.23	1.16	0.51	0.49
CaO	3.03	2.61	2.81	2.71	2.56	2.57	2.59	2.38	2.10	1.73	3.53	3.54
B₂O₃	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01	33.01
сумма	99.58	99.63	100.15	100.86	99.67	100.44	99.99	100.08	98.59	97.87	99.46	100.87
Число атомов в формуле в расчёте на Al = 2												
Ca	0.21	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.17	0.15	0.14	0.12	0.24	0.24
Y	0.45	0.46	0.45	0.44	0.60	0.59	0.59	0.61	0.62	0.65	0.43	0.41
La	0.03	0.02	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Ce	0.08	0.08	0.08	0.09	-	-	-	-	0.01	-	0.08	0.08
Pr	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Nd	0.04	0.06	0.06	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06
Sm	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Ho	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01
Er	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Tm	-	-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	-	-
Yb	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Th	0.03	0.03	0.02	0.03	-	-	0.01	-	0.01	-	0.03	0.03
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.03	0.03
ΣA	1.00	1.00	0.99	0.98	1.00	0.99	1.01	0.98	1.02	1.02	0.99	1.01
Al	2.00											
B	3.62	3.60	3.55	3.56	3.50	3.46	3.48	3.46	3.60	3.62	3.64	3.58
Si	0.47	0.42	0.43	0.44	0.43	0.44	0.44	0.41	0.44	0.40	0.50	0.49
Σ B+Si	4.09	4.02	3.98	4.00	3.93	3.90	3.92	3.87	4.04	4.02	4.14	4.07
O	10.77	10.65	10.58	10.64	10.51	10.47	10.51	10.41	10.72	10.67	10.87	10.76

Примечание: Содержание B₂O₃ измерено на JCXA-733 JEOL при ускоряющем напряжении 10 кВ и токе зонда 100 нА при расфокусированном пучке до 10 мкм. В качестве стандарта использовался синхалит. Расчет концентрации бора по Bastin PROZA Phi(pz) (EPQ-91) B = 10.25% (B₂O₃ = 33.01%); Pouchou and Pichoir-Full (PAP) B = 9.37% (B₂O₃ = 30.17%); Pouchou and Pichoir-Simplified (XPP) B = 9.66% (B₂O₃ = 31.11%); Armstrong/Love Scott B = 10.81% (B₂O₃ = 34.81%). Остальные элементы измерялись на WDS JCXA-733 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 30 нА при расфокусированном пучке до 5 мкм

Ксенотим-(Y) и монацит-(Ce) - самые распространенные редкоземельные минералы и обнаружены почти во всех исследуемых пегматитах Памира. Эти минералы встречаются

практически во всех шлихах, отобранных непосредственно из самых пегматитов, а также в шлихах дробленых образцах (искусственных шлихах).

Ксенотим-(Y) - YPO_4 , характерный акцессорный минерал описываемых пегматитов. В тяжелой фракции шлихов встречается в виде обломков зерен размерами 100-600 микронов, а иногда и хорошо образованных призматических тетрагональных кристаллов. Цвет минерала чаще всего светло-серый. Характерной особенностью ксенотима-(Y) из пегматитов Памира является его частое закономерное срастание с цирконом (рисунок 5.2.1.34). Более подробно изучен ксенотим-(Y) из пегматитовой жилы Амазонитовая, Кукуртского пегматитового поля. Химический состав минерала определен методом микрозондового анализа и приведен в таблице 5.2.1.16.

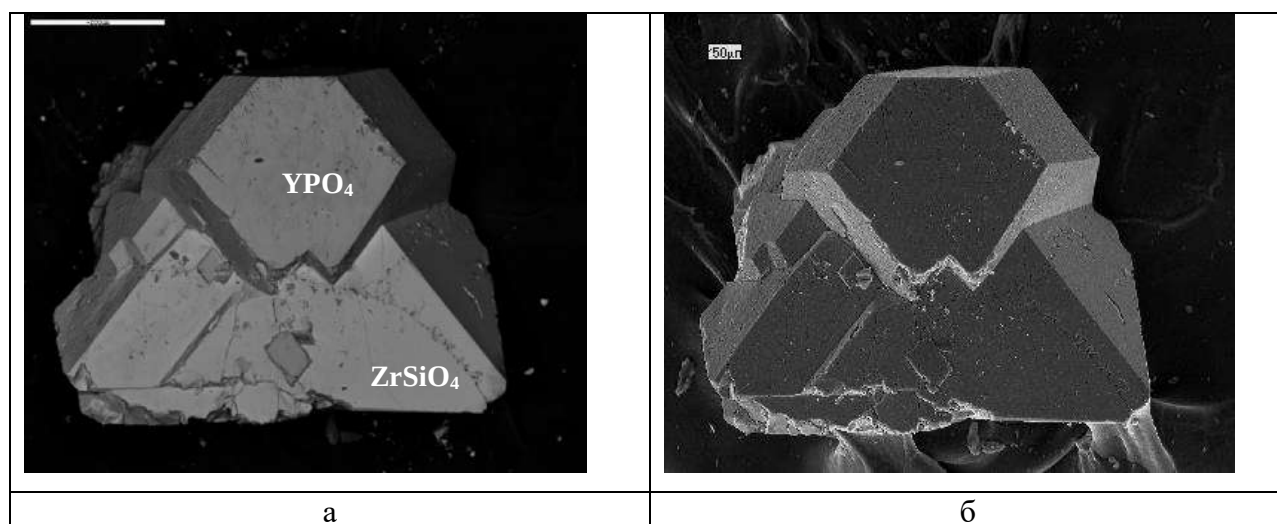


Рисунок.5.2.1.34. Эпитаксиальное срастание циркона и ксенотима-(Y) пегматита Шахдара, Юго-Западный Памир: а – в отраженных электронах; б – изображение в режиме SEI.

Таблица 5.2.1.16

Химический состав (мас. %) ксенотима-(Y) пегматита Амазонитовый

Компонент	1	2	Число атомов в формуле в расчете на O = 4	
			1	2
SiO ₂	0.37	1.64	0.01	0.07
P ₂ O ₅	30.51	26.15	0.96	0.89
Sc ₂ O ₃	2.30	1.25	0.07	0.04
MnO	0.45	0.19	0.01	-
FeO	0.29	0.10	0.01	0.38
Y ₂ O ₃	19.78	17.83	0.39	0.38
Pr ₂ O ₃	0.31	0.47	-	0.01
Nd ₂ O ₃	1.14	0.93	0.02	0.01
Sm ₂ O ₃	2.69	0.75	0.03	0.01
Eu ₂ O ₃	0.29	нпо	-	-
Gd ₂ O ₃	7.34	4.11	0.09	0.05

Tb₂O₃	1.48	1.56	0.02	0.02
Dy₂O₃	14.31	16.79	0.17	0.22
Ho₂O₃	1.60	2.59	0.02	0.03
Er₂O₃	7.35	9.51	0.09	0.12
Tm₂O₃	1.72	0.82	0.02	0.01
Yb₂O₃	7.59	10.72	0.09	0.13
Lu₂O₃	0.75	0.93	0.01	0.01
ThO₂	0.71	3.47	0.01	0.03
UO₂	0.49	0.11	-	-
сумма	102.47	101.92		

Особенностью состава ксенотима-(Y) из пегматита Амазонитовый является весьма высокое содержание в нем скандия (Sc₂O₃ до 2.3 мас.%). В спектре распределения редких земель в минерале присутствует отчетливый диспрозиевый максимум и менее контрастные иттербиевые, эрбиевые и гадолиновые максимумы. Весьма необычно в изученном ксенотиме преобладание тория над ураном, что мало характерно для этого минерала из других месторождений.

Монацит-(Ce) CePO₄, также как и ксенотим-(Y) – распространенный акцессорный минерал пегматитов. В тяжелой немагнитной фракции шлихов встречается в основном в виде мелких кристаллов желтого цвета, размерами 0.2 – 0.7 мм. В пегматите Дорожном из Кукуртского пегматитового поля было обнаружено относительно большое выделение монацита красновато-коричневого цвета размером 1,5 см в длину и 0,5 см в поперечнике в ассоциации с кварцем, альбитом и турмалином (рисунок 5.2.1.35). Минерал изучен методом микрозондового анализа, а также диагностирован методом рентгенофазового анализа. Химический состав и формульные коэффициенты (при расчете на O = 4) монацита-(Ce) из пегматита Дорожный приведены в таблице 5.2.1.17. Минерал высокоторийевый (ThO₂ – 16 мас. %) при незначительном содержании урана. Из редкоземельных элементов в описываемом монаците преобладает церий при близких содержаниях лантана и неодима.



Рисунок 5.2.1.35. Удлиненное красно-коричневое зерно монацита-(Ce) в образце пегматита Дорожный, Восточный Памир.

Таблица 5.2.1.17

Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты монацита-(Ce)

Компонент	Мас. %	Число атомов в формуле при O = 4
SiO ₂	1.56	0.06
P ₂ O ₅	27.18	0.92
CaO	2.11	0.09
Y ₂ O ₃	2.05	0.04
La ₂ O ₃	9.99	0.15
Ce ₂ O ₃	23.57	0.35
Pr ₂ O ₃	3.32	0.05
Nd ₂ O ₃	9.31	0.13
Sm ₂ O ₃	2.35	0.03
Gd ₂ O ₃	1.99	0.03
Dy ₂ O ₃	0.90	0.01
ThO ₂	16.03	0.15
UO ₂	0.56	-
сумма	100.92	2.01

Синхизит-(Ce) и паризит-(Ce)

Синтаксические сростки синхизита-(Ce) $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})(\text{CO}_3)_2(\text{F},\text{OH})$ и паризита-(Ce) $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})_2(\text{CO}_3)_3(\text{F},\text{OH})_2$ выявлены в пегматите Дорожный на Восточном Памире. Минералы встречены в ассоциации с альбитом, кварцем и безводным алюмоборатом кальция (предположительно новым минералом из группы пепроссиита). Размеры синтаксических сростков этих карбонатов редких земель 0.1 – 0.2 мм в поперечнике (рисунок 5.2.1.36). Синтаксические срастания синхизита и паризита весьма распространены в проявлениях различных генетических типов. Это связано с тем, что фторкарбонаты являются

смешаннослойными минералами и образуют полисоматический ряд от бастнезита-(Ce) до синхизита-(Ce). Промежуточным членом ряда является паризит-(Ce). Подобно бастнезиту и синхизиту, паризит имеет слоистую структуру (001), в которой слои (Ca) и (CeF) разделены слоями карбонатных групп [252], [275].

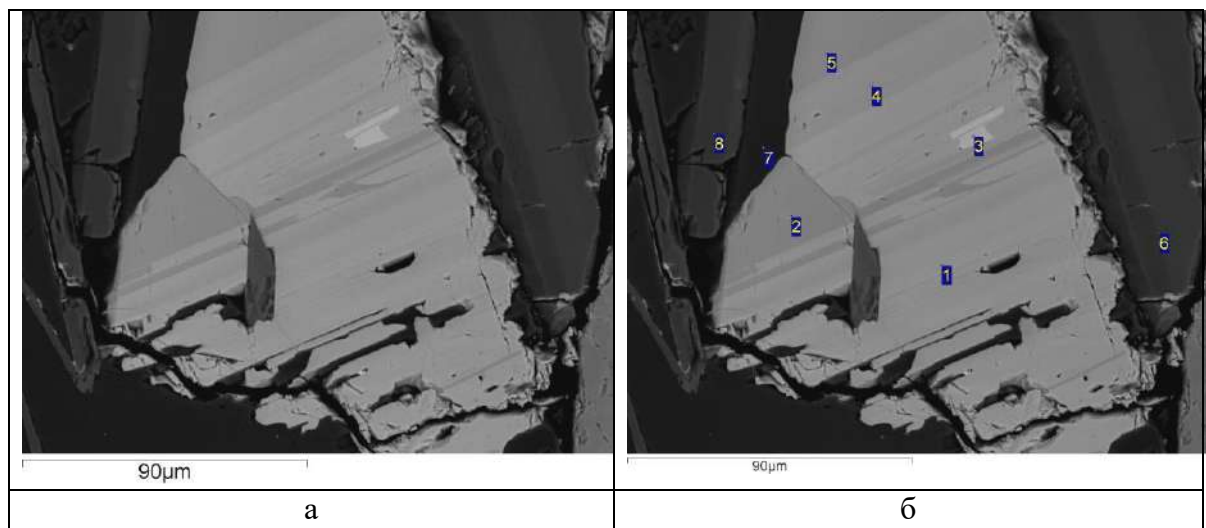


Рисунок 5.2.1.36. Синтаксическое срастание синхизита-(Ce) и паризита-(Ce) в агрегате альбита, кварца и безводного алюмобората кальция пегматита Дорожный в отражённых электронах; б) цифрами показаны места анализов в таблице 5.2.1.18.

Весьма тонкое срастание синхизита и паризита затрудняет проведение элементного анализа методом EPMA, так как область генерации рентгеновского излучения чаще всего оказывается больше монофазных участков, что иллюстрируется результатами элементных анализов, приведенных в таблице 5.2.1.18. Рентгеновские карты распределения элементов синхизита-(Ce) и паризита-(Ce) приведены на рисунке 5.2.1.37.

Таблица 5.2.1.18

Химический состав (мас. %) фторкарбонатов редких земель из пегматита Дорожный

Компонент	1	2	3
	Паризит-(Ce)	«Гидрокси-синхизит-(Ce)»	Бастнезит-(Ce)
CaO	9.87	15.97	0.72
SrO	нпо	нпо	0.43
La₂O₃	18.5	13.55	25.48
Ce₂O₃	28.91	23.25	34.87
Pr₂O₃	2.17	2.05	2.72
Nd₂O₃	8.09	8.73	6.57
Sm₂O₃	0.66	1.24	1.19
ThO₂	1.24	0.51	1.12
F	4.63	2.10	5.87
сумма	74.07	67.4	78.97
-O=F₂	1.94	0.88	2.47
сумма	72.13	66.52	76.50
Число атомов в формуле*			
Ca	0.98	0.95	0.03
Sr	-	-	0.01
Σ	0.98	0.95	0.04
La	0.64	0.28	0.35
Ce	0.98	0.48	0.47
Pr	0.08	0.04	0.04
Nd	0.26	0.17	0.09
Sm	0.02	0.02	0.02
Th	0.02	0.01	0.01
Σ	2.00	1.00	0.96
F	1.36	0.37	0.68

Примечание: * - расчет формулы паризита-(Ce) на $\sum REE = 2$; синхизита-(Ce) на $\sum REE = 1$; бастнезита на $\sum$ катионов = 1, номера анализов соответствуют номерам на рисунке 5.2.1.36б)

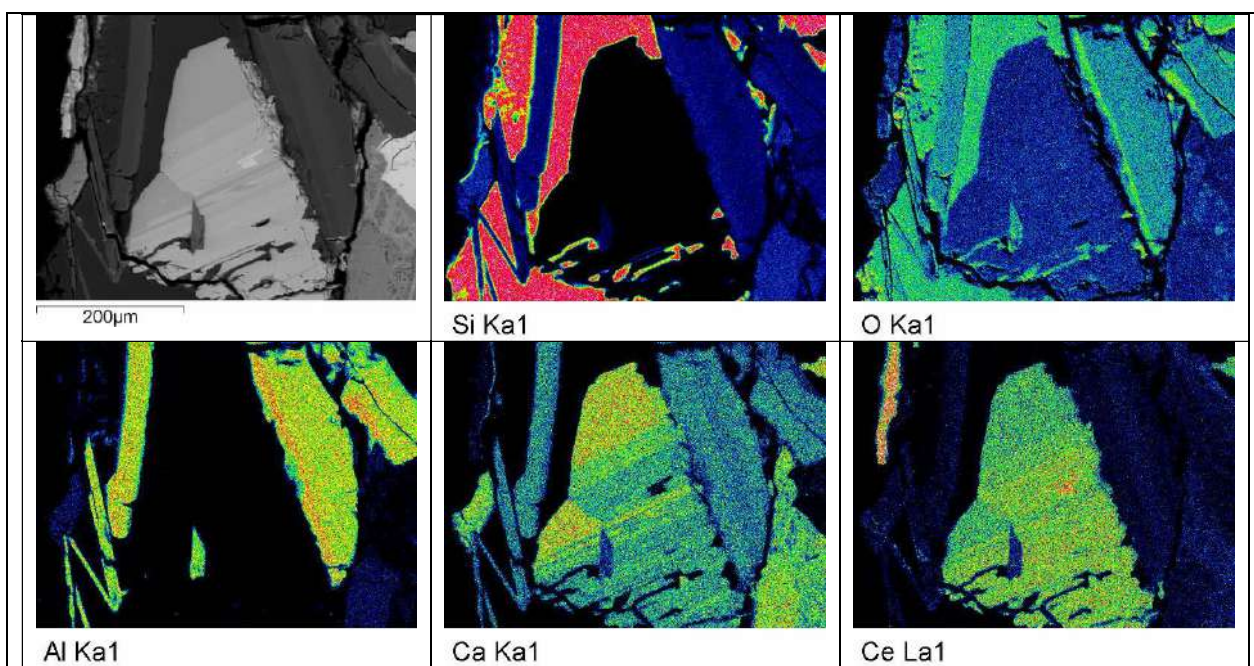


Рисунок 5.2.1.37. Синтаксическое срастание синхизита-(Ce) и паризита-(Ce) в агоегате альбита, кварца и безводного алюмобората кальция пегматита Дорожный в отражённых электронах и характеристическом рентгеновском излучении Si, O, Al, Ca, Ce.

Раман-спектры синхизита-(Ce) из пегматита Дорожный, Восточный Памир в сравнении с эталонным спектром этого минерала из базы RRUFF(<https://rruff.info/>) приведены на рисунке 5.2.1.38. Наиболее сильными являются полосы ν_1 симметричных валентных колебаний аниона CO_3^{2-} 1083 и 1100 cm^{-1} . Полосы в диапазоне 570–760 cm^{-1} отвечают ν_4 (деформационным колебаниям аниона CO_3^{2-}). Полосы с частотами ниже 400 cm^{-1} отнесены к решеточным колебаниям.

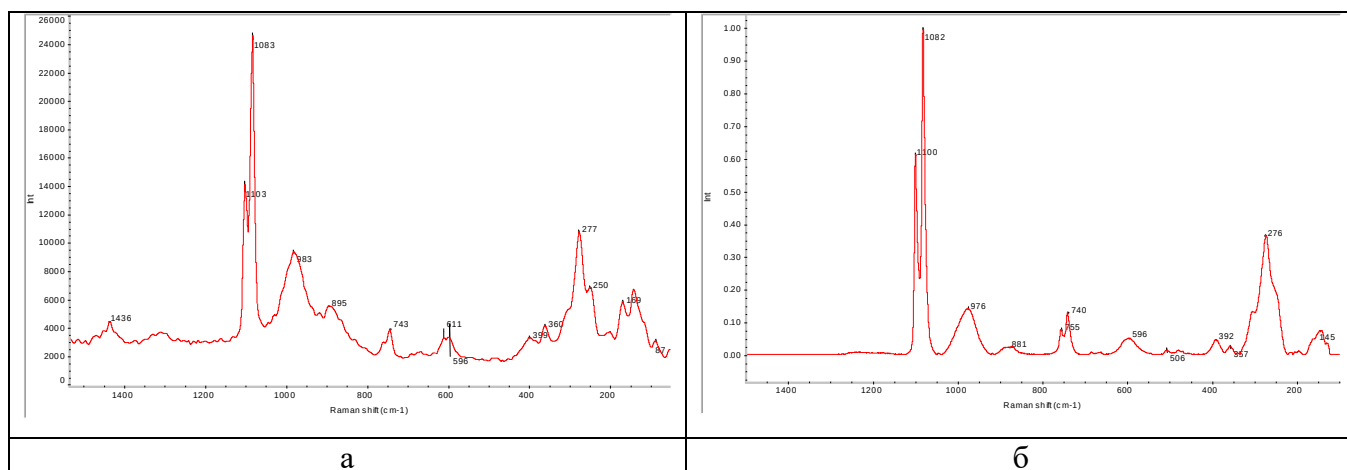


Рисунок 5.2.1.38. Рамановские спектры синхизита-(Ce) пегматита Дорожный, Восточный Памир (а); эталонный спектр синхизита-(Ce) из базы RRUFF (б).

Глава 6. Минералогия олова, ниобия и тантала в пегматитах Памира

6.1. Геохимия и минералогия олова, ниобия и тантала

Олово было известно человеку уже в IV тысячелетие до н.э., а бронзы (сплавы олова с медью) стали изготавливаться и применяться с III тыс. до н.э. В истории человечества выделяют эпоху, называемую бронзовым веком (XXXV / XXXII – XII / XI века до н.э.), когда изделия из бронзы были в широком употреблении.

В настоящее время производство и потребление олова в Море постоянно растет. Главные области применения олова: производство белой жести для пищевой индустрии, изготовление припоев, бронз и других сплавов, в атомной промышленности, в стекольной промышленности для отливки листового стекла на поверхности расплавленного олова, оксид олова используется как белый глушитель для эмалей, как полировальный материал, различные соединения олова широко используются в химической промышленности.

Олово, Sn — химический элемент IV группы периодической системы Д.И. Менделеева, атомный номер 50, атомная масса 118.69. В природе встречаются 10 стабильных изотопов олова: ^{112}Sn (0,96%), ^{114}Sn (0,66%), ^{115}Sn (0,35%), ^{116}Sn (14,30%), ^{117}Sn (7,61%), ^{118}Sn (24,03%), ^{119}Sn (8,58%), ^{120}Sn (32,85%), ^{122}Sn (4,72%) и ^{124}Sn (5,94%). Изотопы олова ^{117}Sn и ^{119}Sn являются мёссбауэровскими изотопами и применяются в гамма-резонансной спектроскопии. На эффекте Мёссбауэра основаны лабораторные и полевые анализаторы для определения содержания олова (прежде всего касситерита) в геологических пробах.

Олово — мягкий металл, обладает высокой пластичностью, ковкостью, легкоплавкостью (температура плавления – 231,9°C) и парамагнитными свойствами. В соединениях олово может проявлять степени окисления (валентность): минус четыре (SnH_4 — возможно, что связь чисто ковалентная), плюс два Sn^{+2} , плюс четыре Sn^{+4} . Ионный радиус Sn^{+4} в октаэдрическом окружении 0,69 Å [291]. С точки зрения минералогии и геохимии олова, важно подчеркнуть, что ионный радиус Sn^{+4} довольно близок к ионным радиусам в такой же координации Ta^{+5} , Nb^{+5} , Ti^{+4} , Zr^{+4} .

Распространенность олова в земной коре разными исследователями оцениваются несколько различно, что в некоторой степени обусловлено сложностью определения низких содержаний олова в горных породах (сложностью разложения проб). По А.П. Виноградову среднее содержание олова в земной коре оценивается в $2,5 \cdot 10^{-4}$ мас. %.

Содержания олова в каменных метеоритах $1 \cdot 10^{-4}$ (мас. %), в магматических горных породах: в ультраосновных $5 \cdot 10^{-5}$, в основных $1,5 \cdot 10^{-4}$, в кислых $3 \cdot 10^{-4}$. В осадочных горных породах: в глинах $1 \cdot 10^{-5}$, в песчаниках $6 \cdot 10^{-4}$, в карбонатных породах $1 \cdot 10^{-5}$.

Подчеркнем, что в песчаниках олова в среднем в два раза больше, чем в гранитах. Достоверных сведений о средних содержаниях олова в агапитовых породах и карбонатитах не имеются.

В геологических процессах в зависимости от условия минералообразования олово может проявлять себя как литофильный, так и как сидерофильный элемент. Соответственно, оловорудные месторождения могут быть разделены на две крупные геохимические группы: литофильную (редкометалльно-оловянную) и сидерохалькофильную (полиметалльно-оловянную). В первую группу входят пегматитовые, грейзеновые, скарновые и некоторые плутогенные гидротермальные месторождения, для которых характерна ассоциация олова с W, Be, Ta, Nb, Li, F и В. Ко второй группе относятся гидротермальные плутогенные и вулканогенные месторождения, в которых олово находится в ассоциации с Fe, Cu, Pb, As и S, которые относятся к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной рудным формациям.

Пегматитовые месторождения не являются ведущими в сырьевой базе олова, но часто являются весьма удобными для разработки, в том числе старательским способом, и привлекательны за счет легкости обогащения и комплексного характера руд. В зависимости от типа пегматитов, попутно могут извлекаться минералы Li, Cs, Ta, Nb, REE, Be, а также быть источниками полевошпатового, ограночного и коллекционного сырья. Отметим, что и сам касситерит в пегматитах часто содержит примеси Ta, Nb, а иногда и Sc в концентрациях, представляющих практический интерес. Пегматиты часто являются источником для россыпных месторождений олова, тантала и ниобия.

Минералогия олова весьма многообразна: к настоящему времени известны 120 собственных минералов Sn (не считая оловосодержащих минералов). Самородное олово встречается относительно редко и преимущественно в россыпях. Есть описания самородного олова из возгонов вулканов, в лунных образцах [87]. Больше половины (73) минералов олова, включая самородное олово, относятся к безкислородным соединениям. Из них 47 минералов олова – это сульфиды и сульфосоли, 18 минералов – интерметаллиды, 6 минералов – селениды и теллуриды и один хлорид (ниснит $(\text{NH}_4)_2\text{SnCl}_6$) из вулканических возгонов. Кислородных соединений олова в природе к настоящему времени известно 47, из них оксиды и гидрооксиды олова представлены 21 минеральным видом: силикаты – 15, танталаты и ниобаты – 5, сульфаты – 1, арсенаты – 1, бораты – 3, оксихлориды – 1.

Царством интерметаллидов олова являются сульфидные Cu-Ni месторождения (Норильск, Талнах, Печенга, Бушвальд, Инсизва и др.), траппы Сибирской платформы, реже гидротермальные, колчеданные месторождения [139], [140].

Сульфиды и сульфосоли встречаются в самых разных геологических обстановках: в медно-никелевых месторождениях Норильского типа, в колчеданных и колчеданно-

полиметаллических месторождениях (Рудный Алтай, Урал, Канада и др.), в золоторудных и золотосеребряных месторождениях (Таджикистан, Узбекистан, Северо-Восток России и др.), в ртутных месторождениях (Хайдаркан, Киргизия), во многих кварцево-жильных гидротермальных месторождениях, в грейзенах (Кестёр, Якутия; Тигриное, Приморский край), редкометальных гранитах и относительно редко – в пегматитах (Берник-Лейк, Канада; нами обнаружены в пегматитах Памира [151],[129]).

Из оксидов и гидроксидов олова, конечно, самым важным является касситерит - SnO_2 . Касситерит является основным источником олова в большинстве оловорудных месторождений, в том числе пегматитовых [115]. Известны находки касситерита в возгонах вулканов Этна (Италия) [248], Толбачик и Авачинский (Камчатка, Россия) [191], [192]. Нами описан касситерит из возгонов природного подземного угольного пожара на Равате (Северный Таджикистан) [149]. Как продукты изменения сульфидов олова на некоторых объектах развиты гидростаннаты олова: варламовит $(\text{Sn},\text{Fe})(\text{O},\text{OH})_2$, натанит $\text{FeSn}(\text{OH})_6$, висмирновит $\text{ZnSn}(\text{OH})_6$, мушистонит $\text{CuSn}(\text{OH})_6$ и др. (Трудовое, Сарыбулак в Киргизии; Мушистон, Заречное в Таджикистане; нами обнаружены в пегматитах Памира). Реже встречаются гипогенные гидростаннаты: буртит $\text{CaSn}(\text{OH})_6$ (в скарнах месторождения Эль-Хемман в Центральном Марокко), тетравикманит $\text{MnSn}(\text{OH})_6$ (в пегматитах Тусиона на ЮЗ Памире) [103].

Силикаты олова наиболее разнообразны в щелочных агпаитовых породах, в пегматитах, скарнах и карбонатитах. Некоторые силикаты олова, ранее считавшиеся крайне редкими минералами, образуют значительные, вплоть до промышленных скопления. Так малаяит CaSnSiO_5 широко распространен в скарновых месторождениях Малайзии, Японии, России (Каньон), Киргизии (Уч-Кошкон) и др. В своеобразных марганцевых скарноидах на Иныльчекском хребте (Киргизия) открыт боросиликат - вистепит $\text{Mn}_5\text{SnB}_2\text{Si}_5\text{O}_{20}$ [147]. Открытый в литиевых пегматитах Северной Каролины (США) брэннокит $\text{KSn}_2\text{Li}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ и пабстит $\text{BaSnSi}_3\text{O}_9$, первоначально описанный в кремнелых известняках Санта-Кру (шт. Калифорния, США), были обнаружены и в Таджикистане на Дарай-пиёзском массиве. В карбонатитах этого же массива открыт оловянный аналог баратовита – александровит $\text{KCa}_7\text{Sn}_2\text{Li}_3\text{Si}_{12}\text{O}_{36}\text{F}_2$ [146]. В надгруппе граната имеются оловянные представители – тотурит $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$, описанный в высокотемпературных скарнах на г. Лакарги в Кабардино-Балкарии, Северный Кавказ, Россия [253] и иринарссит $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$ [256].

Собственных минералов олова с танталом и/или ниобием немного, а именно: воджинит $\text{MnSnTa}_2\text{O}_8$ и ферроводжинит $\text{FeSnTa}_2\text{O}_8$, фрудит SnNb_2O_6 , торолит SnTa_2O_6 и оксистанномикролит $(\text{Sn},\text{Fe})(\text{Ta},\text{Nb},\text{Sn})_2(\text{O},\text{OH})_7$. Все перечисленные минералы открыты в гранитных пегматитах.

Оловянных боратов на сегодняшний день известно три: норденшельдин CaSnB_2O_6 , тусионит MnSnB_2O_6 и мэньсяньминьит $(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{Sn}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_8[(\text{BO}_3)(\text{BeO}_4)\text{O}_6]_2$. Тусионит открыт в гранитном пегматите в верховьях реки Тусион на Юго-Западном Памире [104]. Нами тусионит обнаружен и на Восточном Памире в пегматите Дорожный [128]. Кальциевый аналог тусионита – норденшельдин в некоторых оловянных месторождениях является важным, а иногда и преобладающим рудным минералом олова (Уч-Кошкон в Киргизии; Титовское в Якутии, Россия; гора Ир на Аляске, США и многие другие) 1984) [4], [139].

Единственный природный сульфат олова и кальция – генплесит $\text{Ca}_3\text{Sn}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ описан из полостей в массивной халькопиритовой руде Cu-Ni-Pd-Pt месторождения Октябрьское в Норильском районе, Россия [283]. В совершенно другой обстановке, в возгонах псевдофумарол подземного угольного пожара на Раватском участке Фан-Ягнобского месторождения в Северном Таджикистане, нами встречен предположительно новый минерал – сульфат олова, который сейчас находится в стадии изучения.

Оксихлориды олова представлены одним минералом – абхуритом $\text{Sn}_3\text{O}(\text{OH})_2\text{Cl}_2$ описанным как новый минерал в продуктах коррозии банковского слитка, пролежавшего на дне моря более 100 лет после кораблекрушения [270].

Характер оловянной минерализации в интрузивных породах и их пегматитах в значительной мере определяется их щелочностью или агпаитностью. Так, нормальные граниты и гранитные пегматиты в качестве основного, часто единственного, собственного минерала олова содержат касситерит, реже танталониобаты олова и еще реже – сульфиды и бораты. С ростом щелочности касситерит сменяется силикатами олова. В щелочных породах Дарай-Пиёзского массива (Таджикистан) олово концентрируется в силикатных минералах ряда согдианит – бреннокит – сугилит [153], титанит – малаяит, бацирит – пабстит – бенитоит [152], баратовит – александровит [146]. В нефелиновых и содалитовых сиенитах массива Илимаусак (Южная Гренландия) касситерит неизвестен, но описан оловянный бериллосиликат соренсенит $\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [290].

В силикатах олова ярко проявлен неограниченный изоморфизм олова с цирконием и титаном (как пример см. выше примеры для Дарай-Пиёзского массива). Этому способствуют близкие ионные радиусы $^{\text{VI}}\text{Sn}^{+4}$ (0.69 Å) и $^{\text{VI}}\text{Ti}^{+4}$ (0.61 Å), $^{\text{VI}}\text{Zr}^{+4}$ (0.72 Å), а также одинаковый заряд ионов [291]. В тантало-ниобатах при близких ионных радиусах олова к танталу (0.65 Å) и ниобию (0.65 Å) полный изоморфизм не столь легкий, частично из-за разности в зарядах ионов.

Известно большое количество минералов, в которых олово входит как примесный элемент. Ограниченный изоморфизм может быть обусловлен как кристаллохимическими причинами, так и просто тем, что собственные оловянные аналоги еще не найдены. Описаны оловосодержащие гранаты (до 2.5 мас.% Sn) (не считая собственно оловянного граната

тотурита $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$ – аналога циркониевого граната керимасита $\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$ и титанового граната шорломита $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$), аксинит (до 0.7 мас.% Sn), магнетит (до 0.3 мас.% Sn), шпинель (до 1.2 мас.% Sn) [139]. Примесь олова часто отмечается в биотите, в отличие от мусковита. Повышенные содержания олова выявлены нами в минералах гранитных пегматитов Юго-Западного Памира: в хризоберилле (до 0.25 мас.% Sn) [224], гельвине (до 0.03 мас.% Sn) [150] и в пирохлоре из пегматитов Восточного Памира (до 4.3 мас.% Sn).

Говоря об оловосодержащих минералах, нельзя не упомянуть бораты людвигит-вонсенитового ряда (Sn-людвигит, гулсит) в магнезиальных скарнах [4], [139], которые являются главными рудными минералами олова в особом типе крупных месторождений данного металла (Чукотка и Якутия, Россия; Аляска, США и др.).

6.1.1. Тантало-ниобаты в гранитных пегматитах

В гранитных пегматитах главными минералами ниобия и тантала являются оксиды Nb и Ta – тантало-ниобаты. Роль минералов из других классов химических соединений несравнимо меньше. Гранитные пегматиты являются важнейшими источниками тантала и ниобия. Сформацией редкометальных пегматитов нередко связаны богатые месторождения тантала, которые разрабатываются во многих регионах мира (Мозамбик, Бразилия, Австралия, Китай и др.). Анализу закономерностей концентрации Nb и Ta в различных типах пегматитов посвящена обширная литература [110], [109], [33], [36], [39], [207], [208].

Как уже говорилось выше, среди минералов Nb и Ta по числу минеральных видов преобладают тантало-ниобаты, по сравнению с другими классами соединений. Однако, их количество невелико по сравнению с более чем 2000 известных и в разной степени изученных синтетических оксидов ниобия и тантала [33]. Очевидно, что из года в год царство минералов будет пополняться новыми природными представителями оксидов этих элементов. Вероятно, что пропускались тантало-ниобаты с литием, так как часто минералы этого класса не анализировались на литий, а его пропуск не так заметен в силу малого атомного веса лития. Важной вехой в изучении тантало-ниобатов было открытие литиотантита и литиоводженита LiTa_3O_8 , а так же тантало-ниобатов с другими редкими щелочами: цезиокенопирохлора $\square\text{Nb}_2(\text{O},\text{OH})_6(\text{Cs},\square)$ и гидрокенопирохлора $(\square,x)_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{H}_2\text{O},\text{Cs})$. Количество работ по минералогии, кристаллохимии, синтезу тантало-ниобатов непрерывно растет, в связи с большой значимостью этих соединений для технического прогресса человечества. Так же растет и количество публикаций по систематике тантало-ниобатов. К сожалению, надо отметить, что некоторые принципы выделения минеральных видов, принятых сейчас КНМ, весьма несовершенны и не удобны для применения. Это касается, прежде всего, систематики и номенклатуры минералов супергруппы пирохлора [235] в основу, которой положены

компоненты, не определяемые при обычных методах исследования минералов и трудно доказуемые вакансии.

Общая формула оксидов ниобия и тантала может быть представлена в следующем виде: $A_mB_nX_p$, где: позиция А – обычно высококоординированные катионы (КЧ=12, 10, 8 и реже 6) щелочных (Na, K, Li, Cs), щелочноземельных (Ca, Mg, Ba, Sr) элементов, редких земель, Sc, Y, U, Th, Bi, Sb, Sn^{+2} , Pb, Mn, Fe. Позиция В – входят катионы в октаэдрической координации (КЧ=6) Nb, Ta, Fe^{+3} , Ti, Sn^{+4} , W. (Значительно реже кроме октаэдрической ниобий и тантал проявляет семерную (КЧ=7), четверную (КЧ=4) и пятерную (КЧ=5) координацию). Позиция Х - включает все анионы (О, ОН, F в обращенных структурах – H_2O , Cs).

Удобную структурную классификацию тантало-ниобатов разработал А.В. Волошин [33] (таблица 6.1.1.1.).

Таблица 6.1.1.1

Структурные типы тантало-ниобатов Памира на основе классификации А.В. Волошина (1993) с дополнениями

Структурный тип и подтип	КЧ В	КЧ А	Структурный мотив	Тип сочленения полиэдров В	Минеральный вид или группа
1. Иксиолитовый	6	6	Вершинами и ребрами	каркасный	Иксиолит-(Mn^{2+}) Иксиолит-(Fe^{2+})
1.1. Колумбитовый	6	6	Вершинами и ребрами	слоистый	Колумбит-(Fe),-(Mn) Колумбит -(Mg) Танталит-(Fe), -(Mn), Танталит -(Mg)
1.1.1. Китянлингинитовый	6	6	Вершинами и ребрами	слоистый	Китянлингинит (=квитианлингинит)
1.1.2. Корагоитовый	6	6	Вершинами и ребрами	слоистый	Корагоит
1.1.3. Ферсмитовый	6	8	Вершинами и ребрами	слоистый	Ферсмит
1.1.4. Самарскитовый	6	8	Вершинами и ребрами	слоистый	Шахдараит-(Y)
1.1.5. Вольфрамитовый	6	6	Вершинами и ребрами	слоистый	Ниобохфеттернит
2. Перовскитовый 2.1. Стибиотанталитовый	6	4	вершинами	слоистый	Стибиоколумбит Висмутоколумбит
3. Пироклоровый	6	8	вершинами	каркасный	Группа пироклора Группа микролита
4. Шеелитовый	4	8	островной	изолированные	Фергюсонит-(Y)
5. Фергюсонитовый	6	8	цепочечный	ребрами	β -фергюсонит-(Y)

Эта классификация учитывает характер координационных полиэдров и способы их соединения:

1. Катионы А и В - в однотипной координации ($KЧ=6$);
2. Катионы В - в октаэдрической координации ($KЧ=6$), а катионы А – в иной;
3. Катионы В обладают двумя типами координации ($KЧ=6$ и 7), а катионы А – имеют собственную координацию.

Сочленение полиэдров Та и Nb возможно следующими вариантами: 1) изолированные полиэдры в каркасе полиэдров А; 2) соединение полиэдров В только общими вершинами; 3) соединение полиэдров В только общими ребрами; 4) соединение полиэдров В через общие вершины и ребра.

