

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)

Институт наук о Земле
Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

Чумакова Анастасия Алексеевна

**Особенности рудной минерализации уран-ванадиевого месторождения
Средняя Падма, Заонежье Карелии**

Магистерская диссертация
по направлению 05.04.01 «Геология»

Научный руководитель:
к.г.-м.н., старший преподаватель кафедры ГМПИ
Ю. С. Шелухина

_____ 2019
«__» _____

Заведующий кафедрой:
к.г.-м.н., доцент. И. А. Алексеев

_____ 2019
«__» _____

Санкт-Петербург

2019

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА	5
1.1 Особенности геологического строения Онежской структуры	5
1.2 Стратиграфия	7
1.3 Магматизм	14
1.4 Эпигенетические процессы на участках уран-ванадиевых месторождений	17
2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЯЯ ПАДМА	20
2.1 Геолого-структурная характеристика и главные типы вмещающих пород	20
2.2 Эпигенетические процессы	24
2.3 Характеристика рудных залежей	28
3 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЯЯ ПАДМА	31
3.1 Характеристика химического состава руд, распределение стоимости руды по компонентам	31
3.2 Характеристика минерального состава руд	35
3.2.1 Ванадиевая минерализация	36
3.2.2 Урановая минерализация	67
3.2.3 Благороднометальная минерализация	73
3.2.4 Минералогия попутных компонентов	83
4 ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОМПЛЕКСНЫХ УРАН-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНО-ВАНАДИЕВЫХ РУД	86
4.1 Прогноз технологических свойств минералов	86
4.2 Обогащение руд	89
4.2.1 Флотационно-гравитационный опыт	89
4.2.2 Опыты по электромагнитной сепарации	93
ВЫВОДЫ	102
СПИСОК СПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	103

ВВЕДЕНИЕ

Цель дипломной работы: прогноз технологических свойств комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд и получение оптимальной схемы извлечения полезных компонентов на основании детальных исследований минералогических и кристаллохимических особенностей минералов-носителей ванадия, платины, палладия, урана и золота в рудах месторождения Средняя Падма.

Задачи:

- Анализ литературных и фондовых данных о геологическом строении месторождения Средняя Падма, вещественном составе руд и лабораторных исследованиях переработки руд;
- Изучение минералогии ванадия, урана, платины, палладия и золота из рудной жилы;
- Детальное изучение химического состава, оптических и физических свойств, кристаллохимических особенностей рудных минералов месторождения;
- Проведение технологических опытов для получения оптимальной схемы извлечения ванадия, урана и благородных металлов из руд.

Фактический материал и методы исследований:

В работе использованы материалы бурения, выполненного ГП «Невскгеология» в районе работ в 1992-1999 гг., в виде образцов керна скважин, шлифов, аншлифов, предоставленных Ю.С. Полеховским, а также 8 кг измельченной пробы. Были проанализированы опубликованные и фондовые материалы.

Петрографическое изучение шлифов пород (14 штук) выполнено на поляризационном микроскопе Leica DM4500 P и цифровом микроскопе Leica DVM 5000. Аншлифы (12 штук) и препараты-аншлифы (14 штук) изучались в отраженном свете на рудном микроскопе ПОЛАМ-Р312 и цифровом микроскопе Leica DVM 5000.

Для определения микротвердости применялся микротвердомер ПМТ-3. Измерение величины отражения при разной длине волн проводилось на микроспектрофотометре МСФ-10.

В ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» был проведен рентгенофазовый анализ на рентгеновском дифрактометре Rigaku MiniFlex 1 (Cu) DESKTOP X-ray DIFFRACTOMETER при следующих параметрах измерения: скорость съемки – 2 град./мин, шаг съемки – 0,02 град., диапазон сканирования – 5-70 град., ось сканирования – 2 Theta/Theta.

Электронномикроскопические исследования (более 200 микронзондовых определений минералов) проводились на сканирующем электронном микроскопе Hitachi

S-3400N, при ускоряющем напряжении 20 kV, ток 10-20 nA, с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD - AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX - AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS - INCA 500 и комплектом стандартных образцов. Операторы: В.В. Шиловских и Н.С. Власенко (РЦ «Геомодель»).

Определение содержания золота, серебра и ЭПГ в породах осуществлялось пробирно(Pb)-атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЗАО «Механобр Инжиниринг Аналит», аналитик Л.А. Ушинская (8 проб).

Пробоподготовка и опыты по обогащению комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд проводились в ООО «ЛИМС».

Векторизация карт и схем производилась в программе CorelDraw 2018. Растровые изображения обрабатывались в программе CorelDraw 2018. Работа с электронными таблицами проводилась в программе Microsoft Excel 2007, а с текстами в программе Microsoft Word 2007.

Я весьма признательна и благодарна своему научному руководителю старшему преподавателю кафедры ГМПИ Юлии Сергеевне Шелухиной за помощь в написании выпускной магистерской диссертации. Хочу выразить особую благодарность Ю.С. Полеховскому, моему научному руководителю, за предоставление фактического материала и помощь в минераграфических исследованиях. Старшему преподавателю кафедры ГМПИ А. П. Бороздину, за всестороннюю помощь на всех этапах работы. Я искренне признательна В.В. Гуржему (каф. кристаллографии) за проведение рентгенофазового анализа, А.Г. Гончарову (каф. геофизики) за проведение мюсбауэровской спектроскопии, кроме того отдельное спасибо Р.В. Бадридинову и А.Б. Кацнельсону за ценные советы и предоставленные материалы. Также хочется выразить благодарность В.В. Шиловских и Н.С. Власенко за проведение электронно-микроскопических исследований.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

1.1 Особенности геологического строения Онежской структуры

Онежский прогиб расположен в юго-восточной краевой части Балтийского щита, в пределах Карельского мегаблока. Является брахиформной синклиной структурой, сформировавшейся в нижнем протерозое на гранитно-гнейсовом фундаменте позднеархейской консолидации на рубеже 2,6 млн. лет. Структурной особенностью Онежского прогиба является его приуроченность к месту сочленения трех линейных зон долгоживущих разрывных нарушений: Балтийско-Мезенской, контролирующей положение границы щита, Ладожско-Ботнической, разграничивающей Карельский и Ладожский мегаблоки, и Хаутаваарско-Выгозерской, делящей Карельский мегаблок на западную и восточную части (рис. 1).

Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными образованиями карельского комплекса - от сумийско-сариолийских до вепсийских включительно, а также магматическими породами основного-ультраосновного состава, полная мощность которых по геолого-геофизическим данным оценивается порядка 4-5 км. Площадь его около 12 тыс. км² (Кондаков и др., 1986).

Западная и восточная границы прогиба совпадают с границами Повенецкого блока - зонами Хаутаваарского и Пальминского глубинных разломов. Северная граница Онежского прогиба простирается вдоль субширотного Кумсинско-Повенецкого разлома, Вопрос о южной границе остается открытым (А.В.Булавин, 1990).

На геологической карте Онежского прогиба видно, что в его внутренней части преобладают складчатые структуры ССЗ простираения, в бортовых частях выделяются разломы и складчатые зоны субмеридионального и субширотного направлений.

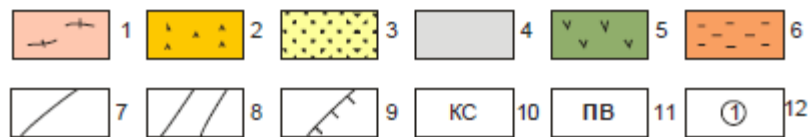
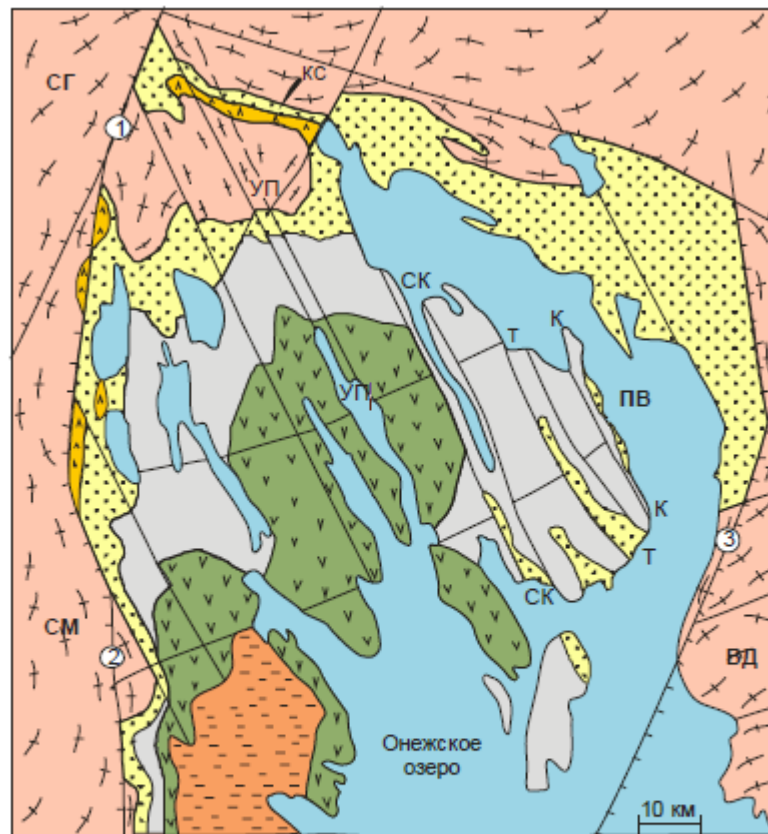


Рис.1 Схема геологического строения Онежского прогиба (по С.Н. Кондакову и др., 1986; Т.В. Билибиной и др., 1991; Е.К. Мельникову и др., 1992, с изменениями Шелухиной Ю.С., 2011).

1- архейский структурный этаж, 2-5 - карельский (нижнепротерозойский) структурный этаж: 2 - сумий-сариолий, 3 - ятулий, 4 - заонежская свита (людиковий), 5 - суйсарская свита (людиковий) и калевий объединенные, 6 - вепсий; 7- разломы; 8 - зоны складчато-разрывных дислокаций: УП - Уницко-Пигмозерская, СК - Святухинско-Космозерская, Т - Тамбицкая, К - Кузарандовская; 9 - межблоковые глубинные разломы; 10 - Кумсинская синклиналь; 11 - Блоки IV порядка: СГ - Сегозерский, СМ - Сямозерский, ПВ - Повенецкий, ВД - Водлозерский. 12 - межблоковые мантийные разломы: 1- Хаутаваарский, 2 - Пудожгорский, 3 - Гирвасский.

1.2 Стратиграфия

Архей. Археиды подразделяются на саамский и лопийский комплексы, которые образуют гранитизированный фундамент Онежского прогиба. Наиболее детально они изучались в северо-западном и восточном обрамлении прогиба (Петров и др., 1991). Данные о составе и строении фундамента внутренней его части фрагментарные.

Саамский комплекс сложен толщей эпидот-амфибол-биотитовых плагиогнейсов, амфиболитов и амфиболовых сланцев, мигматизированных серыми плагиогранитами, которая рассматривается как фон, на котором выделяются гранитовые массивы и зеленокаменные структуры позднего архея.

Лопийский комплекс в пределах Онежского прогиба представлен семчереченской свитой, которая выполняет линейный прогиб (зеленокаменную структуру) в зоне Григозерского межблокового разлома. Метавулканы основного состава и эпидот-биотит-хлоритовые сланцы по ним вмещают интрузии крупнозернистых габбро-амфиболитов и прорываются жилами и мелкими телами плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов. Непосредственные контакты лопия установлены лишь с базальными осадками ятулия, которые в крыльях Пергубской синклинали залегают на семчереченской свите с отчетливым структурным несогласием (Петров и др., 1991).

Протерозой. В сводном геологическом разрезе региона отмечены все основные стратиграфические подразделения нижнепротерозойского комплекса (рис. 2). Однако, полный разрез был получен путем сводной корреляции различных структурных зон прогиба. Сумийско-сариолийские толщи обнажаются на северо-западе, ятулийские – преимущественно в периферии, людиковийские слагают центральную и юго-западную части, а вепсийские развиты только на юго-западе прогиба.

Нижняя часть карельского комплекса представлена сумийским и сариолийским надгоризонтами.

Сумийский надгоризонт. В его составе выделяются две свиты: нижняя – аланелампинская (или глубокоозерская по В.И. Коросову (1983)) и верхняя – кумсинская.

Аланелампинская свита состоит из осадочной и вулканогенной толщ (пачек). Осадочная пачка, являясь базальной, залегают на различных гранитоидах архейского фундамента, с аллювиально-делювиальной брекчией в основании, и представлена аркозовыми песчаниками и кварцито-песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов (Волков и др., 1997). Мощность осадочной пачки колеблется от нескольких сантиметров до 25 м. Выше и согласно залегают вулканогенная пачка, состоящая из потоков лав, представленных метаандезито-базальтами. Мощность

вулканитов достигает 135-150 м. Суммарная мощность аланелампинской свиты варьирует от 140 до 165 м.

Кумсинская свита также состоит из осадочной и вулканогенной толщ. Осадочная представлена преимущественно сливными белыми и кремовыми кварцитами мощностью до 30 м. Вулканогенная толща сложена андезито-базальтами и состоит из 35 потоков-покровов общей мощностью 1150-1250 м (Волков и др., 1997). Суммарная мощность сумийского надгоризонта составляет от 1320 до 1450 м.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА			Региональные подразделения		Местные геологические подразделения	Региональные геохронологические рубежи, главнейшие коррелятивные признаки	
Акротема	Эонотема	Эратема	Надгоризонт	Горизонт	Свита		
ПРОТЕРОЗОЙ НИЖНИЙ (КАРЕЛИЙ)	ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ	Вепсийский	Иотнийский	Шокшинская	1650		Базит-ультрабазитовые вулканиты
				Петрозаводская	1800		
		Калевийский	Бесовецкий	Падосская	1920	Высокоуглеродистые отложения	
				Вашозерская			
		Людиковский	Суйсарский	Кондопожская	Суйсарская	Общая красноцветность, биолиты	
				Заонежский			
	НИЖНИЙ КАРЕЛИЙ	Ятулийский	Туломозерский	Туломозерская	Сероцветные отложения		
			Медвежьегорский	Медвежьегорская			
			Янгозерский	Янгозерская		2300	
		Сариолийский	Ватулминский	Пальеозерская	2400	Тиллоиды	
	Сумийский	Тунгудский	Кумсинская	Аланелампинская	2550		
		Окуневский					

Рис.2 Стратиграфическая схема расчленения нижнего протерозоя Онежского прогиба (Геологическое строение..., 1997; исп. 2002)

Сариолийский надгоризонт. *Пальеозерская свита* представлена грубообломочными отложениями, которые перекрывают и вулканиты сумия, и гранитоиды архейского фундамента. Таким образом, устанавливается структурное несогласие между сумием и сариолием. В подошве свиты наблюдается кора физического выветривания, переходящая выше в осадочную брекчию и полимиктовые конгломераты. Мощность пальеозерской свиты оценивается в 400-500 м.

Ятулийский надгоризонт. В его составе выделяются янгозерская, медвежьегорская, улитинская и туломозерская свиты.

Янгозерская свита имеет в основании сланцы коры химического выветривания, которые установлены практически во всех районах развития ятулия на Балтийском щите.

Янгозерская свита состоит из двух пачек: осадочной и вулканогенной. Нижняя подсвита представлена кварцито-песчаниками с прослоями кварцито-сланцев, кварцевыми гравелитами и конгломератами (большой частью кварцевыми) со слюдистым и кварцево-слюдистым цементом. Мощность нижней подсвиты колеблется от 20 до 150 м. Верхняя подсвита слагается метавулканитами основного состава, по большей части плагиопорфиридами, менее развиты лавобрекчии, мандельштейны и туфы. Мощность вулканитов колеблется от 20 до 60 м. Мощность янгозерской свиты изменчива и варьируется в пределах 40- 210 м.

Медвежьегорская свита также сложена осадочными и вулканогенными породами. Базальные слои нижней подсвиты имеют зеленовато-серый цвет, иногда олигомиктовый состав обломочного материала и кварцитовидный облик. В составе осадочной подсвиты распространены кварцито-песчаники с прослоями и линзами сливных кварцитов и кварц-серицитовых алевролитов. В нижней части пачки встречаются слои кварцевых гравелитов с маломощными линзами кварцевых конгломератов. Мощность осадочной пачки достаточно выдержанная и составляет 20-35 м. Залегающая согласно и выше верхняя подсвита сложена многопокровной толщей метавулканитов основного состава: диабазами, шаровыми и пенистыми лавами, лавобрекчиями, мандельштейнами и порфиридами, а также туфогенными породами. Мощность вулканогенной подсвиты достигает 250 м, суммарная мощность медвежьегорской свиты составляет 285 м.

Улитинская свита. Свита состоит из переслаивающихся массивной ангидрит-магнезитовой породы и тонкослоистых кварц-полевошпатовых туфоалевролитов. Мощность свиты составляет 345 м.

По данным Онежской параметрической скважины ОПС (Наркисова, 2008) улитинскую свиту подстилает мощная (190 м) *галитовая толща*. Толща состоит из красной среднезернистой раскристаллизованной соли (галита) массивной текстуры. В верхней части встречаются крупные фрагменты (до 40 см) измененных базальтов и пикритов.

Тулумозерская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю, каждая из которых делится на две пачки.

В нижней подсвите нижняя пачка – карбонатно-терригенная (олигомиктовые песчаники и гравелиты со слюдисто-доломитовым цементом, мраморизованные доломиты, доломит-магнезитовые, ангидрит-магнезитовые породы и известняки), а верхняя – сланцево-карбонатная, в значительной степени известковистая (известняки с прослоями тонкослоистых алевропелитов, сланцево-карбонатные конседиментационные брекчии, несущие признаки турбидитных условий седиментации). Пачки разделены

маломощным (3-30 м) потоком метадиабазов, а граница между ними условно проводится по кровле потока вулканитов.

В верхней подсвите нижняя пачка песчано-сланцево-доломитовая. Верхняя пачка согласно перекрывает породы нижней пачки. Она сложена преимущественно песчанистыми, брекчиевидными доломитами неравномерной зернистости. Суммарная мощность туломозерской свиты превышает 600 м.

Людиковийский надгоризонт. Выделяются два горизонта: заонежский, представленный заонежской свитой, и суйсарский, образованный суйсарской и кондопожской свитами.

Заонежская свита объединяет осадочные и вулканогенные образования. В настоящее время существует два основных представления о строении заонежской свиты. В некоторых публикациях (Геология шунгитоносных..., 1982, Органическое вещество..., 1994), а также в фондовых отчетах ГП «Невскеология» (Петров и др., 1991, Тихонов и др., 1999) свиту подразделяют на две подсвиты: нижнюю – осадочно-карбонатно-глинистую и верхнюю – осадочно-вулканогенную, в которой в свою очередь выделяется три пачки.

Деление на три подсвиты принято в коллективной монографии "Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии" (1989). Нижняя – глинисто-карбонатно-сланцевая (в средней части углеродсодержащая), отражает трансгрессивную направленность осадконакопления. Средняя подсвита – вулканогенно-осадочная (с пачками высокоуглеродистых пород). Верхняя – осадочно-вулканогенная, в которой вулканиты составляют более 50% разреза. Наиболее детальное расчленение людиковийского надгоризонта Онежского прогиба и в частности заонежской свиты было выполнено Ю.С. Полеховским (Полеховский и др., 1986, Полеховский, Голубев, 1989).

В данной работе принято деление заонежской свиты на три подсвиты.

Подшвой нижней подсвиты, содержащей три пачки, является размытая поверхность доломитов туломозерской свиты ятулия.

Первая базальная пачка в прибрежном типе разреза представлена конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и доломитов. Разрезы бассейновой фации слагаются туфоалевролитами (часто аркозовыми) и тонкозернистыми доломитами с редкими прослоями пелитов. Породы – пиритсодержащие (иногда до 15-20%) и отчасти углеродистые. В некоторых разновидностях содержание шунгита достигает 1,3-2,4%. Мощность первой пачки колеблется от 5 до 40 м, но чаще составляет всего 10-15 м.

Вторая пачка согласно залегает на первой и представлена ритмичным переслаиванием (2-10 м) шунгитсодержащих (до шунгитовых в прослоях 0,2- 0,4 м) метапелитов (от серых до черных) и мелкозернистых доломитов (серого и темно-серого цвета) с вкрапленностью пирита и халькопирита. Метапелиты состоят из кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварц-хлорит-карбонатных ритмично-слоистых сланцев. Ритмичность подчеркивается распределением шунгита и сульфидных минералов, которыми обогащены верхние части ритмов. По разрезу пачки ритмичность неоднородна: она более грубая в нижней части, неотчетливо проявлена в средней и мелкая, переходящая в тонкую горизонтальную слоистость в самой верхней. Венчается разрез второй пачки тонкослоистыми доломитовыми алевролитами (1,5-2,3 м) темно-серого цвета, с мелкой вкрапленностью пирита. Мощность второй пачки обычно составляет 50-70 м, а на некоторых участках достигает 90 м.

Третья пачка сложена карбонатно-сланцевыми сланцами с прослоями доломитов и алевролитов. Строение третьей пачки ритмичное. В нижней части ритма – алевролиты и алевродоломиты, в верхней пелиты, обогащенные гематитом. Неравномерно-послойное, но постоянное присутствие оксидной формы железа обуславливает лиловую, коричневую до кирпичной окраску пород. Мощность третьей пачки устойчива и составляет обычно 100-110 м, иногда возрастает до 150-160 м.

Средняя подсвета состоит из переслаивающихся покровов и отдельных потоков пород основного состава (базальты, андезибазальты) и туфогенно-осадочных образований, представленных туфами, туффитами и туфопесчаниками, шунгитсодержащими и шунгитовыми пелитами, алевропелитами, известняками и доломитами, часто существенно обогащенными сульфидными минералами. Характерно присутствие в разрезе хемогенных образований – лидитов и силицитов. В строении подсветы выделяется 10 пачек, из них пачки 1,3,5,7 и 9 сложены вулканитами основного состава – пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, габбро-долеритами и их миндалекаменными разновидностями. Осадочные отложения средней подсветы представлены пятью пачками (2, 4, 6, 8, 10). Суммарная мощность средней подсветы колеблется от 726 до 1615 м (Ю.С.Шелухина, 2011).

Верхняя подсвета также характеризуется последовательным чередованием пачек осадочных и вулканогенных пород. Нижней границей подсветы является подошва покрова габбро-долеритов, которые А.И. Светов считал интрузивными (силл). В составе первой вулканогенной пачки установлено 4-5 лавовых покровов (мощность каждого 20-95 м), между которыми отмечаются маломощные слои (5-20 м) шунгитсодержащих, иногда сульфидоносных, туфосланцев и силицитов. В этой и других вулканогенных пачках

породы представлены порфиритами и базальтами, причем в верхах разреза подситы переслаивание с осадками столь частое, что они объединены в кровельную пачку. Осадочные пачки слагаются преимущественно терригенно-туфогенными образованиями. Это переслаивающиеся туфы, туффиты, мелкозернистые туфопесчаники с маломощными прослоями шунгитсодержащих алевролитов, пелитов и мраморизованных известняков. Полная мощность верхней подситы оценивается в пределах 450-855 м. Суммарная мощность заонежской свиты составляет 1230 м, а в Онежской параметрической скважине мощность достигает 2760 м (Наркисова и др., 2008).

Суйсарская свита в районе о. Суйсари сложена в нижней части многочисленными потоками пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов (Волков и др., 1997). Средняя часть разреза характеризуется широким развитием грубообломочных агломератовых туфов, потоками шаровых лав базальтов и подушечных лав. Верхняя часть данного разреза представлена потоками пикритовых лавобрекчий и их агломератовых спекшихся туфов. Мощность свиты составляет 620-650 м (Ю.С.Шелухина, 2011).

Кондопожская свита представлена в основании конглобрекчиями и конгломератами с гальками пород заонежской свиты. Выше они сменяются груборитмичным переслаиванием туфопесчаников, витрокластических туфов, туффитов с прослоями шунгитсодержащих туфоалевролитов. Мощность этих образований колеблется от 40 до 100 м (Волков и др., 1997). Таким образом, суммарная мощность людиковийского надгоризонта оценивается в 3300-3500 м.

Калевийский надгоризонт. Состоит из вашозерской и падосской свиты.

Вашозерская свита в основании сложена вулканомиктовыми песчаниками с линзами конгломератов. Выше наблюдается чередование слоев вулканомиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов; глинистых, хлоритовых силицитов. Далее залегают граувакковые песчаники и аркозы с прослоями и линзами аргиллитов. Породы обогащены гематитом. В верхней части разреза вашозерской свиты залегают темно-серые полевошпато - кварцевые песчаники, аркозы, алевролиты, глинистые силициты и аргиллиты. Мощность отложений вашозерской свиты составляет 170-190 м (Шелухина, 2011).

Падосская свита имеет в разрезе четыре вулканогенно-осадочные пачки, представленные полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфогенными песчаниками, содержащие в цементе углеродистое вещество и сульфиды. Мощность падосской свиты колеблется от 430 до 530 м, а суммарная мощность ливвийского надгоризонта оценивается в 600-750 м.

Вепсийский надгоризонт. Развит в юго-западной части Онежского прогиба, в Прионежье, и представлен отложениями иотнийского горизонта, которые подразделяются здесь на петрозаводскую и шокшинскую свиты.

Петрозаводская свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита в основании имеет две пачки. Первая – груборитмичного строения, где подошву каждого слоя слагают крупно- и среднезернистые полевошпато-кварцевые песчаники. Вторая сложена мелкозернистыми разновидностями. Здесь же в разрезе встречаются линзы полимиктовых конгломерато-брекчий. Во второй пачке нижней подсвиты прослеживаются серые и темно-серые песчаники, в цементе которых содержится распыленное углеродистое вещество. Разрез завершается серыми, розовато-серыми кварцевыми песчаниками, кварц-полевошпатовыми алевролитами и подчиненно кварцево-сланцевыми сланцами. Мощность нижней подсвиты составляет 150-180 м. Верхняя подсвита (270 м) сложена средне- и крупнозернистыми, подчиненно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с гальками кварца и халцедона. Наблюдаются тонкие слойки, обогащенные цирконом, турмалином, магнетитом мощностью 100-120 см. В верхней ее части наблюдаются потоки базальтов с повышенным содержанием калия (Государственная..., 2000). Мощность образований *петрозаводской* свиты составляет 300-450 м.

Шокшинская свита подразделяется на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита состоит из средне- и крупнозернистых кварцито-песчаников и кварцитов, малиновой и темно-вишневой окраски; наблюдается косая слоистость и трещины усыхания. Средняя подсвита сложена розовыми и бледно-сиреневыми, хорошей сортировки и окатанности, средне- и мелкозернистыми кварцитами, кварцито-песчаниками, подчиненно сланцами и алевролитами. Верхняя подсвита представлена средне- и крупнозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками. Мощность шокшинской свиты варьирует от 500 до 1000-1200 м. Общая мощность вепсийского надгоризонта оценивается в 1400-1700 м (Шелухина, 2011).

Метаморфизм. Архейский ультраметаморфические и интрузивные образования проявлены только в обрамлении Онежского прогиба, где они представлены следующими комплексами пород:

- 1 – мигматит-плагиогранитным;
- 2 – мафит-ультрамафитовым;
- 3 – габбро-диорит-плагиогранитным;
- 4 – гранит-лейкогранитным.

1.3 Магматизм

Карельская тектоно-магматическая эпоха охватывает интервал времени от 2,6 до 1,65 млрд лет (Геология Карелии, 1987). Она включает два тектоно-магматических этапа: раннекарельский (сумий – сариолий и ятулий) и позднекарельский (людиковый и калевий-вепсий), которые последовательно сменяют друг друга во времени.

Раннекарельский этап.

Сумийско-сариолийский вулканизм происходил в континентальной обстановке в наземных и частично мелководных условиях. В Онежском прогибе сумийско-сариолийские вулканогенные образования представлены риолит-базальтовым и андезибазальтовым комплексами (Магматизм..., 1993).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования риолит-базальтового комплекса распространены ограниченно. Толщи кислых вулканитов представлены многократным чередованием вулканокластических образований и лавовых потоков. Мощность последних варьирует от 3 до 40 м, а протяженность в отдельных случаях достигает 10-15 км, свидетельствуя о высокой флюиальности соответствующих расплавов. Базальты комплекса образуют лавовые потоки и покровы, вулканические брекчии и туфоконгломераты. Базальты представлены низкокалиевыми толеитами (Гилярова, 1974).

Вулканогенные образования андезибазальтового комплекса полифациальны. Преобладают фации массивных и шаровых лав с их частыми переходами к вулканокластическим образованиям – туфоконгломератам и туфобрекчиям, агломератам, туфам. В Кумсинской структуре устанавливается определенная ритмичность со сменой по разрезу базальтов андезибазальтами.

Плутонические комплексы сумийско-сариолийского возраста представлены перидотит-пироксенит-габброноритовым и диорит-гранитовым комплексами. Первый наиболее ярко представлен Бураковским массивом, второй выделен вблизи Бураковского расслоенного массива (Геологическая..., 2000).

Ятулийские образования представлены как вулканитами, так и силами, и относятся к трахибазальтовому комплексу.

Вулканиты трахибазальтового комплекса сформировались в результате ареальных трещинного и трещинно-центрального типов извержений в три последовательные вулканогенные фазы: ранне-, средне- и позднеятулийскую (Геология Карелии, 1987). Активность проявления процессов вулканизма во времени возрастала, и если с первой фазой связано формирование единичных покровов, то в последующие фазы их количество достигло 10-20. Общая мощность вулканитов составляет 200-400 м. Они слагают

протяженные (до 80- 100 км) лавовые и лаво-вулканокластические поля. Преобладают массивные лавы, менее распространены шаровые и подушечные.

Позднекарельский этап.

Людиковийские образования включают заонежский комплекс и суйсарский комплекс.