Как видно из таблицы, во всех тантало-ниобатах, кроме фергюсонита, катионы группы В (ниобий или тантал) находятся в шестерной октаэдрической координации. Усложнения наблюдаются только у корагоита, в котором атомы W заселяют тригональные призмы [232].

Иксиолитовый структурный тип

Большинства тантало-ниобатов в гранитных пегматитах Памира кристаллизуются в структурном типе $\alpha\text{-PbO}_2$; (= иксиолитовому). Структурный тип иксиолита рассматривается как архитип с элементарной ячейкой минимального объема и параметрами $a \approx 4.7 \text{ \AA}$, $b \approx 5.7 \text{ \AA}$, $c \approx 5.2 \text{ \AA}$ с симметрией от ромбической до моноклинной (пр. гр. $Pbcn$, $P2/c$ или $C2/c$, Cc и $P2$).

Структура собственно **иксиолита** (точнее – группы иксиолита, так как сейчас в пределах группы выделяют минеральные виды: иксиолит- (Mn^{2+}) $(\text{Ta}_{2/3}\text{Mn}^{2+}_{1/+3})\text{O}_2$ и иксиолит- (Fe^{2+}) $(\text{Ta}_{2/3}\text{Fe}^{2+}_{1/+3})\text{O}_2$) построена из реберносоединенных октаэдров, образующих зигзагообразные цепочки в одной плоскости, разделенные аналогичными незаполненными позициями. Такие же цепочки выше и ниже соединяются с подобными цепочками вершинами и формируют каркас (рисунок 6.1.1.1а). Иксиолитовая структура (или, иначе, структура типа $\alpha\text{-PbO}_2$) проявляет способность к формированию сверхструктур: если каркасный мотив сохраняется, то возникают структуры типа литиотантита, литиоводжинита; если же катионы А и В (С) обособляются, то возникают слоистые структуры типа колумбита, китянлингита, корагоита.

Характерным примесным элементом в иксиолите (точнее, практически обязательным) является олово. Из пегматитов Юго-Западного Памира описан вольфраmistый иксиолит с содержаниями (в мас.%) SnO_2 до 11.8, а WO_3 до 15 [105]. При еще большем вхождении вольфрама, возможно образование новой фазы за счет упорядочения катионов в иксиолитовой модели структуры с периодичностью AABBC, что наблюдается в китянлингите.

В группу **колумбита-танталита** входят ромбические ($Pnca$) минералы с общей формулой AB_2O_6 , где А – железо, марганец, магний; В – ниобий, тантал. По преобладанию (в атомных количествах) в позиции В ниобия или тантала выделяют при $\text{Nb} > \text{Ta}$ – колумбит, при

Ta>Nb – танталит. В зависимости от того, какой катион преобладает в позиции А к названию колумбит или танталит добавляется определитель (Mn) или (Fe) или (Mg). Употребляются и другие названия для этой группы минералов: колумбит-(Mn) = манганколумбит, танталит-(Fe) = ферротанталит и т.п.

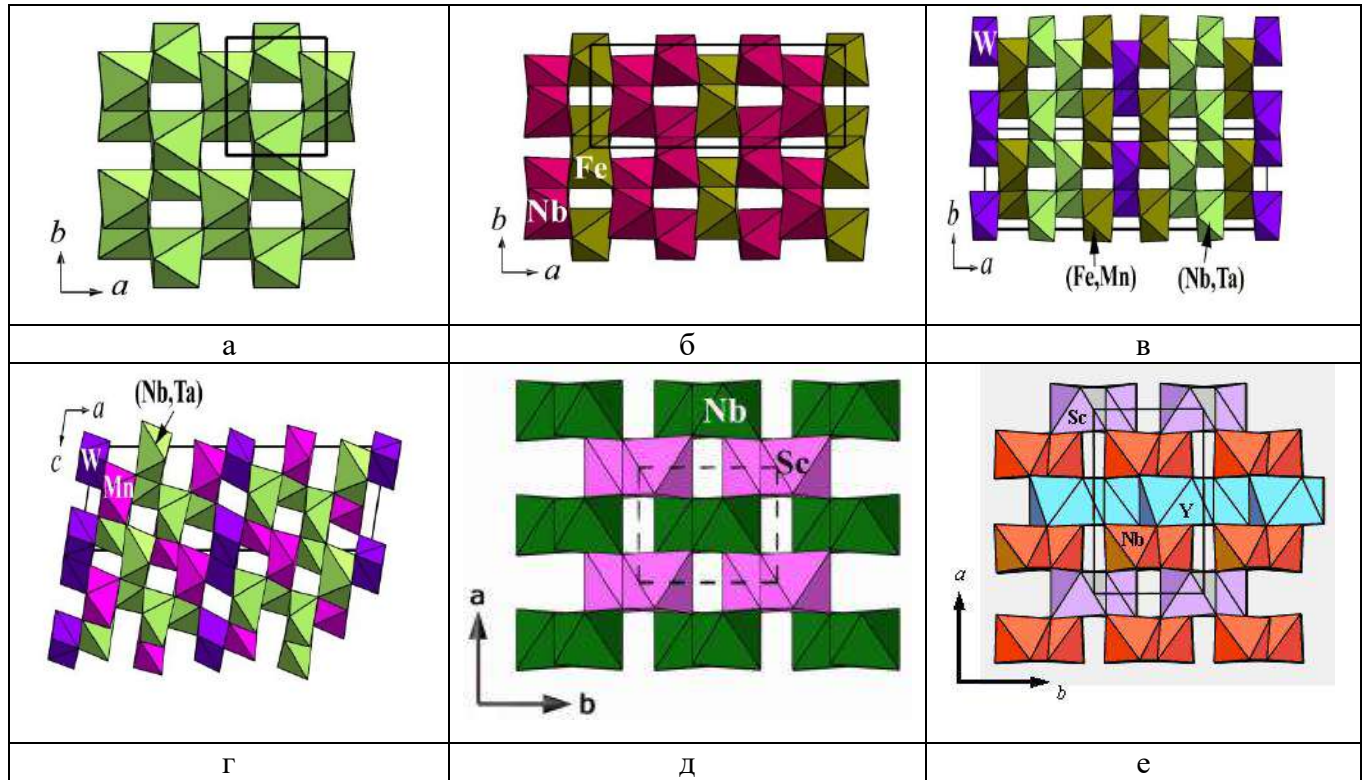


Рисунок 6.1.1.1. Схематическое изображение кристаллической структуры минералов ниобия и тантала: а) - схематическое изображение кристаллической структуры минералов группы иксиолита. Все октаэдры одного сорта, т.е. катионы заполняют их статистически. Прямоугольником выделена элементарная ячейка; б) - схематическое изображение кристаллической структуры колумбита-(Fe). Прямоугольником выделена элементарная ячейка, которая в три раза больше ячейки иксиолита; в) - схематическое изображение кристаллической структуры китянлингита; г) - схематическое изображение кристаллической структуры корагоита; д - схематическое изображение кристаллической структуры ниобохефтетьернита; е) - схематическое изображение кристаллической структуры шахдараита-(Y)

В группу **колумбита-танталита** входят ромбические (*Pnca*) минералы с общей формулой AB_2O_6 , где А – железо, марганец, магний; В – ниобий, тантал. По преобладанию (в атомных количествах) в позиции В ниобия или тантала выделяют при Nb>Ta – колумбит, при Ta>Nb – танталит. В зависимости от того, какой катион преобладает в позиции А к названию колумбит или танталит добавляется определитель (Mn) или (Fe) или (Mg). Употребляются и

другие названия для этой группы минералов: колумбит-(Mn) = манганколумбит, танталит-(Fe) = ферротанталит и т.п.

Кристаллическая структура минералов группы колумбита-танталита выводится из структуры иксиолита путем упорядочения катионов с образованием слоев октаэдров, заселенных преимущественно Mn, или Fe, или Mg и слоев из Nb или Ta октаэдров (рисунок 6.1.1.1б). Период повторяемости цепочек в структуре колумбита равен трем (ABBABV...). Соответственно, параметры ячеек колумбита кратны параметрам элементарной ячейки иксиолита. Можно сказать, что элементарная ячейка колумбита сложена тремя ячейками иксиолита.

В колумбит-танталитах часто отмечаются элементы-примеси: Ti, Sn, Sc, W. При росте содержаний изоморфных примесей может наблюдаться разупорядочение структуры с трендом перехода в неупорядоченную структуру, т.е. в иксиолит. Изучение упорядоченности минералов группы колумбита-танталита имеет не только чисто минералогическое значение, но важно и с практической стороны. От степени упорядочения и содержания элементов-примесей зависит скорость растворения колумбита в кислотах (что имеет значение при кислотной схеме переработки Nb-Ta концентратов), физические свойства, сказывающиеся при измельчении руды. Возможно, что четкая зависимость твердости минералов в ряду колумбит – танталит, описанная в литературе, как будет показано ниже, не обнаруживается в изученных нами минералах этой группы из пегматитов Памира по причине различной степени разупорядочения минералов, что затушёвывает связь микротвердости с составом.

Минералы группы колумбита-танталита кристаллизуются на всем этапе становления пегматитов. Считается, что для пегматитов характерен тренд возрастания Ta/Nb отношения в этой группе минералов от ранних к поздним генерациям, однако, в пегматитах Памира этот эффект не столь однозначен.

В богатых вольфрамом колумбитах из пегматитов Юго-Западного Памира наблюдались вросстки фазы, отвечающей по составу **китянлингиту** $\text{Fe}_2\text{Nb}_2\text{WO}_{10}$. Впервые этот минерал описан в гранитном комплексе Китянлинг в Китае. Структура китянлингита описывается как сверхструктура иксиолита, обусловленная чередованием трех видов катионов в октаэдрической координации в направлении оси «а»: Fe, Nb и W (рисунок 6.1.1.1в).

Корагоит $\text{Mn}_3\text{Nb}_3(\text{Nb},\text{Mn})_2\text{W}_2\text{O}_{20}$ как новый минерал описан из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира [35]. В статье не указано, где найден минерал, но в этикетке к авторскому образцу корагоита, хранящемся в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН под № 89607, указана привязка: Вез-Дара, Юго-Западный Памир, Таджикистан. Структура минерала (рисунок 6.1.1.1г) представляет собой сочетание аналогичных $\alpha\text{-PbO}_2$ зигзагообразных октаэдрических колонок, вытянутых вдоль [010], центры полиэдров которых

заселены атомами Ta, Nb и Mn. Эти элементы октаэдраческого каркаса $\alpha\text{-PbO}_2$ вдоль оси a элементарной ячейки объединяются колонками из тригональных призм, центры которых заняты атомами W [232].

Ниобохефтьернит $(\text{Sc}, \text{Fe}_{3+})(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$ недавно описан из пегматитов Мадагаскара [268]. Нами он обнаружен в пегматите Лесхозовский на Юго-Западном Памире. Минерал диагностирован на основании количественного микрозондового анализа, монокристалльного рентгеновского изучения и рентгеновской порошкограммы. Малые размеры выделений пока не позволили закончить изучение минерала. Ниобохефтьернит имеет структуру типа вольфрамита (рисунок 6.1.1.1д). В структуре минерала присутствуют две катионные позиции Sc и Nb, образующие два типа искаженных октаэдров: NbO_6 и ScO_6 . Соединяющиеся по ребрам октаэдры, содержащие катионы одного типа, образуют зигзагообразные цепочки вдоль оси c . Соседние цепочки связаны между собой через общие вершины. Ниобохефтьернит является Sc аналогом россовскита.

Шахдараит-(Y) ScYNb_2O_8 новый минерал, открытый нами в пегматите Лесхозовский на Юго-Западном Памире [282]. В шахдараите-(Y) брукитовые цепочки октаэдров заселенные Nb и Sc-октаэдры имеют повторяющиеся звенья $[\text{Nb}_2\text{O}_8]_{6-}$ и $[\text{Sc}_2\text{O}_8]_{10-}$ соответственно. Иттрий доминантные полиэдры с [8]-координацией брукитоподобную изогнутую цепь с повторяющимся звеном $[\text{Y}_2\text{O}_{12}]_{18}$ (рисунок 6.1.1.1е).

Шахдараит-(Y) с идеальной формулой ScYNb_2O_8 ($Z = 2$) изоструктурен самарскиту-(Y) $\text{YFe}^{3+}\text{Nb}_2\text{O}_8$. Следовательно, шахдараит-(Y) является Sc-аналогом самарскита-(Y). Более подробная информация о шахдараите-(Y) приведена в разделе с описанием тантало-ниобатов из пегматитов Памира.

Перовскитовый структурный тип

В гранитных пегматитах Памира в настоящее время известны только представители стибииотанталитового структурного подтипа.

Стибиотанталитовый структурный подтип

К этому структурному подтипу относятся следующие минералы: стибииоколумбит SbNbO_4 ; стибииотанталит SbTaO_4 ; висмутоколумбит BiNbO_4 и висмутотанталит BiTaO_4 .

Расшифрована структура синтетической фазы $\alpha\text{-BiNbO}_4$ [299]. Особенности кристаллической структуры висмутоколумбита и родственных ему стибииоколумбита и стибииотанталита рассмотрены Н.В. Зубковой с соавторами [305]. Имеются различия между сурьмяными и висмутовыми соединениями со структурным подтипом стибииотанталита: SbTaO_4 и SbNbO_4 кристаллизуются в нецентросимметричной пространственной группе $Pna2_1$, а висмутоколумбит $\alpha\text{-BiNbO}_4$ характеризуется центросимметричной группой $Pnma$ [305]. Эти различия могут быть связаны со значительной разницей в ионных радиусах Bi^{+3} и Sb^{+3} .

Несмотря на значительно больший кларк ниобия по отношению к танталу, танталовые представители этого структурного подтипа распространены в природе значительно шире ниобиевых аналогов. Подробное описание висмутоколумбита из гранитных пегматитов Памира приведено в нашей публикации [148], а так же с дополнениями в соответствующей главе настоящей работы.

Пирохлоровый структурный тип

В некоторых типах гранитных пегматитов важными концентраторами Ta и Nb выступают минералы надгруппы пирохлора. К таким пегматитам относятся жилы Лесхозовская, Шахдаринская на Юго-Западном Памире, пегматиты Мика и Амиго на Восточном Памире. В Мире известны промышленные месторождения тантала в гранитных пегматитах, где главным рудным минералом является микролит (например, Хардинг Майн, Нью Мексико, США; отдельные пегматиты в районе Найпа, Мозамбик; участки на Огневском месторождении, Казахстан и др.)

В структурном типе пирохлора кристаллизуются многочисленные кубические минералы (пр. группа $Fd\bar{3}m$, параметр элементарной ячейки $a = 10.4 \text{ \AA}$ и $Z = 8$) с общей формулой $A_2B_2(O,OH)_6X$,

где $A = Ca^{2+}, Na^+, K^+, Cs^+, Sr^{2+}, Ba^{2+}, Pb^{2+}, Sn^{2+}, Mn^{2+}, Sb^{3+}, Bi^{3+}, REE^{3+}, Th^{4+}, U^{4+}, H_3O^+, H_2O^0, \square^0$; типичная координация [8];

$B = Nb^{5+}, Ta^{5+}, Ti^{4+}, Sb^{5+}, Sn^{4+}, Fe^{3+}, W^{6+}$; типичная координация - октаэдрическая [6]; $X = OH^-, F^-, O^{2-}, H_2O^0, \square^0$

Кристаллическая структура пирохлора является производной структурой вычитания от флюоритового архетипа. Минералы надгруппы пирохлора являются цеолитоподобными оксидами, основа структуры которых – B -октаэдры, соединенные по вершинам в ажурный широкопористый каркас. В его полостях находятся крупные A -катионы и X -анионы или молекулы воды. Позиции B и координирующие их анионные позиции (O,OH,F), как правило, заселены полностью, а позиции A в полостях каркаса не редко бывают вакантными, вплоть до почти полного отсутствия A -катионов и X -анионов. Наличие цеолитоподобных полостей в структуре пирохлора обуславливает ионообменные свойства этих минералов. Возникновение минералов надгруппы пирохлора, богатых Sr, Ba, Pb, U, K, Cs, H_2O , в ряде случаев связано именно с ионным обменом.

Минералы с преобладанием в позиции B ниобия относятся к подгруппе пирохлора, тантала – микролита, титана – бетафита, сурьмы – ромеита, вольфрама – ферритунгстита. За последнее время номенклатура минералов надгруппы пирохлора претерпела значительные и не всегда удачные изменения [246], [235]. В качестве видообразующих компонентов стали рассматривать, в том числе, вакансии, воду, дополнительный кислород (т.е. неизмеряемые или

трудно определяемые компоненты) и в итоге часть «старых» минералов потеряла статус минерального вида, а часть «старых» минералов превратилась в «новые» с новыми названиями. Список минералов надгруппы пироклора (по данным сайта [www//mindat.org](http://www.mindat.org)) приведен в таблице 6.1.1.2.

Таблица 6.1.1.2

Минералы с преобладанием в позиции В ниобия, тантала, титана, сурьмы и вольфрама (mindat.org)

Группа бетафита Betafite Group $A_2(Ti,Nb)_2O_6Z$		
Оксиальциобетафит <u>Oxycalcibetafite</u>	$Ca_2(Ti,Nb)_2O_6O$	
Оксиуранобетафит <u>Oxuyranobetafite</u>	$(U,Ca,\square)_2(Ti,Nb)_2O_6Oet$	
Оксиитробетафит <u>Oxyttrobetafite-(Y)</u>	$Y_2Ti_2O_6O$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Группа кулселлита Coulsellite Group $A_{2-m}Mg_2F_{6-w}F_{1-n}$		
Фторнатрокуселлит <u>Fluornatrocoulsellite</u>	$CaNa_3AlMg_3F_{14}$	Trig. $3m$ (3 2/m) : $R3m$
Группа элсмореит Elsmoreite Group		
Гидрокеноэльсмореит <u>Hydrokenoelsmoreite</u>	$\square_2W_2O_6(H_2O)$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидроплюмбоэльсмореит <u>Hydroplumboelsmoreite</u>	$(Pb,\square)(W,Fe^{3+})_2O_6 \cdot H_2O$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидрокисеноэльсмореит <u>Hydroxykenoelsmoreite</u>	$(\square,Pb)_2(W,Fe^{3+},Al)_2(O,OH)_6(OH)$	Trig. 3 : $R3$
Группа микролита Microlite Group $A_{2-m}Ta_2X_{6-w}Z_n$ Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$		
Фторкальциомикролит <u>Fluorcalciomicrolite</u>	$(Ca,Na)_2(Ta,Nb)_2O_6F$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Фторнатромикролит <u>Fluornatromicrolite</u>	$(Na_{1.5}Bi_{0.5})Ta_2O_6F$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидрокеномикролит <u>Hydrokenomicrolite</u>	$(\square,H_2O)_2Ta_2(O,OH)_6(H_2O)$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m)
Гидромикролит <u>Hydromicrolite</u>	$(H_2O,\square)_2Ta_2(O,OH)_6(H_2O)$	
Гидроксикальциомикролит <u>Hydroxycalciomicrolite</u>	$Ca_{1.5}Ta_2O_6(OH)$	Iso. 4 3 2 : $P4_2 3 2$
Гидрокисеномикролит <u>Hydroxykenomicrolite</u>	$(\square,Na,Sb^{3+})_2Ta_2O_6(OH)$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидроксинатромикролит <u>Hydroxynatromicrolite</u>	$(Na,Bi^{3+},\square)_2Ta_2O_6(OH)$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$

Кенопльомбомикролит <u>Kenoplumbomicrolite</u>	$(\text{Pb}, \square)_2\text{Ta}_2\text{O}_6(\square, \text{OH}, \text{O})$	Iso.
Оксивисмутомикролит <u>Oxybismutomicrolite</u>	$(\text{Bi}_{1.33}\square_{0.67})_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Оксикальциомикролит <u>Oxycalcimicrolite</u>	$\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Оксистанномикролит <u>Oxystannomicrolite</u>	$\text{Sn}_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Оксистибомикролит <u>Oxystibimicrolite</u>	$(\text{Sb}^{3+}, \text{Ca})_2\text{Ta}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Уранмикролит <u>Uranmicrolite</u>	$(\text{Ca}, \text{U}, \text{Na})_{2-x}(\text{Ta}, \text{Nb})_2(\text{O}, \text{OH})_7$	Iso.
Итромакролит <u>Yttromicrolite</u>	$(\text{Ca}, \text{Y}^{3+}, \text{U}, \text{Na})_{2-x}(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_7$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Группа пирохлора Pyrochlore Group $\text{A}_2\text{Nb}_2(\text{O}, \text{OH})_6\text{Z}$		
Цезиокенопирохлор <u>Cesiokenopyrochlore</u>	$\square\text{Nb}_2(\text{O}, \text{OH})_6(\text{Cs}, \square)$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Фторкальциопирохлор <u>Fluorcalcipyrochlore</u>	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6\text{F}$	Iso.
Флуоркенопирохлор <u>Fluorkenopyrochlore</u>	$(\square, \text{Sr}, \text{Ce}, \text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6\text{F}$	
Фторнатропирохлор <u>Fluornatropyrochlore</u>	$(\text{Na}, \text{Pb}, \text{Ca}, \text{REE}, \text{U})_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m)$
Фторпльомбопирохлор <u>Fluorplumbopyrochlore</u>	$(\text{Pb}, \text{Y}, \text{Th}, \text{U}, \text{Na}, \text{Ca})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6\text{F}$	Iso.
Флуорстронтиопирохлор <u>Fluorstrontipyrochlore</u>	$(\text{Sr}, \square)_2\text{Nb}_2(\text{O}, \text{OH})_6\text{F}$	
Гидрокенопирохлор <u>Hydrokenopyrochlore</u>	$(\square, x)_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{H}_2\text{O}, \text{Cs})$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Гидропирохлор <u>Hydropyrochlore</u>	$(\text{H}_2\text{O}, \square)_2\text{Nb}_2(\text{O}, \text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Гидроксикальциопирохлор <u>Hydroxycalcipyrochlore</u>	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{U}, \square)_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Гидроксикенопирохлор <u>Hydroxykenopyrochlore</u>	$(\square, \text{Ce}, \text{Ba})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$
Гидроксиманганопирохлор <u>Hydroxymanganopyrochlore</u>	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Th}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{REE})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3 (2/m \ 3)$
Гидроксинатропирохлор <u>Hydroxynatropyrochlore</u>	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3m (4/m \ 3 \ 2/m) : Fd3m$

Гидроксиллюмбопирохлор <u>Hydroxylumbopyrochlore</u>	$(\text{Pb}_{1.5}\square_{0.5})\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Кенопллюмбопирохлор <u>Kenoplumbopyrochlore</u>	$(\text{Pb},\square)\text{Nb}_2\text{O}_6(\square,\text{O})$	
Оксикальциопирохлор <u>Oxycalcipyrochlore</u>	$\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Оксинатропирохлор <u>Oxynatropyrochlore</u>	$(\text{Na},\text{Ca},\text{U})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH})$	
Оксиллюмбопирохлор <u>Oxylumbopyrochlore</u>	$\text{Pb}_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{O}$	
Окситропирохлор-(Y) <u>Oxytropyrochlore-(Y)</u>	$(\text{Y},\square)_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{O}$	
Неназванный (Sb-аналог гидроксиманганопирохлора) <u>Unnamed (Sb-analogue of Hydroxymanganopyrochlore)</u>	$(\text{Mn},\text{Ca},\text{Y})_2(\text{Sb},\text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH})$	
Группа ральстонита Ralstonite Group		
Гидрокеноралстонит <u>Hydrokenoralstonite</u>	$\text{Na}_{0.5}(\text{Al},\text{Mg})_2(\text{F},\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Группа ромеита <u>Roméite Group</u> $\text{A}_2(\text{Sb}^{5+})_2\text{O}_6\text{Z}$		
Купроромеит <u>Cuproroméite</u>	$\text{Cu}_2\text{Sb}_2(\text{O},\text{OH})_7$	Iso.
Фторкальциоромеит <u>Fluorcalcioroméite</u>	$(\text{Ca},\text{Na},\square)_2\text{Sb}^{5+}_2(\text{O},\text{OH})_6\text{F}$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидроксикальциоромеит <u>Hydroxycalcioroméite</u>	$(\text{Ca},\text{Sb}^{3+})_2(\text{Sb}^{5+},\text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Гидроксиферроромеит <u>Hydroxyferroroméite</u>	$(\text{Fe}^{2+}_{1.5}\square_{0.5})\text{Sb}^{5+}_2\text{O}_6(\text{OH})$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Оксикальциоромеит <u>Oxycalcioroméite</u>	$\text{Ca}_2\text{Sb}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$
Оксиллюмборомеит <u>Oxylumboroméite</u>	$\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_6\text{O}$	Iso. $m3m$ (4/m 3 2/m) : $Fd3m$

6.2. Оловянная минерализация в пегматитах Памира

Оловянная минерализация в пегматитах Памира, помимо касситерита [133], также представлена довольно редким и малохарактерным минералом для пегматитов герценберgitом [151],[129], вторичным минералом (гидростаннаты) варламовитом [151] и новым для пегматитов Sc-содержащим тусионитом [128] (Таблица 6.2.1).

Таблица 6.2.1

Минералы олова в пегматитах Памира

Минералы олова	Пегматиты						
	Юго - Западный Памир				Восточный Памир		
	Вездара	Лесхозный	Шахдара	Намангут	Дорожный	Амазонитовый	Топазовый
Собственные минералы олова							
Касситерит SnO_2	+	++	+	++	+		+
Герценбергит* SnS	+				+		
Варламовит* Sn,Fe(O,OH)_2	+						
Тусионит $\text{MnSn(BO}_3)_2$					+		

Примечание: * - минералы, ранее неизвестные в пегматитах Памира

Касситерит является наиболее распространенным рудным минералом в Намангутском пегматитовом поле. В количественном отношении в этих пегматитах касситерит доминирует над калумбит-танталитом и другими рудными минералами. Касситерит встречается в штучных образцах, основном в виде выделения размерами от 5 мм до 2-3 см без кристалломорфологических форм (рисунок 6.2.1а,б). Изредка встречаются кристаллы касситерита коричневого цвета с хорошо образованными гранями дипирамиды [133]. Найдены также и двойники касситерита (рисунок 6.2.1в,г).

Из штучных образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, а также аншлифы в виде шашек залитых в эпоксидной смоле. Шлифы изучались в проходящем и отраженном свете (рисунок 6.2.2. б,в). Формы выделения касситерита показаны на рисунках 6.2.2. - 6.2.6. В аншлифах наряду с касситеритом в альбитовом агрегате были выявлены мелкие выделения колумбит-танталита. Касситерит из Намангута, очень изменчив по составу. В нем отмечаются повышенные содержание тантала, ниобия и вольфрама, а также незначительные примеси марганца и железа. В некоторых точках анализа, содержание этих элементов ниже чувствительности прибора (таблица 6.2.2.).

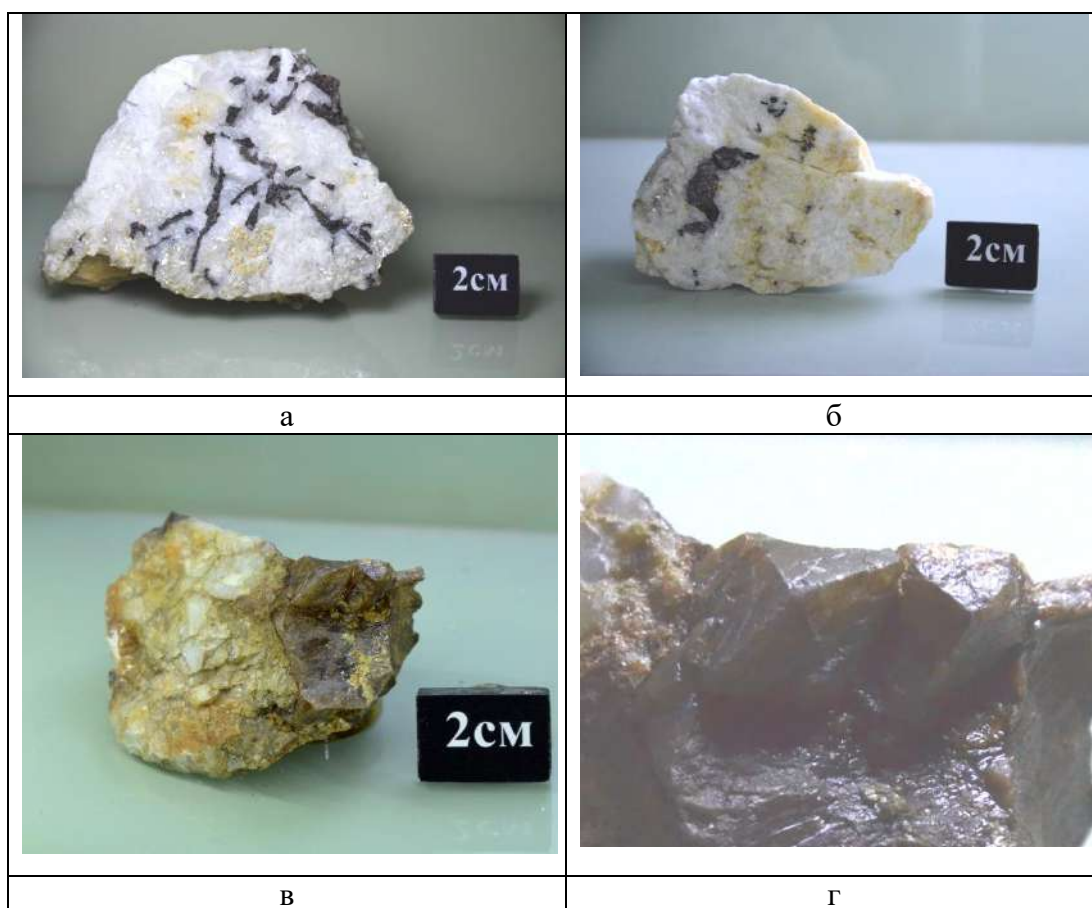
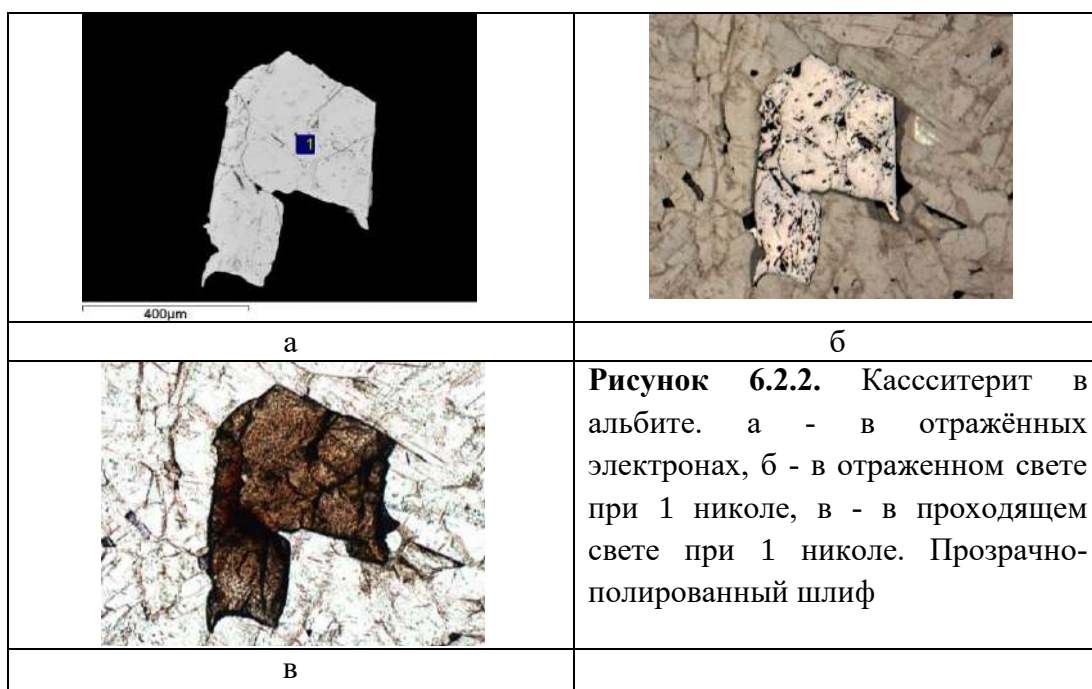


Рисунок 6.2.1. Образцы с касситеритом Намангутского пегматитового поля, а-б – касситерит в мелкозернистом кварц-альбитовом агрегате, в- крупные кристаллы касситерита в молочном кварце пегматита, г- фрагмент образца рисунка в, где видны совершенные дипирамидальные кристаллы касситерита



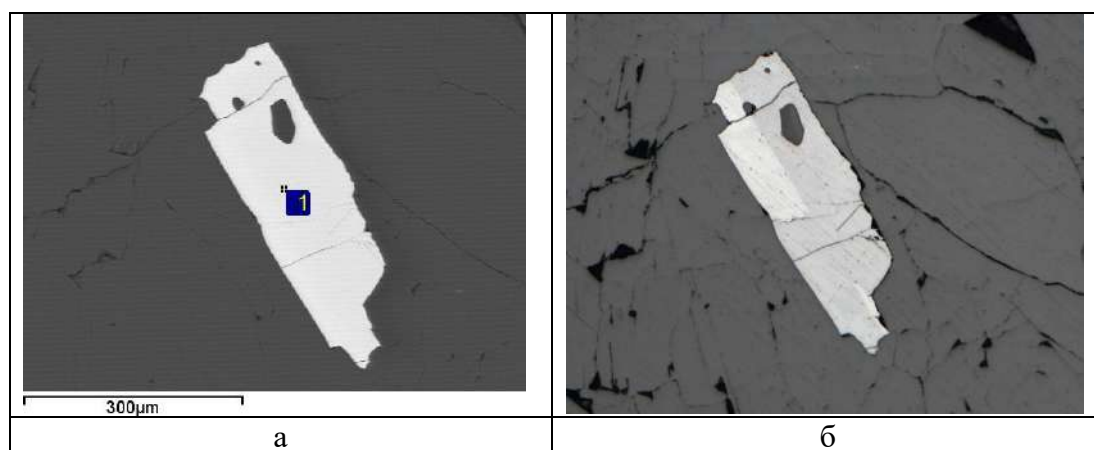


Рисунок 6.2.3. Кристалл касситерита в агрегате альбита: а) - в отражённых электронах; б) - в отраженном свете при одном николе

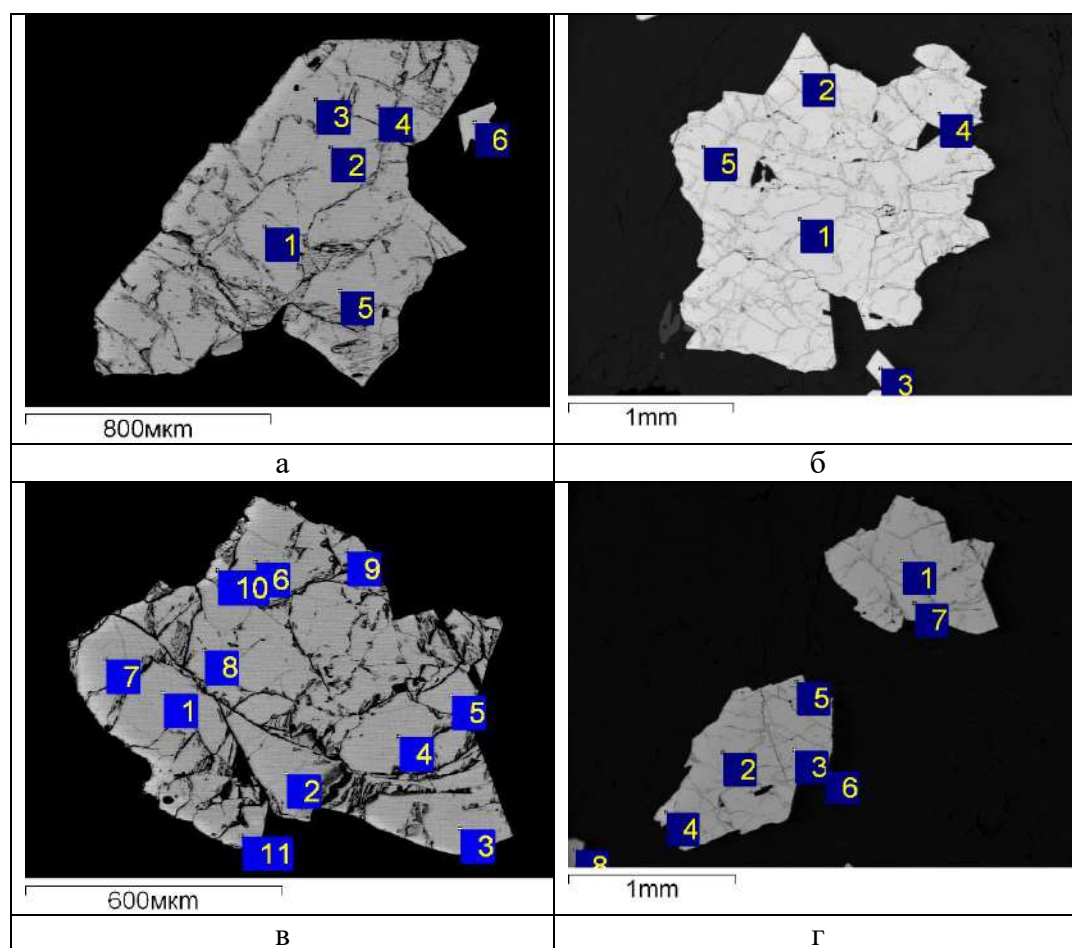


Рисунок 6.2.4. Форма срастаний кристаллов касситерита, в отражённых электронах (в полированном препарате). Цифрами показаны места анализов.

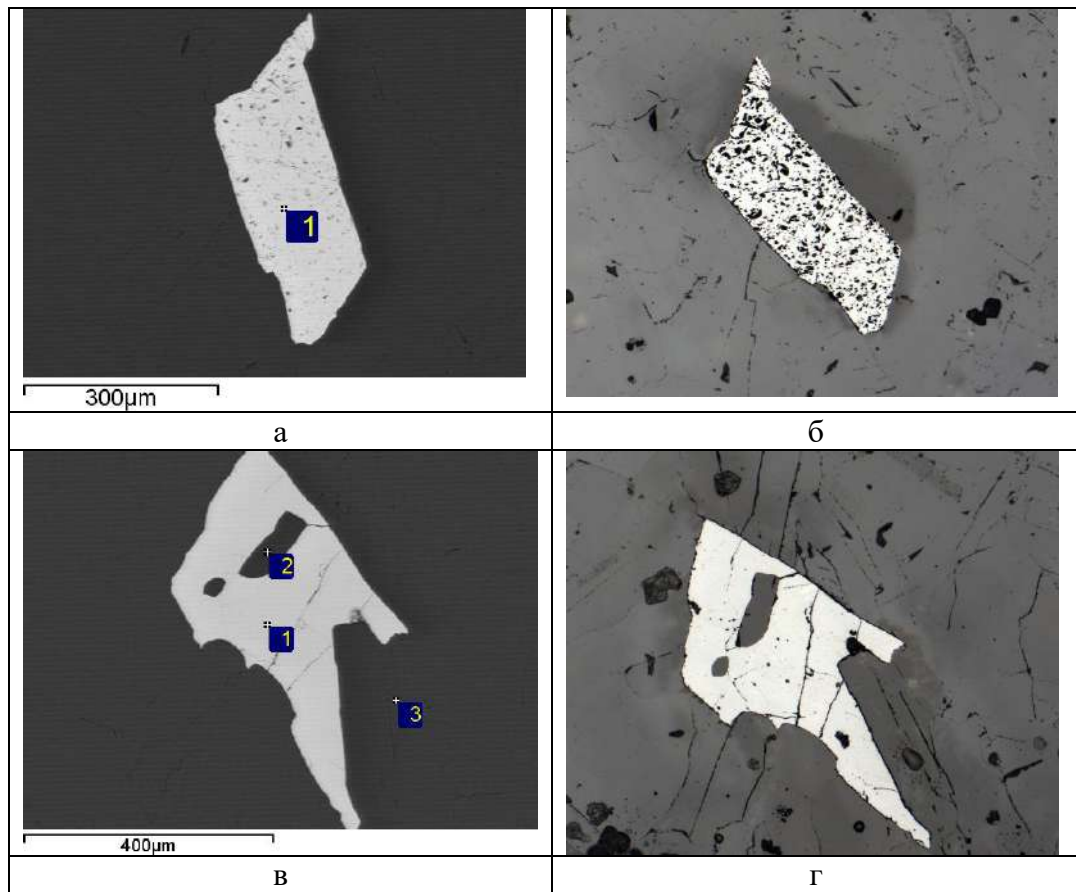


Рисунок 6.2.5. Кристаллы касситерита в агрегате альбита, а, в – в отражённых электронах, б, г – в отраженном свете при одном николе.

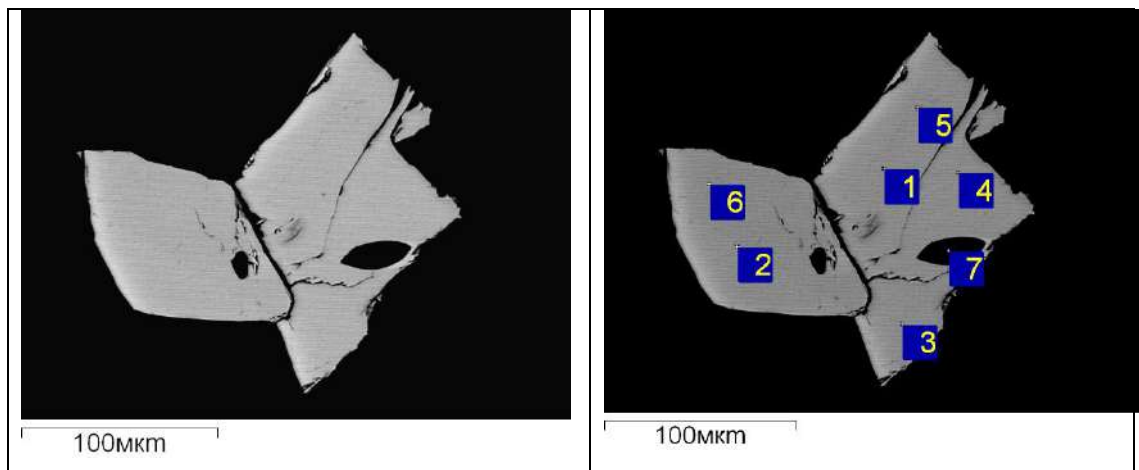


Рисунок 6.2.6. Срастание кристаллов касситерита в отраженных электронах. Цифрами показаны места анализов.

Таблица 6.2.2

**Химический состав (мас. %) касситерита Намангутского поля
(выборка анализов различных зерен) [133]**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MnO	0.25	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	1.74	0.85	нпо
FeO	0.57	нпо	нпо	0.60	нпо	0.48	нпо	1.69	1.10	1.53
Nb₂O₅	0.98	нпо	нпо	1.80	нпо	0.92	1.96	2.85	1.35	1.61
SnO₂	93.72	96.56	95.15	92.84	96.89	95.36	94.71	91.53	91.57	90.40
Ta₂O₅	3.65	1.44	2.39	2.51	2.51	3.29	2.73	2.95	5.22	3.60
WO₃	0.46	0.32	0.92	1.35	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	2.01
сумма	99.62	98.32	98.46	99.10	99.39	100.04	99.40	100.76	100.10	99.16
Число атомов в формуле										
Mn	0.01	-	-	-	-	-	-	0.04	0.02	-
Fe	0.01	-	-	0.01	-	0.01	-	0.03	0.02	0.03
Nb	0.01	-	-	0.02	-	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
Sn	0.94	0.98	0.97	0.93	0.98	0.95	0.95	0.90	0.92	0.91
Ta	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
W	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.01
O	6									
Компонент	11	12	3	14	5	16	17	18	19	20
MnO	нпо	нпо	0.47	0.96	1.65	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	1.51	1.20	0.74	нпо	нпо	0.36	0.13	нпо	0.69	0.18
Nb₂O₅	нпо	1.32	1.69	нпо	нпо	0.27	0.36	0.53	1.40	0.35
SnO₂	96.39	96.59	93.44	94.52	92.09	96.36	96.65	97.70	93.68	97.78
Ta₂O₅	нпо	нпо	2.54	5.41	5.96	1.77	1.68	1.74	3.33	0.74
WO₃	1.15	нпо	1.00	нпо	нпо	0.51	0.31	0.56	0.60	0.38
сумма	99.05	99.12	99.87	100.89	99.70	99.28	99.13	100.53	99.70	99.44
Число атомов в формуле в расчете на O = 6										
Mn	-	-	0.01	0.02	0.04	-	-	-	-	-
Fe	0.03	0.03	0.02	-	-	0.01	-	-	0.01	-
Nb	-	0.02	0.02	-	-	-	-	0.01	0.02	-
Sn	0.97	0.97	0.93	0.94	0.93	0.97	0.98	0.97	0.94	0.98
Ta	-	-	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
W	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-

Среднее содержание Ta₂O₅ (мас. %) в касситерите равно 2.81, при колебании концентраций от 0.00 до 5.96. При этом содержание элемента неодинаково не только в различных зернах минерала, но и в зонах роста или пирамидах нарастания отдельных кристаллов. Несмотря на то, что в некоторых зернах касситерита содержание Nb₂O₅ достигает более 4 .% Nb₂O₅, все же он уступает танталу. Его концентрация колеблется от 0.00 до 4.14.%, при среднем значении 0.96. Более высокие средние содержания Ta₂O₅ (4.30%) и Nb₂O₅ (2.25%) обнаружено в касситерите из пегматитов Китая [265]. В составе касситеритов содержание железа явно превалирует над марганцем. Концентрация FeO в касситерите колеблется от 0.00

до 1.69% (среднее 0.50%). Считается, что большая часть железа находится в минерале в виде микровключений собственных минералов [116]. Марганец присутствует не во всех анализированных зернах минерала. Из 25 анализов MnO обнаружен всего в 7 точках в количестве от 0.25 до 1.74%. Среднее содержание марганца в касситеритах равно 0.24 %. Из других характерных элементов-примесей в касситерите часто фиксируются повышенные содержания вольфрама. Он содержится в минерале в количестве 0.00-2.71%, при средней концентрации 0.64%. Возможно, по-видимому, его присутствие в минерале в какой то мере связано с микровключениями вольфрамита, наличие которого в редкометальных пегматитах вполне вероятно.

На Шахдаринском пегматитовом поле касситерит обнаружен в миароловой пегматитовой жиле Лесхозовская, Шахдараниская и Вездара. В данных пегматитах касситерит обнаружен в естественных шлихах, отобранные непосредственно из элювии самого пегматита, а также обнаружен в аншлифах (рисунок 6.2.7.-6.2.9). Касситерит встречается в виде хорошо образованных дипирамидальных кристаллов черного цвета. Размеры кристаллов касситерита от 0.1 до 0.5 мм. В шлихах, иногда встречаются кристаллы размером до 2-3 мм. В тонких полированных препаратах минерал полупрозрачный. Иногда наблюдаются также двойники касситерита. По составу касситериты из пегматитов Шахдаринского поля очень изменчивы (таблица 6.2.3.). Особенностью их состава является наличие в них скандия до 0.60 мас %. В качестве постоянных примесей в касситеритах выступают ниобий, тантал и вольфрам. Их содержания в мас.% Nb_2O_5 до 1.46, WO_3 до 1.17. Содержание тантала больше чем остальных отмеченных элементов, Ta_2O_5 до 4.14 мас.%. Иногда в малых количествах присутствуют титан, марганец и железа (таблица 6.2.3, 6.2.4.).

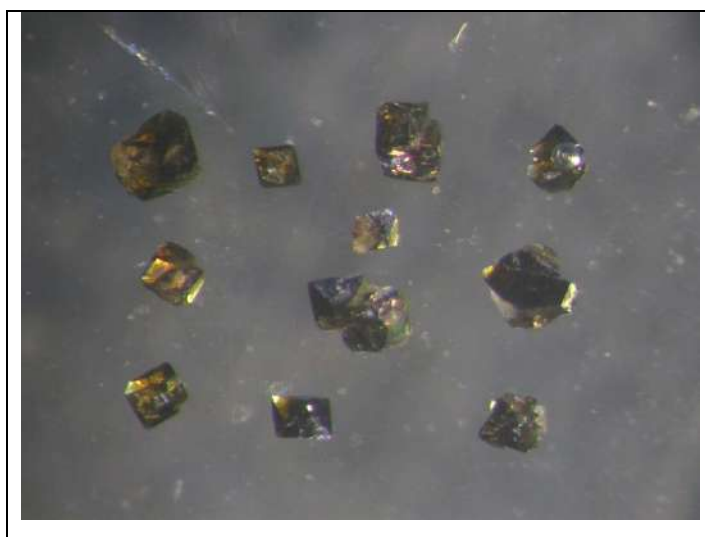


Рисунок 6.2.7. Дипирамидальные полупрозрачные кристаллы касситерита пегматитовой жилы Лесхозовская. Фото под бинокулярным микроскопом МБС-2. ширина поля зрения 8 мм

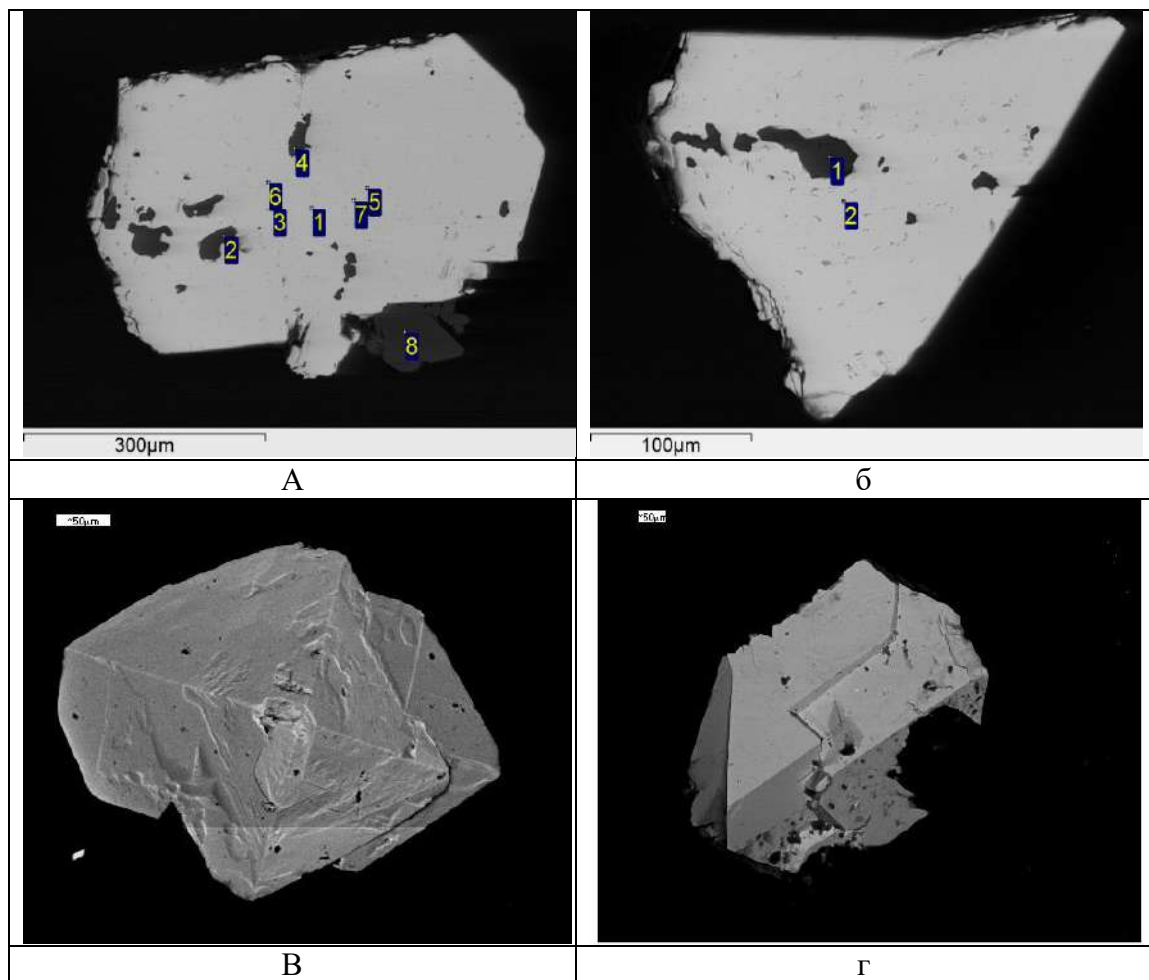


Рисунок 6.2.8. а-б) - кристаллы касситерита пегматитовой жилы Лесхозовская (в полированных препаратах); в-г) - срастания кристаллов касситерита пегматита Шахдара; в отражённых эдектронах.

Таблица 6.2.3

Химический состав (мас. %) касситерита пегматита Лесхозный

Компонент	1	2	3	4	5
Sc₂O₃	0.60	Нпо	0.41	нпо	0.32
TiO₂	0.93	0.97	1.20	нпо	0.40
FeO	нпо	Нпо	нпо	0.06	нпо
MnO	0.40	0.28	нпо	нпо	нпо
SnO₂	91.37	93.30	92.31	92.84	98.61
Nb₂O₅	нпо	0.30	0.42	0.55	нпо
Ta₂O₅	3.82	3.58	4.14	4.03	1.02
WO₃	1.17	0.65	0.66	1.01	нпо
сумма	98.29	99.08	99.14	98.49	100.35
Число атомов в формуле					
Sn	0.92	0.94	0.92	0.95	0.98
Ta	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01
Ti	0.02	0.02	0.02	-	0.01
Sc	0.01	-	0.01	-	0.01
W	0.01	-	-	0.01	-
Nb	-	-	-	0.01	-
Mn	0.01	0.01	-	-	-
O	2				

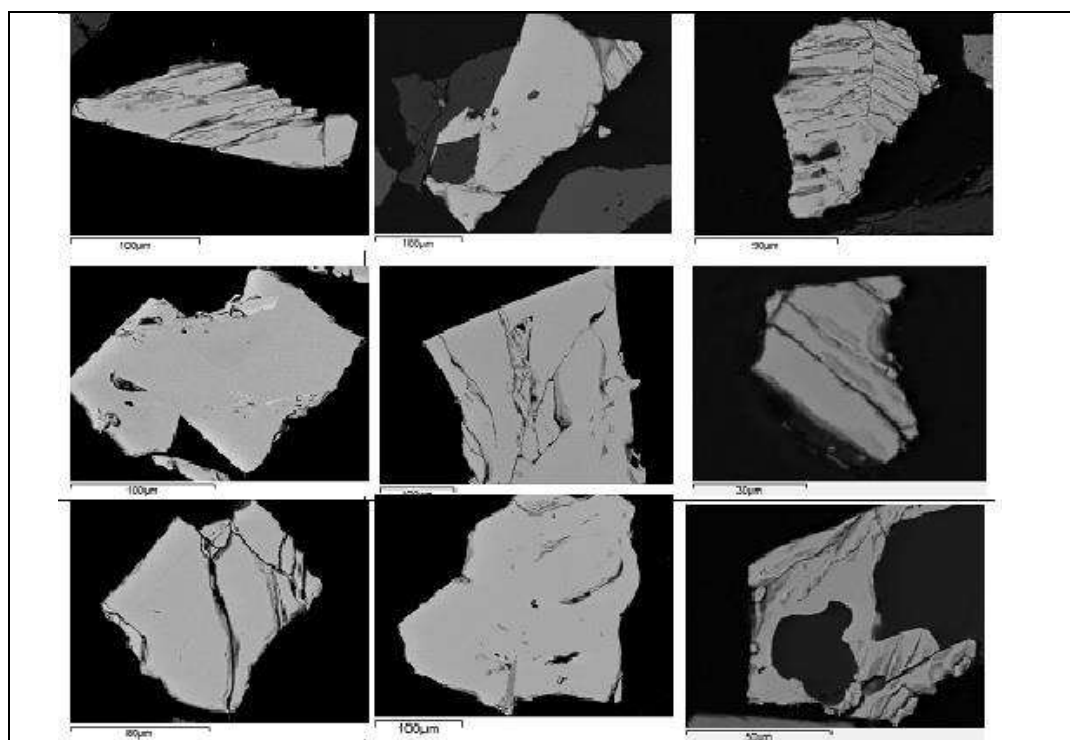


Рисунок 6.2.9. Формы выделений касситерита пегматитовой жилы Вездара, в отражённых электронах.

Таблица 6.2.4

Химический состав (мас. %) касситерита пегматита Вездара

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sc ₂ O ₃	0.21	0.28	0.17	0.24	0.47	0.17	0.20	0.32	0.38	нпо
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	0.16	нпо	0.25	нпо	0.08	нпо	0.19
FeO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.14	нпо	0.26	нпо
Nb ₂ O ₅	0.79	0.40	0.44	нпо	0.61	0.35	0.69	нпо	0.32	0.59
SnO ₂	96.55	96.47	94.62	95.40	96.83	95.22	96.18	96.97	95.96	96.99
Ta ₂ O ₅	2.03	2.53	3.10	2.57	2.18	2.52	2.31	0.98	2.09	2.10
WO ₃	нпо	нпо	0.83	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.95	нпо
сумма	99.58	99.68	99.15	98.38	100.09	98.51	99.52	98.35	99.96	99.87
Число атомов в формуле в расчете на O = 2										
Sn	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97	0.98	0.96	0.97
Ta	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Nb	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01
W	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-
Sc	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	-
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-
Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Sc ₂ O ₃	0.58	0.34	0.07	0.15	нпо	нпо	0.24	нпо	0.20	0.38
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.07	0.10	нпо	0.19	нпо
FeO	0.16	нпо	нпо	нпо	0.07	нпо	0.36	0.16	нпо	0.40
Nb ₂ O ₅	0.43	0.30	0.48	0.48	нпо	1.46	0.23	нпо	0.62	1.37
SnO ₂	95.33	97.58	95.39	98.22	97.66	97.16	98.57	98.36	96.28	94.60
Ta ₂ O ₅	2.03	0.80	2.49	1.18	0.75	2.00	1.12	1.25	2.22	3.02
WO ₃	нпо	0.59	0.48	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.66
сумма	98.53	99.60	98.91	100.00	98.47	100.69	100.60	99.77	99.51	100.43
Число атомов в формуле в расчете на O = 2										
Sn	0.96	0.98	0.97	0.98	0.99	0.96	0.98	0.99	0.97	0.94
Ta	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Nb	-	-	0.01	0.01	-	0.02	-	-	0.01	0.02
Sc	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01
Fe	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01
Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Sc ₂ O ₃	0.30	0.25	0.15	нпо	0.50	0.33	0.54	0.31	0.40	0.40
TiO ₂	0.32	нпо	нпо	0.40	0.14	нпо	нпо	нпо	0.21	нпо
FeO	0.16	0.16	0.10	нпо	нпо	нпо	0.15	нпо	нпо	нпо

Nb₂O₅	1.12	1.22	1.38	1.35	0.56	0.86	0.37	0.78	0.56	1.19
SnO₂	94.69	95.49	95.20	95.52	92.34	94.43	92.35	97.21	97.25	96.15
Ta₂O₅	2.54	2.09	2.37	1.81	5.64	3.25	5.56	0.59	0.99	1.97
WO₃	0.40	0.49	нпо	0.50	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
сумма	99.53	99.70	99.19	99.57	99.19	98.87	98.97	98.89	99.41	99.71
Число атомов в формуле в расчете на O = 2										
Sn	0.95	0.95	0.96	0.95	0.93	0.95	0.94	0.98	0.97	0.96
Ta	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.04	-	0.01	0.01
Nb	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01
Sc	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-

Герценбергит - SnS

В пегматитах Памира из оловянных минералов также обнаружены герценбергит и вторичный минерал (гидростаннат) варламовит. Находки герценбергита в пегматитах крайне редки. Минерал описан из гранитных пегматитов Швеции и Чехии [295], [293], [292], [278]. Герценбергит обнаружен в миароловой пегматитовой жиле Вездара [151] и пегматит Полихромный на Юго-Западном Памире, а также в пегматите Дорожный, из Кукуртского пегматитового поля на Восточном Памире. На Вездаринской пегматитовой жиле герценбергит встречен в виде агрегатов неправильной формы и коротких прожилков, размерами в наибольшем измерении до 5 мм, замещенных в различной степени «варламовитом» (рисунок 6.2.10.), в среднезернистой калишпат-кварцевой породе из околوميаролового комплекса пегматита. Цвет герценбергита в свежем сколе стально-серый, на выветрелой поверхности темно-серый, блеск металлический. Черта у минерала черная [151].



Рисунок 6.2.10. Срастание кристаллов герценбергита (темно-серое) в кварце пегматита Вездара (Юго-Западный Памир). Герценбергит окружен гидростаннатом железа («варламовит») коричневатого-желтого цвета. Ширина поля зрения 7.5 мм. Фото автора

В полированных шлифах хорошо видно, что агрегаты герценбергита сложены пластинчатыми зернами минерала, размерами 40-80 x 10-25 мкм (рисунок 6.2.11.). Минерал в отраженном свете имеет белый цвет, отражательная способность умеренно высокая, при 560 нм $R_g = 49.9$ и $R_p = 43.5\%$ (микроспектрофотометр UMSP-50, стандарт – WTiC) [151]. Двуотражение в воздухе слабое, в иммерсии видно отчетливо. Анизотропия сильная, в иммерсии – очень сильная. Наблюдаются цветные эффекты анизотропии (рисунок 6.2.11.г.), которые сильно зависят от типа осветителя и скрещенности николей: при полностью скрещенных николях цветные эффекты видны слабее и меняются от тускло-синего при одном положении угасания до темного коричневатого-бурого в другом и коричневатого-серого в диагональном положений. При слабом раскрещенных николях цветные эффекты проявлены

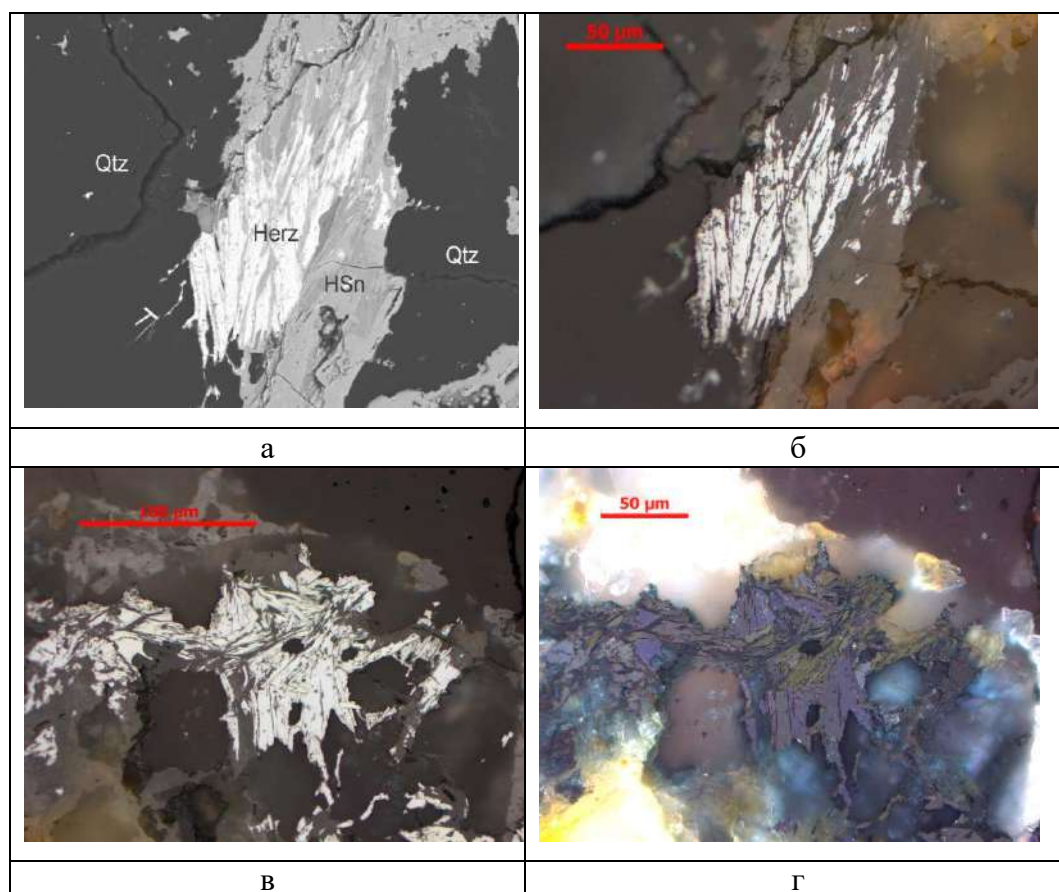


Рисунок 6.2.11. Агрегат пластин герценбергита (Herz) в кварце (Qtz) среди продуктов его замещения – гидростанната железа (HSn). Полированный шлиф: а) в отраженных электронах; б) тот же участок в отраженном свете при 1 николе; в) – агрегат герценбергита (белое) в кварце. В отраженном свете при 1 николе; г) - тот же участок, николи X. Видно двуотражение герценбергита.

значительно ярче, при одном погасании (по удлинению зерна) красновато-коричневый, при другом положении погасания темно-синий, в диагональных положениях оливковый, в другом диагональном светло-коричневый. Рефлексы наблюдать не удалось, так как по минералу развиты продукты замещения, имеющие сильные рефлексы, которые мешают наблюдению рефлексов у герценбергита, если они имеются у описываемого минерала. Герценбергит мягкий минерал, микротвердость при нагрузке 20 г равна 82 кг/мм² (при разбросе от 79 до 86), что относительно близко к микротвердости минерала из месторождения Голубое в Приморье 67 и 107 кг/мм² [197] и проявления Дружба в Северной Якутии 90 кг/мм² [209].

Химический состав герценбергита из Вез-Даринской жилы изучен методами локального электронно-зондового анализа. Изученный герценбергит с ЮЗ Памира близок к идеальному составу, отвечающему формуле SnS.

Герценбергит из Вез-Даринской жилы в различной степени замещен агрегатом гидростаннатов и «варламовита» (рисунок 6.2.10, 6.2.10.) [151], что характерно и для выделений герценбергита в NYF-пегматитах около Ключева, Чехия [293] и в рудах касситерит-силикатнойой формации месторождения Дружба, С. Якутия [209], [218]. Химический состав продуктов изменения герценбергита характеризуется большой изменчивостью (таблица 6.2.7.), что хорошо проявляется на рентгеновских картах распределения элементов (рисунок 6.2.12.). Похожие агрегаты гидростаннатов и варламовита, развитые по станнину, детально исследованы Н.И.Чистяковой и Г.Н. Нечелюстовым [217].

Рентгеновская диагностика минерала проведена методом порошка, расчет рентгеновский дифрактограммы приведен в таблице 6.2.5. Полученные данные хорошо согласуются с рентгеновской порошкограммой синтетического герценбергита. Параметры ромбической элементарной ячейки герценбергита, рассчитанные МНК методом наименьших квадратов по 20 отражениям, следующие: $a = 4.331(2) \text{ \AA}$, $b = 11.195(3) \text{ \AA}$, $c = 3.983(2) \text{ \AA}$, что в пределах точности соответствует параметрам чистого SnS [259].

Образование герценбергита в пегматитах возможно несколькими путями: прямой кристаллизацией из Sn-содержащих флюидов и путем псевдоморфного замещения оловосодержащих минералов, прежде всего касситерита. Для сульфидизации SnO₂ в гидротермальных условиях по экспериментальным работам [54], [91], [139], [140], [233] наиболее благоприятны кислые растворы и восстановительная обстановка при сравнительно низкой температуре (менее 300° С). Герценбергит в образце из пегматитовой жилы Вез-Дара имеет автоморфные формы, а следов коррозии касситерита обнаружено не было, что дает возможность предположить, что кристаллизация сульфида олова проходила не за счет

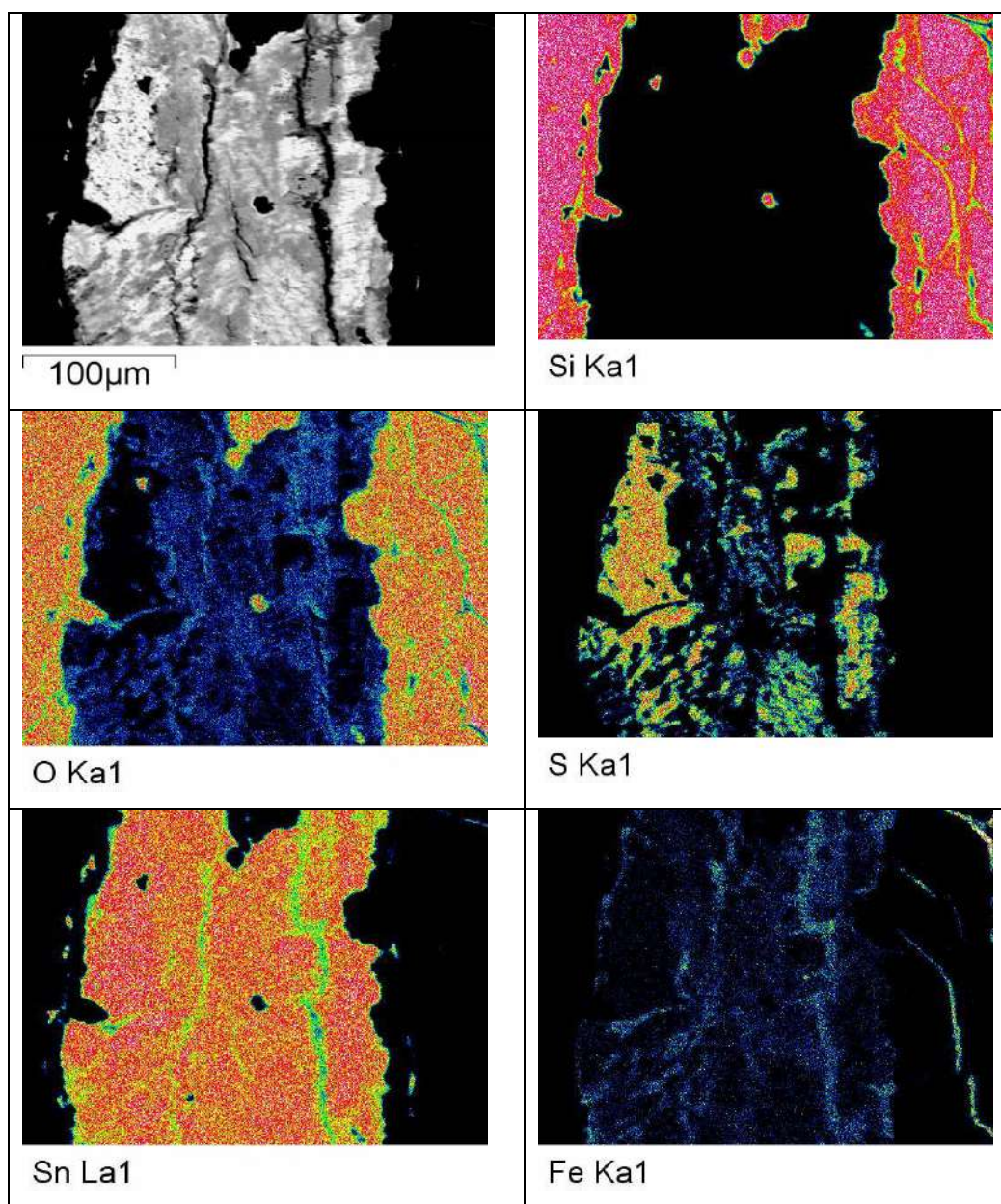


Рисунок 6.2.12. Герценбергит (белое) в кварце (чёрное). Герценбергит в значительной степени замещенный гидростаннатом железа (серое), в отражённых электронах и в характеристическом рентгеновском излучении Si, O, S, Sn, Fe.

замещения касситерита, а прямой кристаллизацией в восстановительных условиях из обогащенного Sn^{+2} кислого раствора на низкотемпературном гидротермальном этапе становления пегматита.

Герценбергит довольно легко замещается гидростаннатами и «варламовитом», на что указывают многие исследователи [218], [293]. Герценбергит с Памира так же частично замещен «варламовитовым» агрегатом, что может быть обусловлено как неустойчивостью сульфида

олова при увеличении pH растворов еще на гипогенном этапе, так и в результате гипергенного окисления минерала.

Таблица 6.2.5

Рентгеновская порошкограмма герценбергита

Вез-Дара, Ю-3 Памир		Герценбергит, синт. JCPDS # 39-0354			Вез-Дара, Ю-3 Памир		Герценбергит, синт. JCPDS # 39-0354		
d изм.	I изм.	d	I	h k l	d изм.	I изм.	d	I	h k l
4.034	5	4.035	40	1 1 0	1.779	11	1.7791	35	1 5 1
3.422	22	3.425	50	1 2 0		0	1.7219	40	1 2 2
3.245	12	3.244	65	0 2 1	1.714	7	1.7131	17	1 6 0
2.931	6	2.931	70	1 0 1	1.696	3	1.6946	19	2 3 1
2.835	16	2.835	100	1 1 1	1.690	7	1.6893	16	0 6 1
2.799	100	2.797	50	0 4 0	1.624	2	1.6228	35	0 4 2
2.305	11	2.305	50	1 3 1	1.557	3	1.5561	8	2 5 0
2.283	5	2.289	6	0 4 1	1.518	1	1.5193	4	1 4 2
2.163	1	2.165	3	2 0 0	1.467	2	1.4661	7	2 0 2
2.126	6	2.125	25	2 1 0	1.455	6	1.4535	30	2 1 2
2.023	8	2.024	35	1 4 1	1.448	11	1.4496	22	2 5 1
1.989	9	1.9921	50	0 0 2			1.4073	9	1 5 2
1.875	5	1.8751	45	2 1 1	1.404	12	1.4037	12	1 7 1
-	-	1.7864	25	1 1 2	1.400	11	1.3991	11	0 8 0

Примечание: 1 – условия съемки: дифрактометр ДРОН-2, Cu – анод, Ni – фильтр, скорость счетчика – 1 градус/мин, внутренний стандарт – кварц. Аналитики: Л.А. Паутов, М.А. Мираков

Таблица 6.2.6

**Химический состав (мас. %) герценбергита из миаролового пегматита Вез-Дара,
Юго-Западный Памир**

Компонент	1	2	3	4	5	6
Sn	79.01	78.48	78.74	78.88	77.86	78.49
S	20.96	21.20	21.45	21.22	21.12	21.11
сумма	99.97	99.68	100.19	100.10	98.98	99.60
Число атомов в формуле						
Sn	1.02	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01
S	1.00					

Примечание: Pb, Sb, Cu, Fe - не обнаружены.

Таблица 6.2.7

Химический состав (мас. %) варламовита пегматита Вез-Дара [151]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO₂	3.72	3.81	4.84	4.38	9.03	4.56	2.35	2.62	4.22
Al₂O₃	0.58	0.66	1.35	1.40	1.98	1.28	0.26	1.32	1.50
SnO₂	70.89	71.13	66.57	73.83	62.88	74.99	83.48	72.10	74.11
MgO	0.38	0.23	0.18	0.34	0.38	0.13	0.22	нпо	0.20
CaO	0.35	0.75	1.14	0.82	1.97	0.50	нпо	нпо	0.76
MnO	0.13	нпо	0.14	нпо	0.14	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	9.16	8.45	10.76	6.10	7.93	5.61	2.77	7.92	5.94
CuO	0.26	0.20	нпо	0.49	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
ZnO	нпо	нпо	0.25	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
P₂O₅	0.45	0.19	0.84	0.52	0.61	0.26	нпо	нпо	0.48
As₂O₃	0.66	0.65	1.07	0.71	1.56	0.71	нпо	1.12	1.14
сумма	86.59	86.06	87.16	88.59	86.47	88.05	89.07	85.07	88.35

На Восточном Памире герценбергит обнаружен в одном из гранитных миароловых пегматитов Кукуртского пегматитового поля [129]. По-видимому, эта находка является первой находкой герценбергита на Восточном Памире. Герценбергит диагностирован в околوميароловом комплексе пегматита Дорожный. Образец, в котором выявлен герценбергит сложен в основном кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и турмалином. Акцессорные минералы представлены спессартином, фторапатитом, флюоритом, Sn-содержащим титанитом, магнетитом, поликразом-(Y), кристаллическим высокоборным гадолинитом, иксиолитом, манганоколумбитом, пироксеном, черновитом-(Y), касситеритом, Hf цирконом [129].

Герценбергит представлен агрегатами (до 1.5 мм) удлинённых зерен в кварце. Макроскопически цвет минерала темно-серый из-за того, что зерна герценбергита покрыты продуктами изменения. В отраженном свете отражательная способность умеренно высокая, цвет белый. Двухотражение в воздухе слабое, в иммерсии отчетливое. Анизотропия сильная, в иммерсии очень сильная. Наблюдаются цветные эффекты анизотропии. Химический состав герценбергита с Восточного Памира (рисунок 6.2.13.б, таблица 6.2.8.) весьма близок к теоретическому составу [129]. В отдельных зернах с помощью волонодисперсионных спектрометров зафиксированы примеси свинца и сурьмы (Pb до 0.04, Sb до 0.72 мас. %). По герценбергиту развиты продукты изменения, представленные гетерогенными по составу агрегатами гидростаннатов (рисунок 6.2.13.а.).