Заонежский вулканический комплекс развивался автономно, без видимой связи с ранее проявленным ятулийским вулканизмом (Светов, 1979, Голубев, 2009). Кроме лавовых образований, представленных потоками массивных и шаровых афировых и микропорфировых базальтовых лав в составе заонежского комплекса часто отмечаются горизонты пирокластических пород и, а также многочисленные силлы габбро-долеритов. Общая мощность эффузивно-пирокластических образований заонежского комплекса, включая и силы габбро-долеритов, около 900 м (Светов, Голубев, 1975).

Согласно А.И. Голубеву и А.П. Светову (Голубев, Светов, 1975), вулканическая деятельность в заонежском вулканическом комплексе проявилась в три фазы, и лавовая толща расчленяется на три части.

В первую фазу вулканической деятельности (нижняя часть разреза) были сформированы маломощные потоки и покровы массивных шаровых и шарово-подушечных мелкозернистых микропорфировых плагиоклазовых базальтов. Во вторую фазу были образованы потоки и покровы среднезернистых пироксен-плагиоклазовых порфировых массивных и миндалекаменных базальтов. В третью вулканическую фазу были сформированы потоки и покровы мелкозернистых плагиоклаз-пироксеновых микропорфировых базальтов.

Субвулканические образования в данном комплексе представлены большим числом пластовых и пластово-секущих силлов габбро-долеритов, являющихся комагматическими аналогами излившихся лав.

Наиболее детально суйсарские вулканы были изучены в Онежской структуре (Голубев, Светов, 1983, Пухтель и др., 1995, Куликов и др., 1999).

Суйсарский вулканический комплекс характеризуется локализацией и тесной сопряженностью с глубинными разломами (Хейсканен и др., 1977). В пределах Онежской вулкано-тектонической депрессии суйсарский вулканизм концентрировался на небольшой площади, а вулканические аппараты образуют сопряженную группу вулканов (Вулканические постройки ..., 1978). К таким вулканическим постройкам относятся Виданская, Суйсарская, Радкольская. Сформированные ими лавово-вулканокластические поля состоят главным образом из переслаивающихся лавовых потоков и покровов плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов и их туфов с резко

подчиненным количеством эффузивно-пирокластических образований пироксеновых и пикритовых базальтов (Голубев, Светов, 1983).

С лавами в ряде случаев их связывают постепенные переходы по разрезу и латерали через лавобрекчии, брекчированные лавы, брекчии с обломками лавовых шаров и далее вплоть до грубостратифицированных иногда относительно мелкообломочных гиалокластитов. Общая мощность вулканогенных образований комплекса достигает 600-700 м (Магматизм...,1993).

Калевийские и вепсийские проявления вулканической активности незначительны по масштабам и связаны с затуханием процессов рифтогенеза (Геология Карелии, 1987). Они представлены отдельными телами трахиандезитобазальтов, трахибазальтов и субщелочных пикритов, а также силами габбро-долеритов (ропручейский комплекс, прорывающий породы шокшинской свиты). Сиенитовые сегрегации габбро-долеритов датированы UPb методом по циркону, их возраст - 1770 ± 12 млн. лет. (Бибикова и др., 1990).

1.4 Эпигенетические процессы на участках уран-ванадиевых месторождений

Гидротермально-метасоматические процессы, приводящие к изменению пород, развиты в нижнепротерозойских образованиях Онежского прогиба Карелии. Они картируются вдоль зон складчато-разрывных дислокаций (протяженностью в десятки км и мощностью и 2-4 км). Постмагматические изменения устанавливаются в толщах вулканитов основного состава и интрузивных телах (силлах) габбро-диабазов. В общей последовательности процессов наиболее ранними являются постмагматические, которые наблюдаются вдоль систем трещин остывания вулканитов и в ранних тектонических швах.

Развитие гидротермально-метасоматических процессов в зонах дислокаций осуществлялось в три этапа. С первым из них связано образование метасоматитов пропилитовой формации, со вторым - формации альбититов, с третьим - карбонатно-слюдистых метасоматитов. Этапы отделяются возникновением тектонической активности разломов и развитием динамометаморфизма (Ю.С. Полеховский, И.П. Тарасова, 1987).

Процессы пропилитизации происходили после регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, кульминация которого совпадает с образованием главных складчатых форм прогиба. Для них характерны широкие и протяженные ореолы. По Ю.С.Полеховскому, 1987, по набору минеральных ассоциаций эти метасоматиты относят к тектогенной региональной пропилитовой формации. Альбитовые метасоматиты относят к кварц-рибекитовой фации формации альбититов, а специфический состав мафических минералов карбонатно-слюдистых метасоматитов не позволяет соотнести их с принятыми подразделениями метасоматических классификаций. Минеральные ассоциации метасоматитов в различных исходных породах приведены в таблице 1.

Среднее соотношение мощностей ореолов измененных пород в ряду карбонатно-слюдистые метасоматиты - альбититы - пропилиты близко к 1:2:10.

Уран-свинцовое изохронное датирование карбонатно-слюдистых метасоматитов показывает, что время их формирования соответствует 1770 ± 25 млн.лет (Ю.С. Полеховский, И.П. Тарасова, 1987).

Образованием жильных форм завершаются процессы гидротермально-метасоматического характера в Онежском прогибе. Жилы и прожилки приурочены к литоклазам, пересекающим как метасоматиты, так и неизмененные породы. По данным рубидий-стронциевого датирования адуляровых жил известны значения 1640 ± 20 млн лет (Ю.С. Полеховский, И.П. Тарасова, 1987).

А. П. Бороздиным с соавторами были выполнены исследования изотопной Rb-Sr системы для карбонатно-слюдистых метасоматитов третьего этапа.

Для карбонатно-слюдистых метасоматитов первой рудной стадии был рассчитан возраст 1738 ± 19 млн лет.

Для карбонатно-слюдистых метасоматитов второй прожилковой стадии рассчитанный возраст соответствует 1636 ± 13 млн лет.

Приведенные оценки изотопного возраста подтверждают двухстадийное образование рудных метасоматитов месторождения Средняя Падма: около 1740 млн лет назад происходило образование метасоматических ванадиевых руд (роскоэлит + карбонат), тогда как около 1640 млн лет назад происходило формирование жильных метасоматитов_гидротермалитов (Cr-селадонит + роскоэлит + карбонат) с золото-уран-ванадиевой минерализацией (А.П. Бороздин, 2014).

Таблица 1.

Минеральные ассоциации метасоматитов в различных исходных породах (Ю.С.Полеховский, 1987)

Породы	Основного состава (вулканиты, габбро- диабазы)	Осадочные (терригенные, хемогенные)
Процессы	эпидот, турмалин, гранат, пироксен, хлорит, кварц, альбит, кальцит, аксинит, апатит, кроссит, эпидозиты, турмалиниты и др.	турмалин, гранат, эпидот (пьемонтит)
Постмагматические		
Пропилитизация (формация пропилитов)	хлорит, альбит, кальцит, эпидот, кварц, биотит, сфен, магнетит, сульфиды	альбит, карбонаты, кварц, хлорит, сфен, сульфиды; перекристаллизация, порфиробластез-I
Альбитизация (формация альбититов)	альбит, рибекит, кварц, кальцит, гематит, биотит, калишпат, хлорит; до альбититов	альбит, рибекит, карбонаты, кварц, хлорит, гематит, калишпат; порфиробластез-II; до альбититов
Карбонатно-сланцистые изменения	карбонаты, роскоэлит, хромфенгит, акмит, хром-эгирин, альбит, кварц, хлорит, сульфиды; локально слюдиты	карбонаты, роскоэлит, кварц, альбит, сульфиды, хромфенгит, акмит; доломитовый порфиробластез-II, локально слюдиты
Жильно-гидротермальные	гипс-барит-кварц-карбонатные, гематит-кварцевые, хлорит-кальцитовые, адуляровые, кальцитовые-гипсовые, гематитовые и др. жилки и прожилки	

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЯЯ ПАДМА

2.1 Геолого-структурная характеристика и главные типы вмещающих пород

Месторождение Средняя Падма расположено на Заонежском полуострове, в 17 км юго-западнее пос. Толвуя, и открыто при проведении поисковых работ экспедицией №32 ПРГ «Невскгеология» (Перов, 1985). В дальнейшем на месторождении были проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка с подсчетом запасов комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд (Самойленко, 1992ф).

Месторождение расположено в Тамбицкой зоне СРД в северной части Тамбицкого рудного поля и приурочено к юго-западному крылу линейной Падмозерской антиклинали.

На участке месторождения Падминская антиклиналь характеризуется близкой к изоклиальной формой с углами падения крыльев около 70° , при более крутом (до вертикального и опрокинутого) залегания пород на рудовмещающем юго-западном крыле. К северо-западу и юго-востоку от месторождения морфология складки изменяется с признаками погружения ее шарнира.

Ядро антиклинали, общее простирание которого СЗ 330° , сложено пелитоморфными и брекчиевидными доломитами верхней пачки верхней подсветы туломозерской свиты, ниже которой залегают переслаивающиеся гематитсодержащие доломиты, алевролиты и сланцы нижней пачки. Крылья прилегающих синклиналей выполнены отложениями нижней и первой пачки средней подсветы заонежской свиты. В нижней подсвете базальная и вторая пачки представлены углеродсодержащими алевролитами и доломитами, а третья — пестроцветными сланцами. Первая пачка средней подсветы — вулканогенная, с прослоями шунгитсодержащих туфосланцев, метапелитов и силицитов (Волков В.Н., Полеховский Ю.С. и др., 1997).

Послойные межпластовые срывы, субперпендикулярные к ним трещины отрыва, а также секущие разрывные нарушения образуют участки объемного дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев заонежской свиты. В таких участках документируется эпигенетическое изменение исходных пород, их метасоматическое преобразование и формирование залежей с рудной минерализацией.

Вдоль юго-западного крыла Падмозерской антиклинали, в зоне тектонизации и изменения пород, обнаружены и разведаны залежи уран-благороднометалльно-ванадиевых руд. Месторождение состоит из двух залежей: северной протяженностью 1,25 км и южной,—1,85 км. Рудные залежи прослеживаются вдоль контакта туломозерской и

заонежской свит (рис. 3). Вмещающими рудные залежи породами являются шунгитсодержащие отложения первой и второй пачек заонежской свиты.

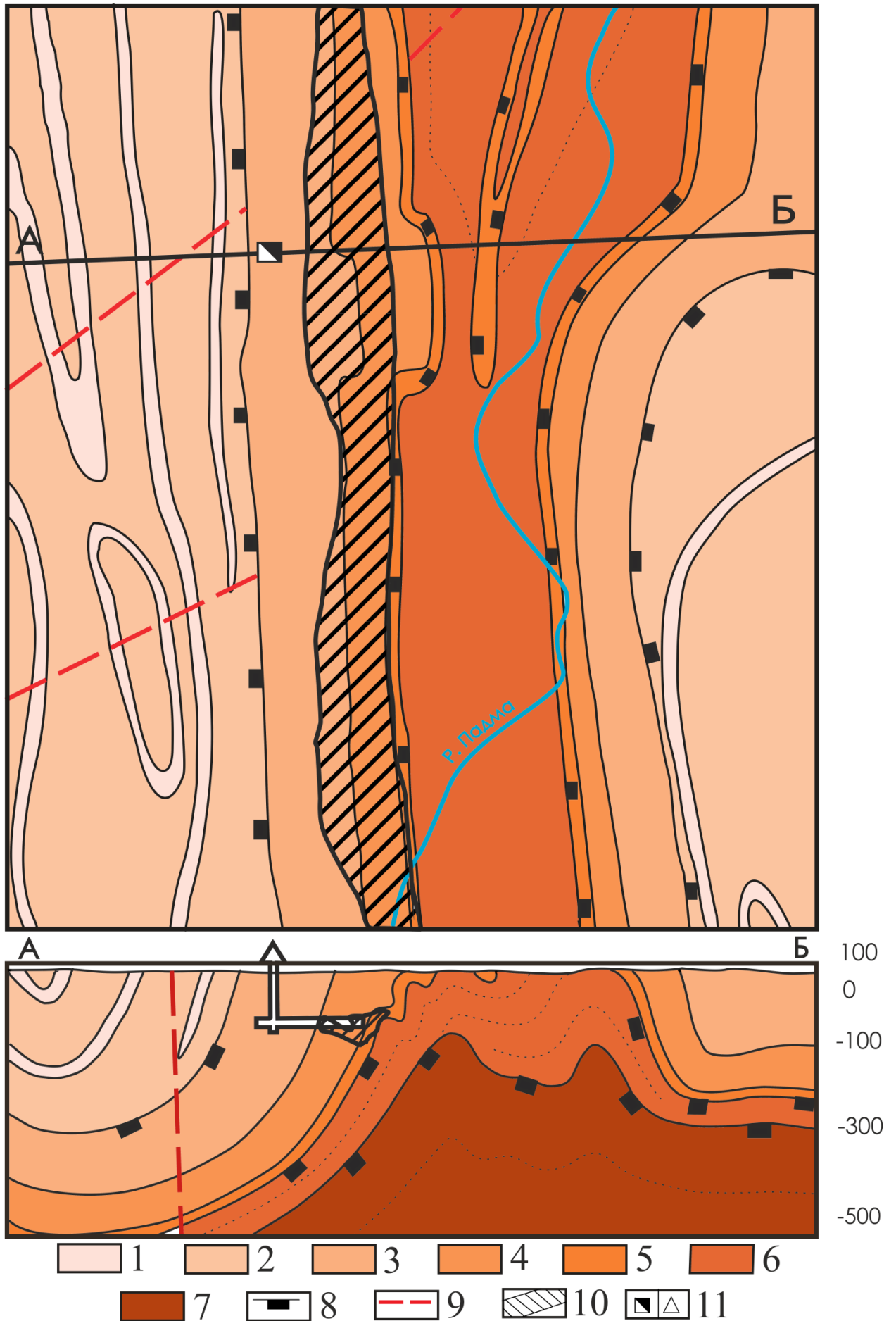


Рис. 3 Схема геологического строения месторождения Средняя Падма (по Полеховскому Ю.С. и др., 1997, с изменениями автора).

Заонежская свита, средняя подсвита: 1 - прослой шунгитсодержащих туфосланцев, метапелитов и силицитов темно-серого и черного цвета, 2 - метавулканы основного состава; нижняя подсвита: 3 - пестроцветные гематитсодержащие слюдисто-карбонатные сланцы (третья пачка), 4 - черные и темно-серые шунгитсодержащие сланцы (пелиты и алевролиты), пелитоморфные доломиты (вторая пачка), 5 - серые и черные шунгитсодержащие аркозовые песчаники и алевролиты с прослоями доломитов (первая пачка).

Тулморская свита, верхняя подсвита: 6 - светло-серые, желтовато- и розовато-серые пелитоморфные и неравномерно-зернистые брекчиевидные доломиты (верхняя пачка), 7 - переслаивание серых, красных и лиловых гематитсодержащих доломитов, сланцев и алевролитов (нижняя пачка); 8 - межпластовые срывы на границах свит и подсвит, 9 - тектонические нарушения; 10 - проекции рудных залежей; 11 - разведочная шахта: а - на схеме, б - на разрезе.

2.2 Эпигенетические процессы

Развитие эпигенетических процессов осуществлялось в ходе нескольких этапов тектоно-метасоматической активации. Степень преобразования исходных пород в значительной степени определяется тектоническим фактором и характером протекания процессом замещения. Последовательность проявления и интенсивность развития этих процессов обусловили формирование ореолов измененных пород, в строении которых устанавливается зональность (рис. 4).

По отношению к ванадиевому оруденению эпигенетические процессы подразделяются на: 1) ранние, 2) предрудные, 3) рудные и 4) пострудные.

С ранним метасоматическим процессом связано образование ореолов метасоматитов формации пропицитов. Они развиты во внешней зоне ореола эпигенетических изменений. Минеральные ассоциации пропицитов накладываются на метаморфические парагенезисы и, следовательно, являются постметаморфическими.

С развитием процессов пропицитизации в породах «проявляются» текстуры (слоистость, микроскладки и др.). Существенного изменения метаморфических минеральных ассоциаций не отмечается, лишь углеродистое вещество замещается гидрогематитом. С нарастанием процессов пропицитизации происходит перекристаллизация минералов и их агрегатов с образованием пятнистых структур округлой или неправильной формы. Типичны хлориты и слюды переменного состава.

Ведущая минеральная ассоциация пропицитов — хлорит+кварц+альбит+доломит+слюды переменного состава.

Предрудные метасоматиты накладываются на ранние, образуя более узкие ореолы изменений. По набору ведущих минералов предрудные метасоматиты относятся к формации альбититов. Наблюдается частичная или полная перекристаллизация и развитие фибробластеза, что приводит к изменению комплементарного состава пород.

Во внешней части ореола предрудных метасоматитов распространены порфиробластез и участки развития широкотаблитчатого и гранобластического альбита. Собирательную перекристаллизацию испытывают кварц и другие минералы. Для внутренних частей ореола характерны доломит-гематитовые, кварц-альбит-гематитовые и мономинеральные гематитовые прожилки и жилы, а также рассеянная вкрапленность гематита (Металлоносность..., 1997).

В объеме пород, вмещающих прожилки, продолжилась собирательная перекристаллизация минералов, здесь распространены разновидности метасоматитов, в которых альбит составляет 50% и более. В ассоциации с альбитом наблюдается кварц, рибекит, доломит, гематит и другие минералы.

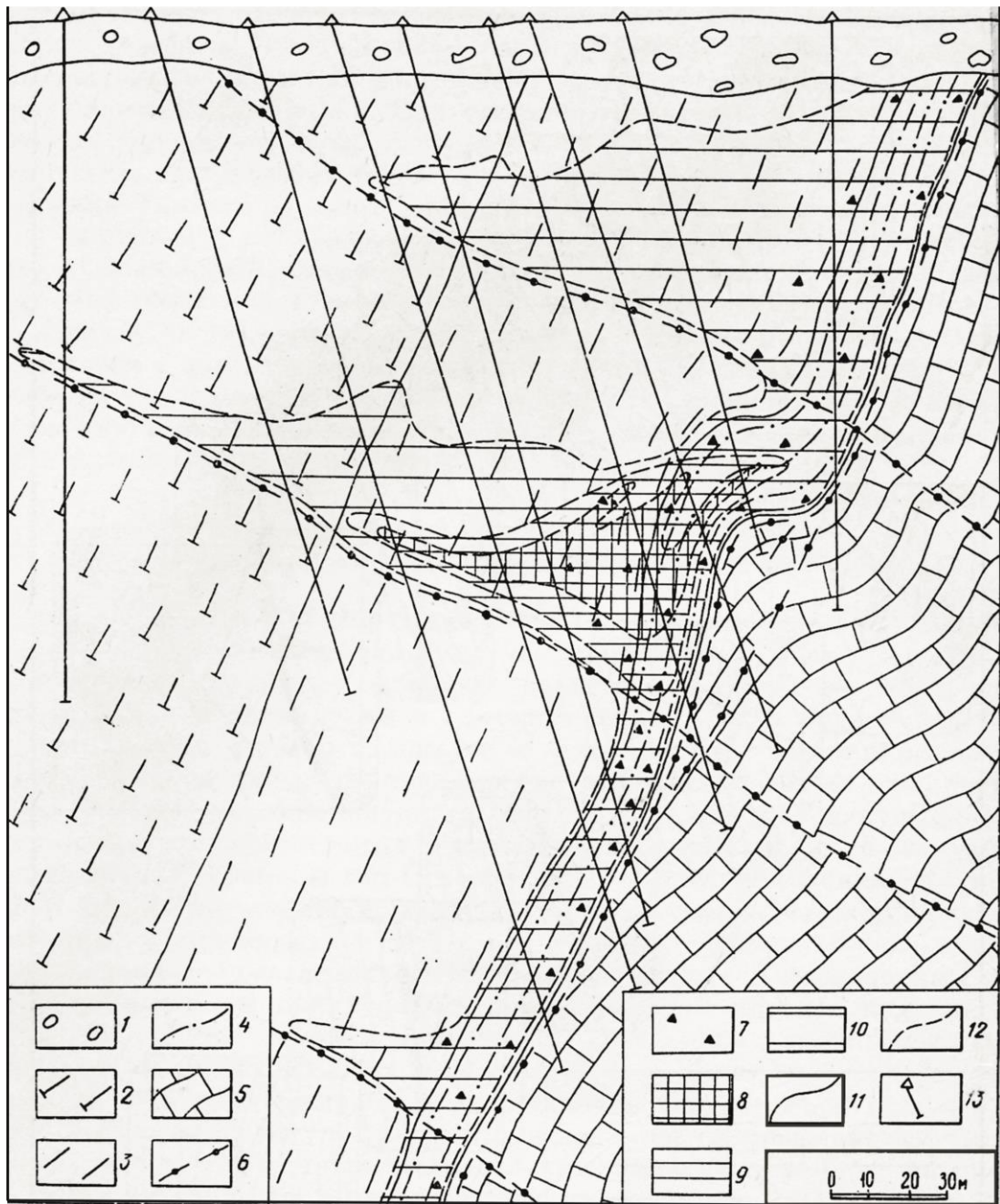


Рис.4. Схематический геологический разрез месторождения Средняя Падма (по Т.В. Билибиной и др., 1991, с изменениями и дополнениями).

1 - валунно-песчаные моренные отложения; 2-4 - зонежская свита, нижняя подсвита: 2 - пестроцветные гематитсодержащие, слюдисто-карботантовые сланцы, 3 - шунгитсодержащие пелиты и алевролиты с прослоями пелитоморфных доломитов; 5 - туломозерская свита, доломиты пелитоморфные и биогермные, брекчиевидные и неравномернозернистые; 6 - швы милонитов и микроскладчатых пород; 7 - брекчии и катаклазиты; 8-11 - околорудные и оруденелые метасоматиты: 8 - карбонат-хромфенгит-роскоэлитовые рудные с урановой и благороднометальной минерализацией, 9 - слюдированные карбонат-кварц-альбитовые, 10 - кварц-альбитовые, 11 - пропилитизированные породы; 12 - границы пачек осадочных пород разного состава; 13 - границы участков развития метасоматитов разного состава; 14 - скважины.

Рудные метасоматиты развиты по пропилитизированным и альбитизированным породам и расположены в центральных частях ореолов эпигенетических изменений. Формирование рудных метасоматитов неоднократно сопровождалось тектонизацией, что определило образование их различных структурных форм (массивные, брекчиевидные, прожилковые и жильные) и изменение минерального состава от существенно ванадиевых слюдитов к ванадий-хромовым. Минералами-индикаторами рудных метасоматитов являются ванадиевые и хромовые эгирины, слюды (роскоэлит, хромфенгит), зональные карбонаты, хромтурмалин; рудные — карелианит, эсколаит, цинкохромит и др.

При объемной (фронтальной) карбонатизации и слюдизации первой рудной стадии в доломитах наблюдается развитие фибробластического роскоэлиа, а для алевролитов и пелитов характерны однородные, пятнистые и полосчатые формы замещения. Доломиты и слюды отмечаются в переменных количествах: от карбонатных метасоматитов с содержанием роскоэлита не более 5% до моно- и биминеральных слюдитов. Эти вариации в составе метасоматитов происходят на весьма небольших расстояниях.

Вторая стадия рудного метасоматоза сопряжена с появлением тектонических подвижек и наиболее интенсивна вдоль сколов и зон дробления. Здесь происходит переотложение миграционного материала, секущего метасоматиты первой рудной стадии, формирование минеральной ассоциации с хромфенгитовыми слюдами. Роскоэлит-2 и хром-фенгит-1 образуют розетки в прожилках и цементе брекчий, а также в массе ранних тонкозернистых слюдитов (Металлоносность..., 1997).

Центральная зона метасоматитов — рудоносная и рудовмещающая по всему объему, стадии минералообразования проявлены неравномерно. При этом в процессах замещения устанавливается тенденция к возникновению мономинеральных форм, которая не реализуется во всем объеме. Именно в центральной зоне ореола эпигенетических изменений наиболее интенсивно развито полное замещение исходных пород с новообразованием тел слюдитов и слюдисто-карбонатных метасоматитов, являющихся рудной на ванадий с урановой и благороднометальной минерализацией.

Пострудные процессы фиксируются в большей или меньшей степени практически на всем месторождении. Особенно часто встречается пострудная хлоритизация, в ходе которой минералы замещаются хлоритами и гидрохлоритами с ассоциацией с кальцитом и рудной (медной и молибденовой) минерализацией. Помимо сульфидно-молибденовой, отмечается оксидно-молибденовая минерализация, представленная тугариновитом; также встречается повеллит, ассоциирующий с халькозином и развивающийся по молибдену. Характерным пострудным минералом является низкоотражающий, темно-серый,

пепельно-лейстовый гематит, выполняющий совместно с хлоритом межзерновое пространство.

Среди гидротермальных прожилков и жил наиболее распространены кальцитовые и кварцевые. Отмечаются гипсовые и гипс-кальцитовые прожилки. Поздними являются также кальцит-флюоритовые и флюоритовые прожилки. Механизм образования поздних гидротермальных прожилков связан с заполнением открытых полостей и они сами незначительно нарушают общую зональность метасоматитов. Однако такие прожилки фиксируют положение сместителей пострудной тектоники, которая усложняет или разрушает участки локализации ванадиевых руд (Металлоносность..., 1997).

2.3 Характеристика рудных залежей

Руды месторождения можно разделить на три основные разновидности по особенностям локализации ванадиевого оруденения и его структурно-текстурным признакам: вкрапленная, массивная и жильная (рис. 5).



Рис. 5 Основные разновидности ванадиевых руд (зарисовка шлифов) (Металлоносность..., 1997). а - вкрапленный тип, увел. 60, с анализатором; б - массивные руды (слюдит), увел. 120, с анализатором; в - жильный тип, увел. 100, полированный шлиф. Кв - кварц, До - доломит, А - альбит, Р - пирит, Ros - роскоэлит, Au - самородное золото, Pd - падмаит, Se - клаустайт.

Вкрапленные руды приурочены к краевым частям рудных тел и участкам забалансовых руд. Это бедные ванадием руды с содержанием пентаоксида ванадия от 0,3 до 2-3%, составляющие в среднем 38% от общего объема кондиционных ванадиевых руд. основным минералом является мелкочешуйчатый роскоэлит, с размером 0,01-0,1 мм. Содержание ванадия в нем 7-10% при вариациях минерала в породе от 2 до 20 объем.%. Вкрапленная и пятнистая текстура этого типа руд объясняется локализацией роскоэлита вдоль границ порфиробласт доломита, зерен других минералов, группировкой в сегрегации и обособления. Второстепенными рудными минералами являются ванадиевый эгирин-акмит (наталиит), ванадийсодержащий гематит, а также оксиды (карелианит, ноланит) и разнообразные гидроксиды ванадия (монтрозеит, хеггит, ванадинит и др.). Ванадий присутствует, кроме того, в уранованадатах (карнотите, тюямуните).

Массивные руды слагают внутренние части рудных тел и краевые зоны крупных жил. Содержание пентаоксида ванадия с рудах достигает 17,84%. Они занимают около 50% от общего объема кондиционных ванадиевых руд (Металлоносность..., 1997). Ванадийсодержащие минералы составляют от 60 до 85% объема, из которых резко доминирует роскоэлит, различающийся по размеру выделений - от тонколейстового (0,01-0,03 мм) до 1-1,5 см, структурно-текстурным признакам (лейстовый, сегрегационный, радиально-лучистый) и особенностям состава. Кроме роскоэлита также отмечаются акмит, ванадиевый гематит (содержание ванадия до 20%), ванадиевый цинкохромит (до 32%), кызылкумит (до 18%), эсколаит (до 5%), хромфенгит (до 6%), оксиды и гидроксиды ванадия и урана (Металлоносность..., 1997).

Жильные руды относят к обычным и богатым ванадием рудам. Значения содержания пентаоксида ванадия колеблется от 2 до 10%, сами они занимают в среднем 12% объема рудных тел. Рудоносные жилы обладают зональным строением. Если хромфенгит, находящийся в слюдистой массе, преобладает, а роскоэлит находится в подчиненном положении, то можно говорить, что данная масса находится в центральной части. Обильная роскоэлитовая минерализация в виде крупнолейстовых агрегатов размером от 1-2мм до 1,5-2 см с крупнокристаллическим кальцитом голубого цвета характерна для жил, краевые части которых сложены карбонатно-слюдистой массой.

В жильных образованиях ванадиевая минерализация представлена всеми формами, известными на месторождении. Руды жильного типа являются комплексными, с высоким содержанием урана (до 20%) и в ряде случаев с высоким содержанием палладия (345-440 г/т), платины (до 30 г/т) и некоторых других элементов (золота, серебра, висмута, селена).

Сплавы золота и серебра часто отмечаются в жилах и прожилках с крупнозернистыми кристаллами кальцита и большим количеством селенидов. Выделения их варьируются по размеру от нескольких микрометров до 1,5 см. Такие сплавы имеют зональное строение, причем наблюдается как прямая зональность (больше золота в центре), так и обратная. Содержание золота колеблется от 20 до 80%. Селениды, вмещающие сплавы, обычно представлены клаусталитом (Металлоносность..., 1997).

Самородное золото образует неравномерную рассеянную вкрапленность в матрице селенидов свинца, висмута и меди. Часто тонкодисперсное золото приурочено к участкам замещения селенидов виттихенитом, разложения и замещения барита или находится вдоль зон роста кристаллов уранинита. Высокопробное, содержит до 2-5% серебра, до 2% меди, до 1% селена.

Урановое оруденение представлено уранинитом и настураном. Уранинит отмечается в прожилках, где образует скопления кристаллов размером от 0,1 мм до 0,5 см; замещается коффинитом и вторичными генерациями настурана, а также уранатами свинца и силикатами урана и свинца.

Настуран является основным и наиболее распространенным урановым минералом месторождения. Наблюдается несколько генераций. Первичный настуран широко развит в рудах, где слагает прожилковые выделения мощностью до 10 см. В ореолах слюдизированных пород рудной стадии находится в ассоциации с уранованадатами и образует вкрапленный тип оруденения.

Медно-молибденовая минерализация связана с процессами пострудного этапа. Молибден и медь концентрируются в краевых частях рудных тел и обычно выходят за их пределы. Главным концентратом молибдена является молибденит, а меди —

халькопирит и халькозит. К участкам, обогащенным молибденитом, приурочены повышенные концентрации рения, достигающие иногда 11,5 г/т (Металлоносность..., 1997).

3 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЯЯ ПАДМА

3.1 Характеристика химического состава руд, распределение стоимости руды по компонентам

Рудам присущ очень сложный, полиминеральный и многокомпонентный состав. Общий состав руд определяется прежде всего ванадием, заключенным главным образом в слюдах — розкоэлите и флогопите, а также в гематите и ряде других минералов. Определенную роль играет уран, представленный преимущественно в настуране, коф-фините и частично в уранините. Характерна также группа благородных металлов, включающая золото, серебро, палладий и платину, диагностированных в сульфидах, селеносульфидах, сульфоселенидах и селенидах свинца, висмута и меди, кроме того, в самородном виде. В периферических частях рудных тел концентрируются молибден (в молибдените), медь (в халькопирите) и цинк (в сфалерите). В общей сложности в комплексных рудах исследованиями Л. В. Былинской и И. Г. Смысловой (ВСЕГЕИ), Ю. С. Полеховского (ЛГУ), Н. А. Роман и З. А. Терпигоревой (ПГО «Невскгеология») диагностировано свыше 80 рудных минералов разного класса и состава. Рудам также свойствен очень широкий спектр химических элементов. Наряду с указанными (V, U, Au, Ag, Pd, Pt, Cu, Mo, Zn, Pb и Bi) в них постоянно, но в переменных концентрациях присутствуют хром, никель, кобальт, ртуть, олово, рений и еще около 10 полезных компонентов.

Ванадий является основным полезным компонентом на данном месторождении. К попутным полезным компонентам можно отнести золото, МПГ и уран. Их содержания приведены в таблице 2. Данные компоненты были выбраны для расчета стоимости потому, что именно по этим компонентам на балансе есть запасы.

Были рассчитаны удельная стоимость руды и стоимость полезного компонента на месторождении (табл. 2). Для этого использовались данные о цене на данные компоненты за 9 февраля 2018 года из интернет-источников (Ведущий финансовый портал, источник финансовой информации: [сайт]. URL: <http://ru.investing.com>, Информационно-аналитический портал, посвященный рынкам ценных металлов, металлопроката, рудного сырья и ферросплавов: [сайт]. URL: <http://www.infogeo.ru>). В таблице 3 приведен расчет процентного содержания стоимости каждого полезного компонента в руде. На основании этого расчета были построены диаграммы (рис. 9). Исходя из них можно сделать вывод о том, что в процентах стоимость ванадия занимает 94%. Согласно требованиям ГКЗ при подсчете запасов через условный металл учитывают попутные полезные компоненты,

если их вклад в стоимость руды превышает 10%. Таким образом ванадий в рудах является основным и, по сути, единственным компонентом, определяющим экономическую характеристику этих руд. Попутные компоненты требуется учитывать только как неизбежно извлекаемые.

Таблица 2.

Расчет стоимости полезных компонентов на месторождении Средняя Падма

Название объекта	Золото							
	Содержание золота средн., г/т	Запасы золота по категориям, т		Прогнозные ресурсы золота, т		Цена на 9.02.2017, \$/грамм	Удельная стоимость руды, \$/т	Стоимость, \$
		C1	C2	P1+P2	P3			
Месторождение Средняя Падма	0,16		0,729			39,73	6,36	28 963 170
	МПП (палладий)							
	Содержание МПП средн., г/т	Запасы МПП по категориям, т		Прогнозные ресурсы МПП, т		Цена на 9.02.2017, \$/грамм	Удельная стоимость руды	Стоимость, \$
		C1	C2	P1+P2	P3			
	0,31		1,418			24,76	7,68	35 109 680
	Уран							
	Содержание урана средн., %	Запасы урана по категориям, т		Прогнозные ресурсы урана, т		Цена на 9.02.2017, \$/кг	Удельная стоимость руды	Стоимость, \$
		C1	C2	P1	P2			
	0,067	1553	1513			58,75	39,36	180 127 500
	Ванадий							
Содержание V ₂ O ₅ средн., %	Запасы руды ванадия по категориям, млн т		Прогнозные ресурсы ванадия, млн т		Итого металл,	Цена на 9.02.2017, \$/кг	Удельная стоимость руды	Стоимость, \$
	C1	C2	P1+P2					
2,35	2,112	2,478			107 865	37	869,5	3 991 005 000

Таблица 3.

Расчет процентного содержания стоимости каждого полезного компонента в руде

Компоненты	Месторождение Средняя Падма			
	Стоимость в 1 тонне, долл.	Стоимость в недрах, млн долл.	доли единицы в 1 тонне	доли единицы в недрах
Ванадий	869,50	3991,00	0,94	0,94
Уран	39,36	180,13	0,04	0,04
МПП	7,68	35,11	0,01	0,01
Золото	6,36	28,96	0,01	0,01
Сумма	922,9	4235,2		

Средняя Падма
удельная стоимость в 1 тонне

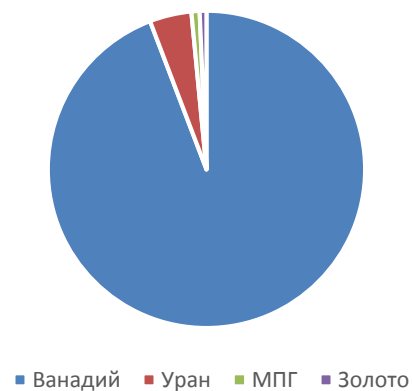


Рис.9 Диаграмма распределения удельной стоимости по компонентам

3.2 Характеристика минерального состава руд

В составе руд и околорудных метасоматитов на месторождениях Онежского прогиба насчитывается более 100 минеральных видов, среди которых встречаются не только широко распространенные, но и редкие, а также впервые установленные в России и впервые открытые. При этом многие, даже достаточно рядовые минералы, имеют необычные составы, обусловленные явлениями изоморфизма, присутствием нетрадиционных компонентов или элементов-примесей.

Комплексность оруденения на онежских месторождениях определяется, промышленными концентрациями ванадия, урана, благородных металлов (Pd, Pt, Au, Ag) и сопутствующими компонентами - Cu, Mo. Постоянными спутниками оруденения являются Cr, Fe, Pb, Zn, Bi, Se.

Основные полезные компоненты в рудах обусловлены широким разнообразием собственно рудной минерализации, а также минералов, содержащих их в качестве примеси.

3.2.1 Ванадиевая минерализация

Среди минералов, слагающих ванадиеворудные тела, достоверно установлены как собственно ванадиевые минералы: роскоэлит $KV_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$, ноланит $(V,Fe,Fe,Ti)_{10}O_{14}(OH)_2$, кулсонит FeV_2O_4 , карелианит V_2O_3 , ванадиевый эгирин (наталиит) $NaVSi_2O_6$, сульванит Cu_3VS_4 , монтрозеит $VO(OH)$, хёггит $V_2O_2(OH)_3$, ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$, долоресит $V_3O_4(OH)_4$, так и ванадийсодержащие, характеризующиеся переменными количествами ванадия в виде изоморфной примеси - пластинчатый гематит, эсколаит, рибекит, флогопит, хлорит.

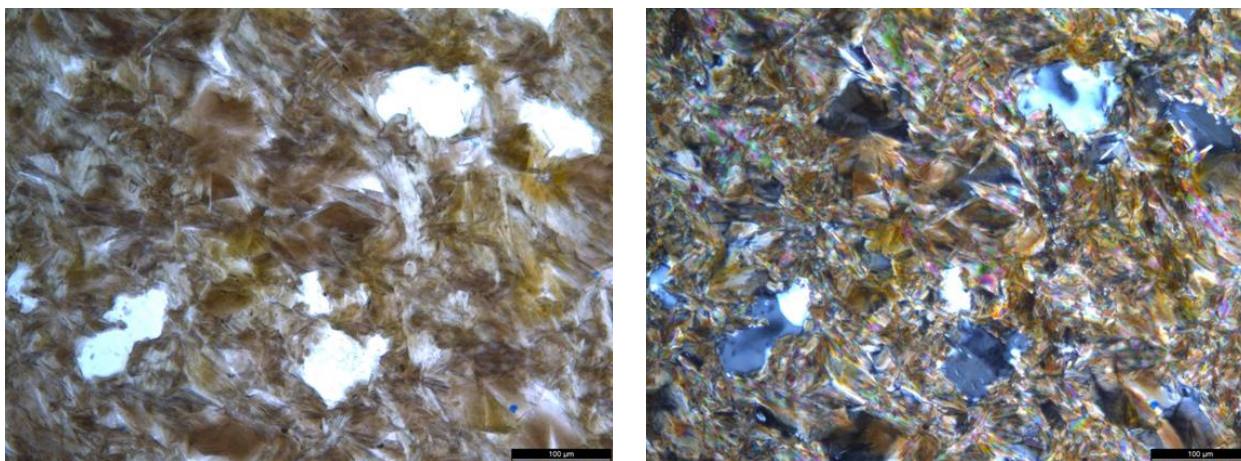
Собственно ванадиевые минералы содержат V_2O_5 от 16 % (в сульваните) до 74 % в монтрозеите и 99% в карелианите (по Полеховскому Ю.С., 1991 г.). Наталиит содержит до 31% V_2O_5 (Румянцева Е.В., 1994). Широкими колебаниями V_2O_5 от 2,8 до 26,4% характеризуется пластинчатый гематит (Полеховский Ю.С., 1991). В давидите по данным локального рентгеноспектрального анализа (ВИМС) содержится до 33% V_2O_5 (Леденева Н.В., 2005).

Основным компонентом руд является **роскоэлит**, для которого установлены две разновидности: 1 - метасоматическая мелко-тонкочешуйчатая и 2 - жильная средне-крупночешуйчатая.

В проходящем свете обе разновидности роскоэлита имеют насыщенную розовато-коричневую окраску, сильно плеохроируют от бежевых до коричневых тонов (рис. 6). Показатели преломления высокие. Размер чешуек роскоэлита-1 обычно не превышает 1 мм. Эта разновидность развивается метасоматически в альбитизированных породах. Чешуйки роскоэлита-2 имеют размер от 1-2 до 10-12 мм. Средне-крупночешуйчатый роскоэлит в ассоциации с доломитом, кварцем, пластинчатым гематитом, наталиитом, ноланитом, кулсонитом слагает агрегаты жильного выполнения и цемент брекчий, обломками которых являются слюдизированные (роскоэлитом-1) альбититы. Обе разновидности периодически наблюдаются в тесном сростании (прорастании) с яркоокрашенными в зеленый цвет хромовыми слюдами.

Средняя расчетная формула роскоэлита по данным электронно-микроскопической съемки с рентгеноспектральным микроанализом:

$$K_{0,98}(V_{1,42}Mg_{0,38}Fe_{0,10})(Al_{0,82}Si_{3,24})O_{10}(OH)_2.$$



А

Б

Рис. 6. Крупночешуйчатые агрегаты роскоэлиты. Шлиф №2 поле 7. А - без анализатора, Б - с анализатором. Размер поля зрения – 1,2 мм.

Хромселадонит - слюда мусковитового типа. Отличается изумрудно зеленой окраской, обладает сильным плеохроизмом, показатели преломления высокие, оптический рельеф умеренный. Размер чешуек варьирует от 0,01 до 0,5 мм. Хромселадонит находится в тесном сростании с роскоэлитом (рис. 7), причем часто ванадиевые слюды окаймляют хромовые.

Средняя расчетная формула хромселадонита:
 $K_{0,94}(Mg_{0,56}Fe_{0,28})(Cr_{0,86}Al_{0,68}V_{0,15})(Si_{3,47}O_{10})(OH)_2$

Карелианит - оксид ванадия из группы гематита. Тригональная сингония, структурный тип корунда. Характеризуется голубовато-желтовато-серой окраской с отчетливым двуотражением и анизотропией, выраженными более ярко, чем у гематита. Величина отражения - 17,5-19,4 %. Размер зерен в образце из керна месторождения Космозерское - 0,01-0,2мм. Обычно наблюдается в виде мелких призматических зерен, игольчатых скоплений и присыпок (рис. 8) в роскоэлитовых слюдитах, реже - среди выделений роскоэлита-2. Распределение карелианита в слюдитах крайне неравномерное, количество иногда достигает 15-20 %.

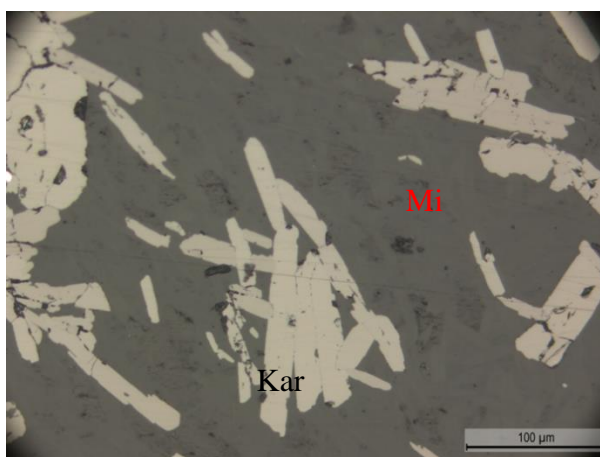
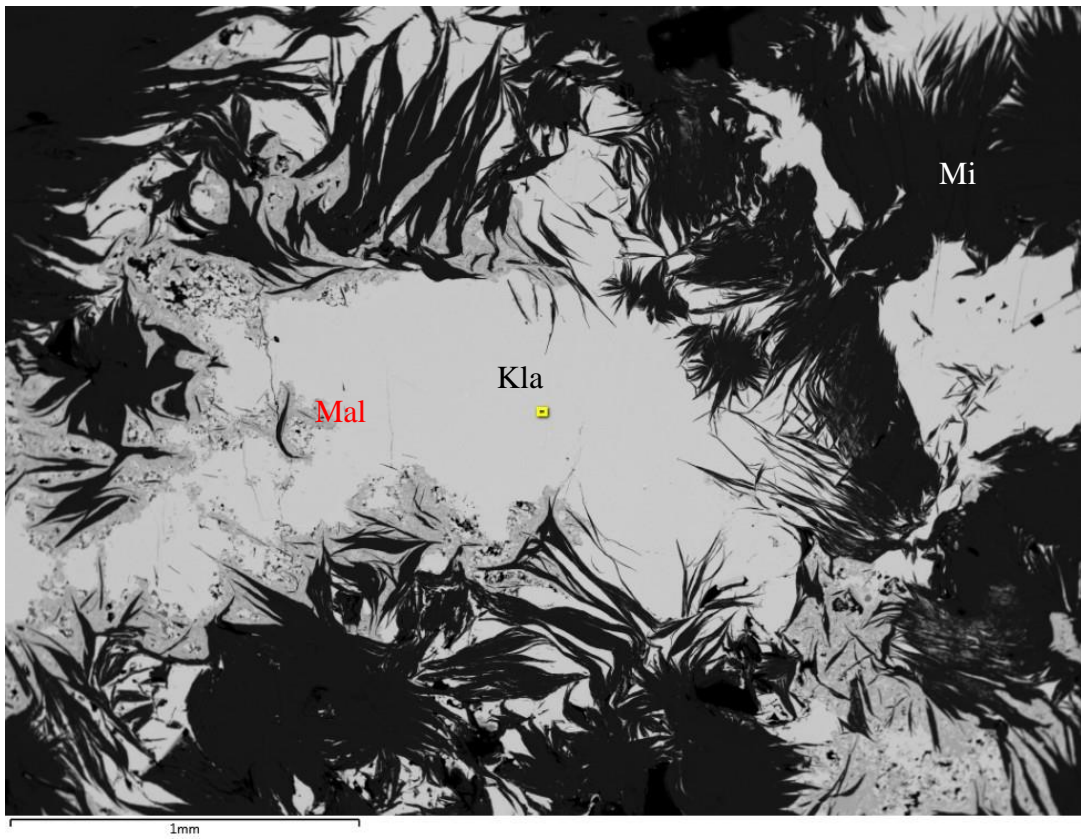
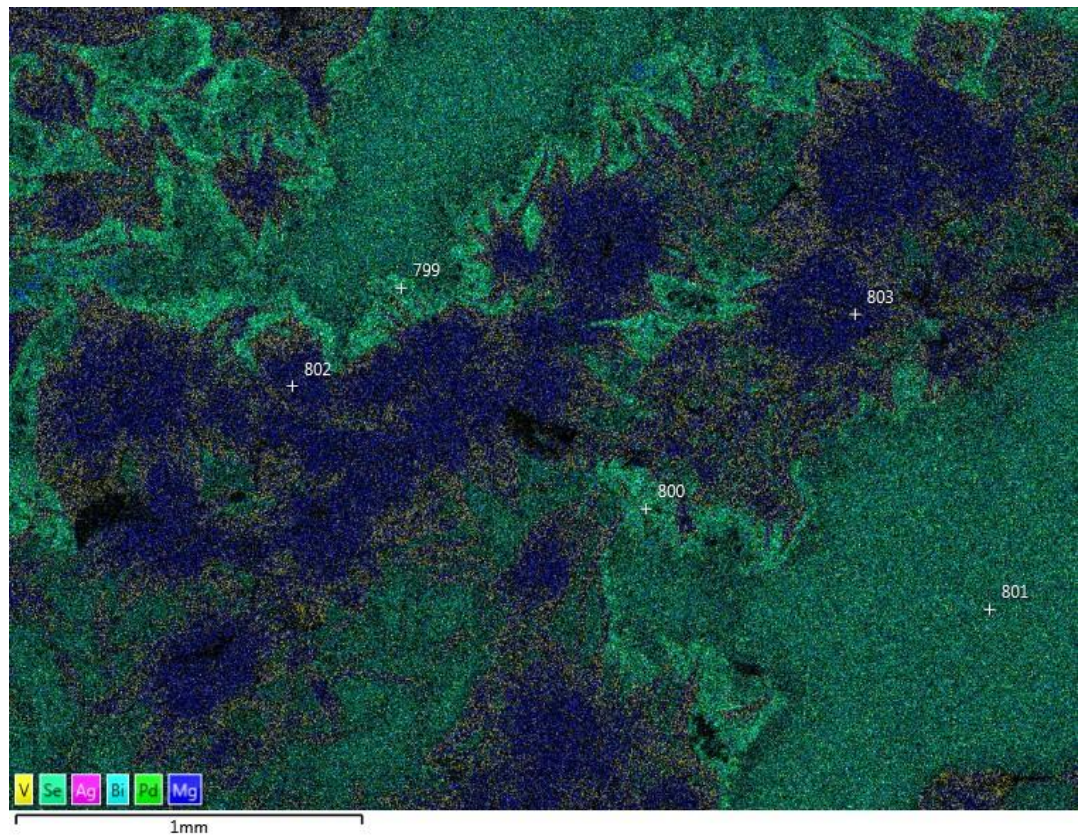


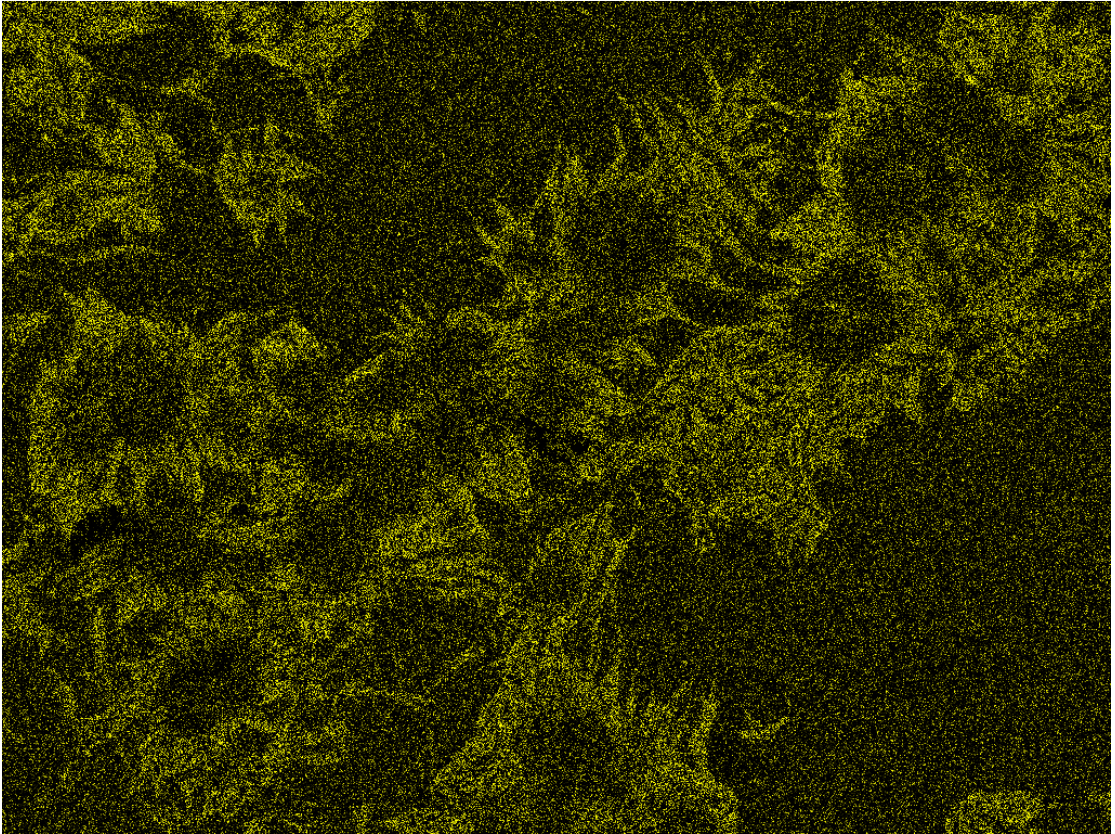
Рис. 8. Карелианит (Kar) в слюдитах (Mi). Аншл. 821_24. Отраженный свет. Без анализатора.



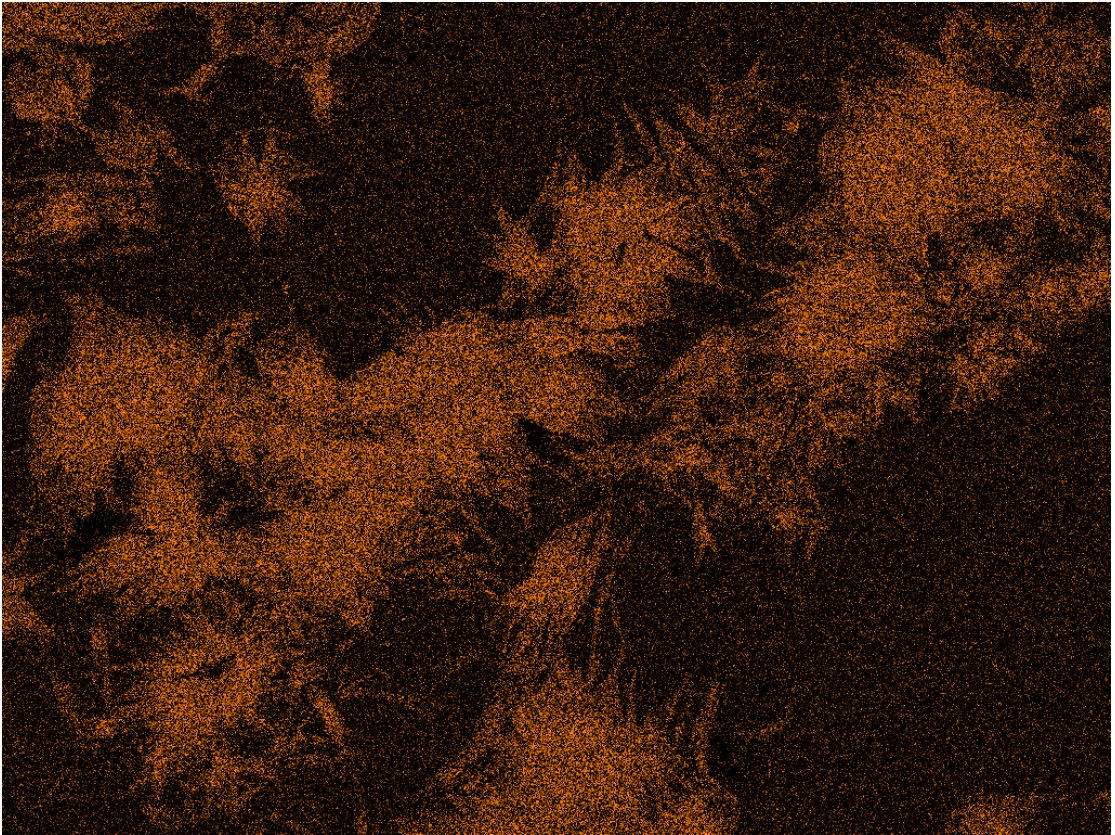
A



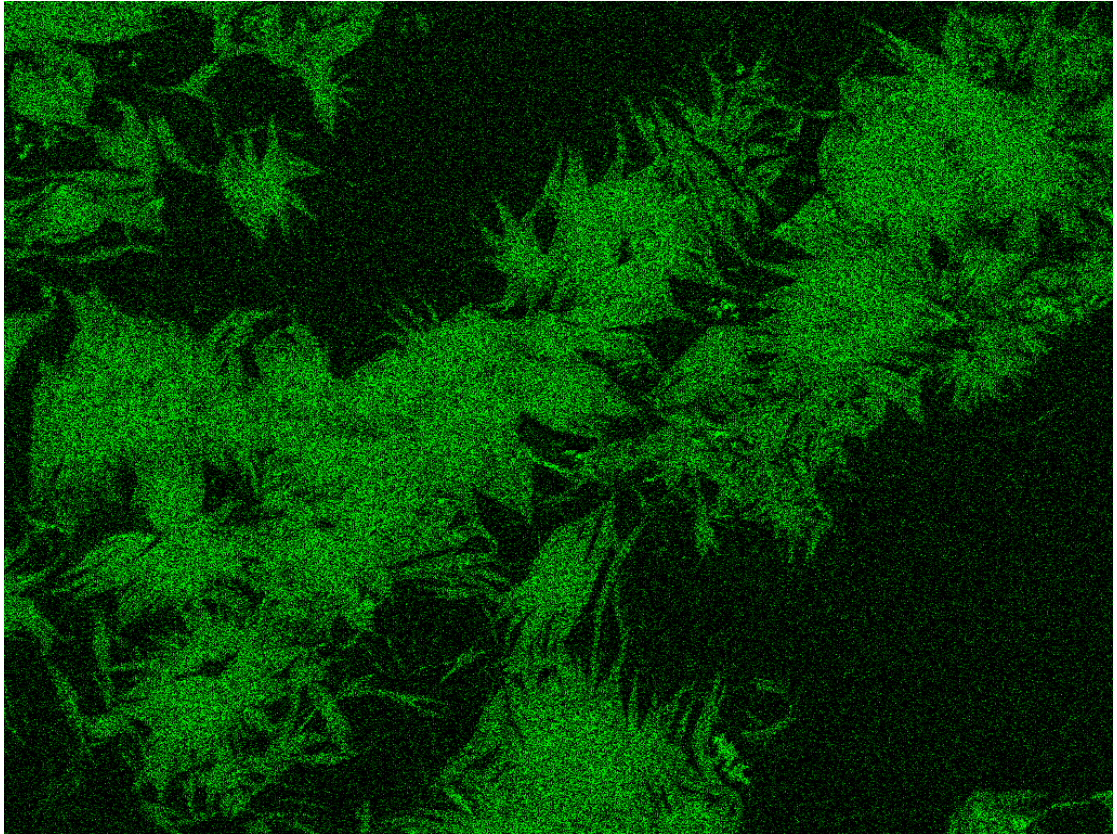
Б



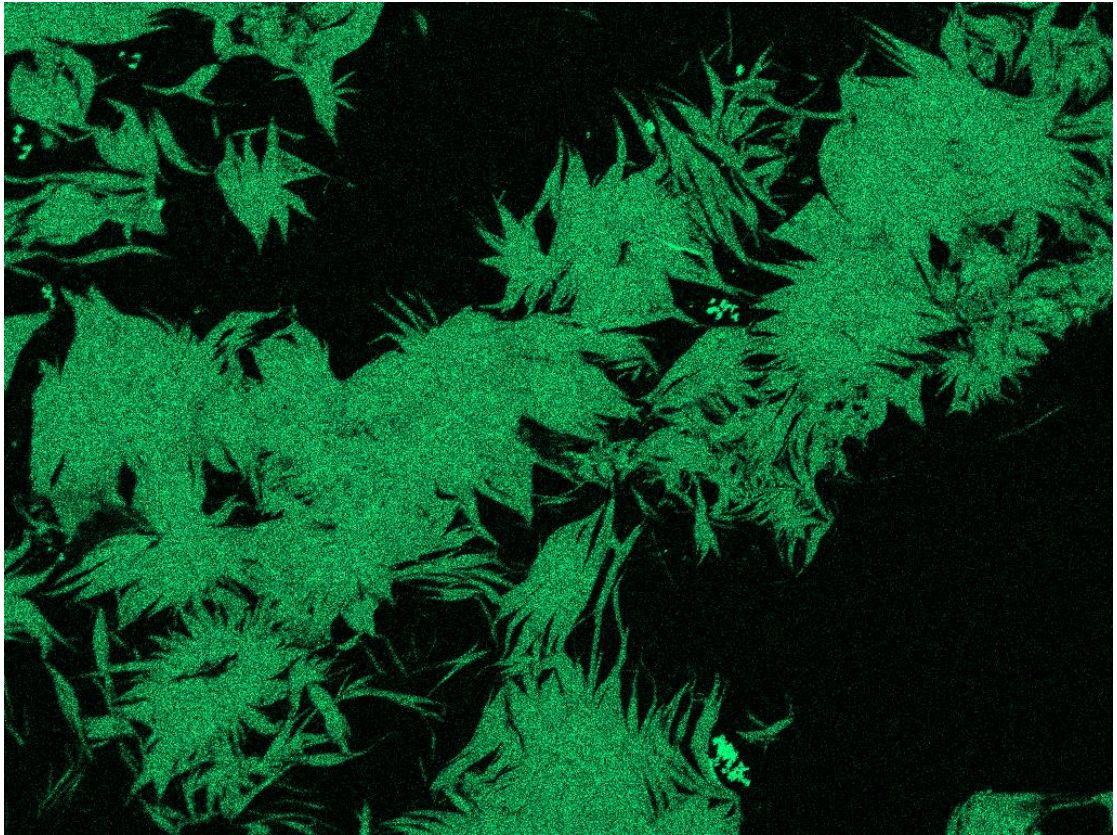
B



Г



Д



Е

Рис.7 А - РЭМ фото, Sr-V слюды (Mi) вокруг клаусталита (Kla) с каймой мальшевиты (Mal); Б - карта распределения элементов; В - ванадий; Г - хром; Д - кислород; Е - кремний.