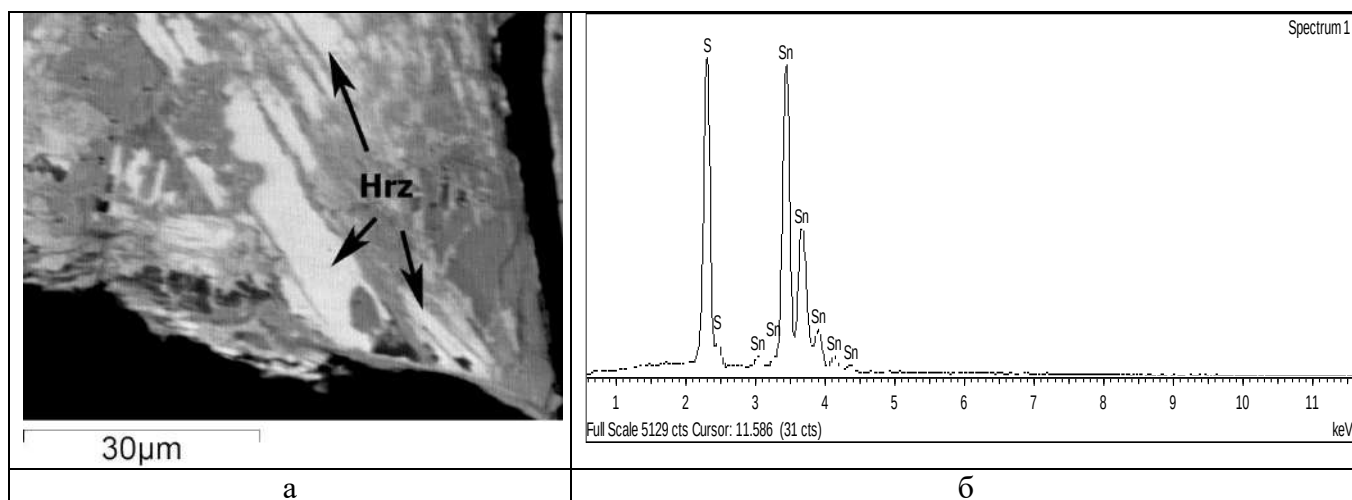


Рисунок 6.2.13. Герценбергит миаролового пегматита Дорожный, Восточный Памир: а) - реликты герценбергита (Hrz) среди гидростанната железа, в отражённых электронах; б - энергодисперсионный спектр герценбергита.

Таблица 6.2.8

Химический состав (мас.%) герценбергита из пегматита Дорожный, Восточный Памир

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Sn	78.57	79	78.84	79.23	78.32	78.92	78.46	78.11
S	20.79	20.8	20.5	20.49	20.41	20.48	20.63	21.52
сумма	99.36	99.8	99.34	99.72	98.72	99.4	99.09	99.62
Число атомов в формуле								
Sn	1.02	1.03	1.04	1.04	1.04	1.04	1.03	1.03
S	1.00							

цвет белый. Двуотражение в воздухе слабое, в иммерсии отчетливое. Анизотропия сильная, в иммерсии очень сильная. Наблюдаются цветные эффекты анизотропии. Химический состав герценбергита с Восточного Памира (рисунок 6.2.13.б, таблица 6.2.8.) весьма близок к теоретическому составу [129]. В отдельных зернах с помощью волонодисперсионных спектрометров зафиксированы примеси свинца и сурьмы (Pb до 0.04, Sb до 0.72 мас. %). По герценбергиту развиты продукты изменения, представленные гетерогенными по составу агрегатами гидростаннатов (рисунок 6.2.13.а.).

Тусионит

Тусионит $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$ был описан как новый минерал из гранитных пегматитов долины р. Тусион, Юго-Западный Памир в ассоциации с кварцем, микроклином, ортоклазом, альбитом, турмалином, гамбергитом, данбуритом, тетравикманитом [104]. Тусионит изоструктурен доломиту и норденшельдину $\text{CaSn}(\text{BO}_3)_2$ [104], [85], [247]. Новые находки тусионита немногочисленны и все они связаны с гранитными миароловыми пегматитами эльбаитового подтипа. Кроме Юго-Западного Памира, тусионит диагностирован в пегматитах Томас Маунтин, Риверсайд Каунти, Калифорния (США) и Redice, Моравия, (Чешская Республика) [247], [250], [276], упоминается в пегматите в окрестности Хетчел, Моло (Бирма) [249]. Автором, тусионит обнаружен в 270 км к В-СВ от места первой находки (долины р. Тусион, Юго-Западный Памир) в пегматитах Кукуртского узла (долины р. Кукурт) на Восточном Памире [128]. Минерал диагностирован в образце из околомаролового комплекса, сложенном в основном кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, турмалином и Sc-содержащим спессартином (рисунок 6.2.15.). Акцессорные минералы представлены фторапатитом, иттрий-содержащим флюоритом (до 3 мас. % Y), титанитом, магнетитом, апатитом, касситеритом, поликразом-(Y), высокоборным гадолинитом, иксиолитом, пирохлором, черновитом-(Y) [249], [129].

Тусионит образует тонкие пластинчатые зерна, размерами от 0.05 – 0.25 мм в аншлифах и редко встречается в образцах в виде пластинчатых выделения иногда собранные в веерообразные сростки, размерами от 1 до 5 мм. Минерал чаще всего сростается со спессартином, касситеритом, калиевым полевым шпатом и кварцем (рисунок 6.2.14.).

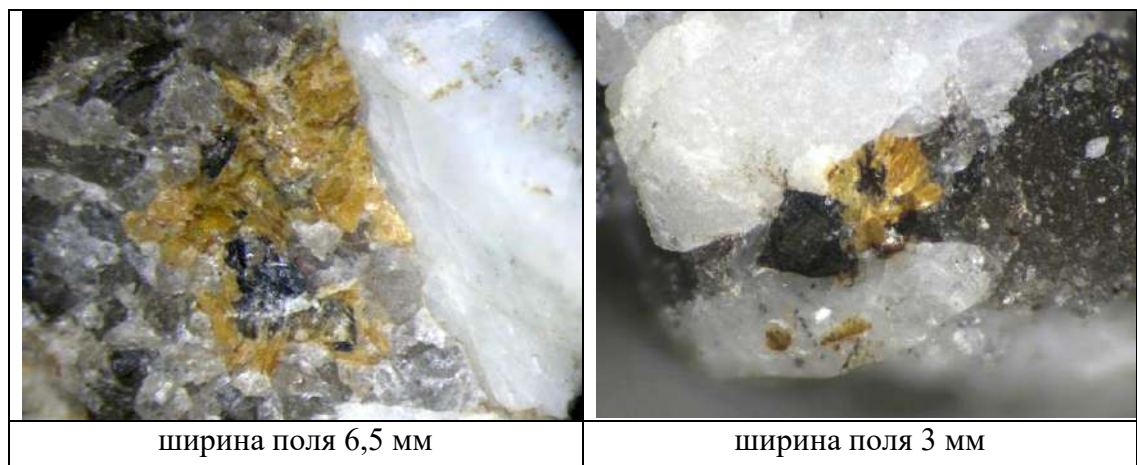


Рисунок 6.2.14. Относительно крупные пластинчатые выделения тусионита (светло-желтое) с касситеритом в кварц-полевошпатовом агрегате. Фото автора

Тусионит обладает желтым цветом, прозрачный с сильным стекляннным блеском. В ультрафиолетовом свете не люминесцирует. Плотность минерала больше 4.20 г/см^3 (тонет в жидкости Клеричи). В проходящем свете при нормальной толщине шлифа минерал бесцветный, в более толстых – светло-желтый. Плеохроизм проявлен слабо, по No – оранжево-желтый, по Ne – светло-желтый. Формула абсорбции: $No > Ne$. Тусионит оптически одноосный отрицательный. Оптическая ось перпендикулярна плоскости уплощения зерен. Показатели преломления тусионита с Восточного Памира, измеренные методом фокального экранирования на приборе ППМ-1 конструкции В.Г. Фекличева, $n_o = 1.870(5)$, $n_e = 1.760(3)$ [128]., что несколько выше, чем показатели преломления минерала ($n_o = 1.854(2)$, $n_e = 1.757(2)$) с места первой находки [104]. В отраженном свете минерал серый с низкой отражательной способностью, близкой к спессартину и заметно выше, чем у турмалина. Внутренние рефлексы сильные белые, светло-коричневые. Анизотропия на поперечных разрезах пластинчатых зерен сильная с цветными эффектами от желтого до темно-коричневого цвета, двуотражение слабое. Спектры отражения тусионита приведенные на рисунке 6.2.16 получены на микроскопеспектрофотометре UMSP-50 фирмы OPTON (стандарт – WTiC). Минерал хрупкий. Микротвердость на поперечных разрезах составила в среднем 325 кг/мм^2 при разбросе от $270 - 390 \text{ кг/мм}^2$ ([128], что заметно ниже, чем у тусионита с места первого описания [104]. Возможно, замеры микротвердости занижены из-за малых размеров выделений описываемого минерала в шлифах.

Спектры комбинационного рассеяния тусионита получены на автоматическом рамановском спектрометре XPloRA (Horiba Scientific), совмещенном с конфокальным микроскопом при возбуждении лазером с длиной волны 532 нм при горизонтальной поляризации. Спектр снимался в диапазоне $100-4000 \text{ см}^{-1}$, однако значимых колебаний со сдвигом более 1500 см^{-1} не обнаружено. Тусионит изоструктурен норденшельдину и их рамановские спектры схожи (рисунок 6.2.17.)

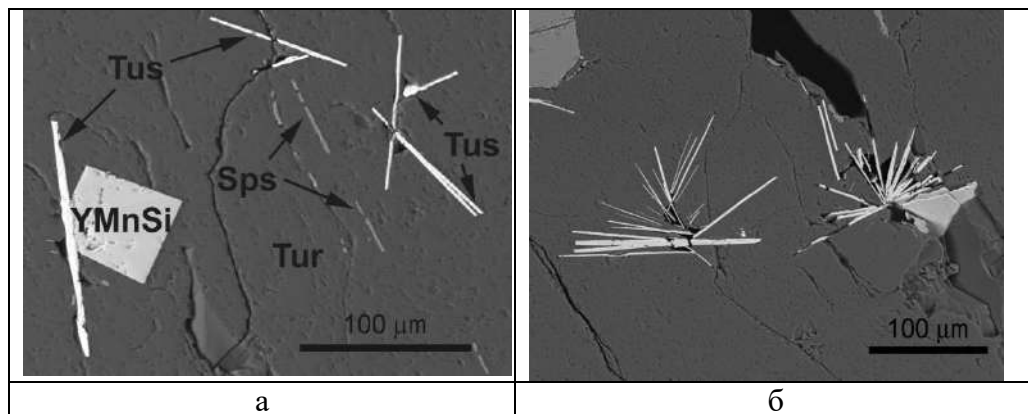


Рисунок 6.2.15. Пластинчатые кристаллы тусионита (Tus) в сростании турмалина (Tur), спессартина (Sps) и бадахшанита-(Y) (YMnSi), в отражённых электронах.

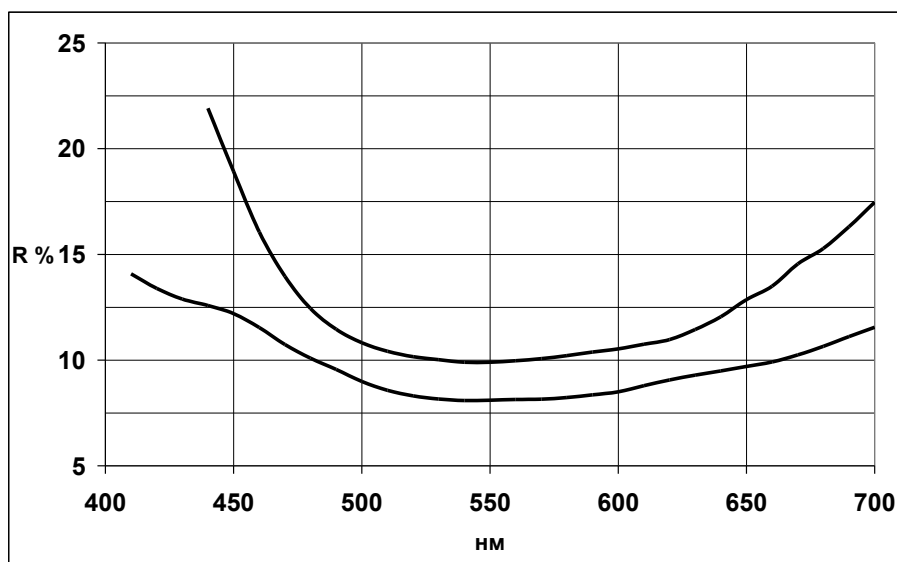


Рисунок 6.2.16. Спектры отражения тусионита, полученные на поперечном срезе пластинчатого кристалла

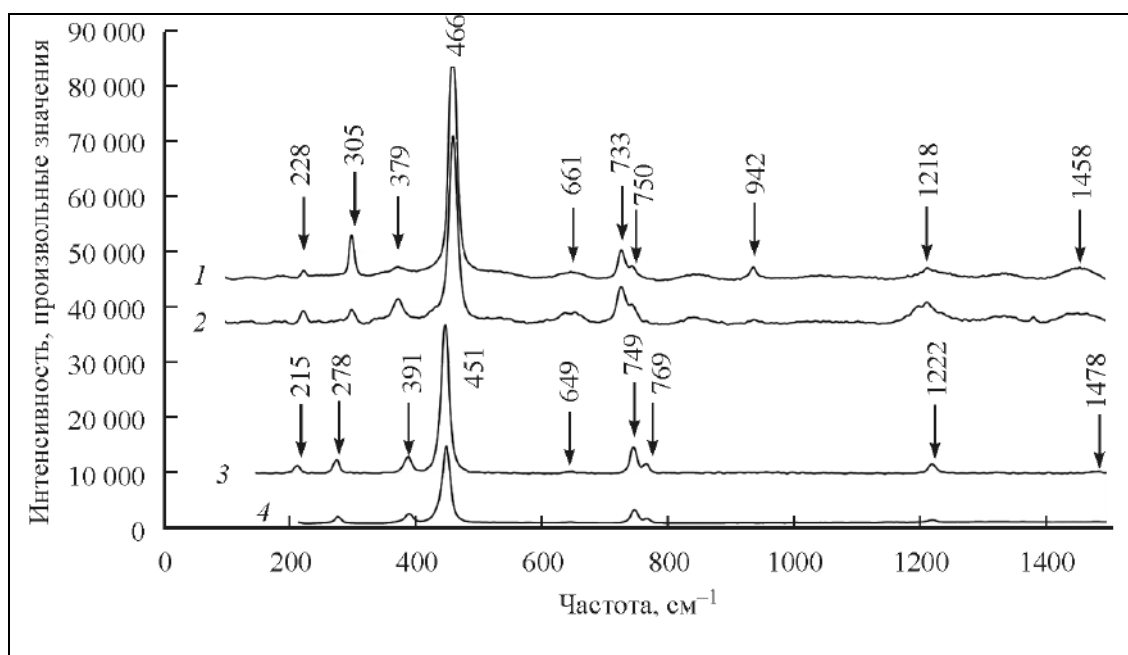


Рисунок 6.2.17. Спектры комбинационного рассеяния тусионита (1 и 2) с Восточного Памира и спектры норденшельдина (два нижних из базы данных RRUF (www.ruff.org) (3 и 4)

Химический состав тусионита с Восточного Памира изучался методами локального электронно-микронного анализа. Результаты анализов тусионита с Восточного Памира и тусионита из других проявлений приведены в таблице 6.2.10. Тусионит из пегматита Дорожный беден железом, кальцием по сравнению с другими находками, включая голотипный образец [104] и близок к конечному марганцевому члену $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$. Отличительной особенностью

химического состава тусионита с Восточного Памира является его обогащенность скандием - до 1.5 мас.% Sc_2O (таблица 6.2.10, рисунок 6.2.19.), что в пятьдесят раз выше, чем в тусионите из пегматитов Калифорнии и Чешской Республики [247]. Несмотря на довольно высокие содержания скандия в тусионите механизмы его вхождения и схемы компенсации заряда при изоморфизме недостаточно ясны. Наиболее вероятно, нам представляется, замещение Sn^{+4} на Sc^{+3} с заменой части Mn^{+2} на Mn^{+3} , однако, на вариационных диаграммах (рисунок 6.2.18.) видно, что скандий находится в отрицательной корреляции не только с оловом, но и с суммой марганца и железа, что может свидетельствовать о вхождении скандия в две октаэдрические позиции, заселенные преимущественно Sn^{+4} и Mn^{+2} соответственно. Уточнение кристаллической структуры Sc-содержащего тусионита и получение статистически более значимого массива аналитических данных о вариациях состава минерала могло бы в будущем прояснить механизмы изоморфизма в тусионите.

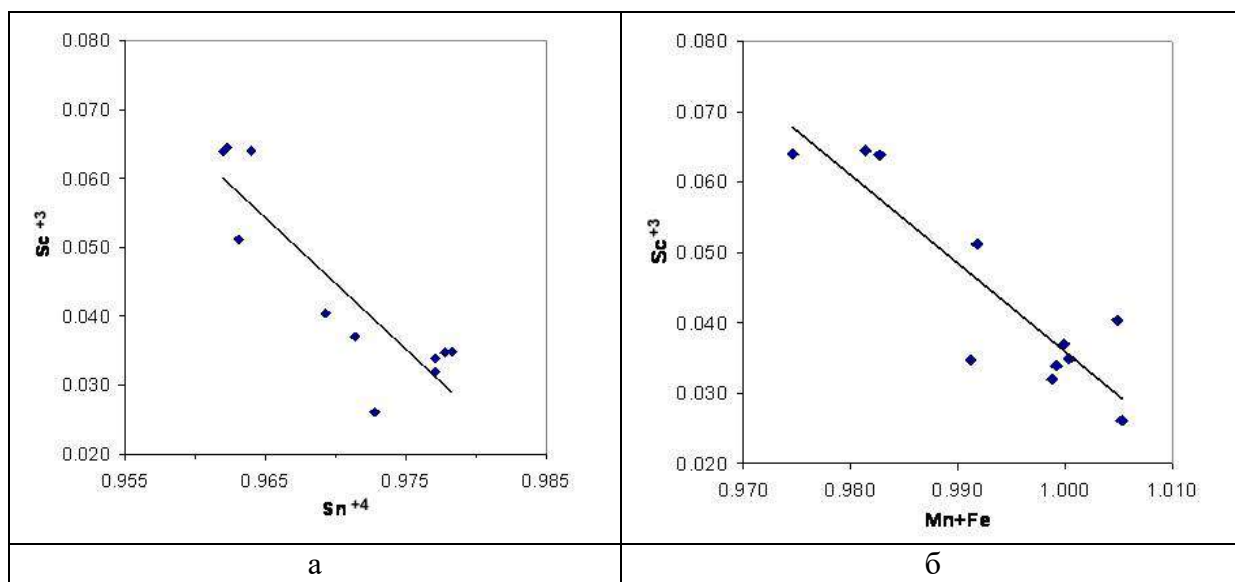


Рисунок 6.2.18. Вариации содержаний Sc и Sn (а) и Sc и суммы Mn и Fe (б) в тусионите Восточного Памира (формульные коэффициенты, расчет на O = 6)

Рентгеновская порошковая диаграмма тусионита с Восточного Памира [128]. близка к порошковой диаграмме тусионита с места первого описания (долина р. Тусион, Ю.З. Памир) и расчетной рентгенограмме тусионита (таблица 6.2.9.). Параметры элементарной ячейки минерала с Восточного Памира, рассчитанные по 12 линиям порошковой диаграммы: $a = 4.772(3) \text{ \AA}$, $c = 15.28(3) \text{ \AA}$ незначительно отличаются от параметров минерала с Ю.З. Памира [104], [85].

Таблица 6.2.9

Рентгеновские порошковые диаграммы тусионита

Восточный Памир		Юго-Западный Памир		PDF 77-0874		
1		2		3		
d Å	I	d Å	I	d Å	I	h k l
5.11	55	5.12	40	5.1013	216	0 0 3
4.02	57	4.02	40	3.9889	273	1 0 1
3.65	95	3.65	90	3.6356	932	0 1 2
2.808	100	2.818	100	2.8072	999	1 0 4
2.458	11	2.467	20	2.4594	49	0 1 5
2.389	33	2.393	60	2.3855	296	1 1 0
2.166	31	2.165	40	2.1609	197	1 1 -3
2.053	6	2.051	10	2.0473	27	0 2 1
2.000	30	1.999	60	1.9944	256	2 0 2
1.930	9	1.933	30	1.9324	33	1 0 7
1.829	2	1.824	20	1.8178	149	0 2 4
1.742	54	1.744	80	1.7422	381	1 1 -6
1.709	8			1.7123	28	2 0 5
1.554	8			1.5536	38	1 2 -1
1.530	19	1.535	30	1.5301	170	1 2 2
1.505	4			1.5015	16	0 2 7
1.443	20	1.451	30	1.4458	141	1 2 -4
1.410	9	1.406	10	1.4036	58	2 0 8
1.385	7	1.389	10	1.3846	37	1 1 -9
1.375	16	1.373	30	1.3772	112	3 0 0
1.328	6	1.334	10	1.3296	19	0 3 3

Примечание: 1 – фотометод, камера РКУ-86, Fe- излучение, Мп-фильтр, аналитик М.А. Шодибеков, 2 - камера РКУ 114.6, Fe – излучение [104].

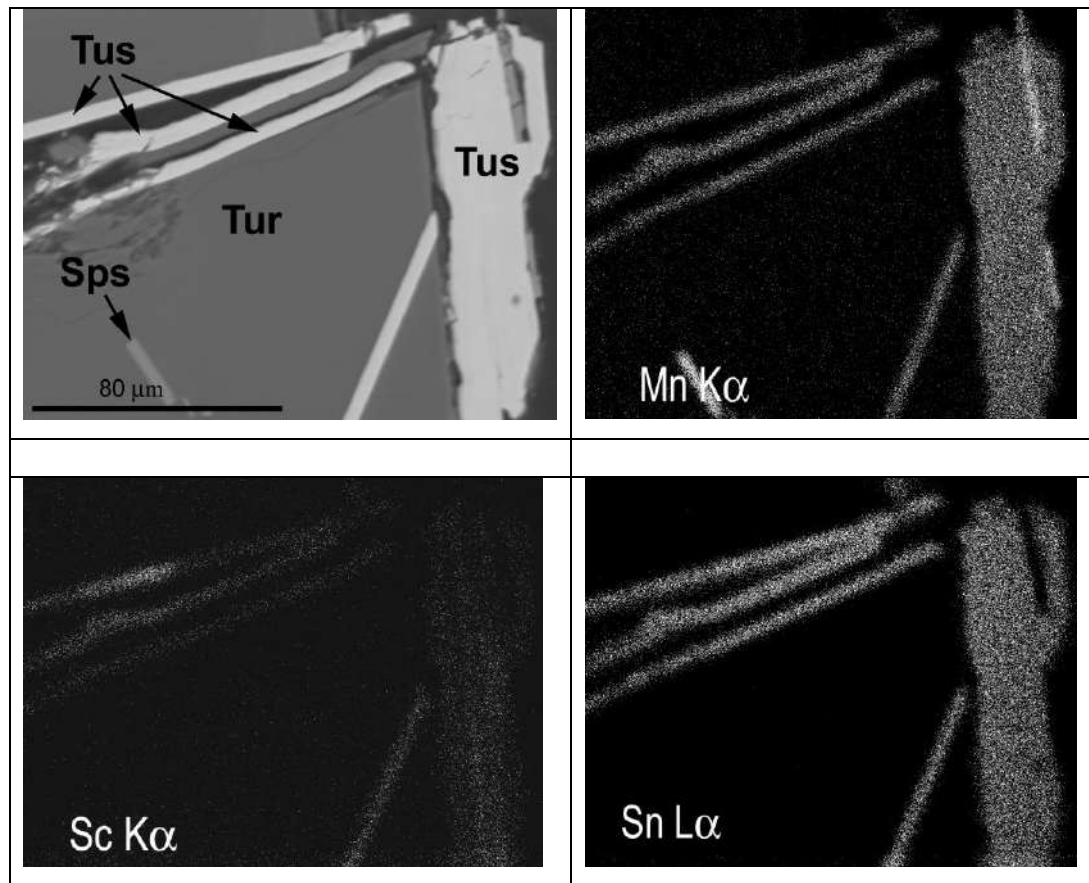


Рисунок 6.2.19. Выделения туссионита (Tus) в турмалине (Tur) со спессартином (Sps) в отраженных электронах и характеристическом рентгеновском излучении Mn, Sc, Sn.

Таблица 6.2.10

Химический состав (мас. %) тусионита Восточного Памира и других находок [128]

Компо- ненты	Пегматит Дорожный, Восточный Памир										Ю-3 Памир	Калифорния, США		Чешская Республика
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
WO ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо		0.45	0.10	0.40
Ta ₂ O ₅	нпо	0.07	нпо	нпо	нпо	0.04	0.02	0.31	0.09	0.05				
SnO ₂	51.03	49.43	50.03	50.64	49.81	49.88	49.91	50.39	50.33	49.92	52.45	51.62	51.62	52.84
ZrO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо		0.10	0.08	
TiO ₂	нпо	0.19	0.09	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо				
Sc ₂ O ₃	0.88	1.06	0.82	0.76	1.21	1.52	1.52	0.62	0.96	1.53		0.06	0.07	0.07
CaO	нпо	0.16	0.19	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.39	1.71	1.67	0.14
FeO	0.46	0.26	0.19	0.22	0.23	0.17	0.17	0.17	0.22	0.19	3.57	2.31	2.27	0.77
MnO	23.91	24.29	23.90	24.15	23.92	23.82	23.59	24.34	24.34	23.78	20.49	18.72	18.78	20.87
B ₂ O ₃	24.51	24.03*	23.83*	23.87*	23.97*	24.00*	24.02*	24.24*	23.97*	24.02*	24.16	23.72*	23.70*	24.08*
сумма	100.79	99.49	99.05	99.64	99.14	99.43	99.23	100.07	99.91	99.49	101.06	98.69	98.29	100.03
Число атомов в формуле														
W+6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		0.01	-	0.01
Sn+4	0.97	0.95	0.97	0.98	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.96	1.003	1.01	1.01	1.01
Zr+4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	
Ti+4	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-				
Sc+3	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.06	0.03	0.04	0.07		-	-	-
Ca+2	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.020	0.09	0.09	0.01
Fe+2	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.143	0.09	0.09	0.03
Mn+2	0.97	0.99	0.98	0.99	0.98	0.98	0.97	1.00	1.00	0.97	0.832	0.78	0.78	0.85
B+3	2.02	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.000	2.00	2.006	2.00
сумма	4.01	4.017	4.01	4.01	4.01	4.01	4.00	4.01	4.02	4.01	3.998	3.98	3.98	3.97
O	6													

Примечание: 1 – 10 – Восточный Памир (данные автора), 11 – из пегматита в верховьях реки Тусион, Юго-Западный Памир [104]; 12, 13 – из New Columbia No.1, Thomas Mountain, Riverside Country, Калифорния, США. [247]; 14 – Řečice, Moravia, Чешская Республика. В сумму анализа входит $MgO = 0.86$ мас. %, что соответствует 0.86 ф. е. [250].

6.3. Минералогия ниобия и тантала в пегматитах Памира

Главными носителями ниобия и тантала в пегматитах Памира являются минералы группы колумбита-танталита и пирохлора-микролита [133], [131], [125]. Из группы колумбита-танталита наиболее распространенными минералами является ферроколумбит и манганоколумбит. Минералы группы пирохлора-микролита в этих пегматите встречаются так же часто и образуют изоморфный ряд от микролита к пирохлору [125]. Также, обнаружены другие редкие минералы ниобия и тантала из группы сложных оксидов - ферсмит - $CaNb_2O_6$, висмутоколумбит $BiNbO_4$, хефтетьернит ($ScTaO_4$), ниобохефтетьернит ($ScNbO_4$) и открытый в этом пегматите новый минерал шахдараит-(Y) - $ScYNb_2O_8$ (таблица 6.3.1.) [148], [282], [126]. Ниобий и тантал также изоморфно входят в состав других акцессорных минералов пегматита.

Минералы надгруппы пирохлора в гранитных пегматитах Памира чрезвычайно разнообразны по составу, как в вариациях заселения позиции *A*, так и *B*. Из пегматита Мика на Восточном Памире описан новый минерал – висмутопирохлор [220]. Нами в этом же пегматите встречен пирохлор богатый оловом, в пегматите Амиго – высокоурановый пирохлор, в пегматитовой жиле Лесхозовская – предположительно новый вольфрамовый минерал с пирохлоровым типом структуры $CsWNbO_6$. Изучение этой интересной группы минералов в пегматитах Памира только начато, и первые результаты приведены в соответствующей главе настоящей работы.

Тантало-ниобаты в Намангутском пегматитовом поле встречаются гораздо реже касситерита и представлены по составу серией изоморфного ряда колумбит-танталит [133]. Минерал часто образует вроски в кристаллах касситерита или нарастает на индивиды касситерита. Реже наблюдаются самостоятельные выделения, имеющие пластинчато-удлиненные формы (рисунок 6.3.1.). В таблице 6.3.5 приводится химический состав тантало-ниобатов. Как видно из нее состав ни одного из проанализированных образцов не соответствует условиям выделения ни чистого колумбита, ни чистого танталита. Не соответствуют они также условиям, по которым можно было-бы выделить

Таблица 6.3.1

Минералы - концентраторы ниобия и тантала в пегматитах Памира

Минералы	Содержание компонента в мас. %		Юго- Западный Памир		Восточный Памир				
			Пегматиты						
	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Вездара	Лесхозный	Шахдара	Намангут	Дорожный	Амазонитовый	Топазовый
Шахдараит - ScYNb ₂ O ₈	49.7 - 52.1	4.3 - 5.6		+					
Хефтетьернит - ScTaO ₄	12.4 - 16.3	50.9 - 58.5					+		
Ниобохефтетьернит - ScNbO ₄	50.1 - 51.2	15.0 -15.5		+					
Висмутоколумбит - BiNbO ₄	25.2 - 35.7	2.0 - 14.4					+		
Ферсмит - CaNb ₂ O ₆	67.5 - 71.9	8.05 - 8.43		+					
Фероколумбит - FeNb ₂ O ₆	66.7 - 73.0	2.8 - 7.6	+	+	+	+	+	+	+
Манганколумбит - MnNb ₂ O ₆	32.1 - 65.7	16.1 -50.3				+	+	+	
Мангантанталит - MnTa ₂ O ₆	18.9 - 29.6	52.5- 67.3		+	+	+			
Пирохлор - CaNb ₂ O ₆	38.8 - 46.6	18.1 - 29.1	+	+	+		+		+
Микролит - CaTa ₂ O ₆	9.3 - 33.2	35.0 - 62.8		+	+		+		
Касситерит - SnO ₂	0.00 - 4.1	0.00 - 5.2	+	+	+	+	+		+
Ильменорутил - FeTiO ₃	6.1-12.4	0.4-3.0		+					+

Примечание: * - минералы, ранее неизвестные в пегматитах Памира; ** - новый минерал, открытый нами

чистый колумбит-(Fe) или танталит-(Fe) и колумбит-(Mn) или танталит-(Mn). Максимальное количество Nb₂O₅ в них равно 65.75%, а минимальное - 15.86% (среднее 37.08%), а Ta₂O₅ соответственно 67.28 и 15.82% (среднее 44.52%). Во всех изученных зернах тантало-ниобатов отмечается сложная ростовая зональность и секториальность. Зоны отличаются вариациями соотношений Ta/Nb и Mn/Fe и, обычно, поздние зоны содержат больше марганца, чем железа [133]. Ниже представлены фотографии и результаты локального анализа зерен тантало-ниобатов, которые характеризуют размеры, форму, характер границ срастания и составы минералов ряда колумбит-танталит (рисунок 6.3.1, 6.3.2, 6.3.4, 6.3.5)

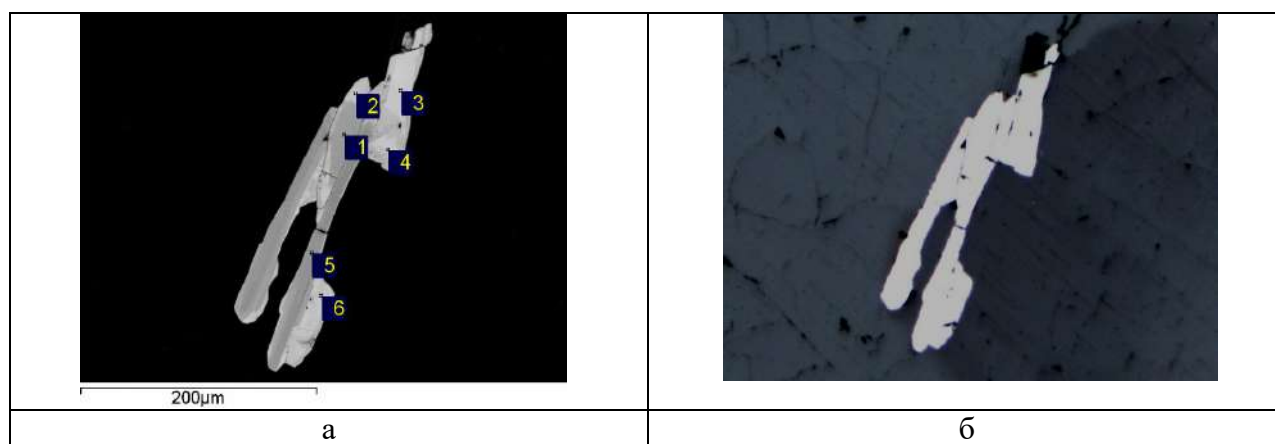


Рисунок 6.3.1. Сросток зональных кристаллов колумбита-танталита в агрегате альбита: а) в отражённых электронах; б – в отраженном свете при одном николе.

Таким образом, изменчиво содержание тантала и ниобия не только в отдельных зернах минерала, но и в различных зонах роста одного зерна. Например, в зональном кристалле колумбита-танталита (рисунок 6.3.1.) в более темной зоне (точки 1 и 5) содержание Nb_2O_5 изменяется от 50.03 до 60.32%, а Ta_2O_5 – 19.80-29.78%, а в светлой (точки 2-4,6) – Nb_2O_5 17.69-27.49%, Ta_2O_5 - 53.87-65.65%. (таблица 6.3.2.). Ниже приводится фрагмент предыдущего снимка и карты распределения указанных элементов в нем (рисунок 6.3.3.) [133].

Таблица 6.3.2

Химический состав (мас. %) колумбита-танталита Намнгутского поля (рис. 6.3.1)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO₂	0.64	0.95	0.75	0.51	0.34	1.39
MnO	10.37	7.18	9.55	7.37	9.73	7.20
FeO	8.06	9.22	6.03	8.86	10.12	9.12
Nb₂O₅	50.03	27.49	17.69	18.43	60.32	26.27
Ta₂O₅	29.78	53.87	65.65	63.61	19.80	54.04
Сумма	98.88	98.71	99.67	98.78	100.30	98.00
Ta₂O₅/Nb₂O₅	0.60	1.96	3.71	3.45	0.33	2.06
Ta/Nb	0.70	2.30	4.35	4.05	0.38	2.41
Число атомов в формуле						
Mn	0.56	0.44	0.62	0.48	0.50	0.44
Fe	0.43	0.56	0.38	0.57	0.51	0.56
Σ A	0.99	1.00	1.00	1.05	1.01	1.00
Nb	1.45	0.90	0.61	0.64	1.66	0.87
Ta	0.52	1.06	1.36	1.32	0.33	1.07
Ti	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.08
Σ B	2.00	2.01	2.01	1.99	2.01	2.02
O	6					

Также приведены соотношения марганца и тантала и соотношения олова и суммы ниобия, тантала и титана минералов серии колумбита-танталита Намангутского пегматитового поля на классификационных диаграммах (рисунок 6.3.7, 6.3.8).

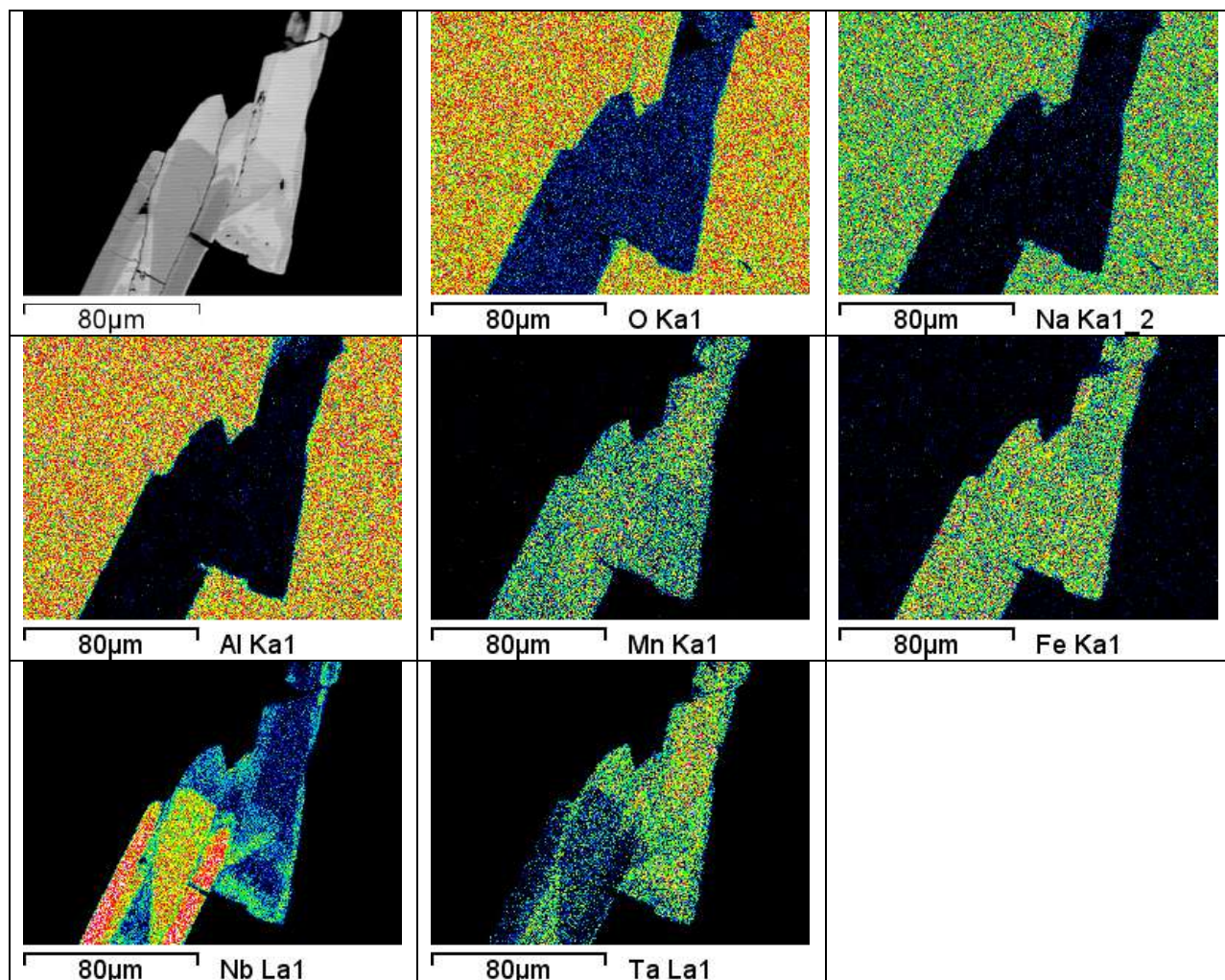


Рисунок 6.3.2. Срастание зональных кристаллов колумбита-танталита в альбите в отражённых электронах и в характеристическом рентгеновском излучении O, Na, Al, Mn, Fe, Nb, Ta. Видно, что зональность в основном обусловлена вариациями содержаний тантала и ниобия в разных зонах роста кристаллов.