Наталиит является ванадиевым аналогом эгирина. Среди рудно-метасоматических образований на онежских месторождениях установлены две разновидности щелочного пироксена, которые следует рассматривать как две генерации, возникшие в результате стадийного развития рудообразующего процесса. Первая генерация - эгирин-1 (акмит) - образуется в составе тонкозернистых натровых метасоматитов, совместно с альбитом-1, где встречается в виде мелкой рассеянной вкрапленности игольчатых, призматических или изометричных зерен размером менее 1 мм в количестве 1-2, редко 5. Ванадиевый эгирин-2 (наталиит) (рис. 9), детально изученный и описанный Е.В. Румянцевой, имеет в шлифах почти такую же как эгирин-1, но более насыщенную окраску - в красно-коричневых и лимонно-желтых тонах. При этом обладает, в отличие от эгирина-1, обратной схемой абсорбции. Наталиит также тесно ассоциирует с кристаллами пластинчатого гематита и роскоэлитом-2 (Леденева Н.В., 2005).

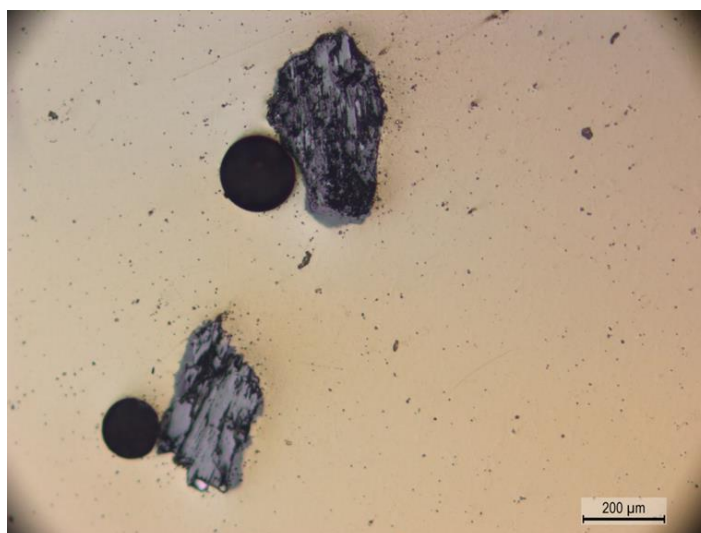


Рис. 9. Наталиит в шайбе. Отраженный свет. Без анализатора.

Агрегаты **флогопита-1** и **флогопита-2**, как и агрегаты роскоэлита, характеризуются структурной неоднородностью - двумя политипными модификациями 2M1 и 1M. Ванадийсодержащий средне-крупночешуйчатый флогопит-2 встречается в той же ассоциации, что и роскоэлит-2, и по внешним признакам трудно отличим от последнего. Его коричневая окраска в проходящем свете имеет серо-зеленый, а не розоватый оттенок. (Леденева Н.В., 2005).

3.2.1.1 *Минералогические и кристаллохимические особенности ванадиевой минерализации*

3.2.1.1.1 *Ванадиевые слюды*

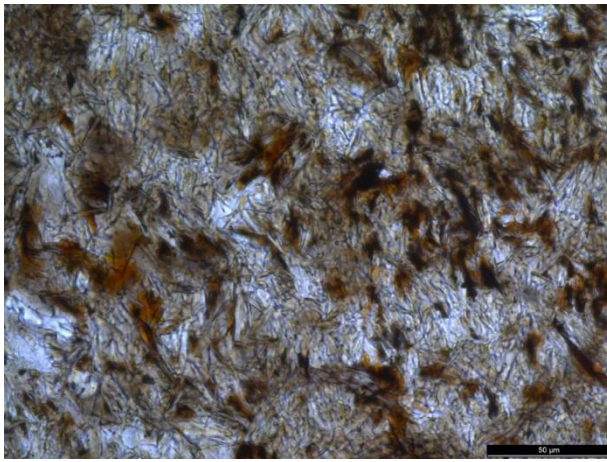
Макроскопически порода темная, коричнево-серая, наблюдаются серо-белые прожилки, а также прожилки слюд большего размера, нежели слагающие основную массу (рис. 10).



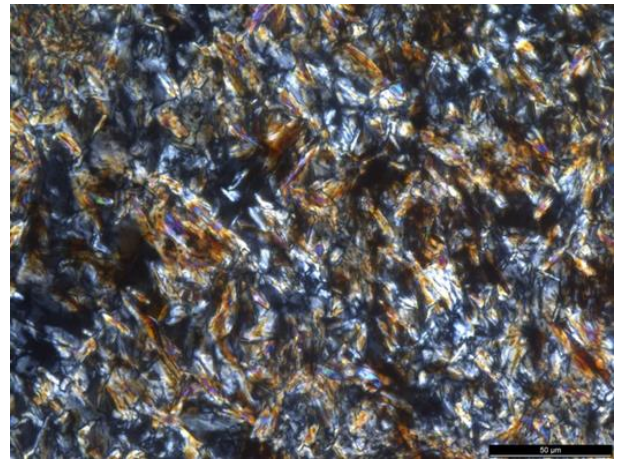
Рис. 10 Образец ванадиевых слюдитов с месторождения Средняя Падма.

Для изучения оптических свойств ванадиевой слюды были сделаны два прозрачно-полированных шлифа (№1 и №2 в дальнейшем).

Наблюдается две генерации слюд. Размер чешуек слюд от 0,02 до 1-2 мм. (рис. 11). В проходящем свете без анализатора они имеют цвет от почти белого до коричневого и розовато-коричневого. Наблюдается сильных плеохроизм – меняются оттенки коричневого (от бледного и почти белого до насыщено-коричневого). В проходящем свете с анализатором наблюдается сильная анизотропия, поляризационные окраски второго порядка, преобладают фиолетовые, розовые, синие, голубые, коричневые (рис. 12). Положительный рельеф, высокая шагрень.

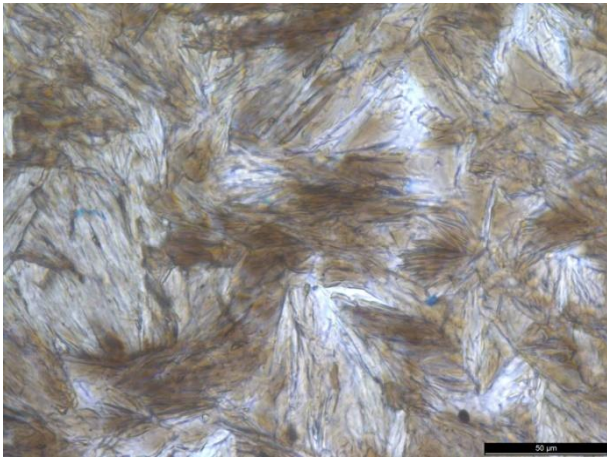


А

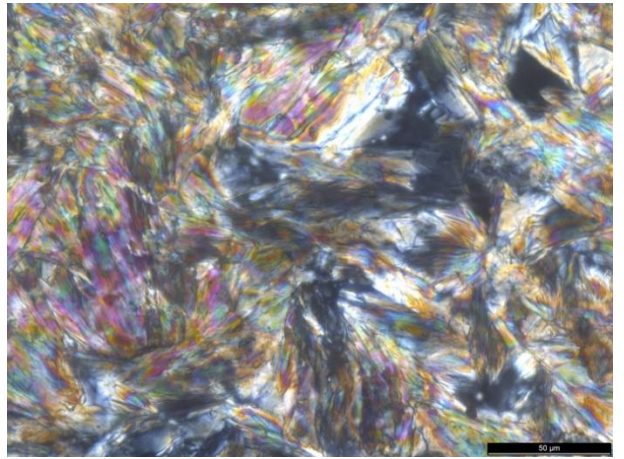


Б

Рис. 11. Мелкочешуйчатые ванадиевые слюды. А – без анализатора, Б – с анализатором. Прозрачно-полированный шлиф №1 поле 1. Размер поля зрения – 0,25 мм



А



Б

Рис. 12. Крупночешуйчатые ванадиевые слюды. А – без анализатора, Б – с анализатором. Прозрачно-полированный шлиф №1 поле 1. Размер поля зрения – 0,25 мм

Крупночешуйчатые слюды приурочены к прожилкам, часто бывают в ассоциации с карбонатами (рис. 13).

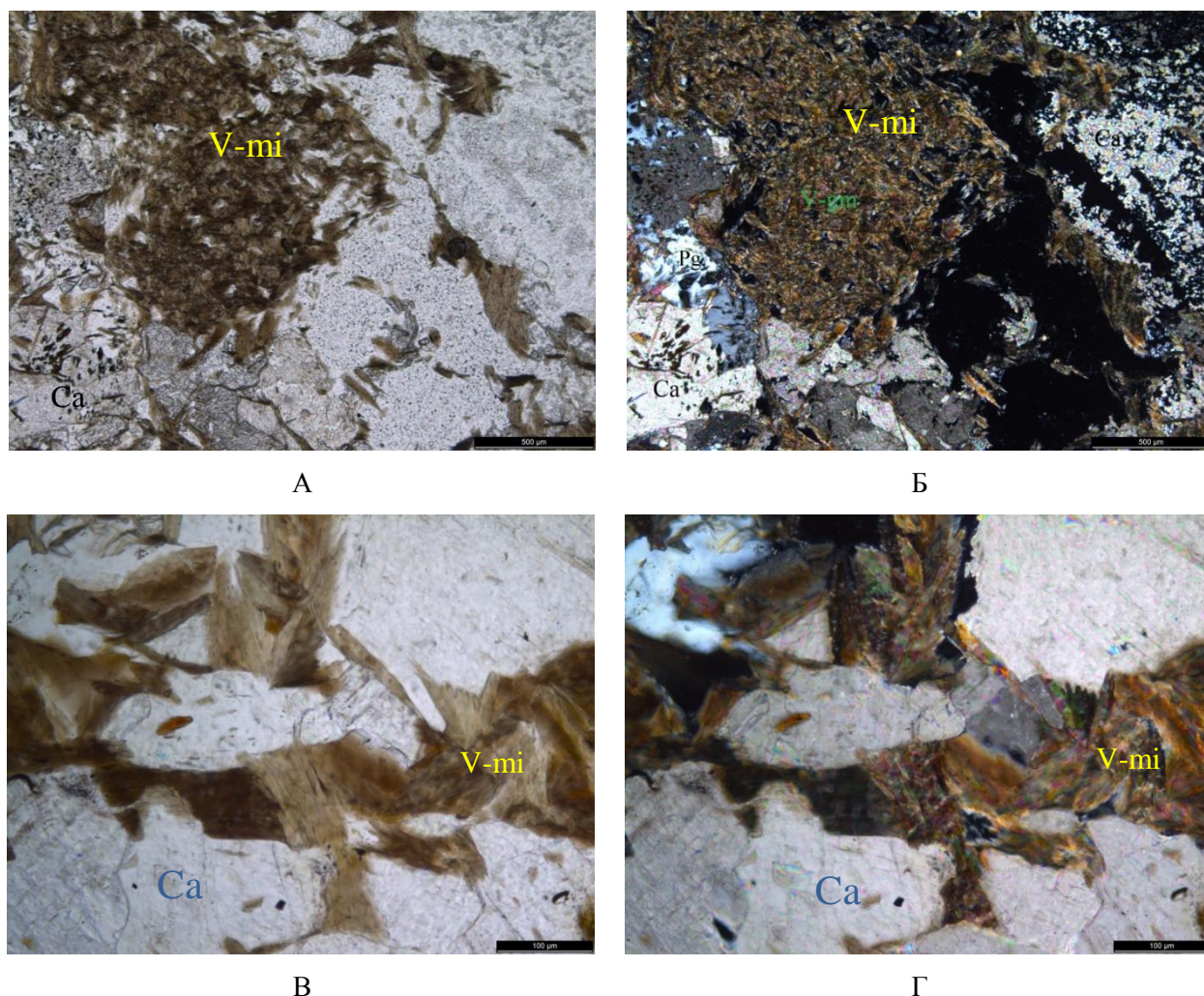


Рис. 13. Среднечешуйчатые (А, Б) и крупночешуйчатые (В, Г) ванадиевые слюды (V-mi) в карбонатах (Ca). А, В – без анализатора, Б, Г – с анализатором. Прозрачно-полированный шлиф №2 поле 1 (А,Б), поле 2 (В, Г). Размер поля зрения – 2,5 мм.

Для определения химического состава слюд проводилась электронно-микроскопическая съемка с рентгеноспектральным микроанализом (рис. 14-16).

По данным данного анализа были проведены расчеты коэффициентов для слюды (табл. 4).

На основании данной таблицы был сделан расчет средней формулы для слюды:
 $K_{0,87} (V_{0,90} Fe_{0,29} Mg_{0,61} Al_{0,17})_{\Sigma 2,00} [Al_{0,74} Ti_{0,02} Si_{3,28} O_{10,00}] (OH)_{2,00}$.

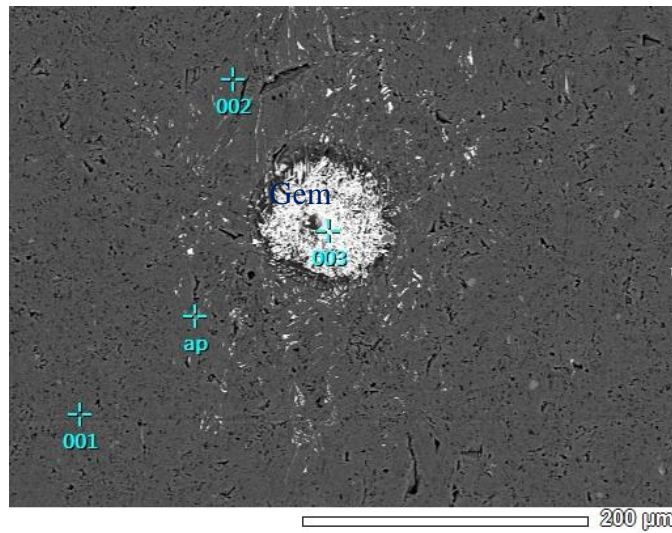


Рис. 14. Пробы 001-003. Гематит (Gem) в ванадиевых слюдах. Изображение во вторичных электронах

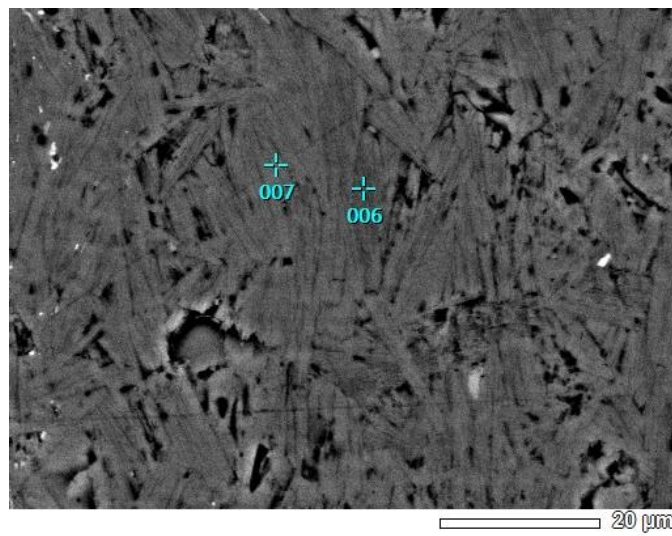


Рис. 15. Пробы 006-007. Ванадиевые слюды под большим увеличением. Изображение во вторичных электронах.

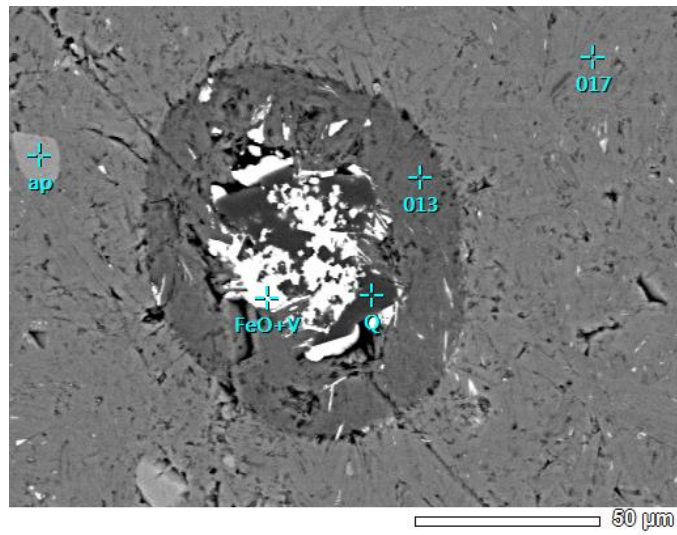


Рис. 16. Пробы 013, 017. Ванадиевые слюды с гематитом (FeO+V) и кварцем (Q). Изображение во вторичных электронах

Таблица 4.

Расчеты средней формулы для слюды.

Анализ	Массовые доли оксидов, %							Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	V ₂ O ₅	
001	46,71	0,49	10,1	4,79	5,58	10,02	22,32	100,01
002	47,18	0,41	9,84	4,62	5,35	10,19	22,41	100,00
006	47,99	0,36	9,55	4,38	8,61	10,37	18,74	100,00
007	46,9	0,29	10,32	4,85	5,58	10,06	22	100,00
010	47,33	0,44	9,63	4,91	7,33	10,36	20,01	100,01
012	47,24	0,4	10,41	4,88	5,09	10,15	21,84	100,01
017	47,86	0,41	10,25	4,58	5,62	10,53	20,76	100,01
020	47,14	0	10,34	4,75	5,75	9,77	22,25	100,00
Среднее:	47,29	0,35	10,06	4,72	6,11	10,18	21,29	100,01
Анализ	Формульные коэффициенты (расчет по кислороду на 11 ед. кислорода)							Сумма
	Si	Ti	Al	Fe	Mg	K	V	
001	3,07	0,02	0,78	0,26	0,55	0,84	0,97	6,49
002	3,10	0,02	0,76	0,25	0,52	0,85	0,97	6,47
006	3,15	0,02	0,74	0,24	0,84	0,87	0,81	6,67
007	3,08	0,01	0,80	0,27	0,55	0,84	0,95	6,50
010	3,12	0,02	0,75	0,27	0,72	0,87	0,87	6,62
012	3,10	0,02	0,80	0,27	0,50	0,85	0,95	6,48
017	3,14	0,02	0,79	0,25	0,55	0,88	0,90	6,53
020	3,09	0,00	0,80	0,26	0,56	0,82	0,96	6,48
Среднее:	3,11	0,02	0,78	0,26	0,60	0,85	0,92	6,53

Для уточнения принадлежности данного образца к определенной минеральной группе, а также для первоначального уточнения параметров его решетки, нами был проведен рентгено-дифракционный анализ порошковым методом.

Методика:

1. Образец, размером около 0,5 см, измельчался в агатовой ступке до получения порошкообразного (пудрообразного) состояния.
2. Затем полученный порошок смешивался с вазелином до получения пастообразного состояния.
3. Полученную массу наносили на таблетку, разравнивали, а затем помещали в прибор Rigaku MiniFlex 1 (Cu) DESKTOP X-ray DIFFRACTOMETER

Параметры измерения: скорость съемки – 2 град./мин, шаг съемки – 0,02 град., диапазон сканирования – 5-70 град., ось сканирования – 2 Theta/Theta

Был получен следующий профиль измерения (рис.17).

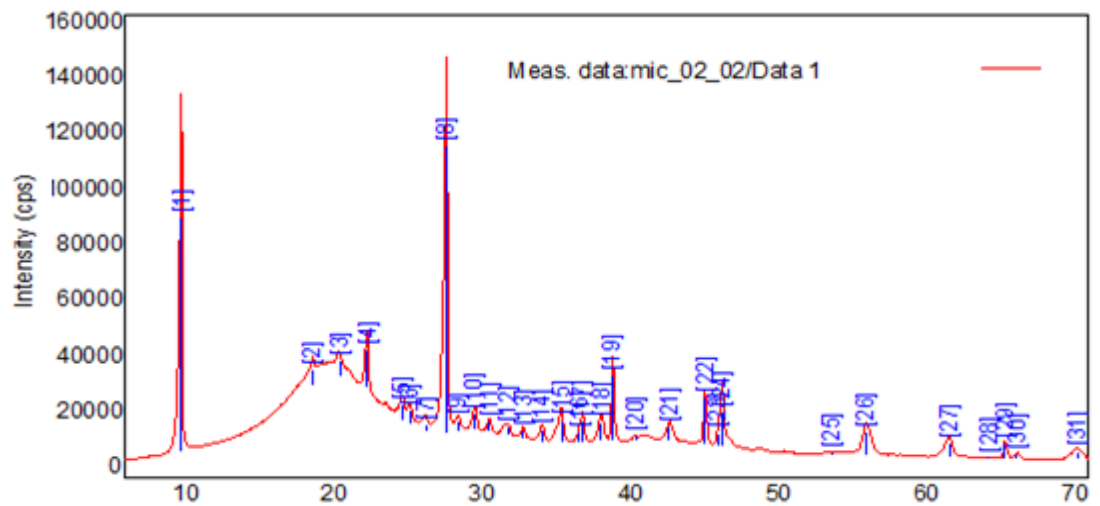
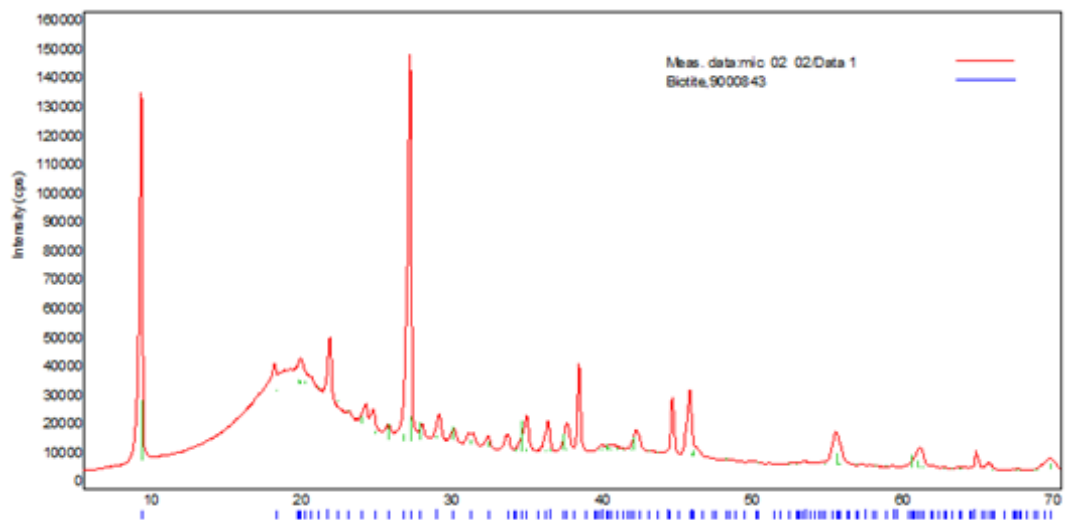
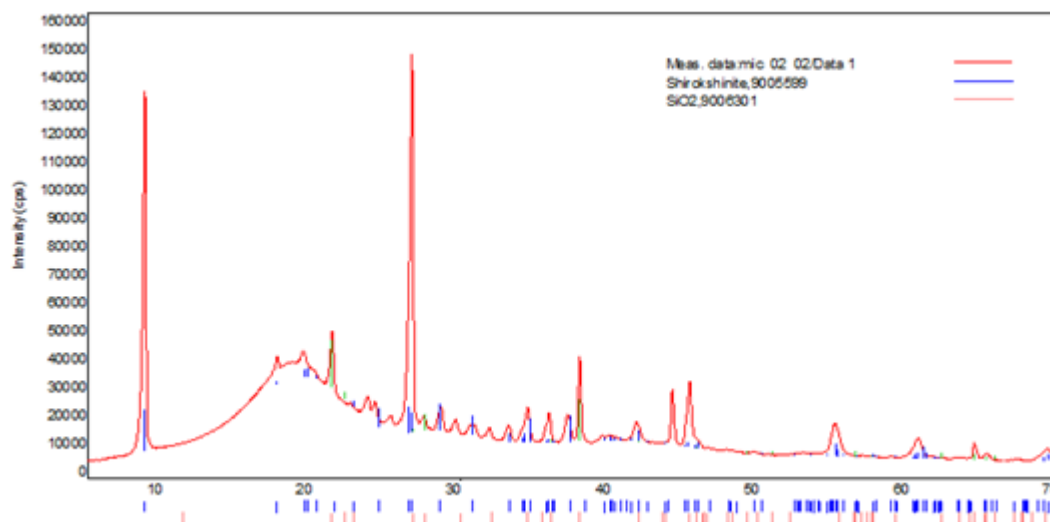


Рис. 17. Профиль измерения, полученный после рентгено-дифракционного анализа порошковым методом.

Затем с помощью программы PDXL2 был проведен сравнительный анализ для определения принадлежности образца к определенной группе минералов (рис.18).



A



Б

Рис.18. Профили после анализа результатов измерения. А - сравнение образца и биотита; Б – сравнение образца с широкшинитом ($K(NaMg_2)Si_4O_{10}F_2$) и кварцем.

По результатам данного сравнения можно сделать вывод, что больше всего изучаемый образец слюд похож на широкшинит, однако имеет и близкое сходство с биотитом.

Для уточнения параметров элементарной ячейки и для расшифровки структуры нами был проведен рентгено-дифракционный анализ монокристалльным методом. Для этого на стекло с эпоксидной смолой были отобраны кристаллы, а затем проводилась съемка на монокристалльном дифрактометре Bruker Smart Apex II, установленном в Ресурсном центре СПбГУ "Рентгенодифракционные методы исследования".

После получения данных о параметрах элементарной ячейки было произведено сравнение этих данных с имеющимися данными о параметрах ячеек мусковита, флогопита и роскоэлита, а также сравнение их кристаллографических особенностей (табл. 5) (для мусковита, флогопита и роскоэлита информация взята с <https://www.mindat.org>). Эти данные важны для определения принадлежности исследуемого образца к определенному минеральному виду.

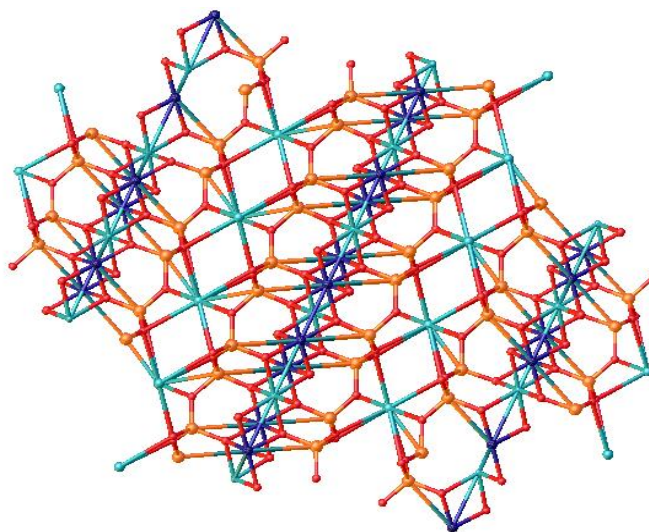
Таблица 5.

Сравнение кристаллографических параметров слюды.

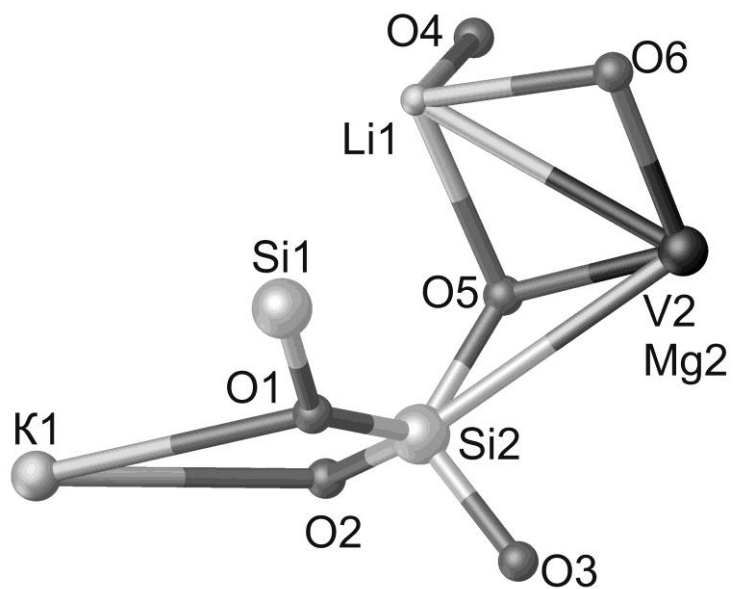
Параметры ячейки	Образец V-слюды	Мусковит	Флогопит	Роскоэлит
Сингония	Моноклиная			
Пространственная группа	C2/c	B2/b	B2/m	C2/m
a	5,29	5,20	5,3	5,3
b	9,18	9,03	9,19	9,2
c	20,13	20,11	10,15	10,2
β	95,23	95,78	100,08	100,55
Число формульных единиц (z)	4	4	4	2
Объем элементарной ячейки	973,3	938,80	486,75	488,94

Исходя из этих данных, можно сделать вывод о том, что ближе всего данная слюда похожа на мусковит, однако, некоторые моменты остаются спорными.

На основании данных монокристалльной съемки и химического анализа в программе OLEX2 были составлены структуры (рис. 19).



A



Б

Рис. 19. Структуры, составленные в программе OLEX2 (А - структура, Б - одна ячейка).

3.2.1.1.2 Ванадиевые гематиты

Основой для исследования стала минералогическая проба, измельченная до $-0,25+0$ мм, сепарированная слабым и сильным магнитами. В результате получены магнитная, парамагнитная и немагнитная фракции. Мы исследовали магнитную фракцию. (рис. 20).

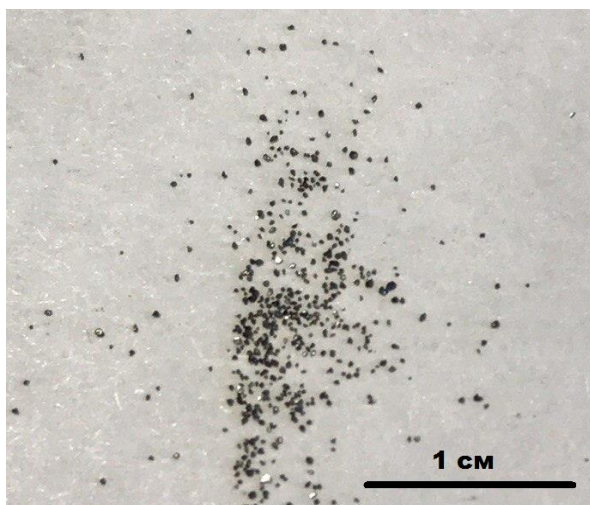


Рис. 20. Гематиты. Магнитная фракция.

Было высказано предположение, что гематиты с данного месторождения содержат в своей структуре ванадий. Для подтверждения были использованы следующие методы: ядерная гамма-резонансная спектроскопия (Мессбауэровская спектроскопия), электронно-микроскопический с рентгено-спектральным микроанализом химического состава минералов, рентгено-дифракционный (монокристалльный метод).

Электронно-микроскопический метод с рентгено-спектральным микроанализом химического состава минералов использовался для подтверждения вхождения ванадия в структуру гематита. Для проведения анализа была изготовлена кассета, в которую были помещены предварительно отобранные зерна гематита (рис. 21).

Съемка проводилась сотрудниками ресурсного центра СПбГУ “Геомодель”. Помимо шайбы, микроанализ химического состава проводился для аншлифа 821_24 (рис. 22)

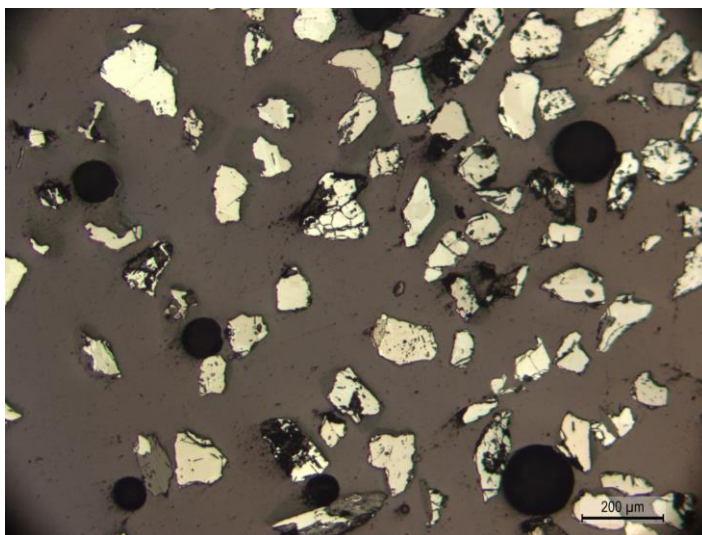


Рис. 21. Гематиты в кассете.

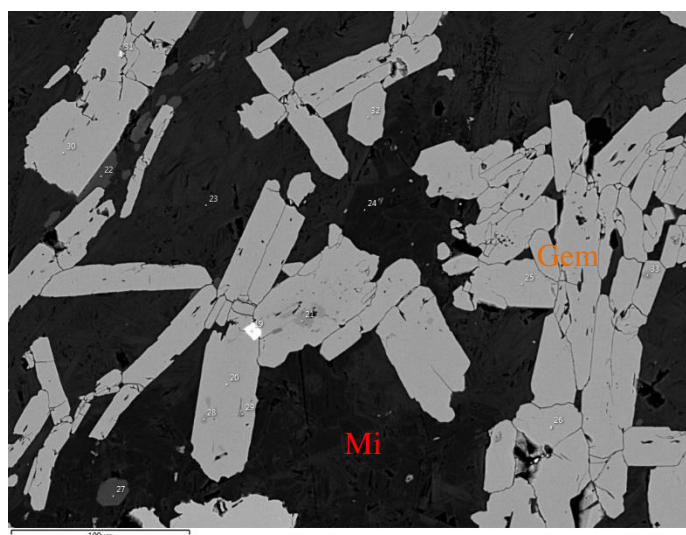


Рис. 22. Электронно-микроскопическое изображение гематита (Gem) в слюдитах (Mi). Аншлиф 821_24. Размер поля зрения – 0,4 мм.

В результате была получена таблица массовых долей оксидов. После расчетов формульных коэффициентов катионным методом стало понятно, что в данной группе можно наблюдать три минеральных группы: рутил, гематит и карелианит (табл. 6, 7, 8).

Минеральные группы выделялись по наибольшему содержанию элемента. Так, для рутила – титан, для гематита – железо, для карелианита – ванадий.

Таблица 6.

Расчет формульных коэффициентов для минералов группы рутила.

Рутил						
Препарат/поле	Анализ	Формульные коэффициенты (расчет на 1 катион для рутила)				
		Ti	V	Fe	Сумма	O
anshlif/Участок 2	3	0,71	0,18	0,11	1,00	2
anshlif/Участок 2	5	0,71	0,18	0,11	1,00	2
anshlif/Участок 2	12	0,48	0,38	0,08	1,00	2
anshlif/Участок 2	13	0,55	0,37	0,08	1,00	2
anshlif/Участок 3	29	0,49	0,33	0,18	1,00	2
V-egirin/Участок 4	34	0,51	0,34	0,10	1,00	2
V-egirin/Участок 4	35	0,55	0,34	0,11	1,00	2
V-egirin/Участок 4	40	0,52	0,31	0,14	1,00	2
V-egirin/Участок 4	44	0,60	0,26	0,14	1,00	2
V-egirin/Участок 5	59	0,51	0,29	0,16	1,00	2
V-egirin/Участок 5	63	0,56	0,31	0,13	1,00	2
V-egirin/Участок 5	66	0,57	0,32	0,11	1,00	2
V-egirin/Участок 6	69	0,46	0,36	0,16	1,00	2
V-gematite/Участок 11	122	0,52	0,34	0,12	1,00	2
V-gematite/Участок 12	134	0,54	0,34	0,13	1,00	2
Среднее:		0,55	0,31	0,12	1,00	2

Таблица 7.

Расчет формульных коэффициентов для карелианита.

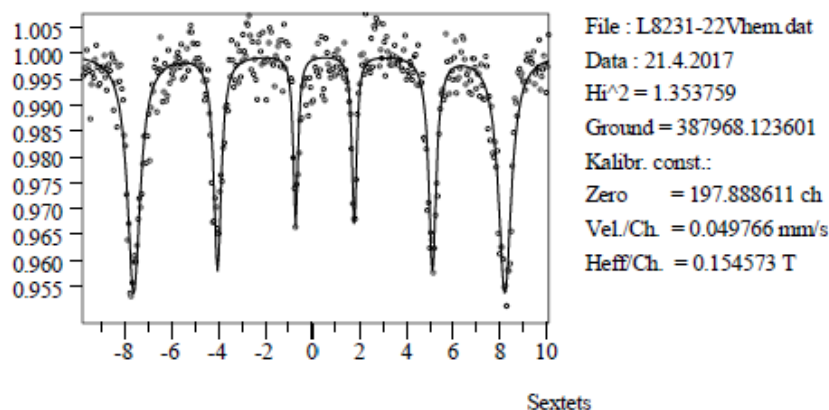
Карелианит						
Препарат/поле	Анализ	Формульные коэффициенты (расчет на 2 катиона для карелианита)				
		Ti	V	Fe	Сумма	O
anshlif/Участок 2	1	0,11	0,99	0,91	2,00	3
anshlif/Участок 2	2	0,13	0,99	0,88	2,00	3
anshlif/Участок 2	4	0,10	0,97	0,93	2,00	3
anshlif/Участок 2	6	0,09	1,04	0,86	2,00	3
anshlif/Участок 2	8	0,10	0,95	0,93	2,00	3
anshlif/Участок 2	9	0,69	0,89	0,35	2,00	3
anshlif/Участок 2	10	0,08	1,04	0,87	2,00	3
anshlif/Участок 2	14	0,18	0,95	0,86	2,00	3
anshlif/Участок 2	15	0,08	1,04	0,88	2,00	3
anshlif/Участок 3	20	0,14	1,02	0,83	2,00	3
anshlif/Участок 3	21	0,43	1,12	0,45	2,00	3
anshlif/Участок 3	25	0,09	1,02	0,89	2,00	3
anshlif/Участок 3	26	0,10	0,97	0,93	2,00	3
anshlif/Участок 3	28	0,62	0,78	0,60	2,00	3
anshlif/Участок 3	30	0,10	1,02	0,89	2,00	3
anshlif/Участок 3	32	0,11	0,98	0,91	2,00	3
anshlif/Участок 3	33	0,57	0,88	0,55	2,00	3
Среднее		0,22	0,98	0,80	2,00	3

Таблица 8.

Расчет формульных коэффициентов для гематита.

Гематит						
Препарат/поле	Анализ	Формульные коэффициенты (расчет на 2 катиона для гематита)				
		Ti	V	Fe	Сумма	O
V-egirin/Участок 4	42	0,05	0,25	1,70	2,00	3
V-egirin/Участок 5	62	0,06	0,36	1,57	2,00	3
V-egirin/Участок 6	70	0,09	0,23	1,68	2,00	3
V-gematite/Участок 10	98	0,06	0,38	1,56	2,00	3
V-gematite/Участок 10	100	0,00	0,21	1,79	2,00	3
V-gematite/Участок 10	101	0,00	0,24	1,76	2,00	3
V-gematite/Участок 10	103	0,05	0,31	1,64	2,00	3
V-gematite/Участок 10	106	0,05	0,25	1,70	2,00	3
V-gematite/Участок 10	107	0,07	0,37	1,56	2,00	3
V-gematite/Участок 10	109	0,04	0,35	1,61	2,00	3
V-gematite/Участок 10	110	0,00	0,43	1,57	2,00	3
V-gematite/Участок 10	113	0,00	0,44	1,56	2,00	3
V-gematite/Участок 10	114	0,13	0,47	1,40	2,00	3
V-gematite/Участок 10	116	0,08	0,31	1,61	2,00	3
V-gematite/Участок 11	117	0,00	0,41	1,59	2,00	3
V-gematite/Участок 11	118	0,01	0,36	1,63	2,00	3
V-gematite/Участок 11	119	0,08	0,51	1,41	2,00	3
V-gematite/Участок 11	121	0,00	0,45	1,55	2,00	3
V-gematite/Участок 11	124	0,09	0,48	1,43	2,00	3
V-gematite/Участок 12	125	0,01	0,41	1,58	2,00	3
V-gematite/Участок 12	126	0,01	0,37	1,62	2,00	3
V-gematite/Участок 12	128	0,06	0,60	1,34	2,00	3
V-gematite/Участок 12	129	0,00	0,45	1,55	2,00	3
V-gematite/Участок 12	130	0,10	0,40	1,51	2,00	3
V-gematite/Участок 12	131	0,03	0,17	1,80	2,00	3
V-gematite/Участок 12	132	0,06	0,52	1,42	2,00	3
V-gematite/Участок 12	135	0,01	0,34	1,65	2,00	3
V-gematite/Участок 12	136	0,09	0,56	1,35	2,00	3
V-gematite/Участок 13	138	0,08	0,17	1,75	2,00	3
V-gematite/Участок 13	139	0,09	0,51	1,40	2,00	3
V-gematite/Участок 13	140	0,07	0,41	1,52	2,00	3
V-gematite/Участок 13	141	0,12	0,35	1,53	2,00	3
V-gematite/Участок 13	142	0,11	0,47	1,42	2,00	3
V-gematite/Участок 13	143	0,07	0,24	1,68	2,00	3
V-gematite/Участок 13	144	0,13	0,46	1,41	2,00	3
V-gematite/Участок 13	145	0,03	0,23	1,74	2,00	3
Среднее:		0,05	0,40	1,55	2,00	3

Ядерная гамма резонансная спектроскопия использовалась для определения валентности железа в составе гематита. По результатам ЯГРС можно считать все железо трехвалентным (рис. 23).



n	A1(imp)	A2(imp)	A3(imp)	Γ 1(mm/s)	Γ 2(mm/s)	Γ 3(mm/s)	IS(mm/s)	QS(mm/s)	H_{eff} (T)	%
1	-0.046	-0.042	-0.033	0.664	0.384	0.236	0.389	0.242	49.201	100.00
	+/-0.001	+/-0.002	+/-0.002	+/-0.025	+/-0.017	+/-0.020	+/-0.005	+/-0.009	+/-0.040	

Рис. 23 Результаты ЯГРС для ванадиевого гематита.

Рентгено-диффракционный порошковый метод. Съемка проводилась на приборе MiniFlex 1 (Cu) DESKTOP X-ray DIFFRACTOMETER при следующих параметрах: скорость съемки – 5 град/мин, шаг съемки – 0,02 град., диапазон сканирования – 5-100 град., ось сканирования – 2 Theta/Theta. Применялся данный метод для сравнения гематита из месторождения Космозерское и синтетического гематита с формулой Fe_2O_3 из базы данных ICDD, номер карты 01-089-0599, а также для расчетов параметров элементарной ячейки. При выполнении данного анализа выяснилось, что фракция была не мономинеральна, в ней присутствуют примеси эгирина, кварца и, предположительно, слюды в небольших количествах (рис. 24) (табл. 9).

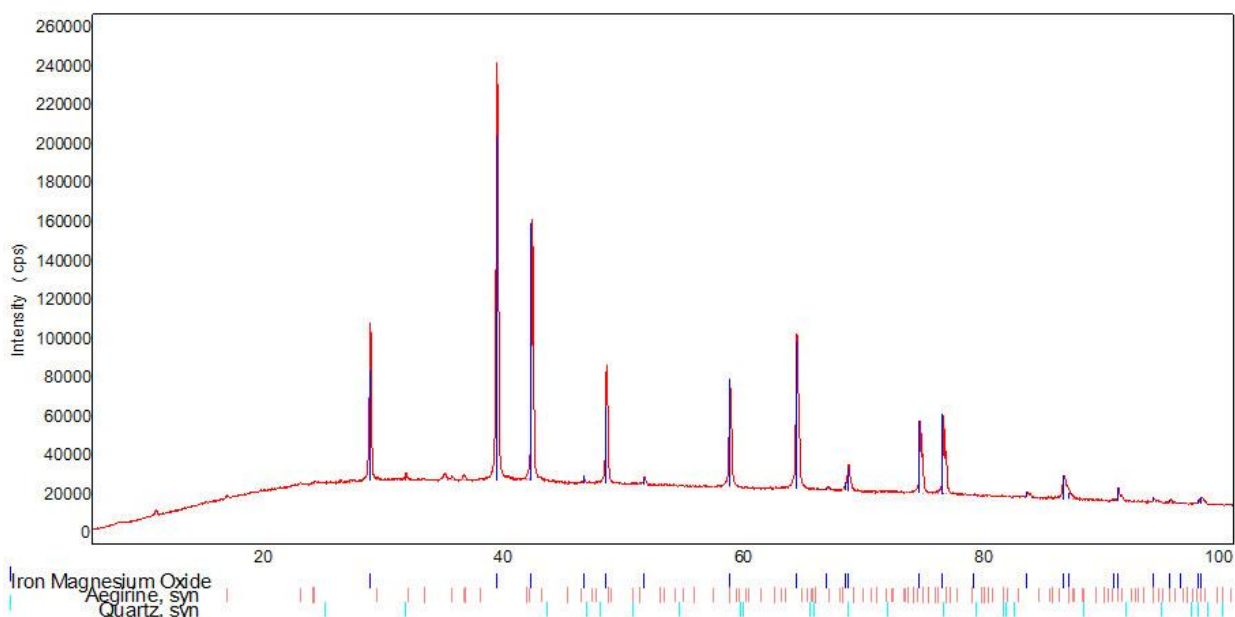


Рис. 24 Профили после анализа результатов. Сравнение гематита с месторождения с синтетическим гематитом, эгирином и кварцем.

Таблица 9.

Список пиков и их принадлежность различным минералам

№	2 θ , °	d, Å	Интенсивность, %	Наименование фазы (hkl)
1	22.35(15)	4.62(3)	2.24	Aegirine, syn(2,0,0)
2	28.135(2)	3.6800(3)	36.36	Iron Magnesium Oxide(0,1,2)
5	31.11(2)	3.336(2)	1.59	Quartz, syn(1,0,1)
7	34.954(12)	2.9784(10)	0.97	Aegirine, syn(2,2,-1)
8	35.900(4)	2.9024(3)	1.52	Aegirine, syn(3,1,0)
9	38.6840(11)	2.70068(7)	100.00	Iron Magnesium Oxide(1,0,4)
10	41.6103(13)	2.51831(8)	60.81	Iron Magnesium Oxide(1,1,0),Aegirine, syn(0,0,2)
11	45.942(15)	2.2920(7)	1.07	Iron Magnesium Oxide(0,0,6)
12	47.8010(13)	2.20778(6)	29.70	Iron Magnesium Oxide(1,1,3),Aegirine, syn(2,2,-2)
13	50.961(10)	2.0792(4)	1.98	Iron Magnesium Oxide(2,0,2)
14	58.0853(13)	1.84254(4)	30.29	Iron Magnesium Oxide(0,2,4),Aegirine, syn(4,2,-2)
15	63.6696(16)	1.69579(4)	48.64	Iron Magnesium Oxide(1,1,6)
16	67.995(7)	1.59970(14)	9.14	Iron Magnesium Oxide(1,2,2),Quartz, syn(2,1,0)
17	73.9496(17)	1.48718(3)	21.68	Iron Magnesium Oxide(2,1,4)
18	75.9005(16)	1.45450(3)	23.04	Iron Magnesium Oxide(3,0,0),Quartz, syn(1,1,3)
19	82.911(14)	1.35111(18)	1.55	Iron Magnesium Oxide(2,0,8)
20	85.958(6)	1.31208(7)	10.09	Iron Magnesium Oxide(1,0,10)
21	86.360(14)	1.30716(17)	2.65	Iron Magnesium Oxide(1,1,9),Aegirine, syn(3,1,3)
22	90.05(4)	1.2645(4)	0.53	Iron Magnesium Oxide(2,1,7),Aegirine, syn(0,0,4)
23	90.476(4)	1.25976(5)	3.86	Iron Magnesium Oxide(2,2,0),Aegirine, syn(6,4,0)
24	93.47(2)	1.2283(2)	1.12	Iron Magnesium Oxide(3,0,6),Aegirine, syn(4,2,-4)
25	94.827(15)	1.21491(14)	0.82	Iron Magnesium Oxide(2,2,3),Aegirine, syn(0,2,4)
26	97.406(4)	1.19059(4)	2.87	Iron Magnesium Oxide(3,1,2),Aegirine, syn(1,3,-

На основании полученных результатов в программе PDXL 2 были рассчитаны параметры элементарной ячейки для гематита: $a=5.0357$, $c=13.7567$, R-3c пространственная группа, гексагональная сингония.

При сравнении их с параметрами элементарной ячейки синтетического гематита с формулой Fe_2O_3 ($a=5,0320$, $c=13,7330$, пространственная группа R-3c), можно наблюдать, что размер ячейки у образца несколько больше, чем размер ячейки гематита Fe_2O_3 . Данное отклонение можно связать с тем, что радиус атома ванадия - 134 пм, что несколько больше, чем радиус атома железа (126 пм).

3.2.1.1.3 Уранованадаты

Тюямунит представлен ксеноморфными зернами размером до 0,5 мм. Цвет тюямунита желтый с сильным зеленоватым оттенком. В проходящем свете отличается высоким двупреломлением ($n_g - n_p = 0,20$), отчетливым плеохроизмом от зеленовато-светло-желтого до желтого цвета в некоторых срезах. Присутствие тюямунита подтверждается результатами рентгенофазового анализа (таб. 11).

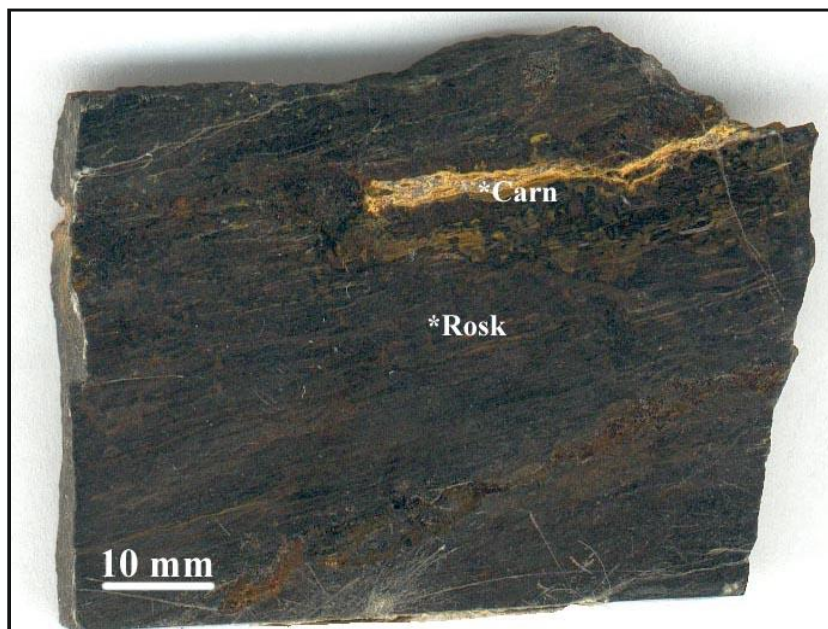


Рис. 25. Порошковидные агрегаты карнотита (Carn), выполняющие прожилки в роскоэлитовых слюдитах (Rosk). Образец №П827/7.

Полученный химический состав (табл. 10, ан. 22, 23) свидетельствует, что содержание UO_2 в изученных образцах довольно стабильно - около 69%, содержание V_2O_5 составляет около 19%, что соответствует теоретической формуле тюямунита $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$, а содержание кальция (CaO до 3,5%) явно ниже теоретического значения (6,3% Соболева М.В., Пудовкина И.А., 1957). Кроме того, устанавливается постоянное присутствие примеси калия (K_2O до 2,5%), который, вероятно, замещает кальций.

Карнотит представлен ксеноморфными, часто порошковидными агрегатами (рис. 25). Цвет от канареечно- до грязно-желтого (в порошковидных массах). Блеск матовый.

В проходящем свете в некоторых срезах наблюдается отчетливый плеохроизм (изменяются тона желтого) и высокое двупреломление ($n_g - n_p = 0,20$).

Присутствие карнотита отчетливо подтверждено результатами рентгено-фазового анализа (табл. 10).

Химический состав карнотита по результатам микрозондового анализа (табл.10, ан. 24, 25) в целом отвечает теоретической формуле (Соболева М.В., Пудовкина И.А., 1957) – $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$. Отмечается постоянное присутствие примеси кальция, который, вероятно замещает калий. По мнению некоторых исследователей (Соболева М.В., Пудовкина И.А., 1957) это вызвано присутствием большого количества карбонатов при образовании карнотита. Присутствие свинца объясняется, вероятно, радиогенной природой последнего.

Карнотит встречается совместно с тюямунитом, часто замещая его по трещинкам и в краевых частях зерен. Тюямунит и карнотит тесно ассоциируют с роскоэлитом, кальцитом и настураном-2, часто замещая последний. Порошковидные массы карнотита выполняют прожилки в роскоэлитовых слюдитах (рис. 25).

Таблица. 10

Химический состав минералов по данным микрозондового анализа (масс.%). Месторождение Средняя Падма (А.П. Бороздин, 2006).

№№	Образец	Точка	UO ₂	SiO ₂	V ₂ O ₃	PbO	K ₂ O	CaO	MnO	Сумма
Тюямунит $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot nH_2O$										
22	П733/61	5	69,40	0,40	19,50		2,10	3,70		95,10
23	П733/61	6	69,40	0,40	19,60		1,90	3,30		94,60
Карнотит $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot nH_2O$										
24	П832/Д	1	66,00		22,10	2,80	9,10			100,00
25	Т654/9-1	1b	64,30		19,20	5,10	6,00	2,30		96,90

Заканчивая описание уранованадатов, следует отметить, что в изученных образцах большей частью мы имели дело с тонкодисперсной смесью карнотита и тюямунита (Соболева М.В., Пудовкина И.А., 1957). Разделение их осуществлено главным образом рентгенометрически и по преобладанию калия или кальция в химическом составе минерала.

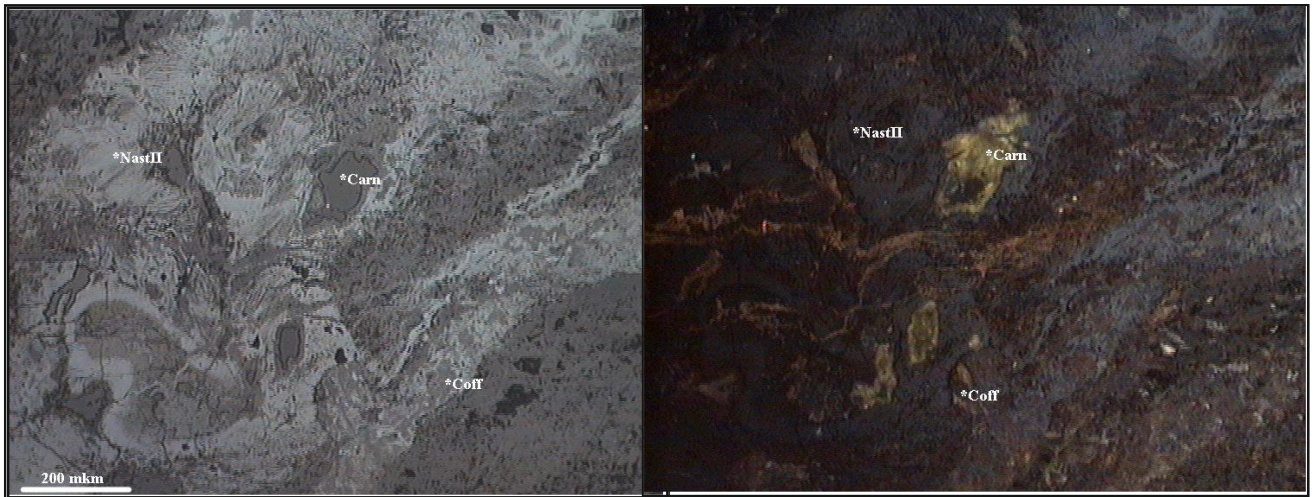
Таблица 11.

Результаты рентгенофазового анализа пробы П827/7А-1

Анализ П827/7А-1		PDF 060017		PDF 50191	
		Ca(UO ₂) ₂ V ₂ O ₈ ·8H ₂ O		K ₂ O·2UO ₃ ·V ₂ O ₅ ·3H ₂ O	
		Тюямунит		Карнотит	
d	I	d	I	d	I
6.348	72			6.425	100
4.994	11	5,020	90		
3.489	43	3,370	30	3.493	60
3.203	55	3,200	50	3.208	30
3.082	100	3,120	30	3.092	80
3.009	69			2.998	30
2.681	19	2,690	10		
2.549	30			2.552	30
2.477	20	2,480	10		
2.454	18			2.452	20
2.268	8	2,280	10	2.267	10
2.139	21	2,160	10	2.146	30
2.084	28	2,100	10	2.081	20
2.043	14	2,040	40		
2.011	25			2.016	20
1.960	24	1,964	10		
1.928	37			1.934	30
1.905	28			1.901	20
1.898	31	1,911	20		
1.862	17	1,870	10	1.864	10
1.755	11			1.756	10

По данным Ю.С. Полеховского и И.П. Тарасовой (Волков В.Н., Полеховский Ю.С. и др., 1997) урановая минерализация на месторождении Средняя Падма характерна преимущественно для ореолов развития рудных, карбонатно-слюдистых метасоматитов. При этом среди рудных метасоматитов выделяется две стадии – ранняя, для которой характерно развитие массивных карбонат-роскоэлитовых слюдитов, и поздняя, отличающаяся развитием карбонат-хромсладонит-роскоэлитовых прожилков с благороднометальной и селенидной минерализацией.