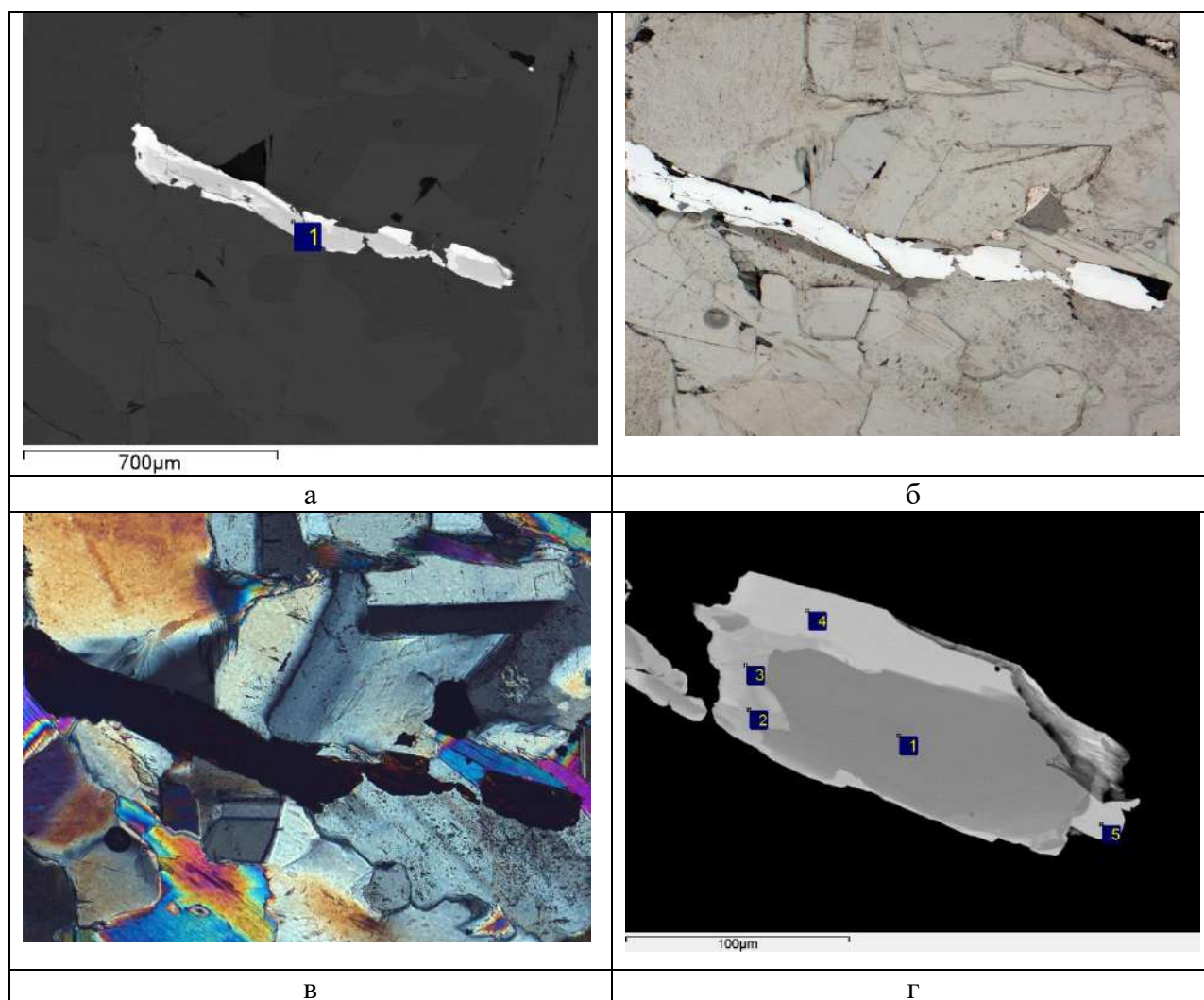


Рисунок 6.3.3. Пластинчатое зерно колумбита-танталита в мусковит-альбитовом агрегате: а) – в отражённых электронах; б) – в отраженном света при одном николе; в) – в проходящем свете при скрещенных николях; г) - Фрагмент зерна, показанного на рисунке а. Зоны роста с цифрами 1, 2, 3 – соответствуют ферроколумбиту, зона с цифрами 4 и 5 – мангантанталиту. В отражённых электронах. Прозрачно-полированный шлиф

Еще один пример зонального распределения элементов в тантало-ниобатах. На рисунке 6.3.4.г, в различных зонах минерала неодинаково содержание не только ниобия и тантала, но и марганца и железа. В более темной зоне зерна (точки анализов 1-3) концентрация мас.%, Nb_2O_5 равна 32.04-54.32, Ta_2O_5 25.65-50.33, FeO 10.57-11.54, MnO 5.90-8.54, а в светлой зоне (точки анализов 4,5) соответственно Nb_2O_5 18.68-18.91, Ta_2O_5 63.81-63.87, FeO 6.35-7.40, MnO 8.50-8.90 (таблица 6.3.3.).

Таблица 6.3.3

Химический состав (мас. %) колумбита-танталита Намнгутского поля (рис. 6.3.4г)

компоненты	1	2	3	4	5
TiO₂	0.36	0.58	0.45	0.39	0.41
MnO	8.54	5.90	5.90	8.90	8.50
FeO	10.57	11.54	11.33	6.35	7.40
Nb₂O₅	54.32	32.29	32.04	18.68	18.91
SnO₂	0.12	0.24	0.07	0.35	0.16
Ta₂O₅	25.65	50.33	49.42	63.87	63.81
сумма	99.56	100.87	99.21	98.54	99.2
Число атомов в формуле					
Mn	0.45	0.35	0.35	0.58	0.55
Fe	0.55	0.67	0.67	0.41	0.47
Σ A	1.00	1.02	1.02	0.99	1.02
Nb	1.54	1.01	1.02	0.65	0.65
Ta	0.44	0.95	0.95	1.33	1.32
Sn	-	0.01	-	0.01	-
Ti	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
Σ B	2.00	2.00	1.99	2.01	1.99
O	6				

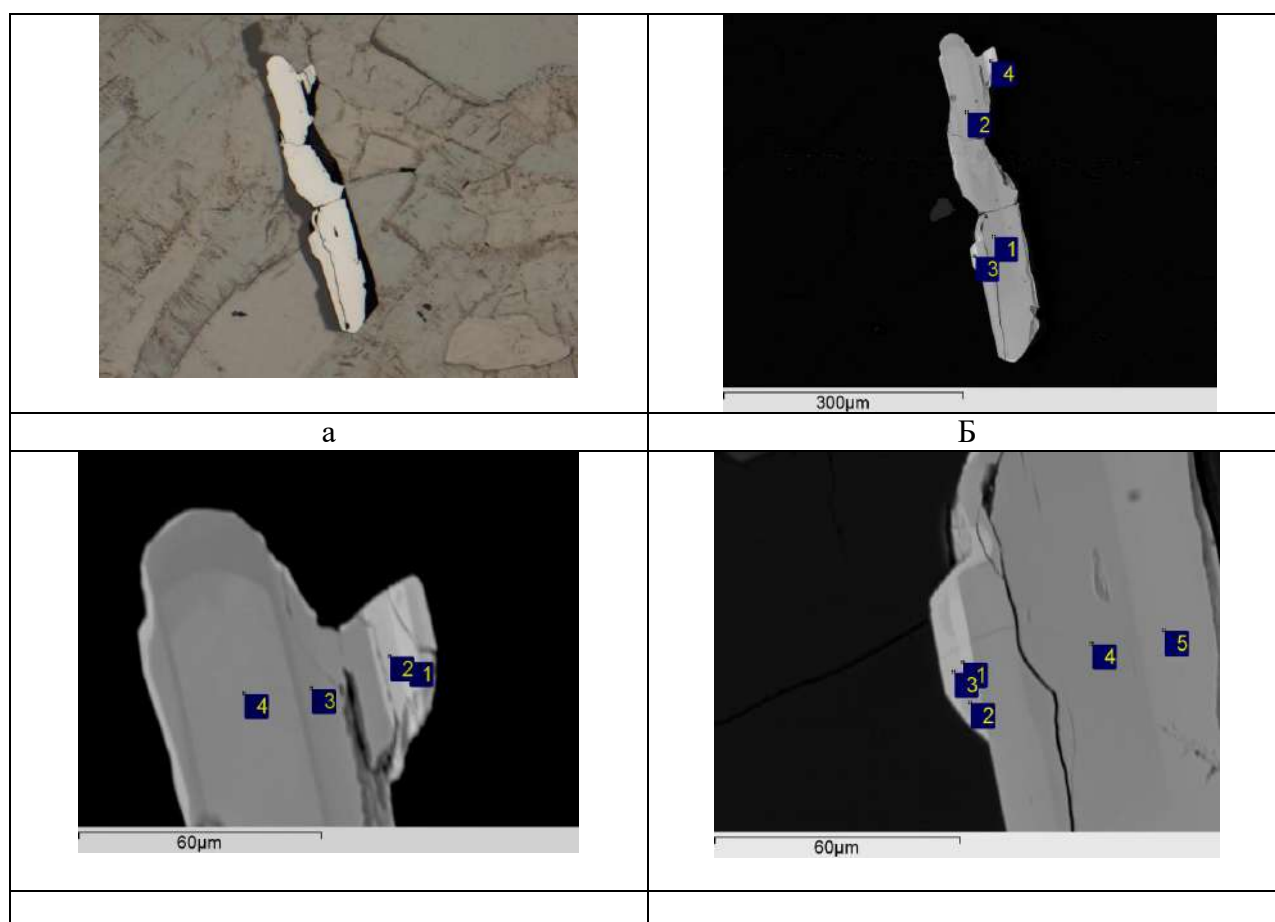


Рисунок 6.3.4. Таблитчатое зерно колумбита-танталита, а - в отраженном свете при 1 николе, б – в отражённых электронах, в-г - фрагмент рисунка (б).

Таблица 6.3.4

Химический состав (мас. %) колумбита-танталита Намнгутского поля

Спектр	1	2	3	4
TiO₂	0.12	0.20	0.16	нпо
MnO	11.03	10.11	8.75	6.05
FeO	8.69	8.89	8.82	8.91
Nb₂O₅	65.72	59.32	26.29	15.86
SnO₂	0.28	0.31	1.38	2.98
Ta₂O₅	15.82	22.49	55.5	66.18
сумма	101.66	101.32	100.88	99.97
Число атомов в формуле				
Mn	0.55	0.52	0.53	0.39
Fe	0.43	0.45	0.53	0.57
Σ A	0.98	0.97	1.06	0.96
Nb	1.75	1.63	0.85	0.55
Ta	0.25	0.37	1.08	1.39
Sn	0.01	0.01	0.04	0.09
Ti	0.01	0.01	0.01	-
Σ B	2.02	2.02	1.98	2.03
O	6			

Примечание: номера соответствуют участкам анализа, показанным на рисунке 6.3.5.б.

Таблица 6.3.5

Химический состав (мас. %) минералов группы колумбита-танталита пегматитов
Намнгутского поля

компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nb2O5	65.72	64.53	61.34	60.32	59.32	58.76	57.57	56.5	55.85	54.52
Ta2O5	15.82	16.09	20.72	19.80	22.49	23.00	24.65	23.04	24.2	24.18
SnO2	0.28	0.35	0.25	нпо	0.31	0.20	0.27	Нпо	0.17	0.26
TiO2	0.12	0.37	0.13	0.34	0.20	0.21	0.31	Нпо	0.40	0.31
MnO	11.03	10.85	10.73	9.73	10.11	10.96	9.96	9.18	8.12	8.33
FeO	8.69	8.66	8.31	10.12	8.89	8.44	8.83	9.79	10.62	10.38
сумма	101.66	100.85	101.48	100.31	101.32	101.57	101.59	98.51	99.36	97.98
Число атомов в формуле										
Mn+2	0.55	0.55	0.55	0.50	0.52	0.56	0.51	0.49	0.43	0.45
Fe+2	0.43	0.43	0.42	0.51	0.45	0.43	0.45	0.51	0.55	0.55
Σ A	0.98	0.98	0.97	1.01	0.97	0.99	0.96	1.00	0.98	1.00
Nb+5	1.75	1.73	1.67	1.66	1.63	1.61	1.59	1.61	1.58	1.57
Ta+5	0.25	0.26	0.34	0.33	0.37	0.38	0.41	0.39	0.41	0.42
Sn+4	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01
Ti+4	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.01
Σ B	2.03	2.02	2.02	2.01	2.01	2.00	2.02	2.00	2.01	2.01
Σ катионов	3.01	3.00	2.98	3.02	2.98	2.99	2.98	3.00	2.99	3.01
O	6									
компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20

Nb₂O₅	54.32	50.03	49.56	43.03	42.05	37.96	35.15	34.16	32.29	32.04
Ta₂O₅	25.65	29.78	25.65	36.86	38.22	42.00	44.92	48.55	50.33	49.42
SnO₂	0.12	нпо	5.53	0.37	0.15	0.39	0.28	0.46	0.24	0.07
TiO₂	0.36	0.64	нпо	0.26	0.12	1.43	1.30	0.38	0.58	0.45
MnO	8.54	10.37	9.08	8.73	7.65	8.31	7.95	8.22	5.90	5.90
FeO	10.57	8.06	8.56	9.44	9.89	9.21	8.77	9.12	11.54	11.33
сумма	99.56	98.88	98.38	98.69	98.08	99.3	98.37	100.89	100.88	99.21
Число атомов в формуле										
Fe+2	0.56	0.43	0.46	0.53	0.56	0.52	0.51	0.53	0.67	0.67
Mn+2	0.45	0.56	0.50	0.49	0.44	0.48	0.47	0.48	0.35	0.35
∑ A	1.01	0.99	0.96	1.02	1.00	1.00	0.98	1.01	1.02	1.02
Nb+5	1.54	1.45	1.45	1.30	1.29	1.16	1.10	1.06	1.01	1.02
Ta+5	0.44	0.52	0.45	0.67	0.70	0.77	0.85	0.91	0.95	0.95
Sn+4	-	-	0.14	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Ti+4	0.02	0.03	-	0.01	0.01	0.07	0.07	0.02	0.03	0.02
∑ B	2.00	2.00	2.04	1.99	2.00	2.01	2.03	2.00	2.00	1.99
∑ катионов	3.01	2.99	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.02	3.01
O	6									

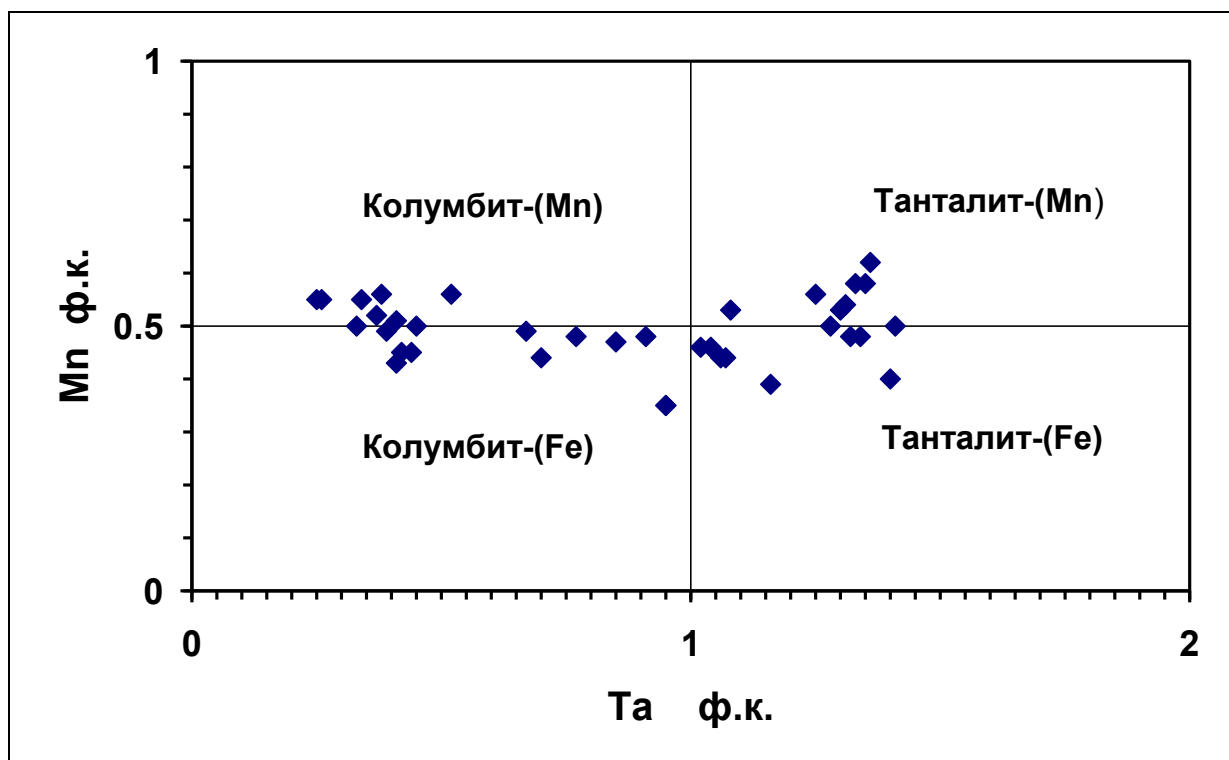


Рисунок 6.3.5. Соотношение марганца и тантала в минералах серии колумбит-танталит Намангутского пегматитового поля.

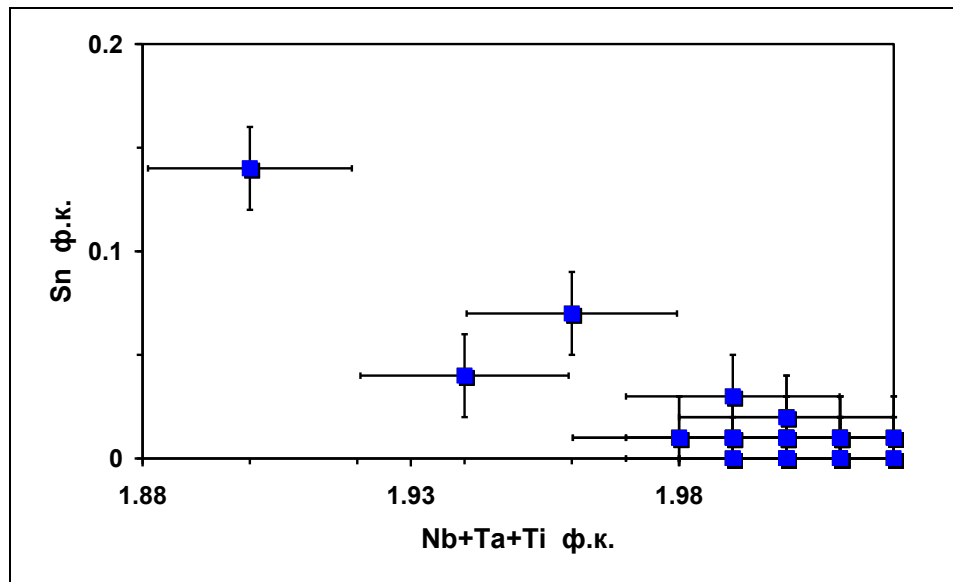


Рисунок 6.3.6. Соотношение олова и суммы ниобия, тантала и титана в минералах серии колумбит-танталит Намангутского пегматитового поля

В гранитном миароловом пегматите Амазонитовый ниобий-танталовая минерализация в основном представлена минералами группы колумбит-танталит. Колумбит в обрахцах из пегматита встречается в виде удлиненно-тонкопластинчатых кристаллов темно-бурого цвета размером от 0,5 до 1 см в длину и до 3 мм диаметром (рисунок 6.3.7.). Чаше всего колумбиты наблюдаются в виде вросших кристаллов в кварце, альбите и микроклине (рисунок 6.3.8). Реже многочисленные игольчатые кристаллы колумбита встречаются в мелких пустотах в ассоциации с гранатом, магнетитом, апатитом и триплитом. Колумбит в большом количестве также встречается в шлихах из альбититовой массы пегматита.



Рисунок 6.3.7. Кристаллы колумбита в альбите: а) - ширина поля 1,5 см; б) - ширина поля 7,5 мм. Фото автора

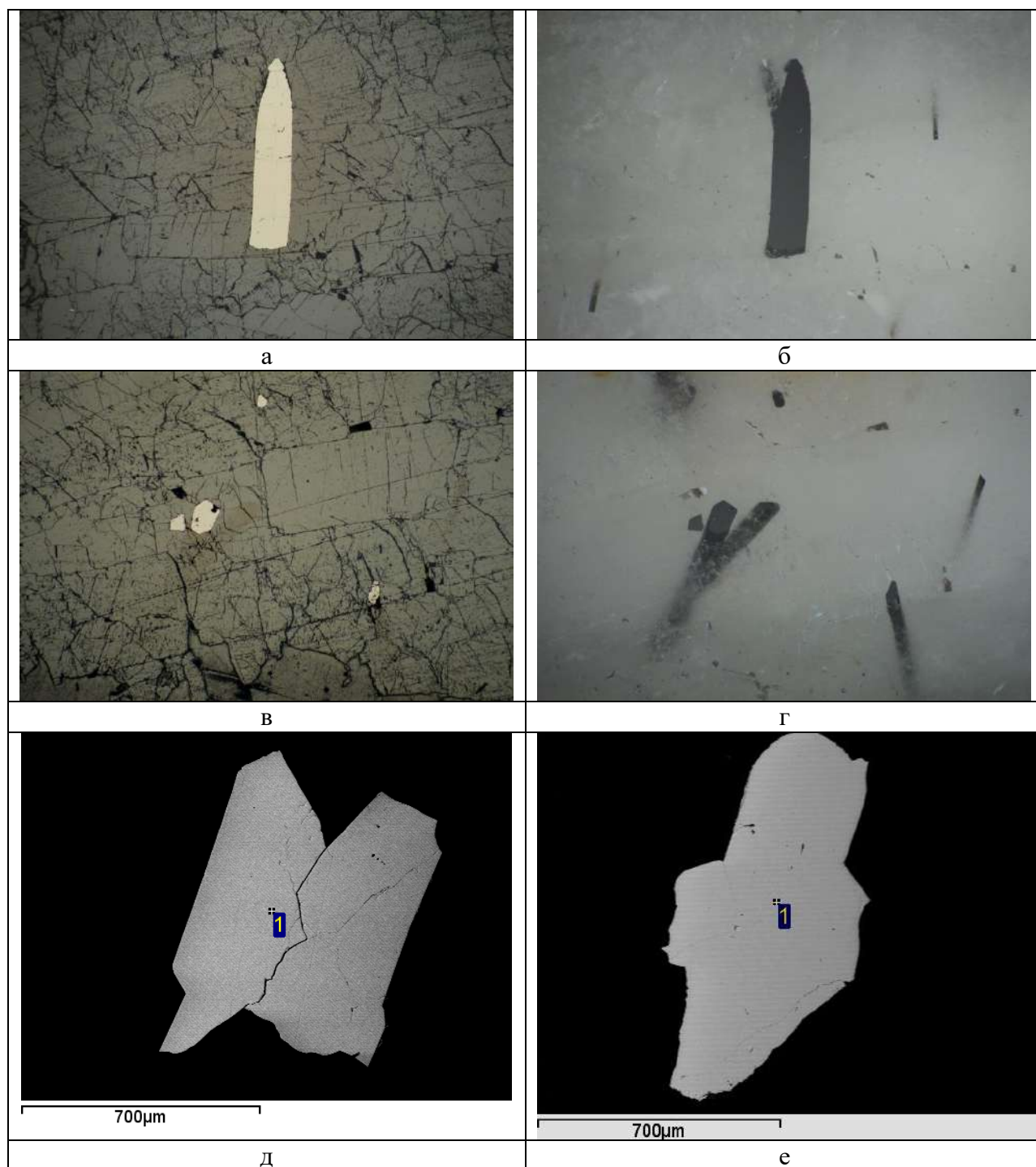


Рисунок 6.3.8. Форма кристаллов колумбита в полированном срезе: а-в - в отраженном свете при одном николе; б-г - в отраженном свете, темное поле, ширина поля зрения 2,8 мм; д-е - в отраженных электронах.

Минерал не прозрачный, имеет металлический блеск. Он обладает парамагнитными свойствами и легко выделяется из шлихов электромагнитом. Некоторые отдельные кристаллы колумбита имеют псевдотетрагональную форму. Ниже приведены спектры отражения колумбита, полученные с продольного среза кристалла (рисунок 6.3.9,

рисунок 6.3.8.). Химический состав и формульные коэффициенты манганоколумбитов из пегматита Амазонитовый приведены в таблицах 6.3.6, 6.3.7.

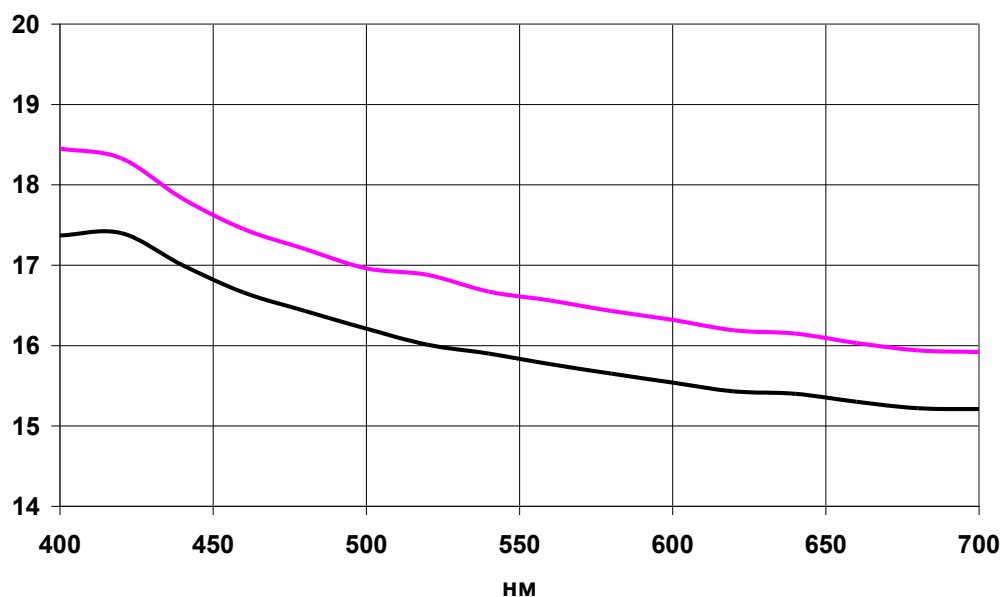


Рисунок 6.3.9. Спектры отражения колумбита-(Mn) из пегматита Амазонитовый

Таблица 6.3.6

Химический состав (мас. %) колумбита-Mn пегматита Амазонитовый

Компонент	1	2	3	4	5
Sc ₂ O ₃	1.78	1.61	1.49	1.57	1.69
TiO ₂	4.10	3.88	4.38	4.05	4.36
MnO	13.33	13.42	13.06	13.12	13.41
FeO	5.31	5.63	5.51	5.71	5.33
Y ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0.33
Nb ₂ O ₅	66.04	65.66	66.62	66.13	65.26
SnO ₂	0.60	0.32	нпо	0.22	нпо
Ta ₂ O ₅	7.21	7.71	7.26	7.47	7.38
WO ₃	1.39	1.47	1.29	1.48	1.66
UO ₂	0.40	нпо	0.32	0.39	0.59
сумма	100.16	99.7	99.93	100.14	100.01
Число атомов в формуле					
Mn	0.64	0.65	0.63	0.63	0.65
Fe	0.25	0.27	0.26	0.27	0.25
Sc	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08
Y	-	-	-	-	0.01
U	0.01	-	-	-	0.01
Σ A	0.99	1.00	0.96	0.98	1.00
Nb	1.70	1.70	1.71	1.70	1.68
Ti	0.18	0.17	0.19	0.17	0.19
Ta	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11
W	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sn	0.01	0.01	-	0.01	-
Σ B	2.02	2.02	2.03	2.02	2.00
O	6				

Таблица 6.3.7

Химический состав (мас. %) колумбита-Мп пегматита Амазонитовый

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Sc_2O_3	1.77	1.31	1.95	1.82	1.27	1.77	0.97
TiO_2	4.27	3.44	6.2	10.25	2.88	9.87	2.77
MnO	13.15	13.16	13.98	13.89	12.71	14.38	13.59
FeO	5.64	5.9	3.97	1.82	7.18	1.67	6.28
Nb_2O_5	66.84	68.62	59.7	47.91	72.19	47.65	70.91
Ta_2O_5	7.67	6.83	10.24	16.15	4.06	16.24	5.31
SnO_2	нпо	нпо	0.74	2.13	нпо	2.09	0.42
WO_3	2.15	1.58	3.05	2.65	1.10	2.83	1.39
UO_2	0.15	нпо	0.57	3.18	нпо	3.10	0.21
сумма	101.64	100.84	100.4	99.8	101.39	99.6	101.85
Число атомов в формуле							
Mn	0.62	0.63	0.68	0.70	0.60	0.72	0.64
Fe	0.26	0.28	0.19	0.09	0.33	0.08	0.29
Sc	0.09	0.06	0.10	0.09	0.06	0.09	0.05
U	-	-	0.01	0.04	-	0.04	-
$\Sigma \text{ A}$	0.97	0.97	0.98	0.92	0.99	0.93	0.98
Nb	1.69	1.75	1.55	1.28	1.81	1.28	1.79
Ta	0.12	0.10	0.16	0.26	0.06	0.26	0.08
Ti	0.18	0.15	0.27	0.46	0.12	0.44	0.12
Sn	-	-	0.02	0.05	-	0.05	0.01
W	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02	0.04	0.02
$\Sigma \text{ B}$	2.02	2.02	2.05	2.09	2.01	2.07	2.02
O	6						

Из минералов изоморфного ряда колумбита-танталита в Шахдаринском пегматитовом поле (жила Вез-даринская и Лесхозовская) встречается манганоколумбит (рисунок 6.3.10, 6.3.13) [125]. Минерал попадает часто в виде длиннопризматических, тонкопластинчатых кристаллов размерами от 0,1 до 0,5 мм в ассоциации с гранатом, калиевым полевым шпатом, иногда в мелких пустотах с розовым турмалином (эльбаитом), а также в виде вросших кристаллов в прозрачном кварце (рисунок 6.3.10.).

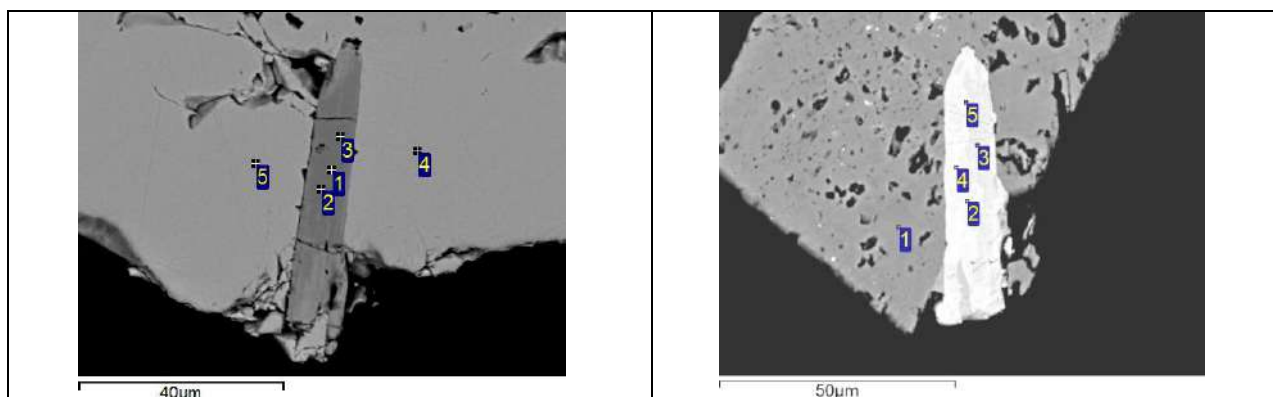


Рисунок. 6.3.10. Кристаллы колумбита-(Мп) пегматита Вездара в отраженных электронах.

Таблица 6.3.8

Химический состав (мас.%) колумбита-Мп пегматита Вездара

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sc ₂ O ₃	0.27	0.08	0.10	0.21	нпо	0.20	0.35	0.18	0.32	0.37
TiO ₂	1.34	1.18	1.27	1.41	1.28	0.93	0.68	0.40	0.88	0.56
MnO	15.21	10.79	10.31	11.79	10.51	10.44	15.20	13.99	13.16	16.82
FeO	4.46	8.88	9.34	7.33	9.39	9.22	3.63	4.95	6.13	3.58
Nb ₂ O ₅	65.80	65.82	65.78	65.30	65.23	66.27	58.23	54.53	55.96	43.90
Ta ₂ O ₅	9.07	9.18	9.43	9.13	9.33	9.44	11.60	12.38	10.84	11.50
WO ₃	4.33	3.29	2.75	4.37	2.77	2.84	7.35	9.02	7.84	23.49
SnO ₂	0.65	0.61	0.43	0.51	0.13	0.76	2.52	0.84	1.64	нпо
сумма	101.13	99.83	99.42	100.04	98.66	100.09	99.56	96.29	96.76	100.22
Число атомов в формуле										
Mn	0.75	0.54	0.51	0.59	0.53	0.52	0.78	0.75	0.70	0.91
Fe	0.22	0.44	0.46	0.36	0.47	0.45	0.18	0.26	0.32	0.19
Sc	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Σ A	0.98	0.98	0.98	0.96	1.00	0.98	0.98	1.02	1.04	1.12
Nb	1.73	1.75	1.75	1.73	1.75	1.76	1.60	1.56	1.58	1.26
Ta	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.19	0.21	0.18	0.20
W	0.07	0.05	0.04	0.07	0.04	0.04	0.12	0.15	0.13	0.39
Ti	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03
Sn	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.06	0.02	0.04	-
Σ B	2.02	2.01	2.01	2.02	2.00	2.01	2.00	1.96	1.97	1.88
O	6									
Компо- нент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Sc2O3	нпо	0.07	0.31	0.46	0.24	0.45	0.32	0.20	0.35	0.36
TiO2	0.57	0.72	0.71	0.48	1.31	1.05	1.46	0.52	0.42	0.46
MnO	16.57	16.83	17.42	16.80	17.89	18.50	18.47	17.95	18.15	17.60
FeO	3.51	4.50	2.56	3.65	0.22	0.32	0.42	2.33	2.22	2.18
Nb2O5	44.41	43.04	41.86	44.19	54.28	57.58	51.55	41.04	42.25	43.63
Ta2O5	10.83	10.60	11.71	11.36	21.27	18.93	23.19	11.29	11.40	12.50
WO3	21.61	23.97	21.97	23.75	4.61	1.96	4.05	24.56	22.25	19.21
SnO2	0.22	нпо	0.26	нпо	0.41	нпо	0.24	0.49	0.31	0.37
сумма	97.72	99.75	96.81	100.69	100.24	98.80	99.70	98.38	97.35	96.32
Число атомов в формуле										
Mn	0.91	0.91	0.97	0.90	0.93	0.96	0.98	0.99	1.01	0.98
Fe	0.19	0.24	0.14	0.19	0.01	0.02	0.02	0.13	0.12	0.12
Sc	-	-	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Σ A	1.1	1.15	1.13	1.12	0.95	1	1.02	1.13	1.15	1.12
Nb	1.30	1.25	1.25	1.27	1.51	1.60	1.46	1.21	1.25	1.30
Ta	0.19	0.18	0.21	0.20	0.36	0.32	0.39	0.20	0.20	0.22
W	0.36	0.40	0.38	0.39	0.07	0.03	0.07	0.42	0.38	0.33
Ti	0.03	0.03	0.04	0.02	0.06	0.05	0.07	0.03	0.02	0.02
Sn	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Σ B	1.89	1.86	1.89	1.88	2.01	2	2	1.87	1.86	1.88
O	6									

Цвет минерала от черного до красновато-коричневого. В основном колумбиты здесь черные с металловидным блеском, но с повышением величины $Mn:Fe$ -отношения у них появляется красноватый оттенок. Иногда наблюдаются высокомарганцевые колумбиты с красным или коричневато-красным цветом, изредка встречаются прозрачные. В отраженном свете минерал светло-серый с умеренной отражательной способностью, двуотражение в воздухе очень слабое (рисунок 6.3.12.). В скрещенных никелях минерал анизотропный с цветными эффектами анизотропии. Цвета анизотропии от коричневого до темно-синего (рисунок 6.3.12. б-г). Внутренние рефлексии красные. В отраженных электронах BSE иногда в колумбите наблюдается зональность. По химическому составу минералы группы колумбит-танталита изучаемого объекта относятся в основном к манганоколумбиту (таблица 6.3.8, 6.3.9.). Отличительная черта манганоколумбита, позволяющая его отличить от ферроколумбита в полевых условиях - его красновато-коричневый цвет и бурая черта. Как правило, для ферроколумбита характерен черный цвет и черная черта, а также более высокая магнитная восприимчивость. Особенностью состава манганоколумбита исследуемого пегматита является наличие в нем примеси скандия и высокое содержание вольфрама. Содержание скандия в изученных образцах составляет от 0,2 до 1,4 мас. % Sc_2O_3 . Вольфрам отмечается как постоянная примесь в составе манганоколумбита и его содержания варьируют от 2,0 до 4,1 мас. % WO_3 . Содержание тантала в манганоколумбите из Лесхозовской жилы колеблется в диапазоне от 10,50 до 26,8 мас.% Ta_2O_5 [125].



Рисунок. 6.3.11. Кристалл колумбита-Mn в кварце. Ширина поля 3 мм.