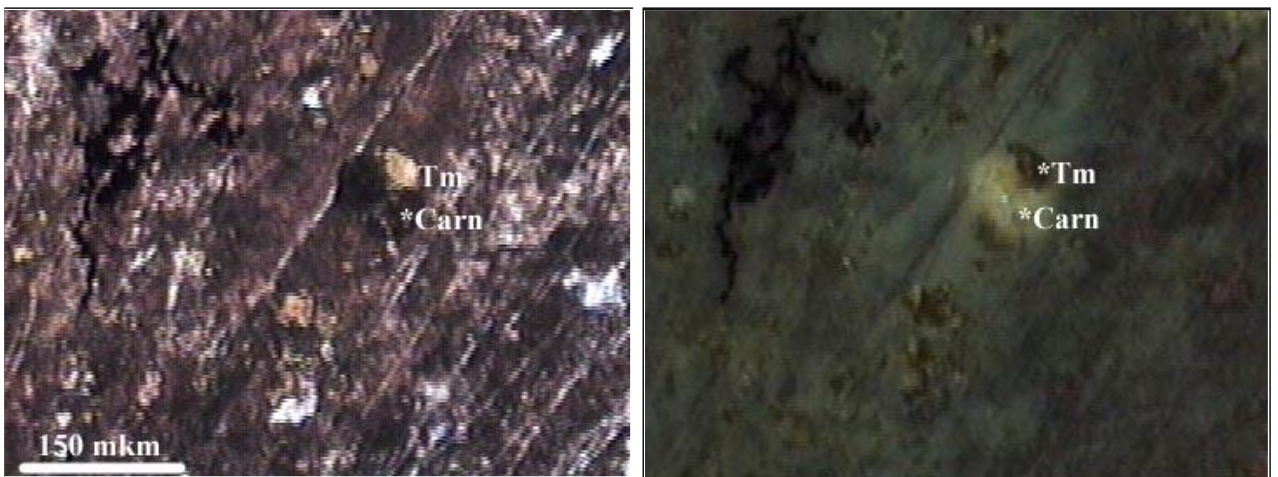
Уранованадаты развиваются преимущественно в ассоциации с настураном-2 и роскоэлитом (рис. 26). Среди уранованадатов тоже наблюдается отчетливая последовательность их образования. Более ранним, вероятно, является тюямунит, а карнотит уже замещает последний (рис. 27).



А

Б

Рис. 26. Карнотит (Carn), развивающийся в ассоциации с настураном (NastII) и коффинитом (Coff). Прожилки в роскоэлитовом слюдите. Аншлиф №П827/7. А – отраженный свет, без анализатора, Б – с анализатором.



А

Б

Рис. 27. Тонкодисперсный карнотит (Carn) развивается по ксеноморфному агрегату туюмунита (Tm). Прозрачно-полированный шлиф №П733/61. А – проходящий свет, без анализатора, Б - отраженный свет, с анализатором.

3.2.1.1.4 Силикаты ванадия

Для определения химического состава эгирина, а также для определения количественного содержания в нем ванадия нами был проведен электронно-микроскопический анализ с рентгеноспектральным микроанализом химического состава минералов. Для этого из парамагнитной легкой фракции были отобраны зерна эгирина, после чего они были помещены в шайбу (рис. 28).

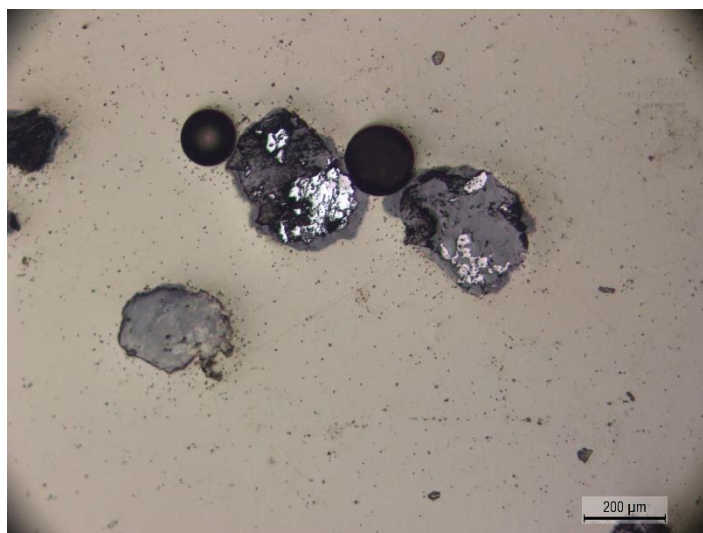


Рис. 28. Эгирины в шайбе.

Съемка проводилась сотрудниками ресурсного центра СПбГУ “Геомодель”.

В результате была получена таблица массовых долей оксидов. После расчетов формульных коэффициентов на 3 катиона по части катионов стало понятно, что в данной группе можно наблюдать две минеральных группы: эгирин и наталиит (табл. 12, 13).

Выделялись данные минеральные группы по процентному соотношению железа (эгирин) и ванадия (наталиит).

Таблица 12.

Массовые доли оксидов и расчет формульных коэффициентов для наталиита.

Наталиит										
Препарат/поле	Анализ	Массовые доли оксидов, %								
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Сумма
V-egirin/Участок 4	51	9,56	0,65	1,15	43,75	0,36	0,27	17,20	12,40	85,33
V-slud/Участок 8	85	12,25	0,00	0,43	51,75			20,71	13,07	98,22
V-slud/Участок 9	88	12,40	0,00	0,45	51,86		0,60	20,80	10,64	96,75
V-gematite/Участок 10	96	11,78	0,85	0,79	52,07	0,30	0,43	21,80	10,41	98,44
V-slud/Участок 9	89	12,83	0,00		51,49		0,43	18,39	14,64	97,79
V-slud/Участок 9	94	12,67	0,00		51,54		0,67	17,58	14,57	97,03
Среднее:		11,92	0,25	0,71	50,41	0,33	0,48	19,41	12,62	95,59
Формульные коэффициенты (расчет на 3 катиона по части катионов)										
Наталиит										
Препарат/поле	Анализ	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	V ³⁺	Fe ³⁺	O
V-egirin/Участок 4	51	0,83	0,04	0,06	1,96	0,02	0,01	0,51	0,42	6,00
V-slud/Участок 8	85	0,94	0,00	0,02	2,05	0,00	0,00	0,54	0,39	6,00
V-slud/Участок 9	88	0,96	0,00	0,02	2,08	0,00	0,03	0,55	0,32	6,00
V-gematite/Участок 10	96	0,89	0,05	0,04	2,03	0,01	0,02	0,56	0,31	6,00
V-slud/Участок 9	89	0,99	0,00	0,00	2,06	0,00	0,02	0,49	0,44	6,00
V-slud/Участок 9	94	0,98	0,00	0,00	2,07	0,00	0,03	0,47	0,44	6,00
Среднее:		0,93	0,02	0,02	2,04	0,01	0,02	0,52	0,39	6,00

Таблица 13.

Массовые доли оксидов и расчет формульных коэффициентов для эгирина.

Эгирин										
Препарат/поле	Анализ	Массовые доли оксидов, %								
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Сумма
V-egirin/Участок 4	52	9,29	3,43	0,38	47,96		0,34	8,86	20,10	90,35
V-slud/Участок 8	83	11,51	3,48	0,00	52,76			11,46	18,87	98,08
V-slud/Участок 8	86	12,36	0,65	0,00	50,44			5,44	27,99	96,89
V-slud/Участок 9	92	9,92	4,99		51,96		0,00	11,70	17,59	96,16
V-gematite/Участок 10	102	8,87	5,56	0,36	51,19			9,68	16,81	92,47
V-gematite/Участок 10	111	12,58	0,83	0,59	50,64			16,74	16,53	97,90
Среднее:		10,75	3,16	0,26	50,83		0,17	10,65	19,65	95,31
Формульные коэффициенты (расчет на 3 катиона по части катионов)										
Эгирин										
Препарат/поле	Анализ	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	V ³⁺	Fe ³⁺	O
V-egirin/Участок 4	52	0,72	0,21	0,02	1,92	0,00	0,01	0,23	0,61	6,00
V-slud/Участок 8	83	0,84	0,20	0,00	1,99	0,00	0,00	0,28	0,53	6,00
V-slud/Участок 8	86	0,95	0,04	0,00	1,99	0,00	0,00	0,14	0,83	6,00
V-slud/Участок 9	92	0,72	0,28	0,00	1,94	0,00	0,00	0,29	0,49	6,00
V-gematite/Участок 10	102	0,65	0,31	0,02	1,95	0,00	0,00	0,24	0,48	6,00
V-gematite/Участок 10	111	0,96	0,05	0,03	2,00	0,00	0,00	0,44	0,49	6,00
Среднее:		0,81	0,18	0,01	1,96	0,00	0,00	0,27	0,57	6,00

3.2.2 Урановая минерализация

Уранинит, как собственная минеральная фаза, в изученных образцах встречается не часто. Он образует зерна кубического габитуса размером от 0,1 до 3 мм (рис. 29).

В отраженном свете уранинит светло-серый ($R=17\%$), изотропный (рис. 30).

По результатам микрозондового анализа содержание UO_2 изменяется от 79 до 81% (табл. 14), а содержание PbO достигает 20%. При этом количество кремнезема не превышает десятых долей процента. В некоторых образцах наблюдается содержание оксида железа до 1,6%.

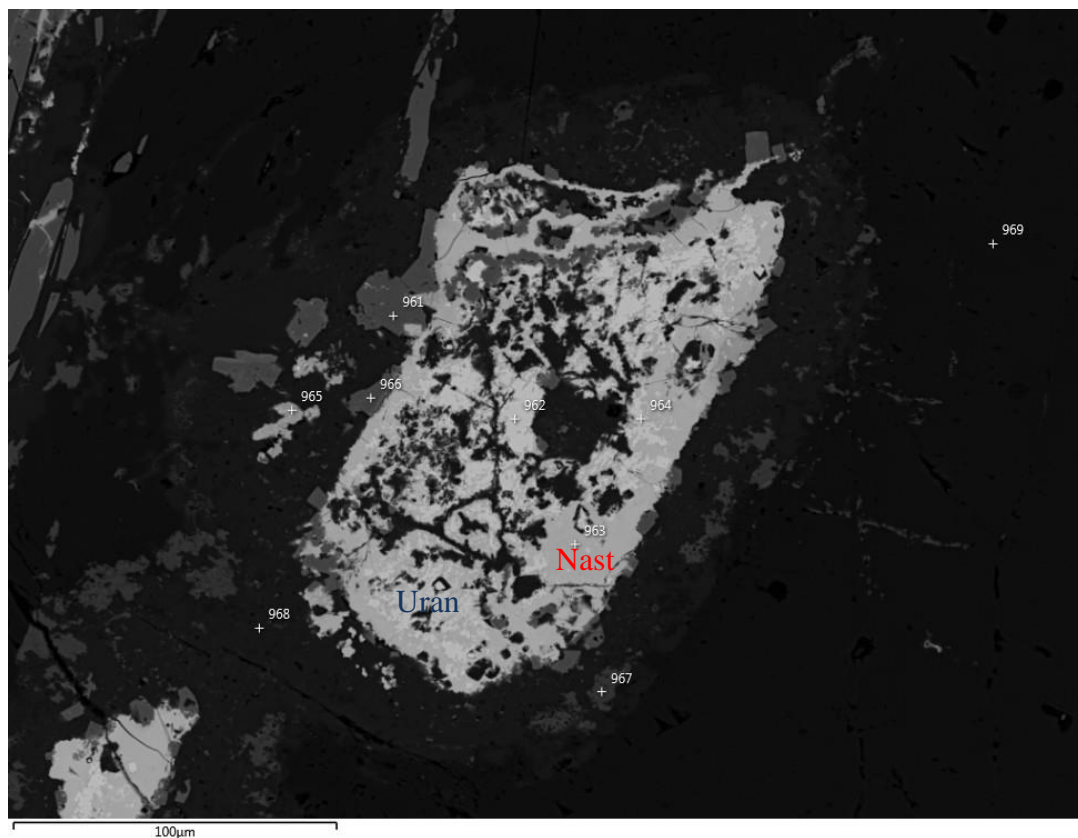


Рис. 29 РЭМ фотография; уранинит (Uran), частично замещенный настураном (Nast). Аншлиф D6.

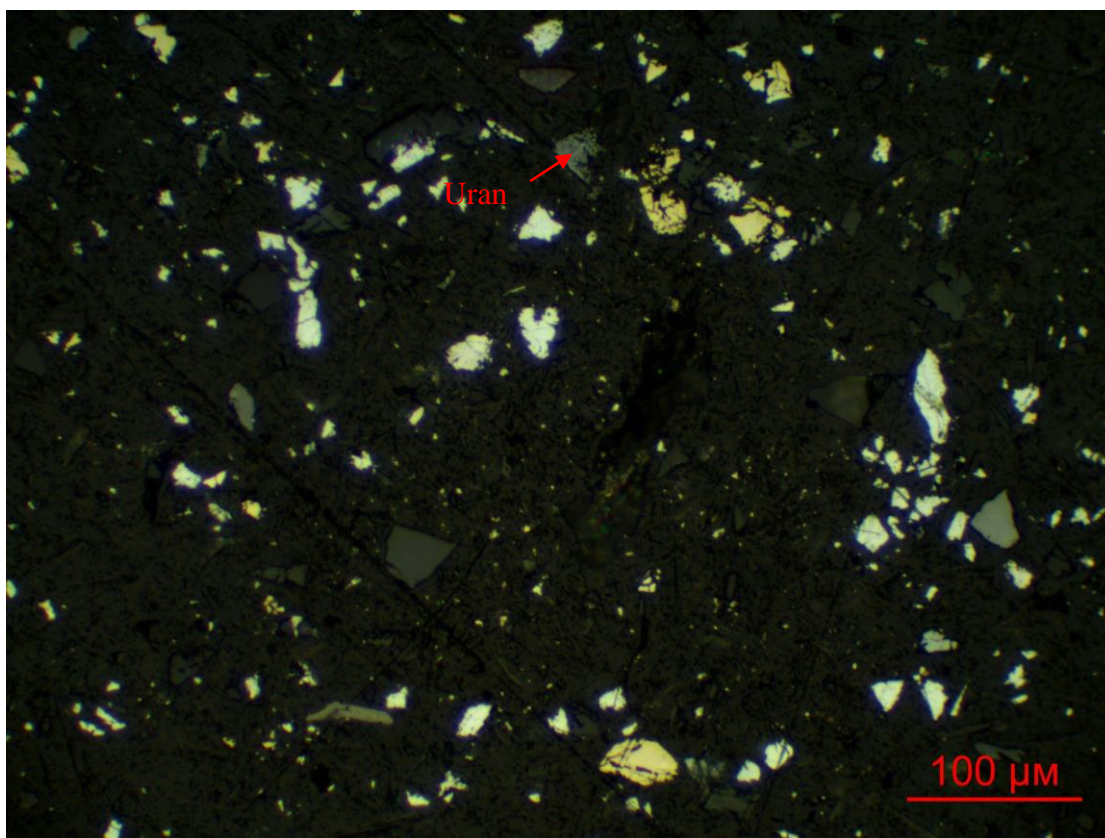


Рис. 30 Уранинит (Uran), отраженный свет, без анализатора. Первый флотационный концентрат

Таблица 14.

Химический состав минералов по данным микронзондового анализа
(масс. %)

Препарат	№ спектра	SiO ₂	CaO	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	PbO	UO ₂	Сумма
Коффинит								
GR1KT	Спектр 563	14,02	2,47	5,27	8,54		69,70	100
GR1KT	Спектр 591	15,15	3,53	4,07	3,64		72,94	99,33
D3_3	Спектр 651	14,93	1,31	5,07	1,26		77,44	100
D3_3	Спектр 673	10,00	1,96	4,45			83,59	100
D5	Спектр 727	14,82	4,01	3,40		1,13	75,50	98,87
D5	Спектр 750	15,17	2,47	4,68		0,39	76,54	99,24
D6	Спектр 976	13,62	1,95	7,43	4,30		72,08	99,38
D8	Спектр 1064	13,04	3,79	6,68			74,91	98,42
Настуран								
GR1KT	Спектр 542	0,68	1,38		0,86	18,04	79,04	100
GR1KT	Спектр 544		1,33		0,74	18,41	79,52	100
GR1KT	Спектр 548	0,99	3,20		0,77	13,96	81,09	100
GR1KT	Спектр 588	3,71	2,96	3,60	0,96		88,76	100
GR1KT	Спектр 589	2,45	2,64	3,90	0,83	2,80	87,38	100
D3_3	Спектр 641	0,94	2,71			14,65	81,71	100
D3_3	Спектр 648	2,47	4,72		1,18	2,36	89,28	100
D3_3	Спектр 683	0,92	2,29		0,82	14,85	81,12	100
D3_3	Спектр 688		1,52		0,67	18,14	79,67	100
D5	Спектр 755	3,35	3,76	1,60		1,75	89,54	100
D5	Спектр 756	3,15	4,26	1,43			91,16	100
D5	Спектр 765	0,63	1,42			16,91	81,03	100
D6	Спектр 943	4,19	3,08	3,63			89,10	100
D6	Спектр 963	4,84	3,09	3,62			88,45	100
D6	Спектр 964		0,86		0,66	19,67	78,81	100
D8	Спектр 1032		1,82			17,72	80,47	100
D8	Спектр 1033	3,45	4,76		0,87	1,86	89,06	100
D8	Спектр 1036		1,15			19,23	79,62	100
Уранинит								
GR1KT	Спектр 539	0,65	2,58		0,83	14,53	81,41	100
GR1KT	Спектр 546		1,49		1,61	17,70	79,20	100
GR1KT	Спектр 561		2,21		0,69	16,18	80,91	100
GR1KT	Спектр 581		0,82			18,83	80,35	100
D3_3	Спектр 626		1,08			19,79	79,13	100
D3_3	Спектр 650		0,54			18,93	80,53	100
D3_3	Спектр 674					20,42	79,58	100
D6	Спектр 962		1,40			18,59	80,01	100

Настуран замещает уранинит (рис. 29, 31), образует агрегаты размерами от сотых долей до 2°мм.

В отраженном свете настуран светло-серый ($R=16\%$), изотропный, при больших увеличениях видна неоднородность, вызванная его скрытокристаллическим строением.

По данным микронзондового анализа (табл. 14) содержание UO_2 в исследуемых зернах составляет 79-91%, а содержание PbO колеблется от 2 до 19%. Отмечается небольшая примесь кремнезема (до 4%), оксида железа (до 1%) и примесь V_2O_3 до 4% в некоторых зернах. Устанавливается обратная коррелятивная связь между содержаниями свинца и урана. Свинец, присутствующий в настуране, вероятнее всего радиогенный. Как уже отмечалось выше, настуран образует полные псевдоморфозы по ураниниту, сохраняя кубические формы последнего.

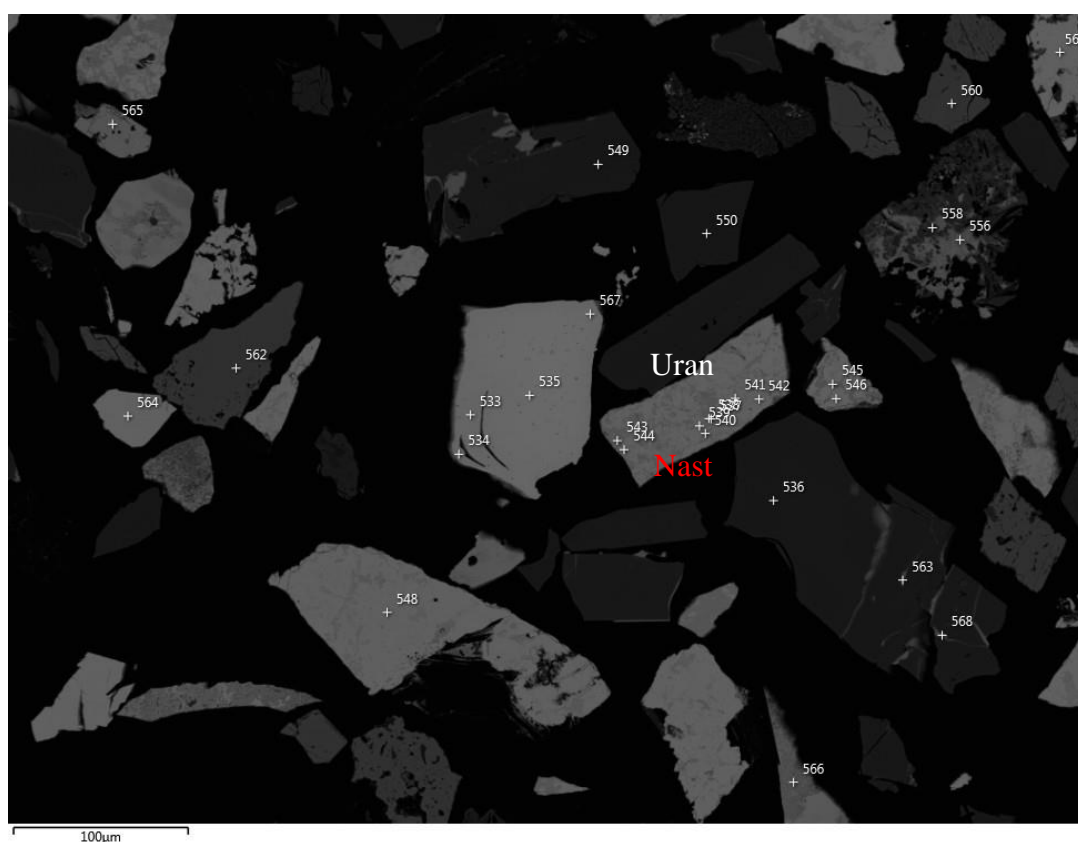


Рис. 31 РЭМ фотография; уранинит (Uran), частично замещенный настураном (Nast) (спектры 540-544). Гравитационный концентрат.

Коффинит представлен ксеноморфными выделениями размером до 70 мкм (рис. 32).

В отраженном свете коффинит серый ($R=9\%$), изотропный, присутствуют темно-коричневые внутренние рефлексии.

Коффинит кристаллизуется в тетрагональной сингонии (Минералы, 1981), из-за чего должен проявлять отчетливую анизотропию. По данным некоторых исследователей

(Рамдор П., 1962) древний коффинит может быть изотропизирован вследствие разрушения кристаллической решетки при радиоактивном распаде урана.

По данным микронзондового анализа (табл. 14) содержание UO_2 в исследуемых выделениях составляет 69-83%, содержание SiO_2 варьирует от 10 до 15%, а содержание PbO не превышает 2%. Свинец, содержащийся в коффините, вероятно радиогенный. Наблюдается примесь оксида железа до 8% в отдельных зернах и примесь V_2O_5 до 7% во всех образцах.

Коффинит развивается преимущественно по настурану в виде жилок и ксеноморфных включений, нередко коффинит слагает краевые зоны настурана, иногда полностью замещает настуран (рис. 32). Кроме того, наблюдаются прожилки коффинита в роскоэлит-карбонатном матриксе (вероятно полностью замещенный настуран) (рис. 33)

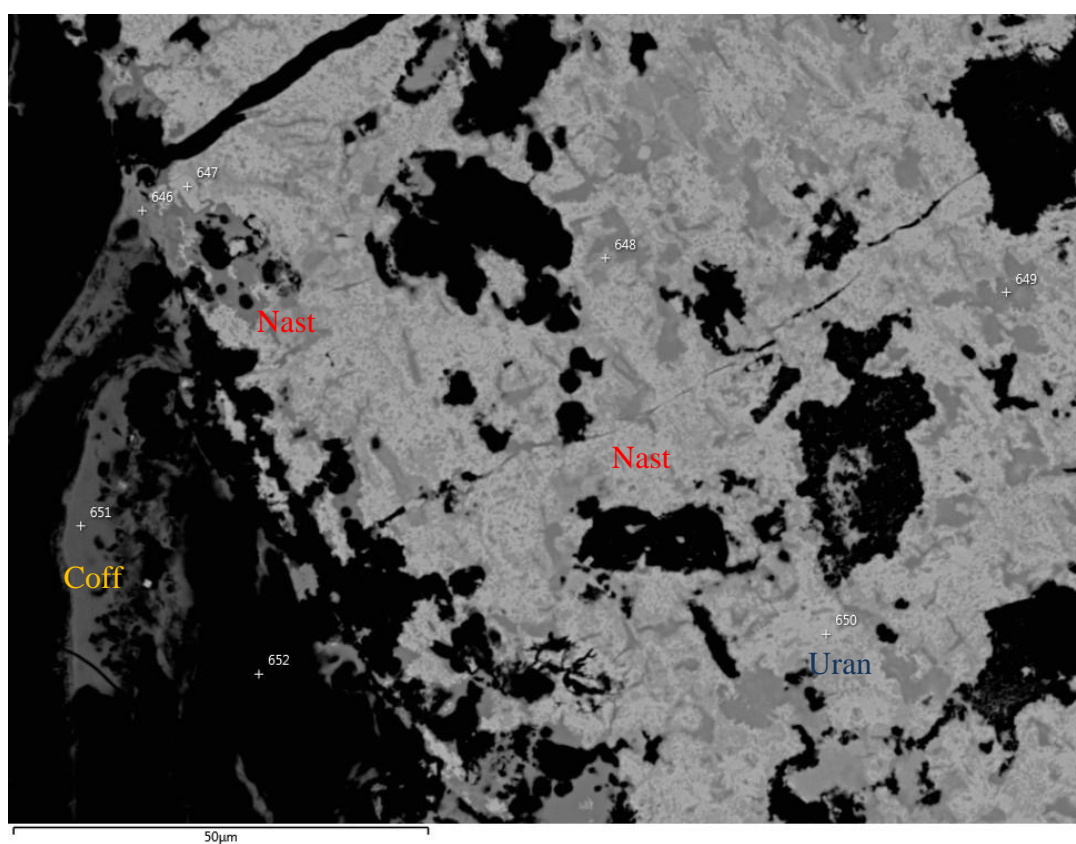


Рис. 32 РЭМ фотография, коффинит (Coff) замещает настуран (Nast), а также выполняет прожилки, секущие уранинит (Uran), замещенный настураном (Nast). Аншлиф D3_3.

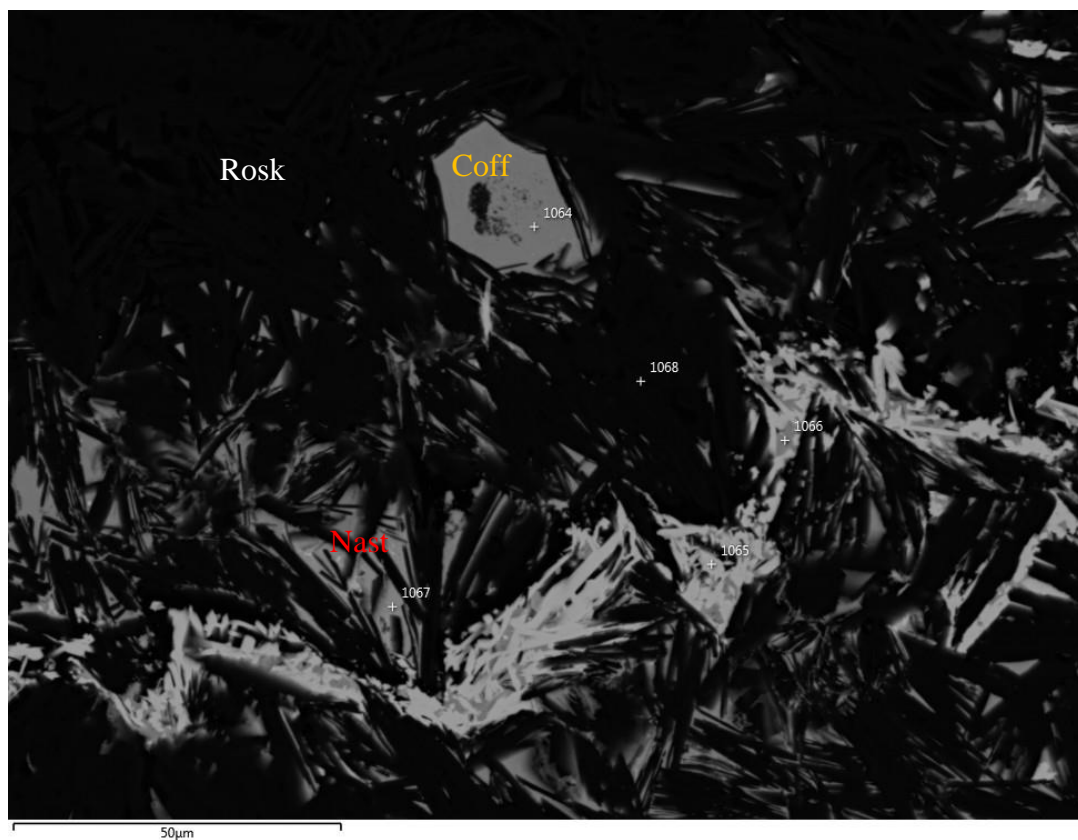


Рис. 33 Коффинит (Coff) и настуран (Nast) в роскоэлитовых слюдах (Rosk). Аншлиф D8.

3.2.3 Благороднометалльная минерализация

Самородное золото и электрум широко распространены на месторождении. Встречаются в виде выделений от 0,01 мм до 1 мм. Все выделения приурочены к клаусталиту (рис. 34). Они изотропны, имеют цвет от золотого до светло-жёлтого и сильное отражение (рис. 35). Содержание золота варьируется от 61,8 до 94,2%, содержание серебра – от 5,8 до 35,5% (таб. 15). Кроме того, в некоторых выделениях присутствует незначительная примесь селена (до 1,6%) и меди (до 1%). В пределах одного зерна наблюдается зональность состава (рис. 36).

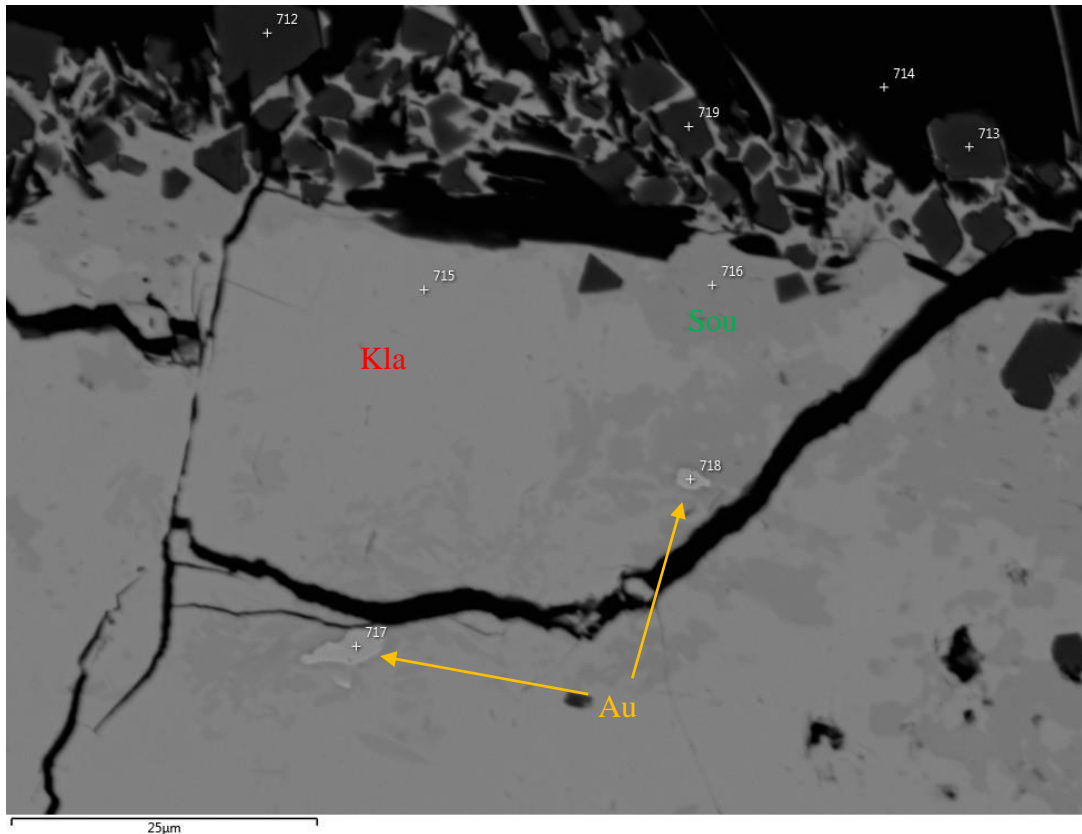


Рис. 34 РЭМ фотография. Включения самородного золота (Au) в клаусталите (Kla) и соучеките (Sou). Аншлиф D3_2.

Богдановичит является достаточно распространённым минералом (рис. 37). Размер выделений редко превышает 0,1 мм. Данный минерал замещается клаусталитом в полях развития серебряных минералов и золота. Богдановичит имеет коричневатый цвет, анизотропный, коэффициент отражения около 40%. Присутствуют незначительные примеси серы и меди (таб. 15).

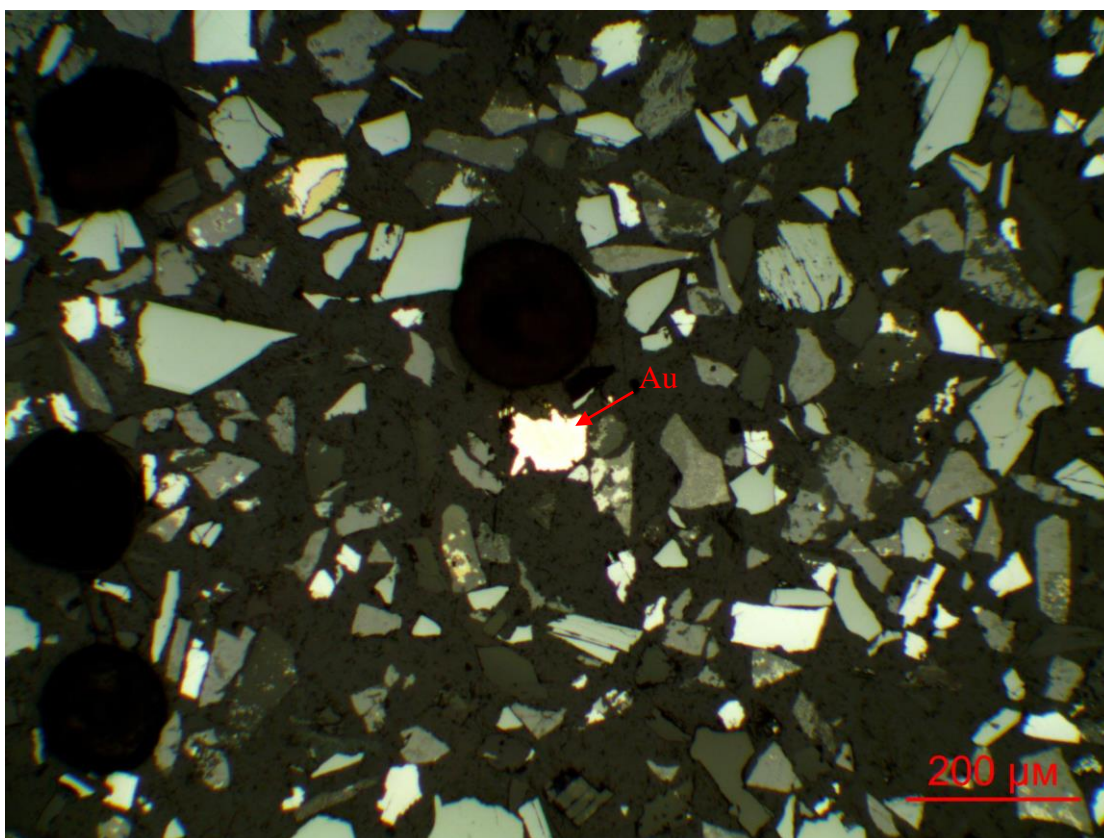


Рис. 35 Самородное золото (Au), отраженный свет, без анализатора. Гравитационный концентрат.

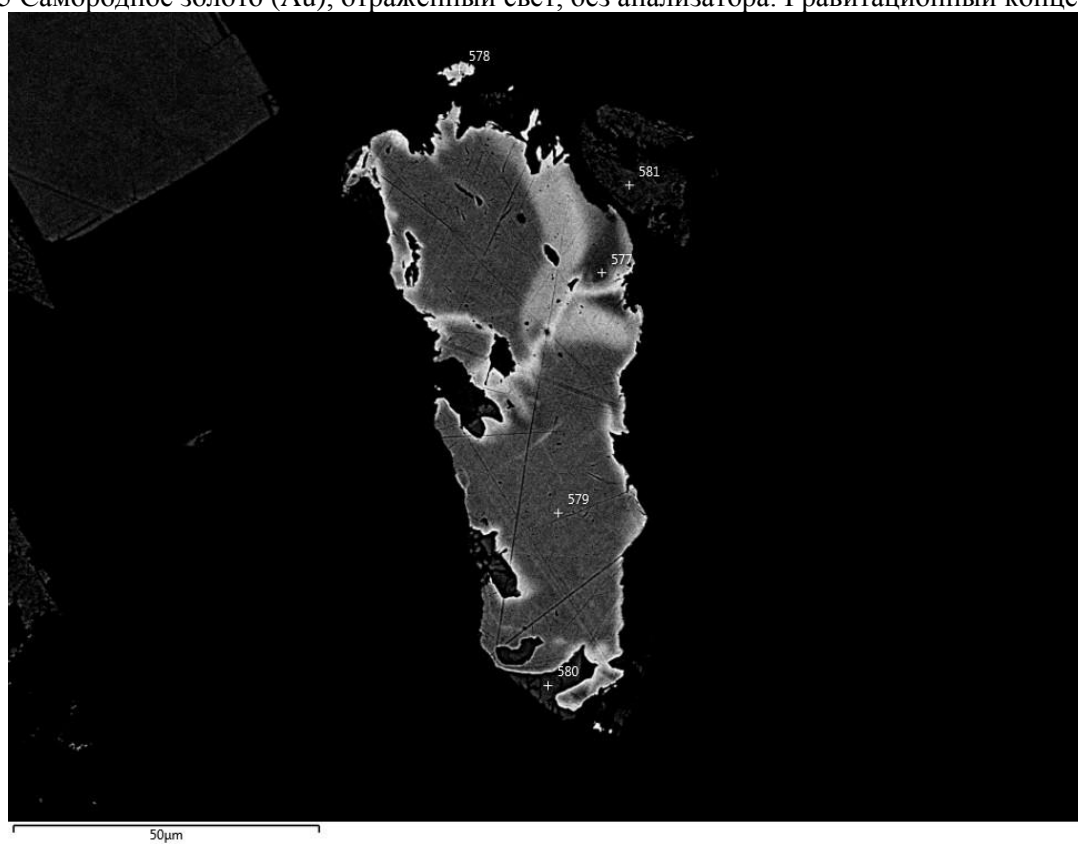


Рис. 36 РЭМ фотография. Зональное строение зерна электрума. Темные зоны - повышенное содержание Ag. Гравитационный концентрат.

Таблица 15.

Химический состав минералов по данным микрозондового анализа
(масс.%)

Препарат	№ спектра	S	Cu	Se	Ag	Au	Pb	Bi	Сумма
		Золото, электрум							
GR1KT	Спектр 533			0,25	12,75	87			100
GR1KT	Спектр 567				18,98	81,02			100
GR1KT	Спектр 570				9,85	90,15			100
GR1KT	Спектр 571				31,4	68,6			100
GR1KT	Спектр 577			0,44	35,52	64,05			100
GR1KT	Спектр 578				10,3	89,7			100
GR1KT	Спектр 579			0,41	28,95	70,65			100
GR1KT	Спектр 603				14,48	85,52			100
GR1KT	Спектр 604			0,47	36,1	63,43			100
GR1KT	Спектр 627			1,62	36,6	61,78			100
D3_2	Спектр 717				5,9	94,1			100
D3_2	Спектр 718		0,79		7,02	92,19			100
D3_2	Спектр 723				10,2	89,8			100
D3_2	Спектр 747				21,85	78,15			100
D3_2	Спектр 748				8,51	91,49			100
D7	Спектр 833				6,6	93,4			100
D7	Спектр 834				7,05	92,95			100
D7	Спектр 836		1,03		6,87	92,1			100
D8	Спектр 995			1,09	7,41	91,5			100
D8	Спектр 996				7,8	92,2			100
D8	Спектр 997				8,75	91,25			100
D8	Спектр 999				6,41	93,59			100
D8	Спектр 1013				6,94	93,06			100
D8	Спектр 1037				10,07	89,93			100
D8	Спектр 1038				8,15	91,85			100
D8	Спектр 1039				6,35	93,65			100
D8	Спектр 1044				5,8	94,2			100
D8	Спектр 1046				8,85	91,15			100
		Богдановичит							
D7	Спектр 867	0,8		31,14	22,91			44,17	99,02
D7	Спектр 869	2,19	1,02	30,59	20,39			44,75	98,95
D8	Спектр 1003	0,81		30,69	24,22			44,28	100
D8	Спектр 1009	0,84		30,73	24,31			44,11	100
D8	Спектр 1018	0,86		30,65	24,37			44,12	100
		Поубаит							
D8	Спектр 1011	5,95	3,62	21,63			20,4	48,39	100
D8	Спектр 1012	8,67		12,33	3,37		39,69	35,95	100
D8	Спектр 1043	9,1		12,06	3,19		38,65	37	100

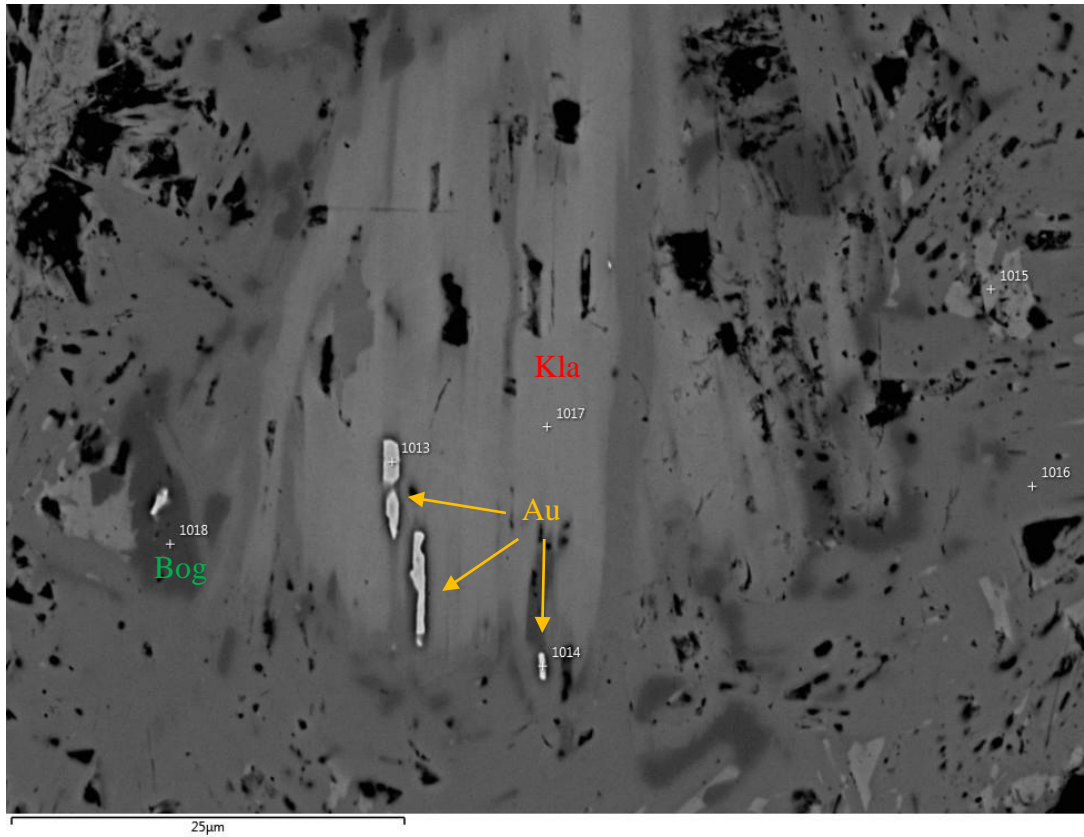


Рис. 37 РЭМ фотография. Выделения богдановичита (Bog) с клаусталитом (Kla) и включениями золота (Au). Аншлиф D8.

Поубаит является весьма распространённым сульфоселенидом. Размер выделений достигает первых миллиметров и практически всегда приурочены к полям клаусталита (рис. 38, 39). В отражённом свете поубаит имеет желто-коричневый цвет, показатель отражения несколько ниже, чем у клаусталита, анизотропен. Данный минерал характеризуется примесью серебра до 3,5% и меди до 5% (таб. 15).

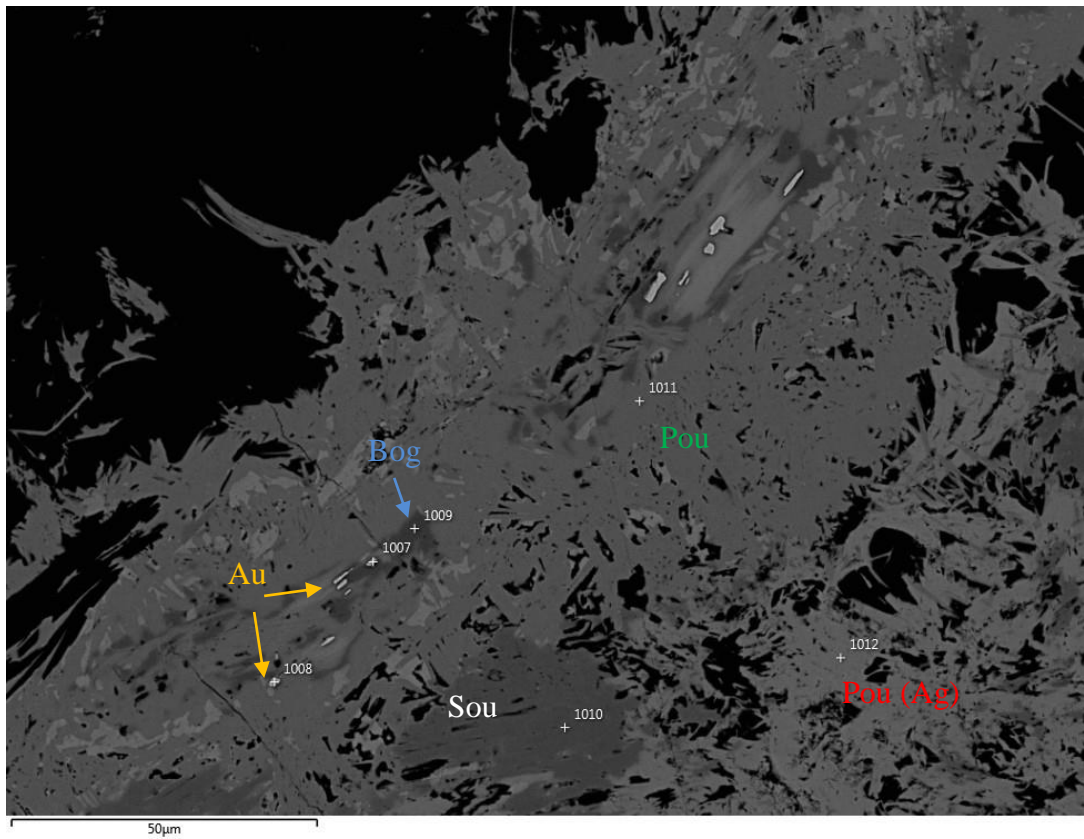


Рис. 38 РЭМ фотография. Две генерации поубайта (Pou) с богдановичитом (Bog), соучекитом (Sou) и включениями золота (Au). Аншлиф D8.

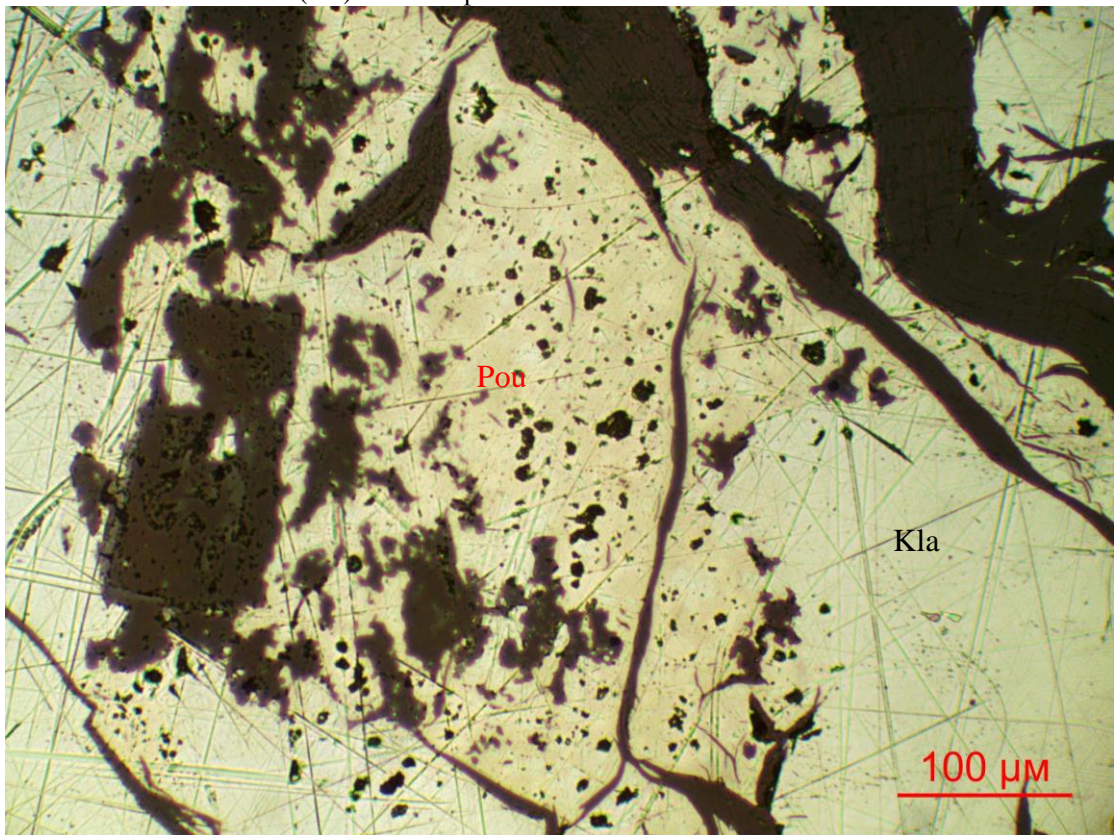


Рис. 39 Поубайт (Pou) с клаусталитом (Kla). Отраженный свет. Аншлиф D1_2.

Инсизваит – платиновый аналог фрудита, встречается вместе с другими минералами платиноидного парагенезиса, имеет малые размеры, не превышающие 0,01 мм, проявлен в виде каплевидных или пятиугольных кристаллов, заключенных в клаусталите и малышевите (рис. 40, 41). Имеет высокий показатель отражения, по оптическим характеристикам сходен с фрудитом. В виде примеси может содержать небольшие количества серы (табл.°16).

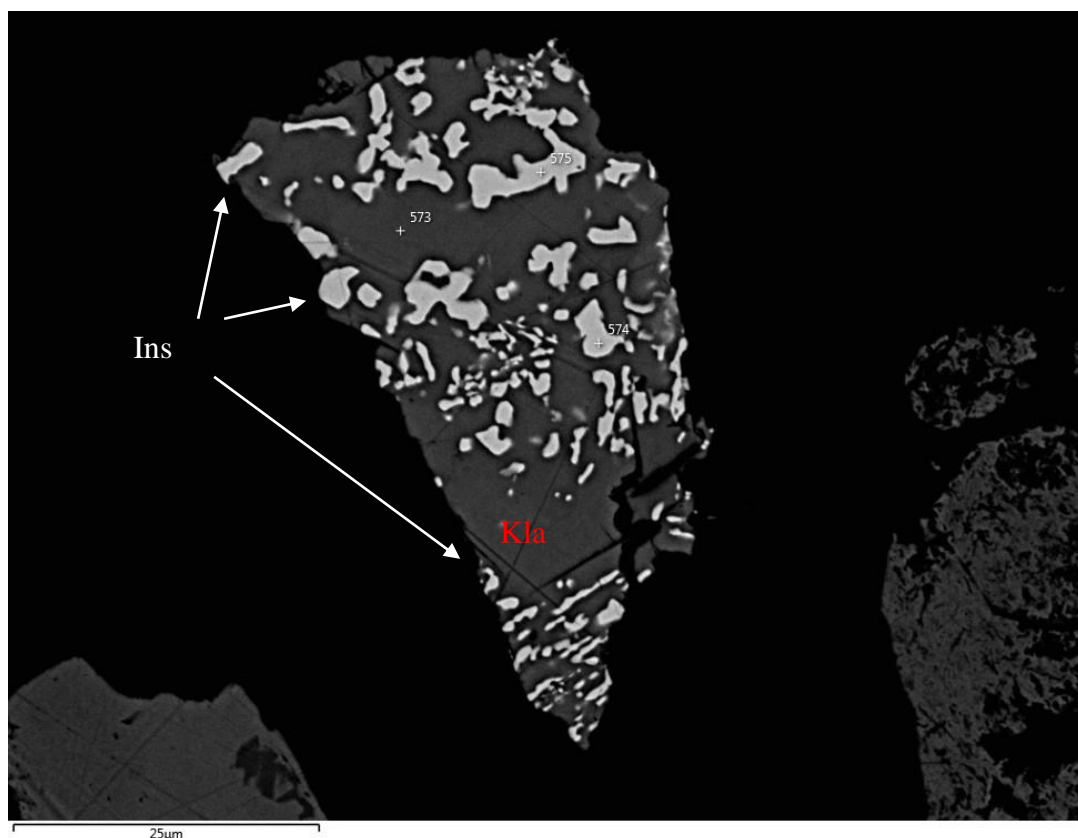


Рис. 40 РЭМ фотография. Инсизваит (Ins) с клаусталитом (Kla). Гравитационный концентрат.

Таблица 16.

Химический состав минералов по данным микрозондового анализа (масс. %)

Препарат	№ спектра	O	S	Cu	Se	Pd	Pt	Pb	Bi	Сумма
Фаза X-3 (платиновый аналог фрудита)										
GR1KT	Спектр 574						31,33		68,67	100
GR1KT	Спектр 575		0,87				31,46		67,67	100
Фаза X-3 (с захватом малышевита и клаусталита)										
D7	Спектр 864		4,36	2,07	1,25	3,62	21,23	13,53	53,94	100
D7	Спектр 865		6,15	3,31	2,28	5,68	19,39	10,19	52,99	100
D7	Спектр 866	1,41	6,57	3,61	1,09	6,96	21,71		58,65	100
D7	Спектр 875		4,71	2,14	1,38	3,38	20,75	15,7	51,93	100
D7	Спектр 876		5,56	2,79	0,91	5,43	22,33	3,89	59,09	100
D7	Спектр 877		4,57	2,85	1,79	4,27	21,41	9,52	55,59	100
D7	Спектр 880		6,06	3,74	2,29	6,19	18,65	12,09	50,98	100

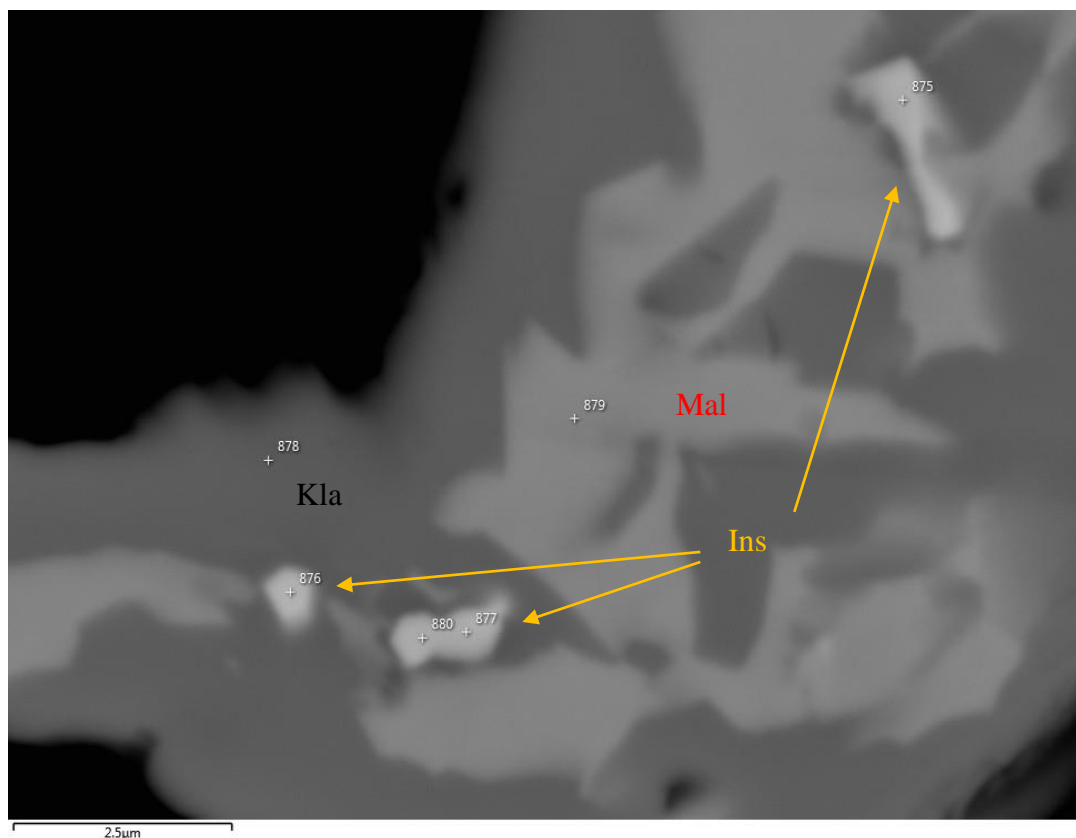


Рис. 41 РЭМ фотография. Инсизваит (Ins) с клаусталитом (Kla) и малышевитом (Mal). Аншлиф D7.

Фрудит встречается в полях развития клаусталита в виде каплевидных или игольчатых выделений размером до 0,020 мм (рис. 42). Во всех изученных образцах фрудит изолирован от других минералов этого парагенезиса (рис. 43), но всегда расположен в непосредственной близости от них. Имеет высокий показатель отражения. В качестве примесей присутствует железо (до 0,5%), селен (до 2%) и сера (до 0,7%) (таб. 17).

Падмаит встречается вдоль границы клаусталита с нерудным матриксом. Размер такой окантовки не превышает 0,4 мм. Часты мелкие включения вмещающих пород в падмаите (рис. 44). В отражённом свете желтовато-коричневый с розовым оттенком, анизотропный. Показатель отражения несколько ниже клаусталита. В химическом составе встречается примесь серы (таб. 17).

Малышевит встречается как в единичных выделениях, так и в виде окантовки клаусталита в срастаниях с другими минералами этого парагенезиса (рис. 45). В отражённом свете минерал имеет жёлто-коричневый цвет, отражение около 30-40%, анизотропен. В качестве примеси в малышевите встречается до 3% селена (табл. 17).