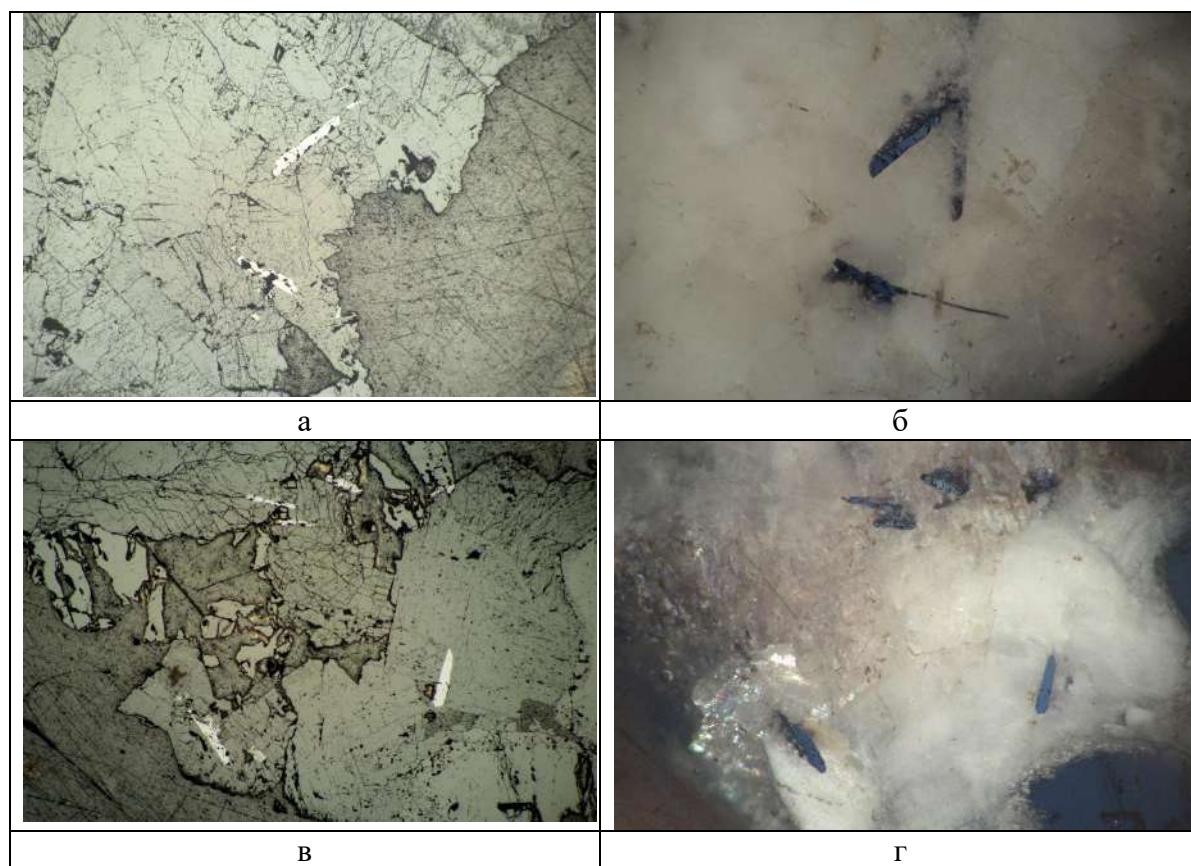


Рисунок. 6.3.12. Кристаллы колумбита-(Mn) в кварце. Полированный препарат, ширина поля зрения 5 мм: а-в) - в отраженном свете при одном николе; б-г) – при скрещенных николях

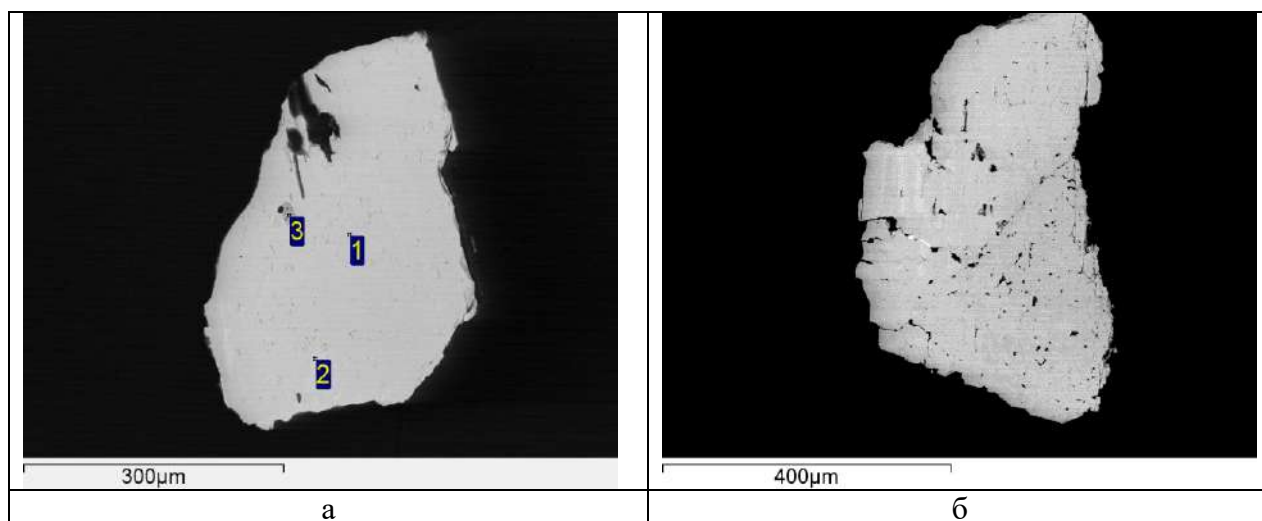


Рисунок. 6.3.13. Полированный срез кристаллов колубита-(Mn) в шлифе, в отраженных электронах.

Таблица 6.3.9

Химический состав (мас. %) колумбита-Мп пегматита Лесхозный

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MnO	17.23	16.39	16.76	17.31	14.03	17.81	14.82	17.69	14.46	18.44
FeO	0.26	0.09	0.25	0.10	5.12	0.84	4.53	0.97	4.77	0.96
Sc₂O₃	1.31	1.39	1.44	1.40	0.52	0.20	0.53	0.30	0.63	0.53
TiO₂	2.06	3.20	2.86	2.59	2.52	1.48	2.40	1.44	2.22	1.37
Nb₂O₅	57.50	49.33	54.68	55.15	63.31	58.30	63.52	58.52	63.47	62.28
Ta₂O₅	20.72	26.75	23.50	23.04	10.60	18.67	10.50	19.09	10.81	14.14
WO₃	2.00	3.29	1.98	2.51	4.13	3.96	4.01	4.07	3.36	3.70
сумма	101.08	100.44	101.47	102.10	100.23	101.26	100.31	102.08	99.72	101.42
Число атомов в формуле										
Mn	0.87	0.86	0.85	0.88	0.69	0.91	0.73	0.89	0.72	0.92
Fe	0.01	-	0.01	-	0.25	0.04	0.22	0.05	0.23	0.05
Sc	0.07	0.07	0.08	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03
ΣA	0.95	0.93	0.94	0.95	0.97	0.96	0.98	0.96	0.98	1.00
Ti	0.09	0.15	0.13	0.12	0.11	0.07	0.11	0.06	0.10	0.06
Nb	1.56	1.38	1.48	1.49	1.67	1.58	1.68	1.58	1.69	1.66
Ta	0.34	0.45	0.38	0.37	0.17	0.30	0.17	0.31	0.17	0.23
W	0.03	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
ΣB	2.02	2.03	2.02	2.02	2.01	2.01	2.02	2.01	2.01	2.01
O	6									

Колумбит Шахдаринского поля отличается от колумбита Намангутского поля наличием скандия и вольфрама и отсутствием олова на уровне чувствительности микрозондового анализа [125].

Висмутоколумбит BiNbO_4 (ромб. с.) открыт в пегматитовой жиле Данбуритовая на Малханском хребте в Центральном Забайкалье в виде хорошо образованных мелких до 2 мм кристаллов, ассоциация - кварц, калиевый полевой шпат, альбит, полихромный турмалин, данбурит, касситерит и богатый висмутом микролит [163]. Кристаллическая структура синтетической фазы $\alpha\text{-BiNbO}_4$ расшифрована в [299]. Особенности структуры висмутоколумбита и родственных ему стибиоколумбита и стибиотанталита рассмотрены Н.В. Зубковой с соавторами [305]. До настоящего времени висмутоколумбит остается весьма редким минералом - кроме первого описания минерала в доступной литературе удалось найти только два упоминания без приведения каких-либо аналитических данных, подтверждающих диагностику: в перечне минералов из ассоциации с висмутопирохлором в пегматите Мика на Восточном Памире [220] и в миароловых пегматитах массива Адамелло (Adamello) в Южных Альпах, Италия [284].

Висмутоколумбит в пегматитах Восточного Памира представлен кристаллами из миароловых полостей и мелкими вростками в колумбит-Мп в околوميароловом минеральном комплексе. Нами изучены два кристалла висмутоколумбита из пегматита

Малыш размером 20x10 и 18x12 мм (рисунок 6.3.14) и небольшой кристалл (10x15 мм) из миаролы в пегматите Мика (рисунок 6.3.15) [148]. В пегматите Дорожный встречено выделение висмутоколумбита размером 20x30 мкм (рисунок 6.3.16.) в зональном кристалле Sc-содержащего колумбита-Mn, находящемся в срастании с эшинитом-(Y) в околониараловом комплексе [148].

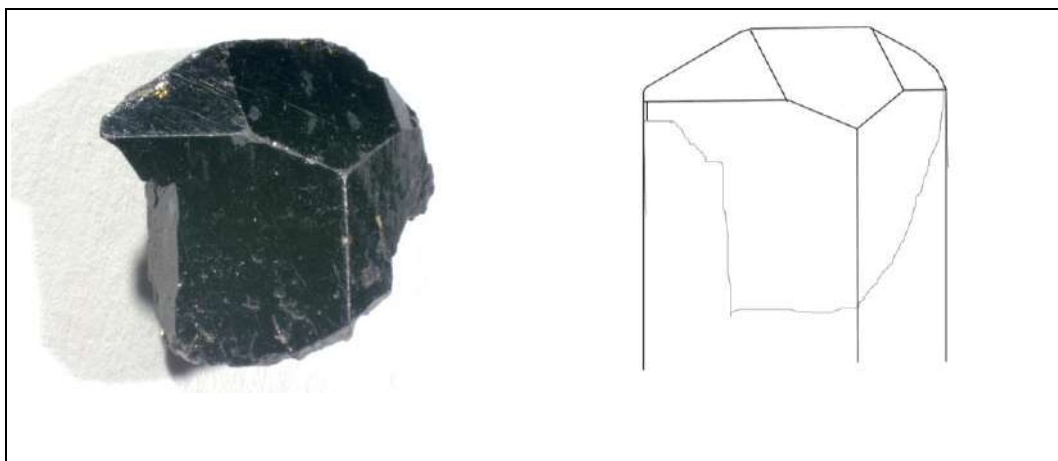


Рисунок. 6.3.14. Фото кристалла висмутоколумбита пегматита Мика и его чертеж. Размер кристалла 10x15 мм

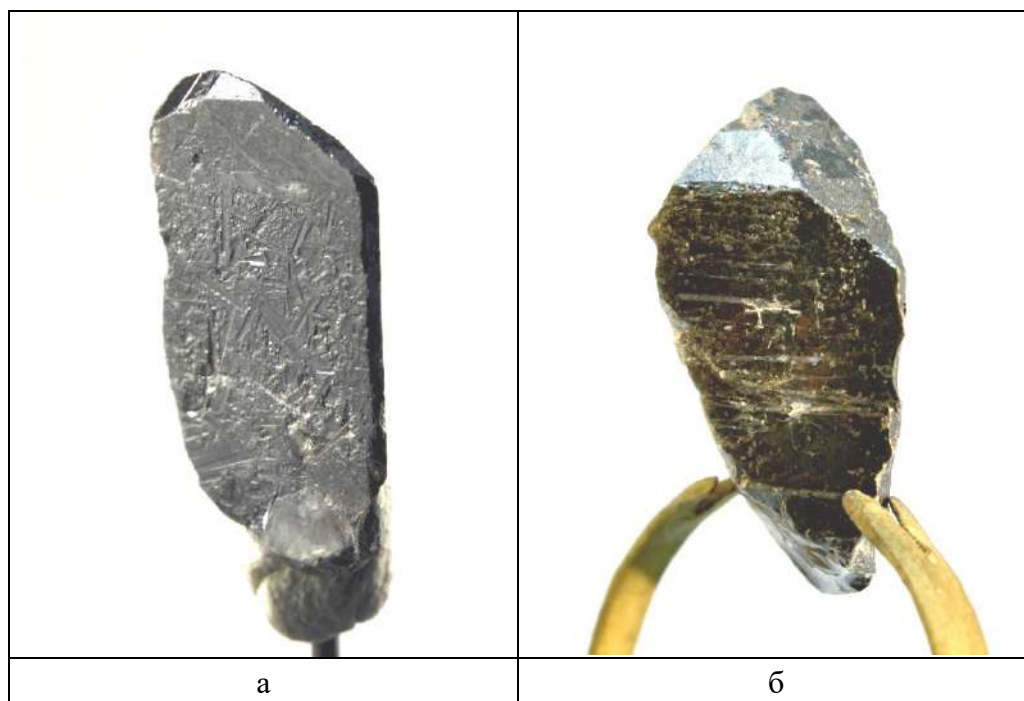


Рисунок. 6.3.15. Кристаллы висмутоколумбита из пегматита Малыш. Длина кристаллов: а)-20 мм, б) -18 мм.

Цвет висмутоколумбита темно-бурый, почти черный. При сильном боковом освещении минерал просвечивает красновато-бурым. Цвет мелких обломков от красновато-коричневого до светло-коричневого. Черта (цвет порошка) бледно-коричневая, почти белая. Блеск сильный полуметаллический. Излом раковистый. Спайность совершенная по (010), в отличие от указанной спайности по (001) в первом описании минерала [163]. Минерал оптически двуосный положительный, $2V \sim 70 (10)^\circ$. Дисперсия осей сильная, $g > v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Частицы, лежащие на плоскости спайности дают при коноскопическом наблюдении разрезы перпендикулярные острой биссектрисе. Плеохроизм не заметен. Показатели преломления висмутоколумбита пегматита Мика: $n_p = 2.42(1)$, $n_m = 2.45(1)$; $n_g = 2.50(2)$. В отраженном свете минерал имеет слабый голубоватый оттенок, отражение среднее, незначительно больше, чем у забайкальского висмутоколумбита. Анизотропия сильная, хорошо заметна на воздухе. Рефлексы сильные от желтого до красновато-коричневого цвета

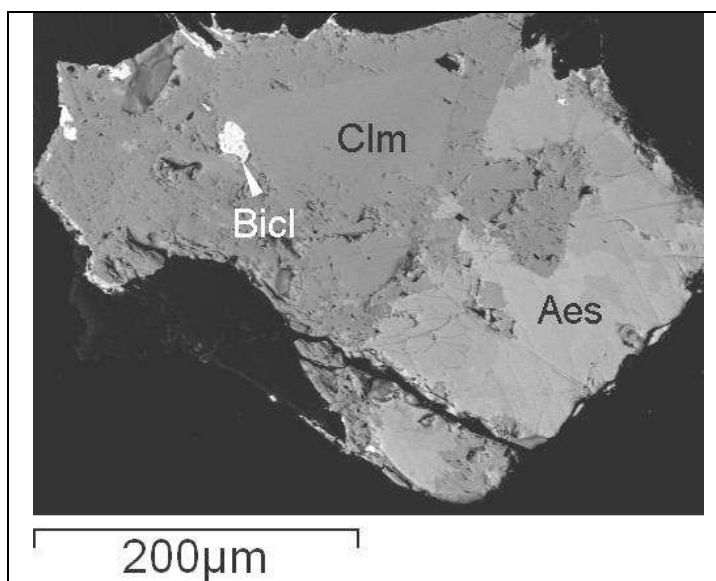


Рисунок. 6.3.16. Включение висмутоколумбита (Bicl) в кристалле колумбита-(Mn) (Cln) в сростании с эцинитом-(Y) (Aes) из околониаролового комплекса пегматита Дорожный, в отражённых электронах.

Твердость по микровдавливанию висмутоколумбита пегматита Малыш по 8 $VHN_{100} = 360 (341 - 382) \text{ кг/мм}^2$ ($n=8$), из пегматита Мика - $353 (323 - 371) \text{ кг/мм}^2$ ($n=10$), что соответствует твердости по шкале Мооса 4.5. Это несколько ниже, чем твердость (~ 5.5), указанная для танталистого висмутоколумбита из Забайкалья [163]. Плотность

висмутоколумбита пегматита Малыш, измеренная методом гидростатического взвешивания и расчётная, – 7.36(1) и 7.29 г/см³, пегматита Мика – 7.61(1) и 7.62 г/см³. Этот данные коррелируют с данными о составе висмутоколумбита из этих пегматитов (таблица 6.3.11).

Рентгенограммы висмутоколумбита и параметры элементарной ячейки, вычисленные методом наименьших квадратов, приведены в таблице 6.3.10 [148].

Таблица 6.3.10

Рентгеновские порошкограммы висмутоколумбита и синтетического BiNbO₄

Висмутоколумбит						BiNbO ₄ , синт.		
Пегматит Малыш, Восточный Памир		Пегматит Мика, Восточный Памир		Пегматитовая жила Данбуритовая, Забайкалье, (Перетяжко и др., 1992)		PDF2 -82-0348		
						d Å	I	hkl
5.86	15	5.88	20	5.91	15	5.8570	118	020
4.58	5	4.59	5	4.60	10	4.5814	53	110
3.745	20	3.745	23	3.751	35	3.7417	120	101
3.567	13	3.569	22	3.576	35	3.5642	86	111
3.158	100	3.158	100	3.164	100	3.1531	999	121
3.077	4	3.082	4	3.083	10	3.0722	26	130
2.931	34	2.937	86	2.934	90	2.9285	208	040
2.840	16	2.837	18	2.842	45	2.8365	122	002
2.760	4	2.758	6	2.761	15	2.7568	29	012
2.703	3	2.707	3	2.709	10	2.7015	15	131
2.555	11	2.554	9	2.556	25	2.5528	87	022
2.491	13	2.491	10	2.495	45	2.4890	89	200
2.411	1					2.4116	4	112
2.307	11	2.31	8	2.308	35	2.3061	80	141
2.293	5	2.269	1	2.278	10	2.2907	35	032, 220
2.274	2					2.2715	11	122
2.239	4	2.238	4	2.242	15	2.2373	19	211
2.122	<1					2.1241	2	221
						2.1197	2	150
2.086	2	2.087	1	2.085	3	2.0840	9	132
2.038	13	2.039	9	2.040	35	2.0374	104	042
1.987	2	1.991	2	1.990	5	1.9856	11	151
1.970	4	1.972	1	1.971	5	1.9684	20	231
1.954	2	1.958	3	1.955	5	1.9523	7	060
1.898	16	1.899	12	1.899	40	1.8965	109	240
1.872	17	1.871	17	1.871	40	1.8708	61	202
1.849	9	1.848	10	1.849	25	1.8474	30	212
1.807	2					1.8063	11	052
1.784	11	1.783	7	1.784	40	1.7821	54	222
1.769	15	1.767	9	1.769	45	1.7677	59	103

1.749	5	1.748	5			1.7479	19	113
1.732	32	1.734	22	1.734	80	1.7308	152	161
1.699	1					1.6980	6	152
1.693	12	1.691	9	1.688	35	1.6923	56	123
1.690	10					1.6871	46	232
1.644	3	1.645	1	1.644	5	1.6429	12	310
1.635	3	1.639	1	1.635	5	1.6336	12	251
1.608	6	1.611	4	1.611	15	1.6082	27	062
1.593	3					1.5926	7	301
						1.5862	3	170
1.577	12	1.578	7	1.578	35	1.5765	59	311, 242
1.537	18					1.5368	77	321, 260
1.528	4					1.5276	11	171, 330
Параметры ромбической элементарной ячейки (Å)								
a	4.982(2)	4.981(2)	4.992(3)	4.978(2)				
b	11.719(4)	11.746(4)	11.731(5)	11.714(4)				
c	5.677(2)	5.670(2)	5.677(3)	5.673(2)				

Химический состав памирского висмутоколумбита и минерала с места первого описания приведены в таблице 6.3.11. Приведенные данные относятся к небольшим частицам минерала, отделенным от образцов так, чтобы не нанести заметных повреждений кристаллам и могут не отражать средний состав индивидов висмутоколумбита [148]. Тем не менее, наблюдается хорошее соответствие приведенных анализов и измеренных физических свойств минерала. Висмутоколумбит из пегматита Малыш близок к конечному члену $\text{Bi}(\text{NbO}_4)$, минерал с места первого описания из Центрального Забайкалья обогащён танталом (рисунок 6.3.17). Из примесных элементов, кроме сурьмы, почти все образцы памирского висмутоколумбита содержат Sn, Ti, Pb, W, как и забайкальский висмутоколумбит (кроме W) [163], и минералы серии стибиоколумбит-стибиотанталит-висмутотанталит [216], [105], [297], [36], [33], [242], [277].

Таблица 6.3.11

Компонент	Восточный Памир, Горно-Бадахшанская Автономная область, Таджикистан						Центральное Забайкалье, Россия
	Пегматит Малыш		Пегматит Мика			Пегматит Дорожный	Пегматит Данбуритовый
	1	2	3	4	5	6	7
Ta ₂ O ₅	2.11	2.00	14.35	11.66	4.73	8.61	11.67
Nb ₂ O ₅	35.54	35.57	25.24	28.11	34.18	28.64	27.03
WO ₃	0.08	нпо	0.22	0.11	0.10	3.60	
TiO ₂	0.02	0.04	0.01	нпо	нпо	0.58	0.06
PbO	0.10	0.09	0.15	0.10	0.17	нпо	0.13
SnO ₂	0.03	0.11	0.12	0.12	0.13	нпо	0.08
MnO	нпо	0.01	0.01	0.01	0.02	0.26	
FeO	0.03	0.02	нпо	нпо	0.02	0.11	
Sb ₂ O ₃	0.78	0.81	0.73	1.77	4.62	8.55	0.28
Bi ₂ O ₃	62.50	62.71	58.42	57.59	56.77	49.75	59.85
сумма	101.19	101.36	99.25	99.47	100.74	100.10	99.10
Число атомов в формуле							

Bi+3	0.97	0.97	0.98	0.94	0.88	0.77	0.99
Sb+3	0.02	0.02	0.02	0.05	0.11	0.21	0.01
Mn+2	-	-	-	-	-	0.01	
Fe+2	-	-	-	-	-	0.01	
Σ A	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00
Nb+5	0.97	0.97	0.74	0.80	0.92	0.78	0.79
Ta+5	0.03	0.03	0.25	0.20	0.08	0.14	0.21
Ti+4	-	-	-	-	-	0.03	
W+6	-	-	-	-	-	0.06	
Σ B	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	1.00
O	4						
Ta/Nb ат.	0.031	0.031	0.338	0.250	0.087	0.179	0.266

Примечание: 1 – 6 - микронзондовые анализы, наши данные, 7 – Пегматит Данбуритовый [163].

Ферсмит CaNb_2O_6

Ферсмит CaNb_2O_6 , относительно редкий минерал, впервые был описан в сиенитовых пегматитах Вишнёвых гор [12]. Вторая находка ферсмита была сделана в штате Монтана, США [260]. К настоящему времени по данным интернет-ресурса [www/mindat.org](http://www.mindat.org) в мире известно более сотни местонахождений ферсмита. Половина находок сделана в гранитных пегматитах, гранитах и щелочных гранитах, вдвое меньше находок ферсмита в карбонатитах, щелочных сиенитах и щелочных пегматитах. Единичны находки ферсмита в гидротермальных образованиях, скарнах, вулканических туфах, россыпях [76], [114], [75], [168], [280], [245]. К сожалению, в большинстве публикаций, диагностика ферсмита основана только на данных об элементном составе минерала (чаще всего по результатам электроннозондовых анализов), что не позволяет считать идентификацию минерала однозначной. Дело в том, что по химическому составу ферсмит идентичен виджециту и отличается только другой пространственной группой – $Pbcn$ (у виджецита - $Pnma$) и, кроме того, может быть близок к минералам надгруппы пирохлора.

В пегматитах Памира ферсмит обнаружен в 2019 г - в жиле Лесхозовская [126]. Минерал найден в шлихах из мелкообломочного отвала жилы и из дробленных образцов пегматита. Ферсмит образует хорошо оформленные, длиннопризматические кристаллы с гранями ромбической дипирамиды размером 1-3 мм, изменчивого цвета: от светло- до темно-коричневого, просвечивающий до прозрачного (рисунок 6.3.18). Цвет черты серовато-бурый. Минерал хрупкий, со смоляным блеском. В отраженном свете светло-серый, отражение низкое. Спектры отражения приведены на рисунке 6.3.19. Двухотражение заметно на воздухе. Анизотропия минерала сильная с цветными эффектами

желто-коричневого цвета. Погасание прямое относительно удлинения кристалла. Твердость ферсмита по микровдавливанию 569 (544 – 606) кГ/мм² (n=6).

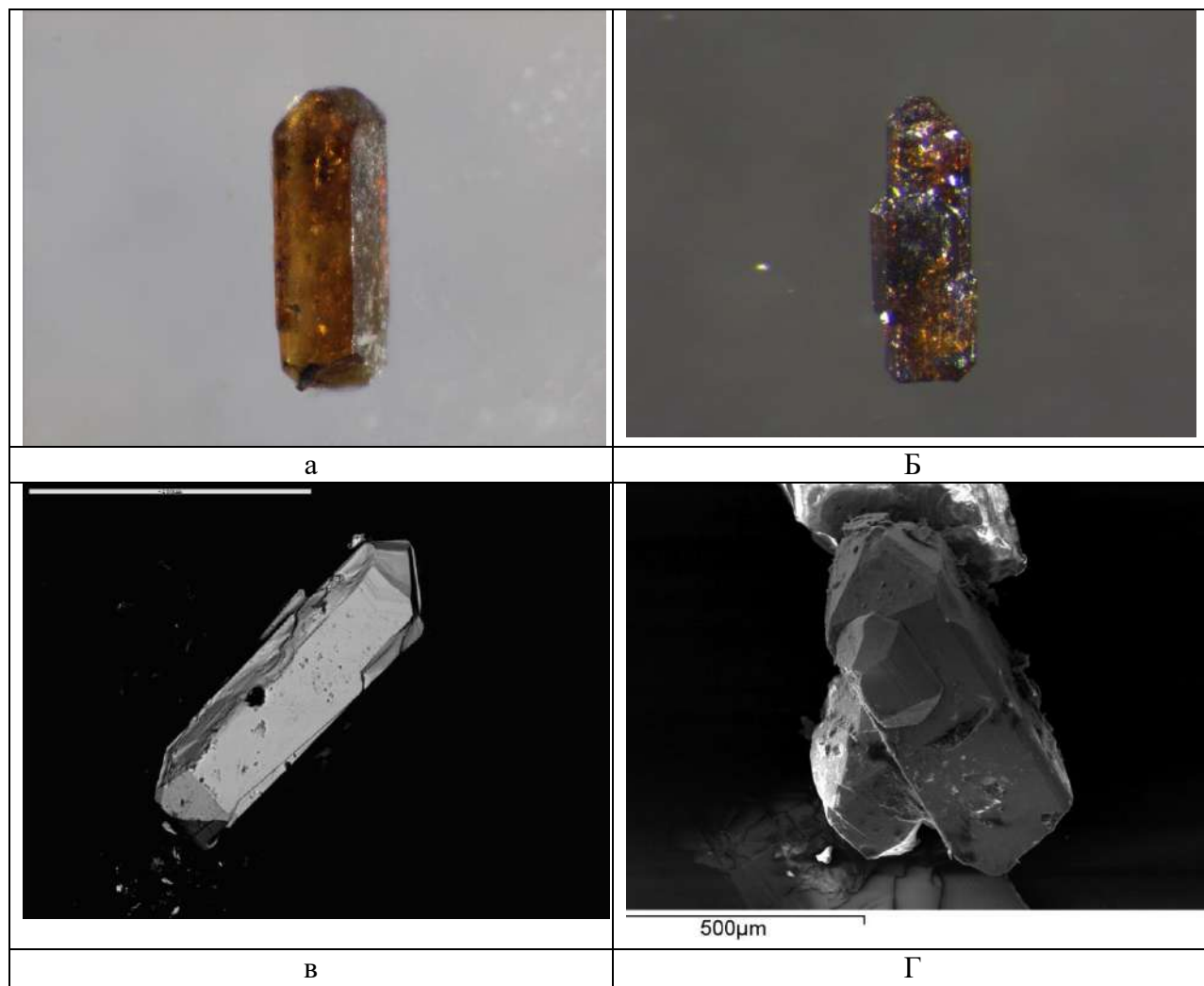


Рисунок. 6.3.18. Ромбические кристаллы ферсмита: а-б) Фото под бинокулярным микроскопом, ширина поля зрения 2,5мм; в) кристаллы ферсмита с четко выраженными гранями дипирамиды в отраженных электронах; г) изображение в режиме SEI [126]

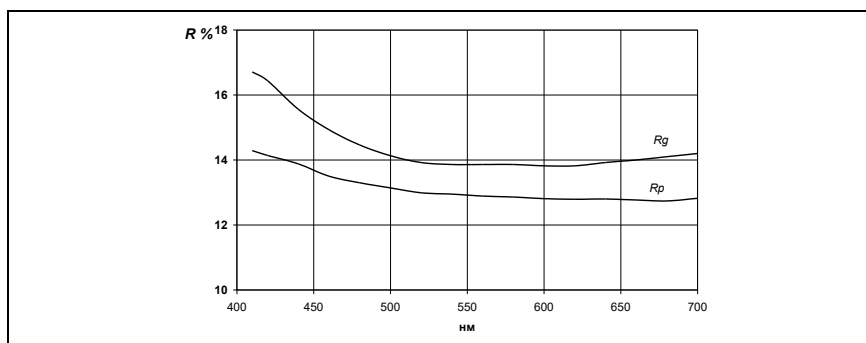


Рисунок. 6.3.19. Спектры отражения ферсмита, полученные на продольном срезе кристалла.

Полученные автором рентгеновские порошковые данные ферсмита из гранитного пегматита Лесхозовская соответствуют эталонной рентгенограмме (JCPDS 72-2118) (таблица 6.3.12). Параметры элементарной ячейки памирского ферсмита (таблица 6.3.13.) близки к параметрам ферсмита Вишневых гор и Та-ферсмита Мадагаскара.

Таблица 6.3.12

Рентгеновская порошкограмма ферсмита пегматитовой жилы Лесхозовская

Ферсмит, Памир		JCPDS 72-2118			Ферсмит, Памир		JCPDS 72-2118		
d Å	i	d Å	i	hkl	d Å	i	d Å	i	hkl
7.46	4	7.455	106	020	1.928	9	1.9277	75	202
5.35	7	5.3388	54	110			1.9118	18	212
3.752	31	3.7511	162	130			1.8906	6	310
		3.7327	97	111	1.877	16	1.8755	89	260
		3.7327		040			1.8644	9	171
3.426	10	3.4246	91	121			1.8644		080
3.048	100	3.0463	999	131	1.860	1	1.8576	7	152
2.863	9	2.859	102	200	1.800	14	1.7998	101	062
2.822	4				1.780	16	1.7796	70	330
2.679	4	2.6798	34	141			1.7796		311
		2.6694	22	220	1.765	19	1.7651	107	261
2.642	1	2.644	5	150	1.734	2	1.7409	2	321
2.608	12	2.6105	80	002			1.7123	1	242
2.572	7	2.5713	42	012	1.685	6	1.6844	34	331
2.509	4	2.5076	63	201			1.6546	2	113
2.483	3	2.485	64	060	1.650	2	1.6503	15	072
		2.4729	19	211	1.625	13	1.6249	53	123
		2.4638	11	022			1.6249		271
2.380	1	2.3767	7	221			1.6139	10	341
		2.3451	1	112	1.608	2	1.6059	8	350
2.311	2	2.311	18	032			1.5912	5	190
		2.2685	2	240			1.5856	4	172
		2.2627	2	122	1.581	7	1.5787	44	133
2.240	6	2.2388	38	231			1.5312	7	312
2.141	4	2.1426	24	132	1.525	12	1.5221	107	262
		2.1382	14	042			1.5221		191
2.081	7	2.0806	24	241	1.510	2	1.5075	15	322
2.005	2	2.0028	16	142	1.482	4	1.4865	15	203
		1.996	10	170			1.4792	27	213
1.966	3	1.9641	42	052	1.473	7	1.4704	44	332

Примечание: Дифрактометр ДРОН-3. Cu –анод. Ni – фильтр. скорость счетчика – 1 градус/мин. внутренний стандарт – кварц. Аналитик М.А. Мираков

Таблица 6.3.13

Параметры элементарной ячейки (Å) ферсмита

№	Минерал. источник	a	b	c
1	Ферсмит ЮЗ Памира [126]	5.72(1)	14.91(1)	5.22(1)
2	Редкоземельный ферсмит Ильменских гор [114]	5.657(5)	14.78(1)	5.219(5)
3	Ферсмит Вишневых гор (JCPDS 72-2118)	5.718	14.91	5.221
4	Та-ферсмит Мадагаскара [75]	5.76(1)	14.92(1)	5.22(1)

Таблица 6.3.14

Химический состав (мас. %) ферсмита из пегматитовой жилы Лесхозовская [126].

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0.03	0.07	0.05	0.03	нпо	нпо	нпо
CaO	13.27	15.15	15.16	13.65	13.80	13.38	15.21
FeO	0.01	0.03	0.02	нпо	0.10	нпо	нпо
MnO	0.68	0.12	0.14	0.72	0.61	0.58	нпо
Sc ₂ O ₃	0.52	0.22	0.26	0.45	0.48	0.58	0.46
Y ₂ O ₃	2.56	1.29	1.21	2.20	2.95	3.25	2.49
Ce ₂ O ₃	0.63	0.30	0.30	0.54	0.33	0.80	0.44
Nd ₂ O ₃	0.74	0.37	0.46	0.63	0.77	0.30	0.37
Dy ₂ O ₃	0.47	0.36	0.15	0.44	нпо	0.53	нпо
Ho ₂ O ₃	0.19	0.07	0.14	0.19	нпо	0.33	нпо
Yb ₂ O ₃	0.70	0.12	0.28	0.45	0.60	0.56	нпо
ThO ₂	0.50	0.09	0.03	0.35	0.78	0.51	0.30
UO ₂	0.47	0.11	0.14	0.46	нпо	0.16	нпо
TiO ₂	3.18	1.64	1.66	2.69	2.73	3.08	1.87
Nb ₂ O ₅	67.71	71.87	71.19	68.58	68.04	67.52	71.37
Ta ₂ O ₅	7.92	8.09	8.43	8.25	7.78	8.16	8.05
WO ₃	0.13	нпо	0.08	0.07	0.92	1.18	1.00
сумма	99.70	99.87	99.72	99.69	99.89	100.92	101.56
Число атомов в формуле							
Ca	0.80	0.90	0.91	0.83	0.83	0.80	0.90
Sc	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
Y	0.08	0.04	0.04	0.07	0.09	0.10	0.07
Yb	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Dy	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	-
Ho	-	-	-	-	-	0.01	-
Ce	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Nd	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mn	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	-
Th	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-
U	0.01	-	-	0.01	-	-	-
ΣA	1.00	0.99	0.99	1.01	1.02	1.03	1.01

Nb	1.73	1.81	1.80	1.75	1.73	1.71	1.77
Ta	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12
Ti	0.14	0.07	0.07	0.11	0.12	0.13	0.08
W	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01
ΣB	1.99	2.00	2.00	1.99	1.98	1.98	1.98
O	6						

Примечание: ан. 1 – 4 – микрозондовые анализы с помощью волново-дисперсионных спектрометров при ускоряющем напряжении $U = 19.7$ кВ и токе зонда $I = 30$ нА. Анализы 5-7 – выполнены с помощью Si(Li)-энергодисперсионного спектрометра. Аналитики: М.А. Мираков, Л.А. Паутов

По составу ферсмит Памира в целом близок к минералу Вишневых гор, за исключением тантала. Ферсмит Вишневых гор беден танталом - от следов до 0.44 мас. %. Памирский ферсмит содержит в среднем 8.1 мас. % тантала (таблица 6.3.14). Особенностью Памирского ферсмита является примесь скандия: среднее содержание 0.42 мас. Sc_2O_3 %, при вариациях 0.22 - 0.58 мас. %.

Пирохлор и микролит

Минералы группы пирохлора-микролита в пегматитовой жиле Лесхозовская извлечены из продуктов разрушения пегматита (рисунок 6.3.20.а), обнаружены в мелких полостях из центральной части пегматита в виде октаэдрических кристаллов темно-красного цвета в ассоциации с ферсмитом, колумбитом, шахдараитом -(Y), берtrandитом и вторичным минералом - ярозитом (рисунок 6.3.20 б) [125]. Размер кристаллов от 0.3-0.5 до 2-3 мм. В отраженном свете минералы белые с умеренным отражением, изотропны, часто с сильными внутренними рефлексамми, в проходящем свете темно-красные (рисунок 6.3.20.). Зональность в кристаллах обусловлена колебаниями содержаний Nb и Ta: ядра кристаллов слагает микролит, краевые зоны - пирохлор (рисунки 6.3.21 и 6.3.22; табл. 6.3.15) [125]. Как известно, для кристаллов пирохлора-микролита гранитных пегматитов чистой линии типична стандартная – прямая зональность. когда центре кристаллов слагает пирохлор и внешние зоны – микролит. Описанную выше зональность можно назвать – обратной. Микролит (фторкальциомикролит) и пирохлор (фторкальциопирохлор) пегматита Лесхозовский кристаллические и дают хорошие рентгенограммы без прокаливании материала.

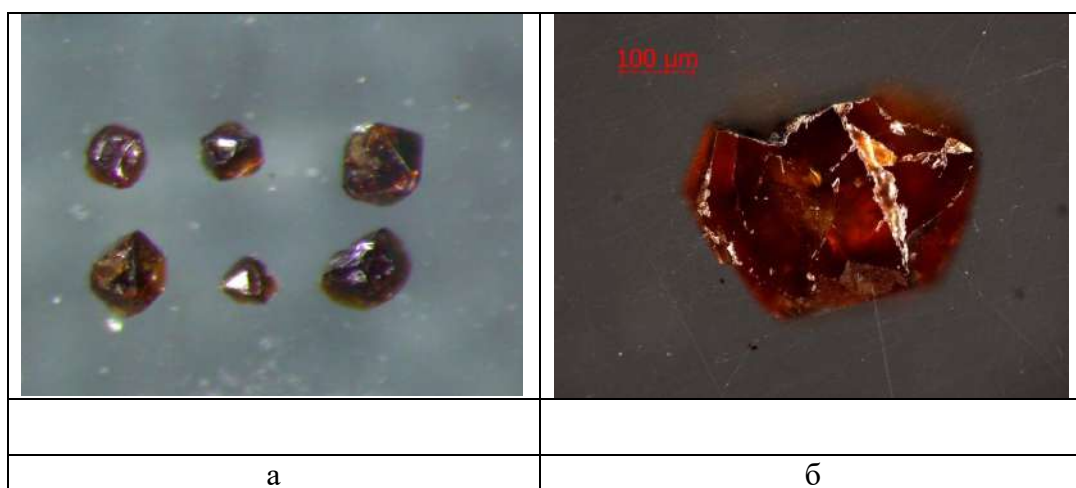


Рисунок. 6.3.20. Октаэдры микролит-пироклора гранитного пегматита Лесхозовский: а) - мелкие кристаллы микролит-пироклора из немагнитной фракции шлиха. Изображение под бинокулярным микроскопом МБС-2. Ширина поля 2.5 мм; б) - полированный срез кристалла микролита в отраженном свете, темное поле

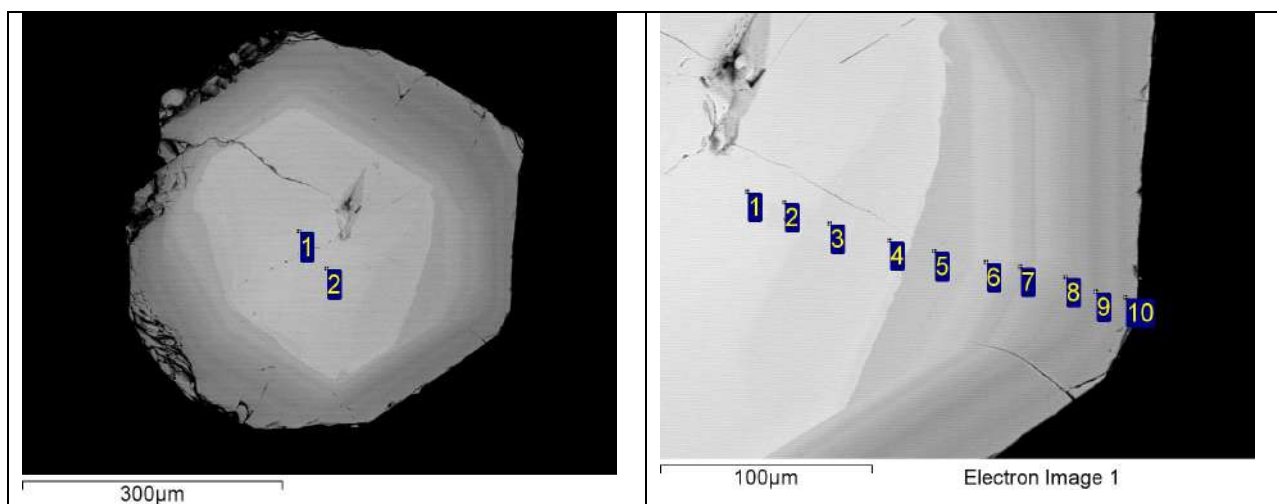


Рисунок. 6.3.21. Зональный кристалл микролита-пироклора в отраженных электронах. Прозрачно полированный шлиф.

Формула фторкальциомикролита (табл. 6.3.15. ан.3) и фторнатропироклора (6.3.15. ан. 6) в расчете на $B=2$: $(Ca_{0.93}Na_{0.91}U_{0.06}Th_{0.01})_{1.91}(Ta_{1.32}Nb_{0.53}Ti_{0.12}Sn_{0.03})_{2.00}O_6F_{0.96}$ и $(Na_{1.17}Ca_{0.77}U_{0.13})_{2.07}(Nb_{1.35}Ta_{0.61}Ti_{0.02}Sn_{0.02})_{2.00}O_6F_{0.91}$.

В стандартных гранитных пегматитах чистой линии в ходе их развития происходит накопление тантала относительно ниобия, т.е. микролит сменяет пироклор и/или развивается все более богатый танталом микролит. В изученных пегматитах Памира – картина иная.

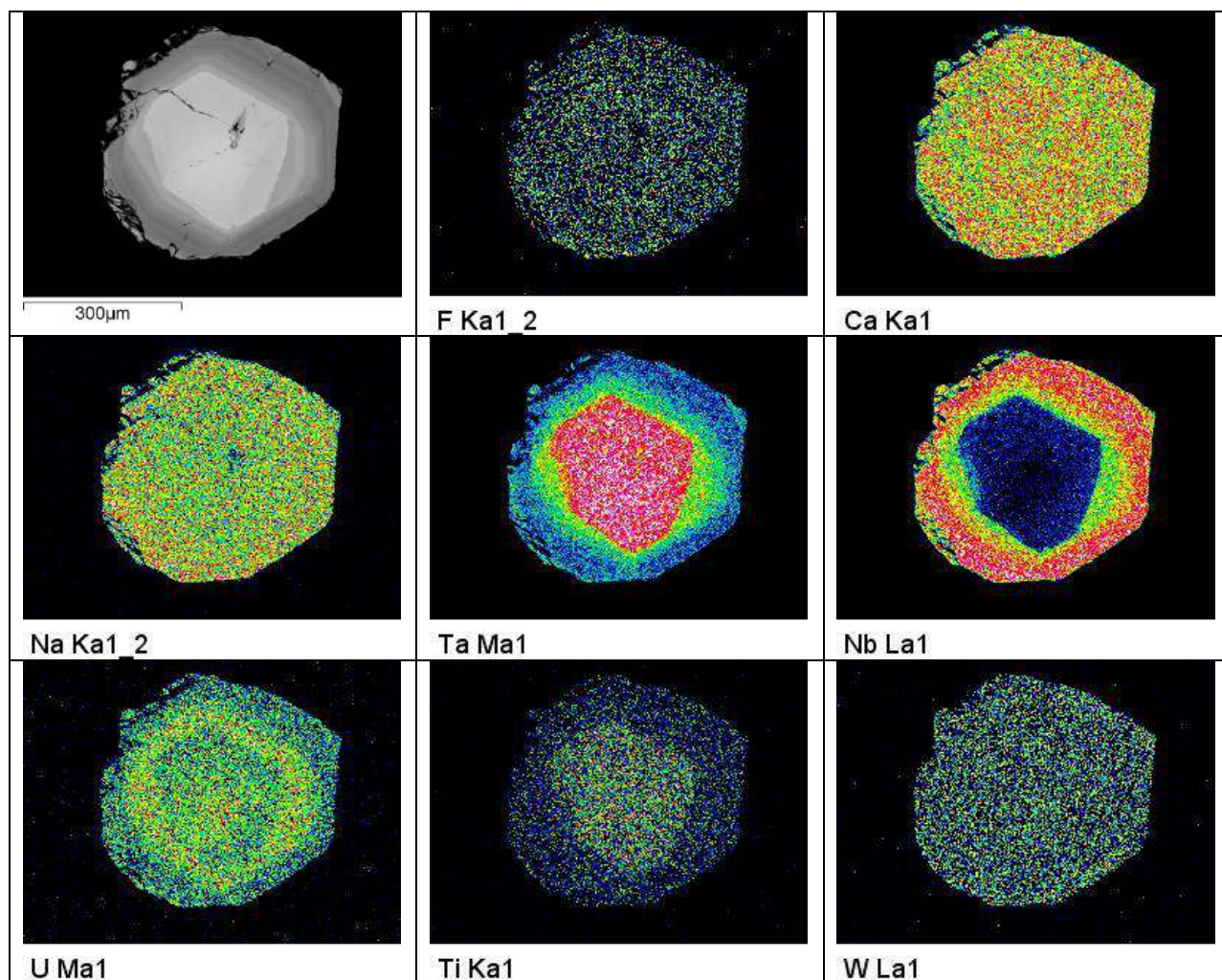


Рисунок. 6.3.22. Кристалл микролита-пироклора с обратной зональностью в отраженных электронах и карты распределения в нем F. Ca. Na. Ta. Nb. U. Ti. W [125].

Поскольку основной объём гранитных пегматитов составляют полевые шпаты и кварц, постольку в ходе кристаллизации гранит-пегматитового расплава увеличивалось флюидное давление, которое в ряде случаев возрастало до величин, превышающих литостатическое давление и прочность вмещающих пород. Обычно переход к пневмато-гидротермальному этапу фиксирован α - β инверсией кварца [212] с большим объёмным эффектом. При этом пегматитовый «автоклав» приоткрывался и флюиды мигрировали в

Таблица 6.3.15

Химический состав (мас. %) микролита и пирохлора пегматитовой жилы
Лесхозовская

Компонент	Фторнатромикролит				Фторнатропирохлор		
	1	2	3	4	5	6	7
Ta₂O₅	62.8	60.41	59.24	57.67	36.82	29.12	24.84
Nb₂O₅	9.36	11.17	14.2	15.06	31.52	38.8	42.87
TiO₂	1.77	2.19	2.00	1.93	0.67	0.42	0.37
SnO₂	1.15	0.99	1.00	1.49	0.37	0.74	0.79
ThO₂	0.44	0.38	0.35	0.50	нпо	0.16	нпо
UO₂	5.27	5.52	3.56	5.39	8.44	7.44	4.98
Ce₂O₃	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.16	0.18
CaO	9.87	10.36	10.64	10.17	9.04	9.42	10.8
Na₂O	5.88	6.06	5.75	6.39	7.55	7.87	8.05
F	2.81	3.31	3.71	3.42	2.59	3.76	4.13
сумма	99.35	100.39	100.45	102.02	97.00	97.89	97.01
-O=F₂	1.18	1.39	1.56	1.44	1.09	1.58	1.74
сумма	98.17	99.00	98.89	100.58	95.91	96.31	95.27
Число атомов в формуле при Nb+Ta+Ti+Sn = 2							
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.00	-
U	0.10	0.10	0.06	0.10	0.15	0.13	0.08
Ca	0.92	0.94	0.93	0.89	0.78	0.77	0.87
Na	0.99	1.00	0.91	1.01	1.18	1.17	1.17
Σ A	2.02	2.05	1.91	2.01	2.11	2.07	2.12
Ta	1.48	1.40	1.32	1.28	0.80	0.61	0.51
Nb	0.37	0.43	0.53	0.55	1.14	1.35	1.45
Ti	0.11	0.14	0.12	0.12	0.05	0.02	0.02
Sn	0.04	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02
Σ B	2.00						
F	0.77	0.89	0.96	0.88	0.66	0.91	0.98

около пегматитовое пространство. Остаточные богатые фтором кислотные флюиды, выброшенные из пегматитов во вмещающую среду, активно с ней реагировали. При этом, флюиды разбавлялись, их кислотность снижалась. Часть вещества, заимствованного из вмещающих пород, мигрировала в пегматитовые полости. В гранитных пегматитах, залегающих среди магнезитовых мраморов (Кухи-лал), появились минералы, обогащённые магнием, - кордиерит, дравит и магноколумбит. В гранитных пегматитах, залегающих среди гранитов и близкого состава пород, возник чайного цвета топаз (вместо голубого в пегматитах чистой линии) и пирохлор вместо микролита, поскольку во вмещающих породах Nb >> Ta.

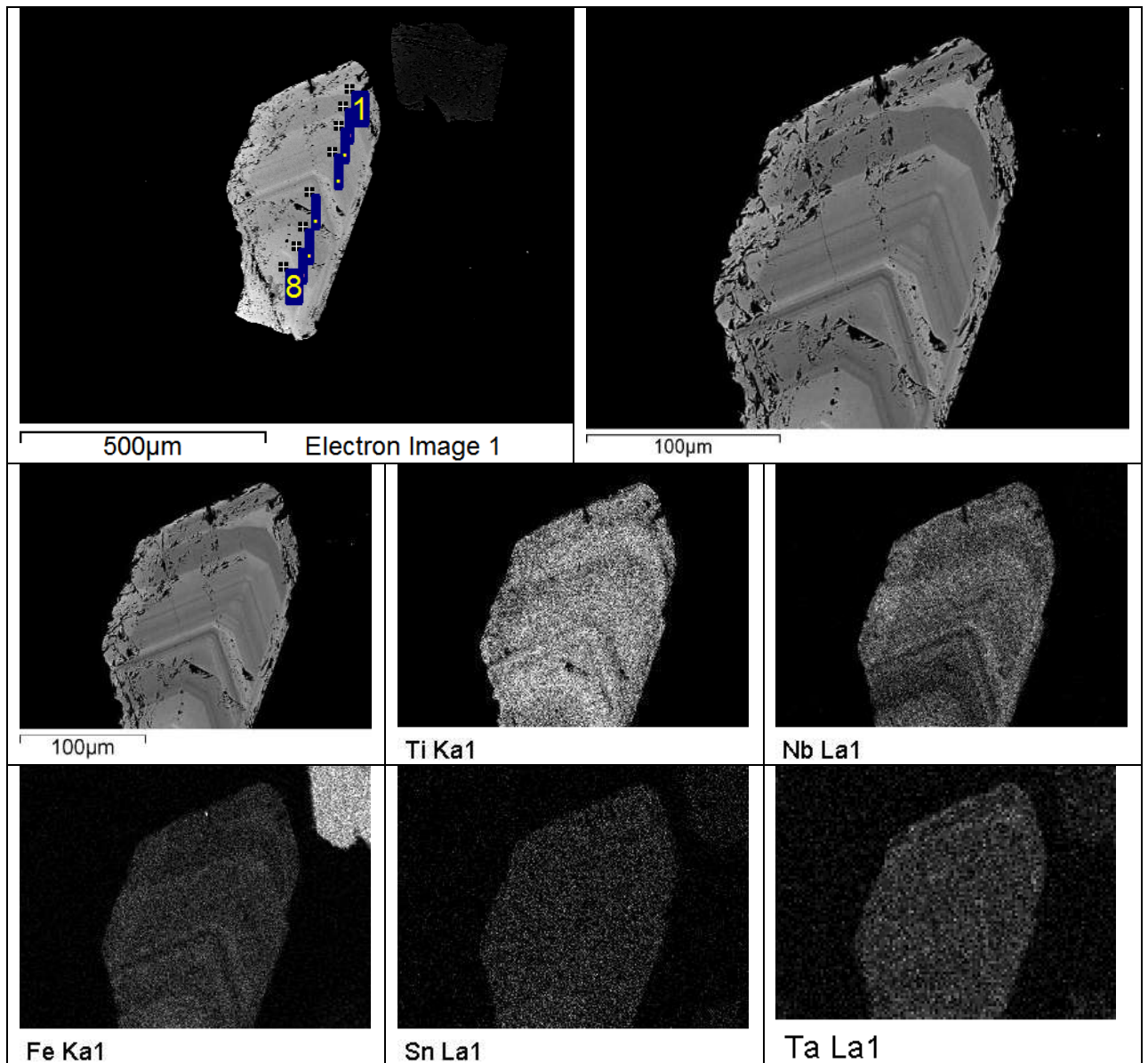


Рисунок. 6.3.23. Осцилляционно-зональный кристалл ильменорутила в отраженных электронах и в характеристическом рентгеновском излучении Ti, Nb, Fe, Sn, Ta.

Ильменорутил обнаружен в Шахдаринском и Кукуртском пегматитовых полях. Более крупные кристаллы ильменорутила развиты в околомароловом комплекса пегматитовой жилы Топазовой Кукуртского поля. Минерал составляет кристаллы черного цвета с темно-бурой чертой размером 0.5 - 3 мм. В отраженном свете - белый с умеренным отражением. Для кристаллов характерна ростовая осцилляционная зональность (рисунок 6.3.23.). Зональность ильменорутила в основном обусловлена колебаниями содержания Nb, в меньшей степени - Ta и Fe. Химический состав минерала приведен в таблице 6.3.16.

Таблица 6.3.16

Химический состав (мас. %) ильменорутила из пегматита Топазовый

[illegible]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения гранитных пегматитов Юго-Западного и Восточного Памира установлено их принципиальное сходство: уникальная скандиеносность и бороносность, иттриевая специализация, обилие минералов олова и оловосодержащих, повышенная марганценосность колумбита; выявлена новая Памирская скандиеносная провинция.

Открыты и детально исследованы три новых редкоземельно-иттриевых минерала: бадахшанит-(Y) $Y_2Mn_4Al(Si_2B_7BeO_{24})$ и пепроссиит-(Y) $Y(Al_3O)_{2/3}B_4O_{10}$ из пегматита Дорожный (Восточный Памир), шахдараит-(Y) $ScYNb_2O_8$ из пегматита Лесхозовский (Юго-Западный Памир) [281]. [282]. [272].

Обнаружена и изучена новая скандийсодержащая разновидность тусионита из пегматита Дорожный на Восточном Памире (первый случай вхождения Sc в безводные бораты) [128].

Получены новые данные по минералогии цезия: в пегматите Шахдаринском найден и изучен цезиевый берилл. в пегматите Лесхозовском - предположительно новый минерал – вольфрамат цезия. в пегматите Дорожный - предположительно новый минерал – фтористый аналог наньпингита.

Установлено, что на Юго-Западном Памире пегматит Лесхозовский содержит минералы скандия - шахдараит-(Y). Хефтьетернит, ниобохефтьетернит (первые находки в Таджикистане), в нём выявлены повышенные содержания скандия в тантало-ниобатах. В пегматите Шахдаринском ферберит содержит до 1.5 мас. % Sc_2O_3 . На Восточном Памире в пегматите Амазонитовый колумбит и танталит содержат 0.2-1.5 мас. Sc_2O_3 , циркон - до 2.3 %. В пегматите Дорожный спессартин содержит до 0.3 мас. % Sc_2O_3 , бадахшанит-(Y) до 2.3 мас. %, тусионит до 1.5 мас.% [125]. [130]. [128]. [28132]. [28132]. [125].

Получены новые данные по минералогии олова в пегматитах Памира. Охарактеризованы особенности состава, морфология, характер сростаний, анатомия индивидов касситерита из пегматитов Намангутского поля, которые могут иметь практическое значение для технологии обогащения редкометальных руд [133]. Установлено, что в изученных пегматитах развит сульфид олова – герценбергит, борат олова – тусионит, широко распространены оловосодержащие минералы групп колумбита и пироклора.

В пегматитах Мика, Малыш, Дорожный на Восточном Памире установлен и детально изучен висмутоколумбит $BiNbO_4$ (вторая подтвержденная находка в мире). Охарактеризованы состав, кристалломорфология, физические свойства, причины редкости минерала [148].

Выявлены минералы редких земель, ранее неизвестные в изученных пегматитах: бадахшанит-(Y), шахдараит-(Y), поликраз-(Y), уранполикраз, синхизит, паризит, неметаимктовый ферсмит, кристаллический богатый бором гадолинит-(Y), пепроссиит-(Ce) (известный до настоящей находки только в Италии) [281]. [282]. [154]. [126]; пепроссиит-(Y) $Y(Al_3O)_{2/3}B_4O_{10}$ в пегматите Дорожный на Восточном Памире [272].

Полученные фактические данные по минералогии редких элементов в изученных пегматитах Памира не только расширили знания по минералогии и геохимии этих элементов, но могут иметь практическое значение. Значимый результат - выявление в миароловых пегматитах Памира Nb-Ta-Sc-REE минерализации, что значительно улучшает экономические показатели этих объектов при их комплексной отработке, включая редкие металлы [28125]. [282]. [130]. [28133]. [125]. Эти данные, в отличие от валовой оценки содержаний редких элементов, позволяют прогнозировать извлекаемость полезных компонентов и технологические особенности руд. Так, предварительные данные по пегматиту Амазонитовый показали, что из него может быть получен гравитационный концентрат колумбита, богатого скандием. - 1300 г/т Sc.

В Лесхозовской жиле на Юго-Западном Памире, одними из главных концентраторов редких металлов, возможно имеющими промышленное значение, являются минералы группы пирохлора-микролита [125]. Размеры выделений и характер сростаний этих минералов позволяют предполагать хорошее вскрытие сростков и выделение в гравитационные концентраты при дроблении отбитой горной массы до фракции - 0.1 мм. Заметим, что в Лесхозовской пегматитовой жиле для минералов группы пирохлора-микролита характерна обратная зональность: ядро кристаллов составляет микролит, внешние зоны – пирохлор. Можно предположить, что в процессе дробления наибольшему истиранию будут подвержены внешние зоны кристаллов, в хвосты будет преимущественно уходить пирохлор. Таким образом, можно ожидать повышения содержания Ta в концентрате, по сравнению с исходной рудой, что благоприятно скажется на качестве и ценности промпродукта [125].

Литература

1. Агаханов А.А. Минералогия цезия в щелочном массиве Дарай-Пиёз (Таджикистан). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2010. 24 с.
2. Азим И., Мамадвафоев М.М., Гиниевский И.П., Палавонов М. Пегматиты Памира - важный источник редких металлов // Горный журнал. 2012. № 4. С. 10-13.
3. Акрамов М.Б. Особенности акцессорной минерализации рудоносной лейкогранитной формации Южного Памира // Известия Академии наук Республики Таджикистан. Отделение физико-математических, химических и геологических наук. 2007. №1 (126). С. 48-61.
4. Александров С.М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М.: Наука. 1982. 272 с.
5. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Акцессорная минерализация пород позднемеловых интрузивных серий с Li-F гранитами Дальнего Востока // Зап. РМО. 2014. Ч. 143. Вып. 3. С. 1-22.
6. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: 1976. 267 с.
7. Баранов И.Г. Геологическое исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире // Тр. ТПЭ. 1933. Вып. XXX1. 63 с.
8. Баранов И.Г. Геологическое строение юго-восточной части Рангкульского района В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934. С. 323-332.
9. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: ЛГУ. 1963. 244 с.
10. Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. М.-Л.: АН СССР. 1962. 52 с.
11. Беликова Г.И. К геохимии скандия и его полных структурных аналогов // Геологический сборник. Часть 1. 2014. №. 11. С. 153-158.
12. Бонштедт-Куплетская Э.М., Бурова Т.А. Ферсмит - новый кальциевый ниобат из пегматитов Вишневых гор (Средний Урал) // Доклады Академии Наук СССР. 1946. Т. III. № 1. С. 69-72.
13. Борисенко Л.Ф. К геохимии скандия // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1957. Вып. 1. С. 14-22.
14. Борисенко Л.Ф. Скандий. Основные черты геохимии, минералогии. М.: АН СССР. 1961. 131 с.

15. Бритвин С.Н., Пеков И.В., Кржижановская М.Г., Агаханов А.А., Тернес Б., Шюллер В., Чуканов Н.В. Самарскит-(Y). $YFe^{3+}Nb_2O_8$: история открытия и изучения первого ниобата со структурой двойного вольфрамита // Минералогия. 2019. Т. 6. № 2. С. 27-37.
16. Буданов В.И. Литература по геологии Памира за 10 лет (1953-1963 гг.). В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе. 1964. С. 360-380.
17. Буданов В.И. Литература по геологии Памира за 1964 - 1970 гг. Душанбе: Дониш. 1972. 34 с.
18. Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира. В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе. 1964. С. 174-194.
19. Буданов В.И. Эндогенные формации Памира. Душанбе: Дониш. 1993. 299 с.
20. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1991. 336 с.
21. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш. 1983. 276 с.
22. Булин В.П. Геологическое строение трапещей J-42-120. // Отчет Рошткалинской поисково-съёмочной партии за 1958 год. Сталинабад. 1959. 757 с.
23. Булина Л.В., Булин Н.К., Мартынова Г.И. Основные закономерности глубинного геологического строения территории СССР. Л. 1968. 373 с.
24. Бурачек А.Р. Золотоносные конгломераты Дарваза. В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 353-365.
25. Бурксер Е.С., Горный Г.Я., Ивантиштин М.И., Кульская О.А. Материалы по геохимии скандия. Киев: Изд-во АН УССР. 1955. 140 с.
26. Бухарова О.В., Кунгулова Э.Н. Типоморфизм минералов Вездаринской жилы (Юго-Западный Памир) // Известия Томского политехнического университета. 2021. Т. 332. № 12. С. 64-75.
27. Винниченко Г.П. Важнейшие закономерности строения и развития складчатых геосинклинальных комплексов Памира. Душанбе: Дониш. 1990. 288 с.
28. Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе: Дониш. 1979. 178 с.
29. Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1969. № 3 (33). С. 72-79.
30. Владимиров А.Г. Синметаморфические стресс-граниты Памиро-Гималаев и Центральной Азии: сравнительная характеристика, генезис и геодинамические обстановки формирования // В сборнике: Петрология магматических и

- метаморфических комплексов. Материалы Всероссийской петрографической конференции. 2005. С. 52-55.
31. Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.
 32. Володин А.Г. Вахио-и-Боло (Дарваз и хребет Петра Великого). В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 289-322.
 33. Волошин А.В. Тантало-ниобаты. Систематика, кристаллохимия и эволюция минералообразования в гранитных пегматитах. СПб: Наука. 1993. 298 с.
 34. Волошин А.В., Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э. К вопросу о кристалличности гадолинита-(Y) в породах щелочно-гранитной формации Кольского полуострова. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты. 18-19 апреля 2005 г. Апатиты: Изд-во "К & М". 2005. С. 43-47.
 35. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Бахгисарайцев А.Ю. Карагоит - новый минерал из гранитных пегматитов Юго-Западного Памира. Таджикистан // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 516-518.
 36. Волошин А.В., Пахомовский Я.В. Минералогия тантала и ниобия в редкометальных пегматитах. Л.: Наука. 1988. 240 с.
 37. Высоковская Г.С. Драгоценные, ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни Таджикистана. Материалы к монографии: Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Таджикистана. // Отчет партии «Геологическое строение Таджикистана». Душанбе. 2016. кн. 2. 298 с.
 38. Геология СССР. Т. 24. Часть 1. Таджикская ССР. М.: 1959. 735 с.
 39. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов (ред. К.А. Власов). М.: Наука. 1964. 688 с.
 40. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра. 1979. 296 с.
 41. Гольдшмит В.М., Петерс К. К геохимии скандия. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л. ГОНТИ. 1938. С. 53-72
 42. Гольцман Ю.В. Рубидий-стронциевые и калий-аргоновые изотопно-геохронометрические системы в минералах и породах Юго-Западного Памира. Автореф. канд. геол.-мин. н. М. 1983. 26 с.

43. Горбунов Н.П. Очерки исследований Таджикской комплексной экспедиции. В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 3-55.
44. Горбунов Н.П. По неисследованному Памиру: Избранные труды. М.: Наука. 1987. 308 с.
45. Граменицкий Е.Н., Щекина Т. И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. 2005. №. 1. С. 45-59.
46. Григорьев Н.А. Распределение скандия в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2011. №. 1. С. 115-125.
47. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург. 2009. 382 с.
48. Григорьев Н.А. Распределение цезия и цезиевых максиминералов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2008. №. 6. С. 87-93.
49. Губин И.Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования) // Изв. Тадж. фил. АН СССР. № 2. 1943. С. 101-117.
50. Деникаев Ш.Ш. Геологическое строение Южной половины трапеции Y-43-76 и Северной половины трапеции Y-43-88 // Отчет Музкольской поисково съемочной партии за 1956 г. Сталинабад. 1957. 548 с.
51. Деникаев Ш.Ш. Тектоника Памира. Душанбе: изд. Джамил. 2004. 95 с.
52. Джураев З.Т., Золотарев А.А., Пеков И.В., Фролова Л.В. Гамбергит из пегматитовых жил Восточного Памира // Зап. ВМО. 1998. Часть 127. Вып. 4. С. 132-139.
53. Джураев З.Т., Скригитиль А.М., Имамутдинов Р.К. Результаты поисковых работ на цветные камни Сасыкского камнесамоцветного узла за 1987 - 1990 гг. (Геологический отчет партии № 11 в 2-х книгах) // Душанбе. 1990.
54. Диман Е. Н., Некрасов И.Я. Условия образования простых сульфидов олова по экспериментальным данным // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. №. 2. С. 421-424.
55. Дингельштедт Н.Н. Геолого-поисковые исследования на Восточном Памире. // В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934. С. 389-406.
56. Дингельштедт Н.Н. О геологии и рудообразовании Саукского золотоносного района на Северном Памире // В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Труды экспедиции. Вып. 1. Работы по золоту. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934а. С. 83-122.

57. Дир А., Хауи Р.А., Зусманн Дж. Породообразующие минералы Т. 1. М.: Мир. 1966. С. 76-86.
58. Дмитриев Э.А. Генетические типы камнесамоцветной минерализации Центрального Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 3. С. 691-694.
59. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и их перспективы на камнесамоцветное сырье // Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-матем. хим. и геол. наук. 1983. №3 (89) С. 48-57.
60. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и особенности их камнесамоцветной минерализации // Изв. АН Тадж. ССР. Серия геологических и физико-технических наук. 1983а. № 3. (89). С. 73-81.
61. Дмитриев Э.А., Володин П.К., Минаев В.Е. Основные закономерности развития интрузивного и эффузивного магматизма зоны Центрального Памира. Душанбе. 1972. 247 с
62. Дмитриев Э.А., Злобин Г.А. Физико-химические условия образования нефелина в габброидных породах Восточного Памира // Докл. АН Тадж. ССР. 1976. Т. XIX. С. 38-42.
63. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Первая находка нефелиновых пород на Памире // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 1. С. 190-191.
64. Дронов В.И. Рушанский комплекс //Материалы по геологии Памира. Душанбе: Дониш. 1963. Вып. 1. С. 38-52.
65. Дронов В.И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира // Тектоника Памира и Тянь-Шаня «Материалы II Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе. М.: Наука 1964. С. 14-23.
66. Дронов В.И. Тектоническое районирование Афгано-Южнопамирской складчатой области // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1993. №3. С.178-196.
67. Дурнев В.Ф., Мелентьев Г.Б., Соколов В.А. Первая находка поллуцита в пегматитах Памира // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 1. С. 180-183.
68. Дуткевич Г.А. Геологические исследования в бассейне Мургаба и Аличура // В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934. С. 333-368.
69. Дуткевич Г.А. Геологические исследования в Шоркуль-Мынхаджирском районе на Восточном Памире в 1933 г. // Л.: Тр. ТПЭ. Изд-во АН СССР. Вып. 36. 1935. 79 с.

70. Дюфур М.С. Геологическое развитие Центрального Памира // Вестн. ЛГУ. сер. геол.и геогр. 1962. вып. I. № 6. С. 60-65.
71. Дюфур М.С. О возрасте Музкольского метаморфического комплекса Восточного Памира и взаимоотношении этого комплекса с окружающими породами // Вестник ЛГУ. Сер. геогр. и геол. 1974. № 12. С. 48-57.
72. Дюфур М.С, Котов Н.В. Термодинамические условия проявления метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира. // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1972. №10. С. 24-36.
73. Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: изд-во ЛГУ. 1970. 126 с.
74. Дюфур М.С., Порицкий М.С., Котов Н.В. Метасоматиты Кукуртского месторождения ювелирных скаполита (Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 2. С. 91-95.
75. Еременко Г.К., Рябцев В.В., Нечелюстов Г.Н. Новая разновидность ферсмита -Таферсмит из гранитных пегматитов Мадагаскара // Минералогический журнал. 1991. Т. 13. № 5. С. 96-98.
76. Жабин А.Г., Александров В.Б., Бурова Т.А. Новые данные о ферсмите // Зап. ВМО. 1961. Вып. 3. С. 270 - 280.
77. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Граниты Шатпутского комплекса и жильные образования Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7. С. 76-87.
78. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Турмалиновые месторождения России и Таджикистана // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 10. С. 36-50.
79. Загорский В.Е, Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Гранитные пегматиты. Новосибирск: Наука. 1999. Т. 3. Миароловые пегматиты. 488 с.
80. Зеленский М.Е., Мацеевский А.Б., Пеков И.В. Программа Qspectr для автоматической обработки дебаеграмм // Зап. РМО. 2009. Ч. 138. Вып. 4. С. 103-112.
81. Золотарев А.А. Ювелирный и коллекционный турмалин с Памира (кристалломорфология, окраска, кристаллохимия) // Зап. ВМО. 1996. Вып. 4. С. 32-39.
82. Золотарев А.А., Джураев З.Т., Пеков И.В., Михайлова К.В. Еремеевит из пегматитовых жил Восточного Памира // Зап. ВМО. 2000. Вып. 2. С. 64-70.

83. Иванов Д.Л. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. // Зап. Императорского С-Петербургского Минер. общ. 1886. Сер. 2. Часть 22. С. 255-288.
84. Иванов Д.Л. Путешествие на Памир // Изв. РГО. 1884. Т. XX. вып. 5. С. 209-252.
85. Калачева Л.В., Ямнова Н.А., Пушаровский Д.Ю., Коноваленко С.И. Кристаллическая структура нового природного бората тусионита $MnSn[BO_3]_2$ // Кристаллография. 1992. Т. 37. № 6. С. 1557-1559.
86. Карташов П.М., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О зональном кристаллическом гадолините из щелочногранитных пегматитов Халдзан-Бурэгтэг (Монгольский Алтай) // Зап. ВМО. 1993. Т. 122. № 3. С. 65-79.
87. Карташов П.М., Мохов А.В., Горностаева Т.А., Богатилов О.А., Ашихмина Н.А. Минеральные фазы на сколах стеклянных частиц и в препарате тонкодисперсной фракции из пробы реголита АС “Луна-24” // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 115-133.
88. Климкин А.В., Захарчук Н.А., Попов А.А. Результаты поисков масштаба 1:10000 и разведочных работ на площадях и объектах отдельных хрусталопроявлений восточной части Центрального Памира // Отчет ревизионно-тематической партии №10 за 1966 г. Душанбе: 1967. 179 с
89. Клунников С.И., Попов А.И. Метаморфические толщи Югозападного Памира // Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. Труды экспедиции. Вып. LXIX. Л. 1936. С. 102.
90. Клунников С.И., Стратанович В. Аличурское месторождение монацита и циркона // В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 247-248.
91. Колонин Г.Р., Кириллова Е.А. Гидротермальный синтез простых сульфидов олова в сероводородных растворах // Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск: 1976. С. 20-25.
92. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А., Петухов Е.П. Первая находка гамбергита в пегматитах СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 269. № 4. С. 992-996.
93. Коноваленко С.И. Коллекционное сырье миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Геммология. 2009. С. 62-75.
94. Коноваленко С.И. Минералогия ювелирного турмалина миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Геммология. Томск: ФГУ “Томский ЦНТИ. 2004. С. 74-81.

95. Коноваленко С.И. Минералого-геохимические особенности пегматитов разных структурных этажей (на примере Юго-Западного Памира). Дисс. канд. геол.-мин. наук. Томск. 1987. 245 с.
96. Коноваленко С.И. Поллуцит миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Материалы международной научной конференции. Казань, Республика Татарстан. Россия. 2005. С. 27-29.
97. Коноваленко С.И. Поллуцит миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань: изд-во Плутон. 2005. С. 111-112.
98. Коноваленко С.И. Состав, строение и режим формирования миароловых пегматитов Лесхозовской жилы (Юго-Западный Памир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск 2001. Вып. 2. С. 226-228.
99. Коноваленко С.И. Типы миароловых пегматитов кристаллической толщи Юго-Западного Памира // Геммология. Томск: ФГУ «Томский ЦНТИ». 2006. С. 69-75.
100. Коноваленко С.И. Турмалин пегматитов Памирской камнесамоцветной провинции // Геммология. Томск. Изд-во Томского ЦНТИ. 2015. С. 106-115.
101. Коноваленко С.И. Ювелирные и коллекционные минералы Вездаринской жилы юго-западного Памира // Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок (XVI Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2015а. С. 59-63.
102. Коноваленко С.И., Бахтин А.И., Лопатин О.Н. Природа окраски цветного и полихромного турмалина из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Минерал. журнал. 1991. Т. 13. № 2. С. 54-62.
103. Коноваленко С.И., Волошин А.В., Ананьев С.А., Пахомовский Я.А., Перлина Г. А. Тетравикманит из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Минералогический журнал. 1984. Т. 6. №1. С. 89-92.
104. Коноваленко С.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Ананьев С.А., Перлина Г.А., Рогачев Д.Л., Кузнецов В.Я. Тусионит $MnSn(VO_3)_2$ - новый борат из гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1449-1453.
105. Коноваленко С.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Россковский Л.Н., Ананьев С.А. Вольфрамсодержащие разновидности танталониобатов из миароловых гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Минералогический журнал. 1982. Т. 4. № 1. С. 65-74.

106. Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А. Ереемевит - вновь найденный в России минерал // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 2. С. 212-217.
107. Корнетова В.А., Казакова М.Е., Александров В.Б. Ильменорутил из пегматитов месторождения благородной шпинели Кухи-Лал на Юго-Западном Памире и некоторые поправки к формуле магноколумбита // Тр. Мин. музея им. А.Е. Ферсмана. 1971. Вып. 20. С. 107-113.
108. Кудряшов Н.М., Скублов С.Г., Галанкина О.Л. Аномально высокогафниевый циркон из редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион) // Материалы юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет ВМО». 2017. Т. 2. Санкт-Петербург. С. 245-246.
109. Кузьменко М.В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. М.: Наука. 1978. 214 с.
110. Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. Генетические типы месторождений и геохимия. М.: Наука. 1968. 342 с.
111. Кунгулова Э.Н., Соколова Е.Н. Типохимизм турмалинов миароловых пегматитов лесхозовской жилы. (Юго-Западный Памир) // Проблемы геологии и освоения недр. Т. 1. Томск. 2017. 2017: С 114-115.
112. Кунгулова Э.Н., Бухарова О.В. Вещественная характеристика пегматитовой жилы Вездаринская (Юго-Западный Памир) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 6-19.
113. Лабунцов А.Н. Геолого-минералогические исследования на Западном Памире и в провинции Бадахшан в Афганистане в 1928 г. // Тр. Памирской экспедиции 1928 года. 1930. Вып. 4. С. 1-32.
114. Макарович Б.А., Еськова Е.М., Александров В.Б. О новой редкоземельной разновидности ферсмита // Доклады АН СССР. 1963. Т. 148 (1). С. 179-182.
115. Максимюк И.Е. Касситериты и вольфрамиты. М.: Недра. 1973. 136 с.
116. Максимюк И.Е., Воронина Л.Б. Касситерит. В кн: Типоморфизм минералов. М.: Недра. 1989. С. 204-218.
117. Мамадвафоев М.М., Бахтдавлатов Р.Д., Палавонов М., Худжаназаров С., Рамазонов Р. О распространённости, тенденциях изменения с глубиной эрозийного вреза и корреляционных связях между содержаниями редких элементов в Намангутских редкометальных пегматитах (Юго-Западный Памир) // Труды Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Фундаментальные и прикладные вопросы геологии. сейсмостойкого

- строительства и сейсмологии Республики Таджикистан. Республиканская научно-практическая конференция. Душанбе. 2019. Вып. 2. С. 135-142.
118. Мамадвафоев М.М., Бахтдавлатов Р.Д., Палавонов М., Худжаназаров С., Рамазонов Р. Намангутское поле редкометалльных пегматитов (Юго-Западный Памир): Геолого-геохимические особенности и ресурсные потенциалы. Душанбе. 2018. 122 с.
 119. Мамадвафоев М.М., Бахтдавлатов Р.Д., Палавонов М., Худжаназаров С., Рамазонов Р. Геохимические особенности и ресурсные потенциалы Намангутского поля редкометалльных пегматитов (Юго-Западный Памир) // Труды Института геологии сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Фундаментальные и прикладные вопросы геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Республики Таджикистан. Республиканская научно-практическая конференция. Душанбе. 2018. Вып. 1. С. 82-91.
 120. Мансуров В.А., Мунисаи М. Геологические особенности пегматитового поля Намадгут (Юго-Западный Памир) // Наука и инновация. 2017. №. 2. С. 137-140.
 121. Мансуров В.А., Гуломов М.Н. История исследования редкометалльных пегматитов Юго-Западного Памира // Наука и инновация 2017а. №.2. С.154-156.
 122. Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. // Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1936. С. 156-158.
 123. Матиас В.В., Россровский Л.Н., Шостатский А.Н., Кумскова Н.М. О новом минерале – магноколумбите // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. № 2. С. 420-423.
 124. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Наука. 1969. 182 с.
 125. Мираков М.А. Ниобий - танталовая минерализация в пегматитовой жиле Лесхозовская из Шахдаринского пегматитового поля (Юго-Западный Памир) // Доклады Национальной Академии наук Таджикистана. 2023. Т. 66. №. 3-4. С. 241-251.
 126. Мираков М.А., Паутов Л.А., Файзиев А.Р., Хворов П.В., Шодибеков М.А., Сайидмуддасири М., Одинаев Ш.А. Первая находка ферсмита в гранитных пегматитах Памира // Известия Национальной Академии наук Таджикистана. 2023. №. 2. (191). С. 82-90.
 127. Мираков М.А., Паутов Л.А., Файзиев А.Р., Шодибеков М.А. Циркон Намангутского пегматитового поля (Юго-Западный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2020. Т. 63. № 1-2. С. 108-112.

128. Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Плечов П.Ю., Карпенко В.Ю. Новая скандийсодержащая разновидность тусионита с Восточного Памира // Зап. РМО. 2018. Вып. 4. С. 84-96.
129. Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Файзиев А.Р. Герценбергит из миаролового гранитного пегматита дорожный. Кукурт. Восточный Памир // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2019. Т. 62. № 5-6. С. 340-343.
130. Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Файзиев А.Р., Хворов П.В. Скандий-содержащий спессартин из пегматитов Кукуртского пегматитового поля (Восточный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2018. Т. 61. № 5. С. 491-495.
131. Мираков М.А., Файзиев А.Р. Акцессорные минералы пегматитов Намангутского пегматитового поля (Юго-Западный Памир) // Сыктывкар. Юшкинские чтения. 2018. С. 193-194.
132. Мираков М.А., Файзиев А.Р. Скандийсодержащий высокогафниевый циркон из гранитного миаролового пегматита «Амазонитовый» (Восточный Памир) // Сыктывкар. Юшкинские чтения. 2019. С. 287-289.
133. Мираков М.А., Файзиев А.Р., Паутов Л.А., Шодибеков М.А. К минералогии пегматитов Намангутского пегматитового поля (Юго-Западный Памир) // Известия Академии наук Республики Таджикистан. 2018б. №1 (170). С. 84-96.
134. Морозов В.П. Отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит Памирской геологоразведочной партии в районе Юго-Западного Памира на Северо-Западных оторогах Ваханского хребта и Юго-Восточных Рушанского хребта. Фрунзе. 1957. 227 с.
135. Мушкетов Д.И. Рохар (Кала-и-Ванч) // Изв. Русск. геогр. о-ва. 1916. Т. 52. Вып. 3. С. 239-243.
136. Мушкетов И.В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г. Т. 2. Спб. 1906. 348 с.
137. Наливкин Д. В. Сообщение о поездке Д. В. Наливкина в Горную Бухару и на Западный Памир // Изв. Турк. отд. Русск. Геогр. о-ва. 1916. Т. 12. Вып. 2.
138. Наливкин Д.В. Обзор геологии Памира и Бадахшана // Тр. Всес. Геолого-разв. объедин. НКТП СССР. 1932. Вып. 182.
139. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука. 1984. 238 с.
140. Некрасов И.Я. Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука. 1976. 362 с.

141. Никитин Д.В. Золотоносность Памира и Дарваза // Тр. ТПЭ. 1934. Вып. 1. С. 1-40.
142. Никитин Д.В. Золоторудное месторождение на Памире // Материалы по общей и прикладной геологии. 1926. Вып. 9. 107 с.
143. Николаев В.А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934. С. 375-384.
144. Николаев В.А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза // Научн. итоги Тадж.-Пам. эксп.. М.: изд-во АН СССР. 1936. С. 329-387.
145. Палавонов М., Айдаркулов М., Худжаназаров. С., Рамазонов Р. Результаты проведенных поисково-оценочных работ на участках «Главный» и «Придорожный» Намангутского пегматитового поля за 2012-2013 гг. Душанбе. 2014. 141 с.
146. Паутов Л.А., Агаханов А.А., Карпенко В.Ю., Гафуров Ф.Г. Александровит $\text{KLi}_3\text{Ca}_7\text{Sn}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2\text{F}_2$ – новый оловянный минерал // Новые данные о минералах. 2010. Вып. 45. С. 5-16.
147. Паутов Л.А., Белаковский Д.И., Скала Р., Соколова Е.В., Игнатенко К.И., Мохов А.В. Вистепит $\text{MnSnB}_2\text{Si}_5\text{O}_{20}$ – новый боросиликат марганца и олова // Зап. ВМО. 1992. Вып. 4. С. 107-112.
148. Паутов Л.А., Карпенко В.Ю., Мираков М.А., Алиназаров У.С., Шодибеков М.А., Искандаров Ф.Ш. О висмутоколумбите из миароловых гранитных пегматитов на Восточном Памире // Новые данные о минералах. 2020. Т. 54. Вып.1. С. 26-37
149. Паутов Л.А., Мираков М.А., Карпенко В.Ю., Махмадшариф С. Ge-содержащий касситерит из возгонов природного подземного пожара в урочище Кухи-Малик на Раватском участке Фан-Ягнобского месторождения каменного угля (Таджикистан) // Новые данные о минералах. 2022. Т. 56. Вып. 1. С. 12-23.
150. Паутов Л.А., Мираков М.А., Шодибеков М.А., Махмадшариф С., Хворов П.В., Артемьев Д.А., Файзиев А.Р. Фосфорсодержащий гелвин Шахдаринской пегматитовой жилы (Юго-Западный Памир. Таджикистан) // Новые данные о минералах. 2020. Т. 54. Вып. 2. С. 61-68.
151. Паутов Л.А., Мираков М.А., Шодибеков М.А., Хворов П.В. Находка герценбергита в гранитном миароловом пегматите Вез-Дара на Юго-Западном Памире (Таджикистан) // Новые данные о минералах. 2018. Т. 52. Вып 1. С. 1-10.
152. Паутов Л.А., Хворов П.В. Бацитрит из Таджикистана // Зап. ВМО. 1998. Вып. 1. С. 80-83.

153. Паутов Л.А., Хворов П.В., Муфтахов В.А., Агаханов А.А. Согдианит и сугилит из пород Дара-и-Пиозского массива (Таджикистан) // Зап. ВМО. 2000. Вып. 3. С. 66-79.
154. Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Мираков М.А., Файзиев А.Р., Хворов П.В. Уранополикраз $(U.Y)(Ti.Nb)_2O_6$ из миаролового пегматита Музейный в районе месторождения Кухилал (Юго-Западный Памир, Таджикистан) // Новые данные о минералах. 20186. № 52. Вып 2. С. 1-6.
155. Пашков Б.Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники Музкольского комплекса метаморфических пород (Центральный Памир) // Материалы по геологии Памира. 1964. вып. II. С. 4-37.
156. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. 1990. № 3. С. 70-79.
157. Пашков Б.Р., Дмитриев Э.А. Музкольский кристаллический массив (Центральный Памир) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1981. Т. 56. Вып. 3. С. 18-33.
158. Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Москва: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2005. 52 с.
159. Пеков И.В., Кононкова Н.Н. Рубидиевая минерализация в редкометальных гранитных пегматитах Вороньих тундр (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. 2010. №. 7. С. 741-760.
160. Пеков И.В., Кононкова Н.Н., Агаханов А.А., Белаковский Д.И., Казанцев С.С., Зубкова Н.В. Волошинит - новая рубидиевая слюда из гранитных пегматитов Вороньих тундр (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2009. Ч. 138. Вып. 3. С. 90-100.
161. Перельман Ф.М. Рубидий и цезий. Из-во АН СССР. 1941. 75 с.
162. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Гантимурова Т.П. Миароловые пегматиты Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир): эволюция условий образования жилы Амазонитовая // Геохимия. 1999. № 2. С. 133 - 152.
163. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Сапожников А.Н., Бобров Ю.Д., Ракчеев А.Д. Висмутоколумбит $Bi(Nb.Ta)O_4$ – новый минерал из миароловых пегматитов // Зап. ВМО. 1992. Вып. 3. С. 130-134.

164. Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241-266.
165. Попов В.И. О древнейших метаморфических толщах Памира и Дарваза. В кн.: Метаморфические породы Памира. Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Труды экспедиции. Вып. XVII. Л.: ОНТИ-ХИМТЕОРЕТ. 1935. С. 3-52.
166. Попов В.И. Южные склоны Дарвазского хребта. В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 323-352.
167. Попова В.И. Радиационно-эпигенетические изменения поликразы в гранитных пегматитах Адуйского и Зенковского массивов на Среднем Урале // Литосфера. 2009. №. 6. С. 90-94.
168. Попова В.И., Котляров В.А., Бусловская О.Л., Губин В.А. Состав акцессорных минералов семенинской копи Адуйского пегматитового поля // Уральский минералогический сборник. 2010. № 17. С. 104-109.
169. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: 1976. 267 с
170. Рахимов Х.Х., Гуревич Я.А. Отчет о результатах ревизионных работ на Колхозабадском и Агаджанском участках редкометальных пегматитов. Отчет Агаджанской ревизионной партии за 1963 г. Душанбе: 1965. 133 с.
171. Ренгартен В.П. Геологическое строение района Мургаб-Тстык // В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. ОНТИ Ленинградское отделение: Госхимтехиздат. 1934. С. 369-374.
172. Россовский Л. Н. Минерагеническая специализация пегматитовых поясов (на примере Памира и Гиндукуша) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. №. 2. С. 447-450.
173. Россовский Л.Н., Коноваленко С. И., Бовин Ю. П. Десилицированные пегматиты с дравитом и корундом (Юго-Западный Памир) // Изд. АН СССР. Сер. геол. 1978. №. 11. С. 40-53.
174. Россовский Л.Н. Промежуточный отчет Ваханской поисково-ревизионной партии о результатах поисков редкометальных пегматитов в пределах Центрального и Юго-Западного Памира (в 2-х томах) // Сталинабад. 1961. кн. 1. 143 с.
175. Россовский Л.Н. Редкометальные пегматиты Памира (в 2-х книгах) (краткая сводка по работам 1958-1961 гг). Душанбе: 1962. 268 с.
176. Россовский Л.Н. Минерагеническая специализация пегматитовых полей (на примере Памира и Гиндукуша) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 447-450.

177. Россовский Л.Н. Пегматиты в магнезиальных мраморах из района месторождения благородной шпинели Кухилал на Юго-Западном Памире // Тр. Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. 1963. Вып. 14. С. 166-181
178. Россовский Л.Н. Редкометальные пегматиты альпийско-гемалайского складчатого пояса. (восточный сектор). Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 1984. 45 с.
179. Россовский Л.Н., Бабаев М.А. Маложелезистый холмквистит из редкометальных пегматитов, залегающих в мраморах (Западный Памир) // Докл. АН Тадж ССР. 1991. Т. 34. №3. С. 8-10.
180. Россовский Л.Н., Зильберфарб Л.С. Шпинель-форстеритовые образования в магнезитовых мраморах месторождения благородной шпинели Кухилал // Мат. по геол. Памира. 1963. Вып. 1. С. 274-291.
181. Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Драгоценные камни в пегматитах Гиндукуша. Южного Памира и Западных Гималаев // Материалы XI съезда ММА. Новосибирск. 1978. С. 4-10.
182. Россовский Л.Н., Могаровский В.В., Чмырев В.М. Новое в альпийской минерагении восточной части Средиземноморского складчатого пояса // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. №3. С. 699-702.
183. Россовский Л.Н., Морозов С.А. Особенности формирования гранитных пегматитов, залегающих в магнезитовых мраморах Юго-Западного Памира // Зап. ВМО. 1991. Ч. 120. Вып. 4. С. 34-42.
184. 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.
185. Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н. Незональные редкометальные пегматиты одной из пегматитовых провинции Средней Азии // Известия отд. Геолого-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. 1963а. № 4 (13). С. 133-146.
186. Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н. О некоторых особенностях внутреннего строения и минерального состава мусковит-альбитовых бериллоносных пегматитов одного из районов Средней Азии // Известия отд. Геолого-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. 1963б. № 4 (13). С. 147-159.
187. Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н. Пегматиты с хризобериллом в одном из районов Средней Азии // Труды минералогического музея им. А.Е.Ферсмана. 1964. Вып. 15. С. 154-160.

188. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука. 1968. 204 с.
189. Ручьев А.М. Карельский гранат – перспективный источник скандия и редкоземельных металлов // Геология докембрия. 2017. №. 11. С. 30-42.
190. Сазонтова Н.А., Коноваленко С.И., Смирнов С.З. Магматическая кристаллизация двуполевошпатового неравномернозернистого пегматита жилы Лесхозовская (Юго-Западный Памир). Изучение расплавных и флюидных включений // Вестник Отделения науки Земли РАН. 2003. № 1 (21). С. 1-3.
191. Сандалов Ф.Д., Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Япаскурт В.О., Ханин Д.А., Сидоров Е.Г. Касситерит из фумарольных эксгаляций вулкана Толбачик (Камчатка): химический состав и морфогенетические особенности // Новые данные о минералах. 2019. Т. 53. Вып. 3. С. 60-70.
192. Сандалов Ф.Д., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Япаскурт В.О., Агаханов А.А., Сидоров Е.Г., Бритвин С.Н. Богатый халькофильными элементами (Sb, Sn, Te) рутил и высокотитанистые разновидности трипутиита и касситерита из возгонов активных фумарол вулкана Толбачик (Камчатка, Россия) // Зап. РМО. 2020. Вып. 2. С. 22-41.
193. Сауков А.А. К геологии и геохимии Язгулема и Ванча. В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Труды экспедиции. Полезные ископаемые. Вып. XIV. Ленинградское отделение ОНТИ-ГОСХИМТЕХИЗДАТ. 1934. С. 1-56.
194. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Изд. АН СССР. 1963. 412 с.
195. Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель. тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: ГЕОС. 2001. 306 с.
196. Семенов Е.И., Хомяков А.П., Дусматов В.Д., Черепивская Г.Е. Зональный гадолинит из Могова (южный склон Гисарского хребта) // Докл. АН Тадж. ССР. 1980. Т. 23. № 4. С. 194-196.
197. Сирина Т.Н., Рябева Е.Г., Чистякова Н.И. Герценбергит – новые данные // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 1. С. 187-191.
198. Скригитиль А.М. Драгоценные камни Восточного Памира // Тез. докл. I Геммологического совещания. Черноголовка. 1985. С. 15-16.
199. Скригитиль А.М. Топазы из пегматитов Восточного Памира // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1989. Вып. 8. С.52-57.
200. Скригитиль А.М. Цветные турмалины месторождения Мика // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1989. Вып. 8. С.47-52.

201. Скригитиль А.М. Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира // Мир камня. 1996. № 11. С. 11 -17.
202. Скригитиль А.М., Свирид С.В., Кафанов Г.Е. Результаты поисковых работ на цветные камни Восточного Памира // Отчет за 1983-1987 гг. Душанбе. 1987. Том. 1. 221 с.
203. Скригитиль А.М., Соловьев М.А., Свирид С.В. Результаты поисковых работ на цветные камни Кукуртского узла. Памир. Душанбе: 1983. Том 1. 188 с.
204. Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Шебанин. А.П. Первая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 194-206.
205. Смирнов С.З., Сазонтова Н.А., Коноваленко С.И., Томас В.Г., Данюшевский Л., Владимирова И.А., Владимиров А.Г. Пегматитообразующая среда на стадии перехода от магматической кристаллизации к гидротермальной (на примере пегматитовой жилы Лесхозовская (Юго-Западный Памир. Таджикистан) // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. 2008. Т. 1. С. 153-156.
206. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Кунгулова Э.Н., Королук В.Н., Коноваленко С.И. Редкие щелочные металлы в слюдах миароловых пегматитов жилы Шахдаринской (Юго-Западный Памир) // Известия Томского политехнического университета. 2017. Т. 328. №. 5. С. 83-96.
207. Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ. 1962. 234 с.
208. Соседко А.Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М.: 1961. 154 с.
209. Столяров И.С., Силенко Т.М., Дорохова Г.И., Юркина К.В., Рябева Е.Г. Герценбергит Якутии // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293: № 6. С. 1471-1475.
210. Травин А.В., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г., Назриев Х.К., Мамаджанов Ю.М., Михеев Е.И., Аминов Дж.Х., Руднев С.Н. Термохронология и математическое моделирование динамики формирования кайнозойских гранитов Памира (Таджикистан-Афганистан) // Корреляция алтаид и уралид. Новосибирск: изд. Сибирского отд. РАН. 2020. С. 93-95.
211. Файрузшоева О.С. История геологических исследований ГБАО в системе академических и производственных учреждений России и Таджикистана (1872-1991 гг.). Диссертация на соискание учёной степени кандидата наук. Душанбе. 2019. 167 с.

212. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.-Л.: 1940. 712 с.
213. Ферсман А.Е., Щербаков Д.И. Ископаемые богатства Средней Азии. В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат. 1933. С. 56-70.
214. Хабаков А.В. Восточная часть Музкольского хребта // Сб. Тадж. Компл. Эксп. 1932. Л.: 1933. С. 91-92.
215. Химия и технология редких и рассеянных элементов. Под ред. Л.А. Большакова. Часть 2. М.: Высшая школа. 1976. 360 с.
216. Чистякова М.Б., Казакова М.Е., Уханов Е.В. Новая находка стибиотанталита // Тр. Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 251-255.
217. Чистякова Н.И., Нечелюстов Г.Н. Неоднородность гипергенных минералов олова. // Минералогический журнал. 1985. Т.7. №. 4. С. 39-48.
218. Чистякова Н.И., Столяров И.С. Герценберgit-гидростаннатовая ассоциация в рудах месторождения Дружба (Якутия) // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 4. С. 73-81
219. Чуенко П.П. Геологическое строение Южного Дарваза // Труды Тадж. - Памирск. эксп. Вып. 100. М.-Л.: АН СССР. 1938. 38 с.
220. Чуканов Н.В., Скригитиль А.М., Кузьмина О.В., Задов А.Е. Висмутопирохлор $(\text{Bi.U.Ca.Pb})_{1+x}(\text{Nb.Ta})_2\text{O}_6(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - новый минерал из пегматитовой жилы Мика (Восточный Памир). // Зап. ВМО. 1999. Вып. 4. С. 36 – 41.
221. Чупин В.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Осоргин Н.Ю. Условия формирования и геохимические особенности высокоглиноземистых гранитов Памирско-Шугнанского плутона (Юго-Западный Памир) // Труды института геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР. Новосибирск. 1988. Вып. 733. С. 93-110.
222. Шварков С.Л., Россовский Л.Н., Харьков С.И., Алхазов В.Ю., Дурнев В.Ф. Шугнанское пегматитовое поле // Отчет Шугнанской поисково-съёмочной партии по работам 1958-1961 гг. Душанбе. 1962. Том.1. Книга. 2. 248 с.
223. Шодибеков М.А., Мираков М.А., Паутов Л.А., Хворов П.В., Файзиев А.Р. Лёллингит из гранитного миаролового пегматита Вез-Дара (Юго-Западный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2020. Т. 63. №. 7-8. С. 515-519.
224. Шодибеков М.А., Паутов Л.А., Мираков М.А., Бахтибеков Т.Г., Артемьев Д.А., Карпенко В.Ю., Махмадшариф С., Хворов П.В. О находке хризоберилла в гранитном пегматите Придорожный на Юго-Западном Памире // Новые данные о минералах. 2024. Т. 58. Вып. 3. С. 56–65.

225. Шостацкий А.Н. Закономерности размещения пегматитовых полей Южного Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. II. Душанбе. 1964. С. 351-354.
226. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. К геохимии скандия в магматическом процессе по экспериментальным данным // Геохимия. 2008. № 4. С. 387-402.
227. Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В., Хвостиков В.А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. 2020. Т. 65. № 4. С. 343-361.
228. Щербина В.В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений // Геология месторождений редких элементов. М.: 1960. Вып. 8. 58 с.
229. Эдельштейн Я.С. Верхнепалеозойские слои Дарваза: (Общий очерк) // Материалы для геологии России. 1908. Т. 23. С. 323-430.
230. Эфрос Б.Д., Гутцайт Г.Я., Карачун С.А., Машковцева Э.Ф., Покровский Е.В., Салтанов Е.Л. Отчет партии № 10 о результатах тематических, ревизионных и поисковых работ на технический турмалин и лазурит за 1970 год // Ревизионные и поисково-разведочные работы на Памире. Л.: Министерство геологии СССР. Всесоюзное шестое производственное объединение. Комплексная разведочно-добычная экспедиция № 121. 1971. Т. 5.
231. Эфрос Б.Д., Чернявский А.В. Отчет партии № 10 о результатах тематических, ревизионных и поисковых работ на технический турмалин за 1969 год на территории Украины. Кольского полуострова. Корелии и Юго-Западного Памира. (в 4-х томах) // Ленинград. 1970. Т. 62 с.
232. Ямнова Н.А., Пушаровский Д.Ю., Волошии А.В. Кристаллическая структура нового природного Mn-W-танталониобата // Кристаллография. 1995. Т. 40. № 3. С. 469 – 475.
233. Ali S., Wang F., Zafar S., Iqbal T. Hydrothermal synthesis, characterization and raman vibrations of chalcogenide SnS nanorods // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. IOP Publishing. 2017. Vol. 275. № 1. P. 1-5.
234. Astrelina E., Smirnov S., Ragozin A., Karmanov N., Konovalenko S. Late magmatic crystallization in the tourmaline-bearing miarolitic granitic pegmatites (by example of Shakhdarinskaya and Leskhozovskaya veins, SW Pamir, Tajikistan). ECROFI-XXI. European Current Research on Fluid Inclusions (Montanuniversitat Leoben, Austria. 9-11 August. 2011): Abstracts. 2011. P. 24 -25

235. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // *Canad. Mineral.* 2010. Vol. 48. N 3. P. 673-698.
236. Aurisicchio C., Orlandi P., Pasero M., Perchiazzi N. Uranopolycrase, the uranium-dominant analogue of polycrase-(Y), a new mineral from Elba Island, Italy, and its crystal structure // *Eur. J. Mineral.* 1993. Vol. 5. P. 1161-1165.
237. Bačík P., Miyawaki R., Atencio D., Camara F., Fridrichovna J. Nomenclature of gadolinite supergroup // *Eur. J. Mineral.* 2017. Vol. 29. P. 1067-1082.
238. Bea F. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts // *J. Petrol.* 1996. Vol. 37. P. 521-552.
239. Bergstøl S., Juve G. Scandian ixiolite, pyrochlore and bazzite in granite pegmatite in Tørdal, Telemark, Norway. A contribution to the mineralogy and geochemistry of scandium and tin // *Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 38. P. 229-243.
240. Breiter K., Förster H.J., Škoda R. Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: The peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic // *Lithos.* 2006. Vol. 88. № 1-4. P. 15-34.
241. Callegari A., Caucia F., Mazzi F., Oberti R., Ottolini L., Ungaretti L. The crystal structure of peprossiite-(Ce), an anhydrous REE and Al mica-like borate with square-pyramidal coordination for Al // *Amer. Mineral.* 2000. Vol. 85. № 3-4. P. 586-592.
242. Černý P., Chapman R., Ferreira K., Smeds S.A. Geochemistry of oxide minerals of Nb, Ta, Sn, and Sb in the Varuträsk granitic pegmatite, Sweden: The case of an "anomalous" columbite-tantalite trend // *Amer. Mineral.* 2004. Vol. 89. № 4. P. 505-518.
243. Černý P., Chapman R., Masau M. Two-stage exsolution of a titanian (Sc, Fe³⁺)(Nb,Ta)O₄ phase in niobian rutile from Southern Norway // *Canad. Mineral.* 2000. Vol. 38. P. 907 - 913.
244. Černý P., Chapman R. Exsolution and breakdown of scandian and tungstenian Nb–Ta–Ti–Fe–Mn phases in niobian rutile // *Canad. Mineral.* 2001. Vol. 39. P. 93-101.
245. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D., Crozier J., Pisiak L.K., Sidhu R., Yang P. Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis // *Ore Geology Reviews.* 2015. Vol. 64. P. 642- 666.
246. Christy A.G., Atencio D. Clarification of status of species in the pyrochlore supergroup // *Mineral. Mag.* 2013. Vol. 77. P. 13-20.

247. Cooper M.A., Hawthorne F.C., Taylor M.C. The crystal structure of tusionite. $\text{Mn}_2+\text{Sn}_4+(\text{BO}_3)_2$, a dolomite-structure borate // *Canad. Mineral.* 1994. Vol. 32. P. 903 – 907.
248. Corsini F. La cassiterite fra i prodotti fumarolici dell'Etna // *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche. Matematiche e Naturali. Rendiconti. Serie 8.* 1967. Vol. 42. №.4. P. 530–537.
249. Danisi R.M., Armbruster T., Libowitzky E., Wang H.A., Gunther D., Nagashima M., Reusser E., Bieri W. Perettiite-(Y). $\text{Fe}_2^+[\text{Si}_2\text{B}_8\text{O}_{24}]$, a new mineral from Momeik. Myanmar // *Eur. J. Mineral.* 2015. Vol. 27. P. 793-803.
250. Danisi R.M., Armbruster T., Libowitzky. E., Wang H. A.O., Gunther D., Nagashima M., Novak M. Cassiterite and tusionite as monitors of B and Sn behaviour in the elbaite pegmatite at Řečice near Nove Mesto na Morave. Western Moravia. Czech Republic // *Neues. Jahrbuch. Mineral. Monat.* 1999. Mh. 11. S. 481–493.
251. Della Ventura G., Parodi G.C., Mottana A., Chaussidon M. Peprossiite-(Ce). a new mineral from Campagnano (Italy): the first anhydrous rare-earth-element borate // *Eur. J. Mineral.* 1993. Vol. 5. P. 53-58.
252. Donnay G., Donnay J.D. The crystallography of bastnaesite. parisite. roentgenite. and synchisite // *Amer. Mineral.* 1953. Vol. 38. N. 11-12. P. 932-963.
253. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Dzierżanowski P., Gazeev V.M., Prusik K., Pertsev N.N., Wrzalik R. Toturite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_{12}$ - A new mineral species of the garnet group. // *Amer. Mineral.* 2010. Vol. 95. N 8-9. P. 1305-1311.
254. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Lazic B., Armbruster T., Dzierzanowski P., Wrzalik R. Eringaite. $\text{Ca}_3\text{Sc}_2(\text{SiO}_4)_3$. a new mineral of the garnet group // *Mineral. Mag.* 2010. Vol. 74 (2). P. 365-373.
255. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Lazic B., Dzierzanowski P., Armbruster T., Kozanecki M. A natural scandian garnet // *Amer. Mineral.* 2005. Vol. 90. P. 1688-1692.
256. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Prusik K., Gazeev V.M., Pertsev N.N., Dzierżanowski P. Irinarassite $\text{Ca}_3\text{Sn}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$ - new garnet from the Upper Chegem Caldera. Northern Caucasus. Kabardino-Balkaria. Russia // *Mineral. Mag.* 2013. Vol. 77. N 6. P. 2857-2866.
257. Gorelova L.A., Panikorovskii T.L, Pautov L.A., Vereshchagin O.S., Krzhizhanovskaya M.G., Spiridonova D. Temperature-versus compositional-induced structural deformations of gadolinite group minerals with various Be/B ratio // *Journal of Solid-State Chemistry.* 2021.Vol. 299. P. 122-187.

258. Griffin W.L., Chen J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. №. 1. P. 65-72.
259. Hayashi K., Kitakaze A., Sugaki A. A re-examination of herzenbergite–teallite solid solution at temperatures between 300 and 700° C // *Mineral. Mag.* 2001. Vol. 65. №. 5. P. 645-651.
260. Hess H.D., Trumpour H.I. Second occurrence of fersmite // *Amer. Mineral.* 1959. Vol. 44. № 1-2. P. 1-8.
261. Hurlbut C.S. Bismutotantalite from Brazil // *Amer. Mineral.* 1957. Vol. 42. P. 178-183.
262. Kolitsch U. Kristiansen R., Raade G., Tillmanns E. Heftetjernite, a new scandium mineral from the Heftetjern pegmatite, Tordal, Norway // *Eur. J. Mineral.* 2010. Vol. 22. P. 309-316.
263. Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Baeva A.A., Gainov R.R., Vagizov F.G., Lopatin O.N., Nebera T.S. A new mineral species rosovskyite. (Fe³⁺,Ta) (Nb,Ti)O₄: Crystal chemistry and physical properties // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2015. Vol. 42. P. 825- 833
264. Kristiansen R. A unique assemblage of scandium-bearing minerals from the Heftetjern-pegmatite, Tørdal, south Norway // *Norsk Bergverksmuseum Skrifter*. 2009. Bd. 41. S. 75-104.
265. Kuo T.S. *Scientia Sinica*. 1962. II. № 66. 821.
266. Levinson A.A., Borup R.A. High hafnium zircon from Norway // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 79. P. 16-38.
267. Lund M. Columbite-tantalite and garnet geochemistry in Evje-Iveland, South Norway // *Phdf.* 2016. 150 p.
268. Lykova I., Rowe R., Poirier G., McDonald A.M., Giester G. Nioboheftetjernite, ScNbO₄, a new mineral from the Befanamo Pegmatite, Madagascar // *Canad. Mineral.* 2021. Vol. 59. N 2. P. 445-452.
269. Lykova I., Rowe R., Poirier G., McDonald A.M., Giester G. Nioboheftetjernite. IMA 2019-133. CNMNC Newsletter No. 55 // *Mineral. Mag.* 2020. Vol. 84. P. 485-488.
270. Matzko J.J., Evans H.T., Mrose M.E., Aruscavage P.J. Abhurite, a new tin hydroxychloride mineral, and a comparative study with a synthetic basic tin chloride // *Canad. Mineral.* 1985. Vol. 23. N. 2. P. 233-240.
271. Mirakov M.A., Pautov L.A., Shodibekov M.A., Plechov P.Yu., Karpenko V.Yu. A new scandium-bearing variety of tusionite from the Eastern Pamirs (Tajikistan) // *Geology of Ore Deposits*. 2019. Vol. 61. No. 8. P. 809-817.

272. Mirakov M.A., Pautov L.A., Borisov A.S., Siidra O.I., Zhitova E.S., Karpenko V.Y., Makhmadsharif S., Shodibekov M.A. Peprossiite-(Y). IMA 2024-046. CNMNC Newsletter 82 // Eur. J. Mineral. 2024. Vol. 36. P. 1005-1010.
273. Mordberg L.E., Stanley C.J., Germann K. Mineralogy and geochemistry of trace elements in bauxites: the Devonian Schugorsk deposit. Russia // Mineral. Mag. 2001. Vol. 65. P. 81-101.
274. Neves J. C., Nunes J.L, Sahama T.G. High hafnium members of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambézia. Mozambique // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 48(1). P. 73-80.
275. Ni Y., Post J.E., Hughes J.M. The crystal structure of parisite-(Ce). $\text{Ce}_2\text{CaF}(\text{CO}_3)_3$ sample: from Muso Mine. Columbia // Amer. Mineral. 2000. Vol. 85. P. 251-258.
276. Novak M. Cassiterite and tusionite as monitors of B and Sn behaviour in the elbaite pegmatite at Řečice near Nove Mesto na Morave. Western Moravia. Czech Republic // Neues Jahrbuch. Mineral. Monat. 1999. Mh. 11. S. 481-493.
277. Novák M., Sejkora J., Škoda R., Budina V. Bismutotantalite-stibiotantalite-stibiocolumbite assemblage from elbaite pegmatites at Molo near Momeik. northern Shan State. Myanmar // Neues Jahrbuch. Mineral. Abhandl.: J. Mineral. Geochem. 2008. Vol. 185(1). P. 17-26.
278. Novák M., Škoda R., Filip J., Macek I., Vaculovič T. Compositional trends in tourmaline from the intragranitic NYF pegmatites of the Třebíč Pluton. Czech Republic; electron microprobe. LA-ICP-MS and Mössbauer study // Canad. Mineral. 2011. Vol. 49. P. 359-380.
279. Oftedal I. Scandium in biotite as a geologic thermometer // Norsk Geol. Tidsskrift. 1943. Bd. 23. S. 202-213.
280. Papoutsis A.D., Pe-Piper G. The relationship between REE-Y-Nb-Th minerals and the evolution of an A-type granite. Wentworth Pluton. Nova Scotia // Amer. Mineral. 2013. Vol. 98. № 2-3. P. 444-462.
281. Pautov L.A., Mirakov M.A., Cámara A.F., Sokolova E., Hawthorne F.C., Shodibekov M.A., Karpenko V.Y. Badakhshanite-(Y). $\text{Y}_2\text{Mn}_4\text{Al}(\text{Si}_2\text{B}_7\text{BeO}_{24})$. a new mineral species of the perettiite group from a granite miarolitic pegmatite in Eastern Pamir. the Gorno Badakhshan autonomous oblast. Tajikistan // Canad. Mineral. 2020. Vol. 58. P. 381-394.

282. Pautov L.A., Mirakov M.A., Sokolova E., Day M.C., Hawthorne F.C., Schodibekov M.A., Faiziev A.R. Shakhdaraite-(Y). ScYNb_2O_8 . from the Leskhozovskaya granitic pegmatite. the valley of the Shakhdara River. southwestern Pamir. Gorno-Badakhshanskii Autonomous Region. Tajikistan: New mineral description and crystal structure // *Canad. Mineral.* 2022. Vol. 60. N 2. P. 369-382.
283. Pekov I.V., Sereda E.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Y. Genplesite. $\text{Ca}_3\text{Sn}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. a new mineral of the fleischerite group: first occurrence of a tin sulfate in nature // *Eur. J. Mineral.* 2018. Vol. 30. N. 2. P. 375-382.
284. Pezzotta F., Guastoni A. Adamello: la pegmatite miarolitica LCT della valle Adamè // *Rivista Mineralogica Italiana.* 2002. № 3. P. 126-142.
285. Pouchou J.L, Pichoir F. “PAP” $f(rZ)$ procedure for improved quantitative microanalysis. In *Microbeam Analysis* (J.T. Armstrong. ed.). San Francisco Press. San Francisco. California. 1985. P. 104-106.
286. Raade G., Ferraris G., Gula A., Ivaldi G., Bernhard F. Kristiansenite. a new calcium–scandium–tin sorosilicate from granite pegmatite in Tørdal. Telemark. Norway // *Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 75 (1-2). P. 89-99.
287. Rudashevsky N.S., Garuti G., Andersen J.Ø., Kretser Y.L, Rudashevsky V.N., Zaccarini F. Separation of accessory minerals from rocks and ores by hydroseparation (HS) technology: method and application to CHR-2 chromitite. Niquelândia intrusion. Brazil // *Applied Earth Science.* 2002. 111 (1). P. 87-94.
288. Rutte D., Ratschbacher L, Khan J., Stübner K., Hacker B.R., Stearns M.A., Tichomirowa M. Building the Pamir-Tibetan Plateau Crustal stacking. extensional collapse. and lateral extrusion in the Central Pamir: 2. Timing and rates // *Tectonics.* 2017. Vol. 36. N 3. P. 385-419.
289. Scheerer T. Ueber den euxenite. eine neue mineralspecies // *Annalen der Physik und Chemie.* 1840. Bd. 50. S. 149-153.
290. Semenov E.I., Gerassimovsky V.I., Maksimova N.V., Andersen S., Petersen O.V. Sørensenite. new sodium-beryllium-tin-silicate from the Ilimaussaq intrusion. South Greenland // *Meddelelser om Grønland.* 1965. Bd. 181. P. 1-19.
291. Shannon R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // *Acta crystallographica section A: crystal physics. diffraction. theoretical and general crystallography.* 1976. Vol. 32. №. 5. P. 751-767.

292. Škoda R., Čopjaková R. Herzenbergite and Sn-bearing tinzenite from the NYF pegmatite in Třebíč Pluton. Moldanubicum. Czech Republic // *Acta Miner. - Petrograph. Abstract*. 2006. Series 5. Szeged. P. 107
293. Škoda R., Čopjaková R. Unusual Sn mineralization from the NYF pegmatite near Klučov. Třebíč Pluton. Moldanubicum // *Geol. Výzk. Mor. Slez.* 2005. P. 93-97 (in Czech with English summary).
294. Skrigitil A. M. Gemstones in the pegmatites of the eastern Pamirs // *World of Stones*. 1996. Vol. 1. №. 1. P. 16-25.
295. Smeds S. Herzenbergite (SnS) in Proterozoic granite pegmatites in north-central Sweden // *Mineral. Mag.* 1993. Vol. 57. № 388. P. 489-494.
296. Stearns M.A., Hacker B.R., Ratschbacher L, Rutte D., Kylander-Clark A.R.C. Titanite petrochronology of the Pamir gneiss domes: Implications for middle to deep crust exhumation and titanite closure to Pb and Zr diffusion // *Tectonics*. 2015. Vol. 34 (4). P. 784-802.
297. Stern L.A., Brown Jr. G.E., Bird D.K., Jahns R.H., Foord E.E., Shigley J.E., Spaulding Jr. L.B. Mineralogy and geochemical evolution of the Little Three pegmatite-aplite layered intrusive. Ramona. California // *Amer. Mineral.* 1986. Vol. 71(3-4). P. 406-427.
298. Stübner K., Ratschbacher L, Rutte D., Stanek K., Minaev V., Wiesinger M., Gloaguen R. The giant Shakh dara migmatitic gneiss dome. Pamir. India-Asia collision zone: 1. Geometry and kinematics // *Tectonics*. 2013. Vol. 32. P. 948-979.
299. Subramanian M.A., Calabrese J.C. Crystal structure of the low temperature form of bismuth niobium oxide [α -BiNbO₄] // *Materials research bulletin*. 1993. Vol. 28 (6). P. 523-529.
300. Szełęg E., Galuskina I., Prusik K. A Sc-Nb oxide from corundum pegmatites of the Krucze Skąły in Karpacz (Karkonosze massif. Lower Silesia. Poland)—a potentially new mineral of the ScNbO₄-FeWO₄ series // 20th General Meeting of the IMA (IMA2010). Budapest. Hungary. August. 2010. P. 21-27
301. Von Knorring O.V., Sahama Th.G. Scandian ixiolite from Mozambique and Madagascar // *Bulletin of the Geological Society of Finland* 1969. 41. P. 75-77.
302. Williams-Jones A.E., Vasyukova O.V. The economic geology of scandium. the runt of the rare earth element litter // *Econ. Geol.* 2018. Vol. 113 (4). P. 973-988.
303. Wise M.A., Cerny P., Falster A.U. Scandium substitution in columbite- group minerals and ixiolite // *Canad. Mineral.* 1998. Vol. 36. P. 673-680.
304. Yang Y., Ni Y., Wang L., Wang W., Zhang Y., Chen C. Nanpingite - A New Cesium Mineral // *Acta Petrologica et Mineralogica*. 1988. Vol. 7 (1). P. 49-58.

305. Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Giester G., Smolin A.S., Tillmanns E., Brandstätter F., Hammer V., Peretyazhko I.S., Sapozhnikov A.N., Kashaev A.A. Bismutocolumbite. $\text{Bi}(\text{Nb}_{0.79}\text{Ta}_{0.21})\text{O}_4$. stibiocolumbite. $\text{Sb}(\text{Nb}_{0.67}\text{Ta}_{0.33})\text{O}_4$. and their structural relation to the other ABO_4 minerals with stibiotantalite (SbTaO_4) structure // Neues Jahrb. Mineral. Monat. 2002. (4). S. 145-159.