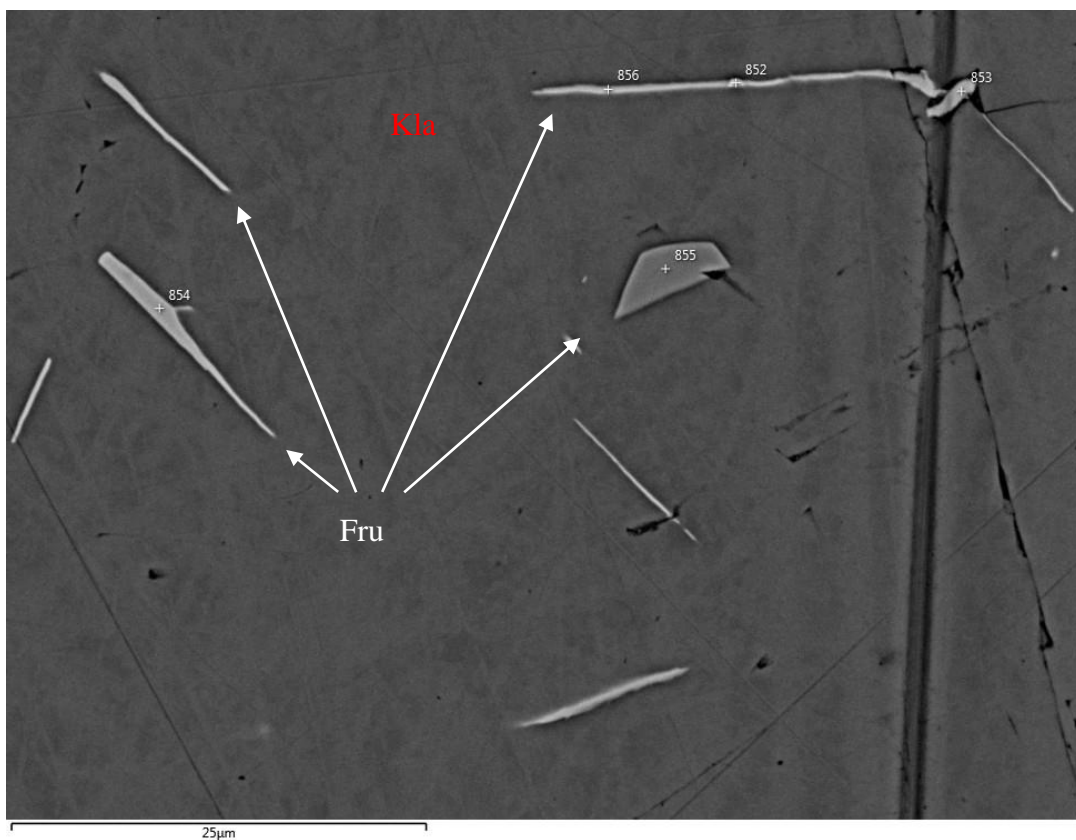


Рис. 42 РЭМ фотография. Фрудит (Fru) в клаусталите (Kla). Аншлиф D7.

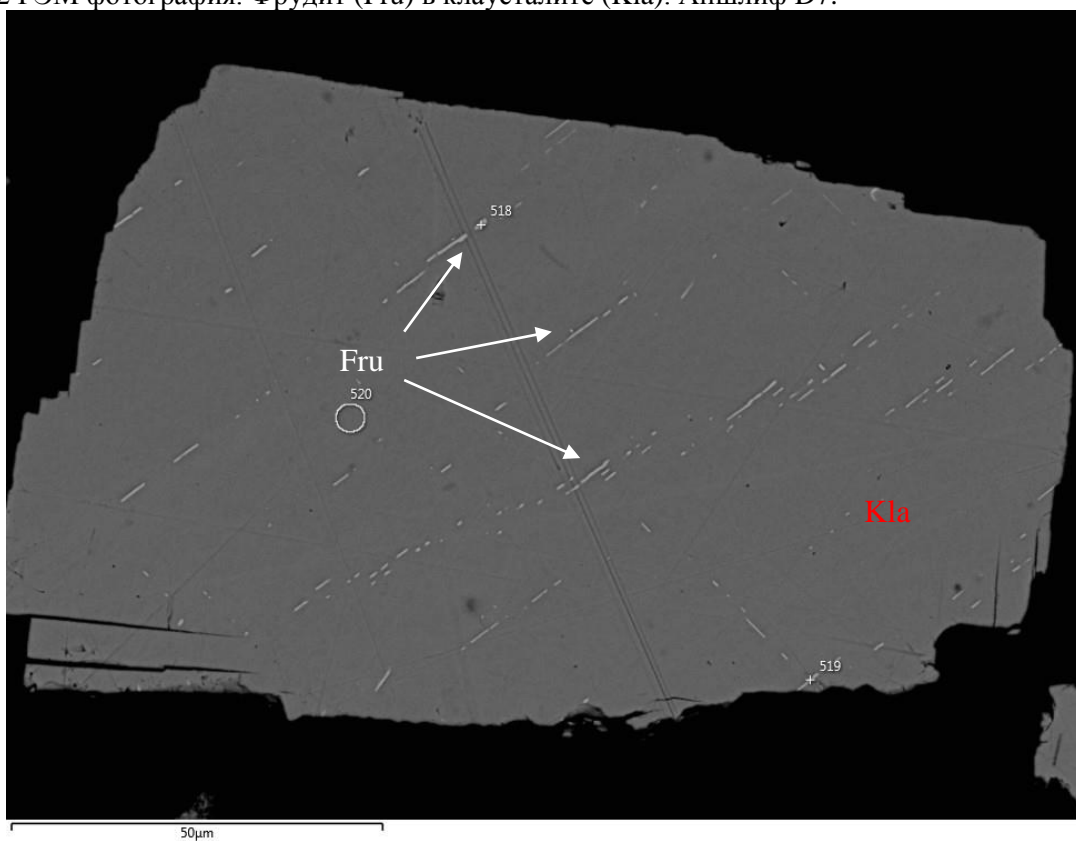


Рис. 43 РЭМ фотография. Игольчатые выделения фрудита (Fru) в клаусталите (Kla). Гравитационный концентрат.

Таблица 17.

Химический состав минералов по данным микрозондового анализа
(масс.%)

Препарат	№ спектра	O	S	Fe	Cu	Se	Pd	Pb	Bi	Сумма
		Фрудит								
GR1KT	Спектр 583						21,41		78,59	100
GR1KT	Спектр 584						21,67		78,33	100
D7	Спектр 847	2,43					20,98		76,59	100
D7	Спектр 848					0,6	21,77		77,63	100
D7	Спектр 849						21,46		78,54	100
D7	Спектр 855						34,29		65,71	100
GR1KT	Спектр 523			0,46		0,9	21,43		77,2	100
D7	Спектр 846	2,5				0,45	20,74		76,31	100
D7	Спектр 853	2,98	0,67			1,9	21,09		73,36	100
D7	Спектр 854	2,24				0,81	20,72		76,22	100
		Фрудит (с захватом клаусталита)								
GR1KT	Спектр 518					5,4	16,61	20,26	57,72	100
GR1KT	Спектр 519	1,81		0,6		9,11	13,47	28,47	46,53	100
GR1KT	Спектр 522			0,76		3,06	18,77	14,6	62,8	100
D7	Спектр 856	1,96				9,76	13,83	27,12	47,33	100
		Падмаит								
D5	Спектр 783					19,3	28,21		52,5	100
D5	Спектр 784	1,24	0,77			17,35	28,04		52,59	100
		Малышевит								
D5	Спектр 770		20,04		13,36	1,75	23,1		41,76	100
D5	Спектр 771		20,19		13,59	1,48	22,87		41,87	100
D5	Спектр 772	1,25	19,66		13,26	2,48	22,34		41,01	100
D5	Спектр 773		19,97		13,58	2,24	23,09		41,12	100
D5	Спектр 775		19,25		12,96	3,39	22,81		41,58	100
D7	Спектр 799		19,08		13,42	2,06	23,35		42,09	100
D7	Спектр 800		19,43		13,64	3,07	23,01		40,85	100
D7	Спектр 807	1,23	19,03		13,51	1,6	23,22		41,4	100
D7	Спектр 808	1,38	19,33		13,14	1,51	23,31		41,33	100
D7	Спектр 819	1,14	18,32		13,3	3,31	22,48		41,44	100
D7	Спектр 821	1,18	18,56		13,12	2,85	22,94		41,35	100
D7	Спектр 841		19,02		13,41	2,85	23,33		41,39	100
D7	Спектр 873	0,99	19,21		13,78	1,22	23,28		41,52	100
D8	Спектр 1056		17,81		13,53	4,5	23,04		41,12	100

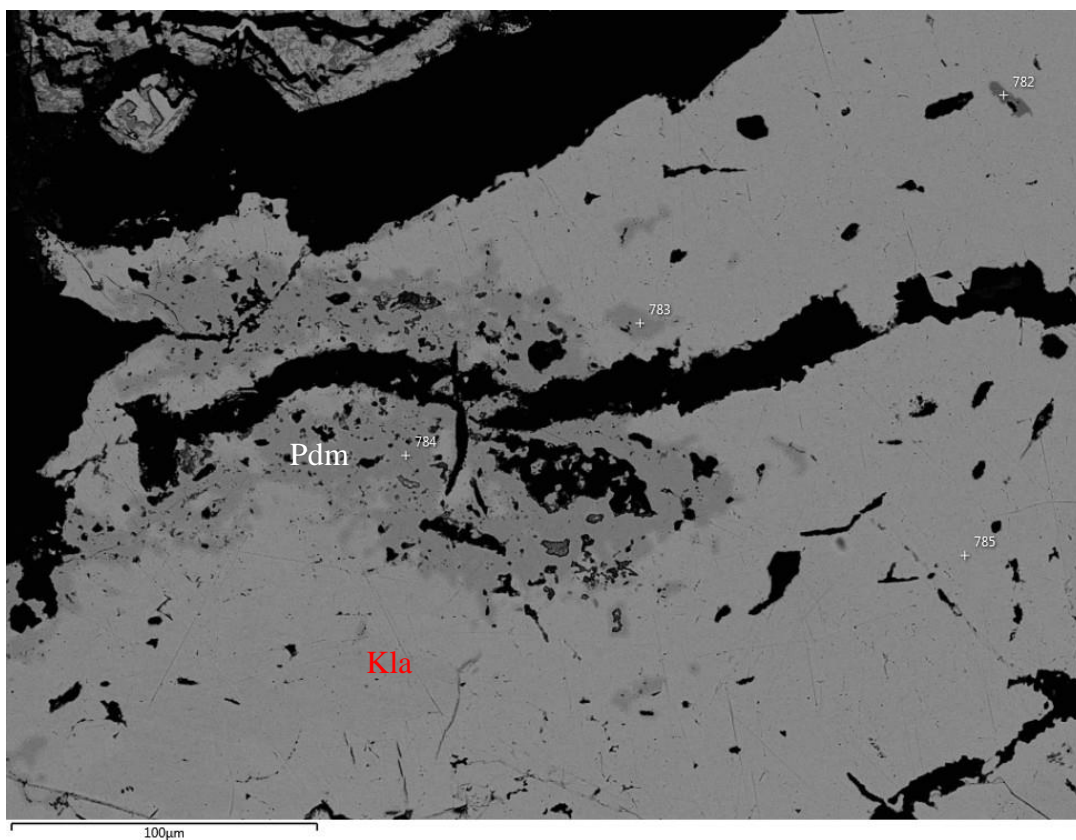


Рис. 44 РЭМ фотография. Падмаит (Pdm) в клаусталите (Kla). Аншлиф D5.

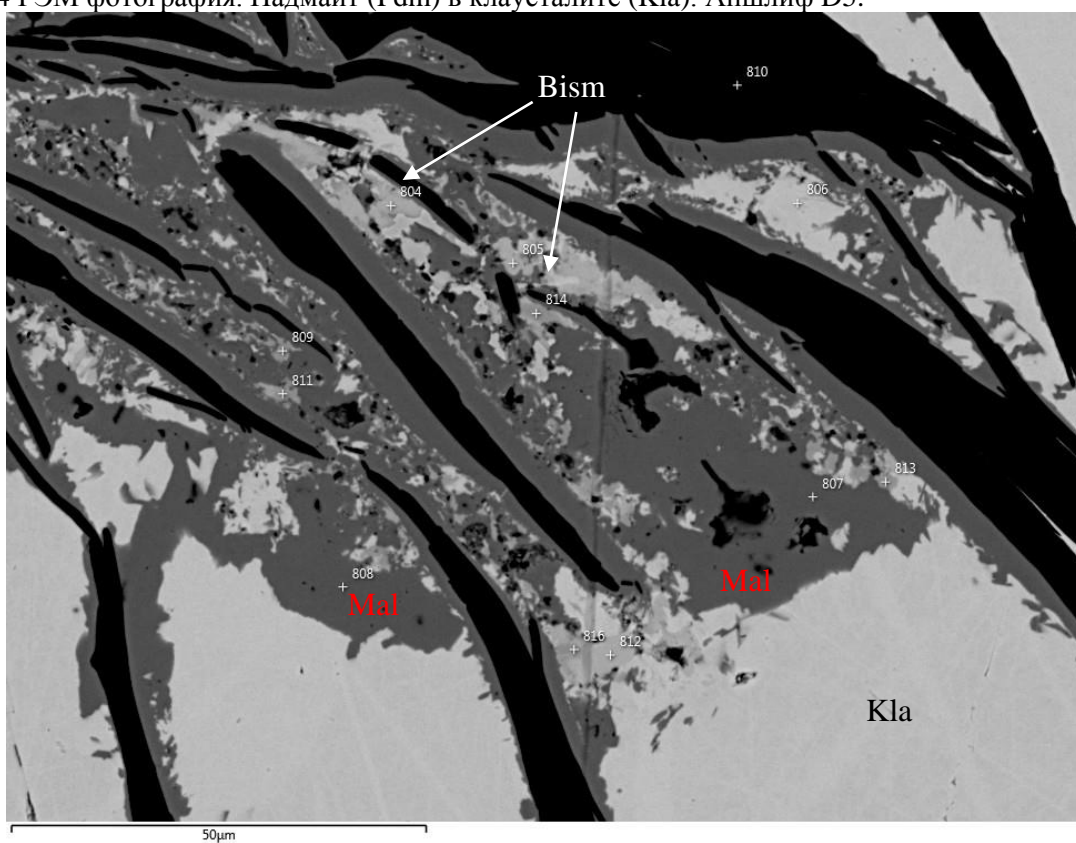


Рис. 45 РЭМ фотография. Окантовка малышевитом (Mal) клаусталита (Kla) с включениями висмутина (Bism). Аншлиф D7.

3.2.4 Минералогия попутных компонентов

Пирит часто имеет достаточно идиоморфные зёрна, а в не некоторых случаях до идеальных кубиков. По расположению они привязаны к ураниниту и настурану, также встречаются в слюдах с клаусталитом и в сростаниях со сфалеритом (рис.46).

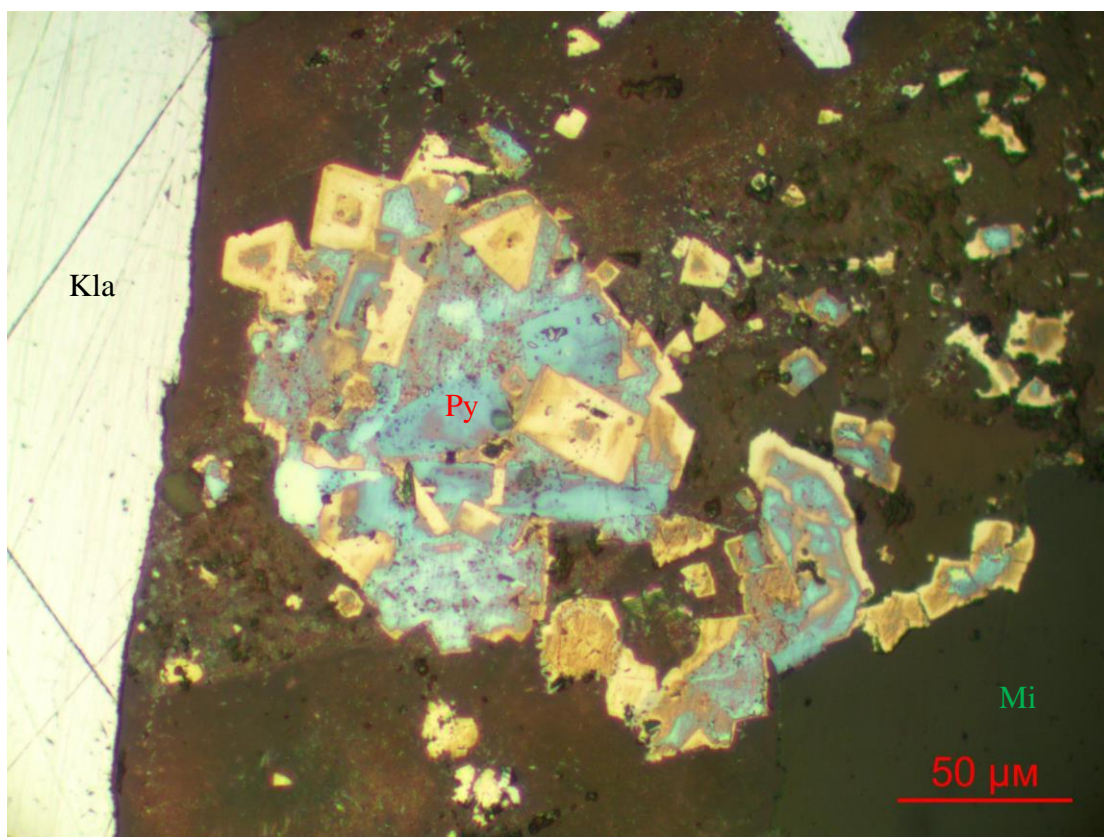


Рис. 46 Зональные кристаллы пирита (Py) в слюдах (Mi) с клаусталитом (Kla). Отраженный свет. Аншлиф D1_1.

Выделения **сфалерита** достигают 1 мм. Он имеет серый цвет, низкое отражение ($R=17\%$), изотропен и имеет низкую микротвёрдость ($150-250 \text{ г/мм}^2$).

Халькопирит встречается как в сростании с пиритом, так и в виде мелкой (до 50 мкм) вкрапленности в породах прожилков. Он характеризуется слабой анизотропией, высоким отражением ($R=48\%$), жёлтым цветом в отражённом свете и низкой микротвёрдостью (200 г/мм^2).

Ковеллин развивается преимущественно по халькопириту. Он имеет голубой цвет, низкое отражение ($R=21\%$), сильно анизотропен и низкую микротвёрдость ($80-90 \text{ г/мм}^2$).

Галенит иногда наблюдается в виде сплошной массы около некоторых бывших кристаллов уранинита. Размер таких масс достигает 0,5 мм.

Барит достаточно широко представлен в карбонатно-сланцевых прожилках на контакте с селенидами, преимущественно клаусталитом. Размер выделений барита достигает первых миллиметров.

Клаусталит является самым распространенным рудным минералом. Около 90% всех селенидов представлены данным минералом. Размеры выделений достигают первых сантиметров. В клаусталите встречается большое количество минералов сульфоселенидного парагенезиса. Характерной чертой является зубчатые границы клаусталита со слюдами, преимущественно с ванадийсодержащими (рис. 47). Он имеет высокое отражение ($R=50\%$), белый цвет в отражённом свете, очень низкой микротвёрдостью (50 г/мм^2), изотропен.

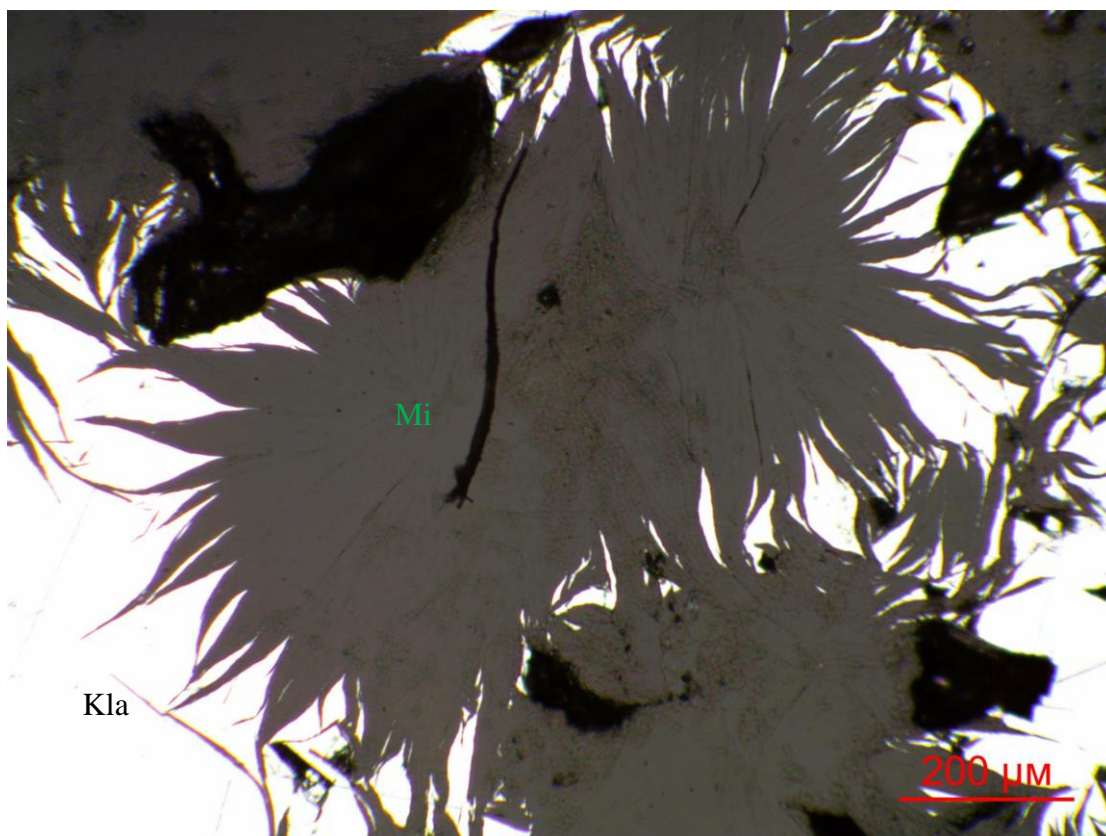


Рис. 47 Срастание клаусталита (Kla) со слюдами (Mi). Отраженный свет. Аншлиф D7.

Гуанохуатит образует выделения размером до первых миллиметров. Во всех случаях является реликтовым минералом, замещается клаусталитом. В отражённом свете гуанохуатит имеет желто-коричневый цвет, показатель отражения несколько ниже, чем у клаусталита, анизотропен.

Невскит встречается в клаусталите, преимущественно как прорастания по трещинам спайности в процессе одновременного или близко одновременного роста. Размер выделений достигает сотен микрон при небольшой их ширине.

Самородный висмут часто встречается в клаусталите или висмутине. Размер выделений достигает первых десятков микрон (рис. 48). Показатель отражения выше, чем

у клаусталита, имеет светложёлтый цвет, изотропен. В химическом составе не отмечаются примеси (таб. 18).

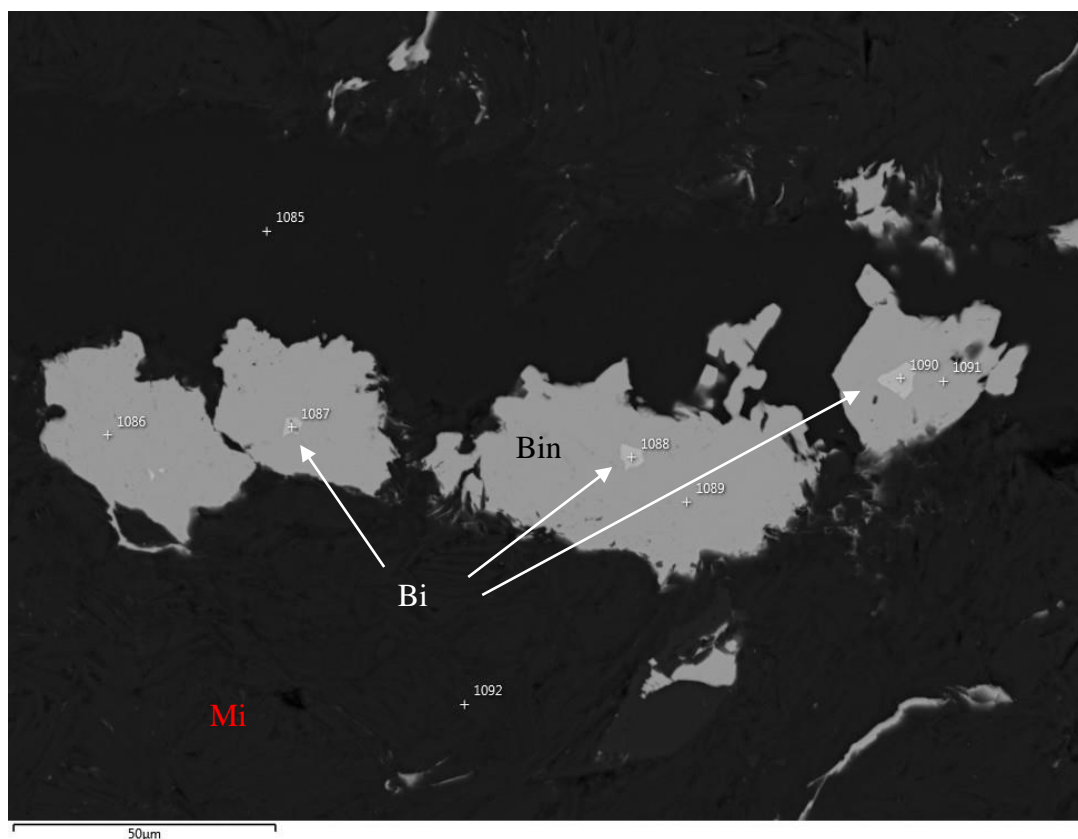


Рис. 48 Самородный висмут (Bi) в висмутине (Bin) в слюдяной матрице (Mi). РЭМ фото. Аншлиф D8.

Таблица 18.

Химический состав висмута по данным микрозондового анализа (масс. %)

Препарат	№ спектра	Bi	Сумма
D8	Спектр 1087	100	100
D8	Спектр 1088	100	100
D8	Спектр 1090	100	100

Висмутин встречается в виде отдельных выделений в слюдах (рис. 48). Размер не превышает 0,05 мм. Высокий показатель отражения, имеет голубовато-серый цвет, анизотропен.

Соучекит встречается в клаусталите, часто ассоциирует с другими минералами висмута и селена, золотом (рис. 34, 38). Показатель отражения ниже, чем у клаусталита. Размер выделений - первые десятки микрон.

4 ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОМПЛЕКСНЫХ УРАН-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНО-ВАНАДИЕВЫХ РУД

4.1 Прогноз технологических свойств минералов

Для прогноза технологических свойств были изучены основные физические свойства минералов ванадия, оценены гранулометрические характеристики (средний размер зерен минералов) (табл. 19). Кроме того, изучены физические свойства сопутствующих минералов (табл. 20), которые в процессе обогащения должны оставаться в хвостах обогащения.

Анализ физических свойств минералов позволяет предположить эффективность магнитных (электромагнитных) и флотационных методов обогащения.

Не следует забывать о минералогии попутных компонентов, которая кратко рассмотрена в разделе 3.2.4. Учитывая минералогия урана можно предположить, что для выделения его в отдельный продукт будут эффективны методы гравитационного обогащения и гидрометаллургического передела. Учитывая низкий стоимостной вклад урана в общую ценность руд имеет смысл использовать наиболее дешевый гравитационный метод для получения богатого уранового продукта и снижения содержания урана в ванадиевом концентрате, а ванадиевый концентрат доводить до допустимого уровня содержания урана гидрометаллургической очисткой (например, методом сернокислого выщелачивания). Попутные благородные металлы находятся как в самородной форме (золото), так и форме сульфидов и сульфоселенидов. Для их извлечения в отдельный продукт рационально использовать флотационное обогащение по схемам сульфидной флотации. Это позволит не только извлечь попутные благородные металлы, но и снизить содержание серы в ванадиевом концентрате, которая является вредной примесью в черной металлургии и жестко регламентируется по допустимым содержаниям.

Физические свойства основных минералов руд.

Минерал	Физические свойства						
	Твердость по шкале Мооса	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость	Люминесценция	Спайность	Радиоактивность, Gp _{pi}	Средний размер зерен, мм
Роскоэлит	2,5	3,0	Парамагнетик	нет	Отличная по {001}	135,57	5
Карелианит	8,0-9,0	4,9	Парамагнетик	нет	нет	0	0,05
Гематит	5,5-6,5	4,9-5,3	Ферромагнетик	нет	нет	0	1
Наталиит	6,5	3,6	Парамагнетик	нет	Ясная	0	0,5
Эгирин	6,0-6,5	3,4-3,54	Парамагнетик	нет	Ясная по {110}	0	0,5
Уранинит	5,0-6,0	7,5-10,6	Диамагнетик	нет	нет	6010360,79	1,5
Настуран	4,0-6,0	7,5-10,6	Парамагнетик	нет	Несовершенная по {111}	Сильная	0,05
Коффинит	5,0-6,0	5,1	Диамагнетик	нет	нет	5176587,32	0,1
Тюямунит	1,5-2,0	3,6-4,4	Диамагнетик	нет	Весьма совершенная по {001}	3909006,33	0,5
Карнотит	2,0	4,7	Диамагнетик	нет	Весьма совершенная по {001}	3928702,45	0,05
Клаусталит	2,5-3,0	7,6-8,8	Диамагнетик	нет	Совершенная по {100}.	0	0,05
Сам. золото	2,0-3,0	15,6-18,3	Диамагнетик	нет	нет	0	2
Сам. серебро	2,5-3,0	10,1-11,1	Диамагнетик	нет	нет	0	1,5

Физические свойства сопутствующих минералов.

Минерал	Физические свойства						
	Твердость по шкале Мооса	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость	Люминесценция	Спайность	Радиоактивность, Ggpi	Средний размер зерен, мм
Кварц	7	2,6-2,65	Диамагнетик	да	Весьма несовершенная по {1011}	0	1
Кальцит	3	2,7	Диамагнетик	нет	Совершенная по {1011}	0	1
Доломит	3,5-4	2,8-2,95	Диамагнетик	нет	Совершенная по {1011}	0	1
Альбит	6,0-6,5	2,6	Диамагнетик	нет	Совершенная по [010]	0	0,5
Барит	3,0-3,5	4,5	Диамагнетик	нет	Совершенная по {001}	0	0,5

4.2 Обогащение руд

4.2.1 Флотационно-гравитационный опыт

Для получения оптимальной схемы извлечения ванадия, урана и благородных металлов из руд были проведены технологические опыты по следующей схеме (рис. 49).

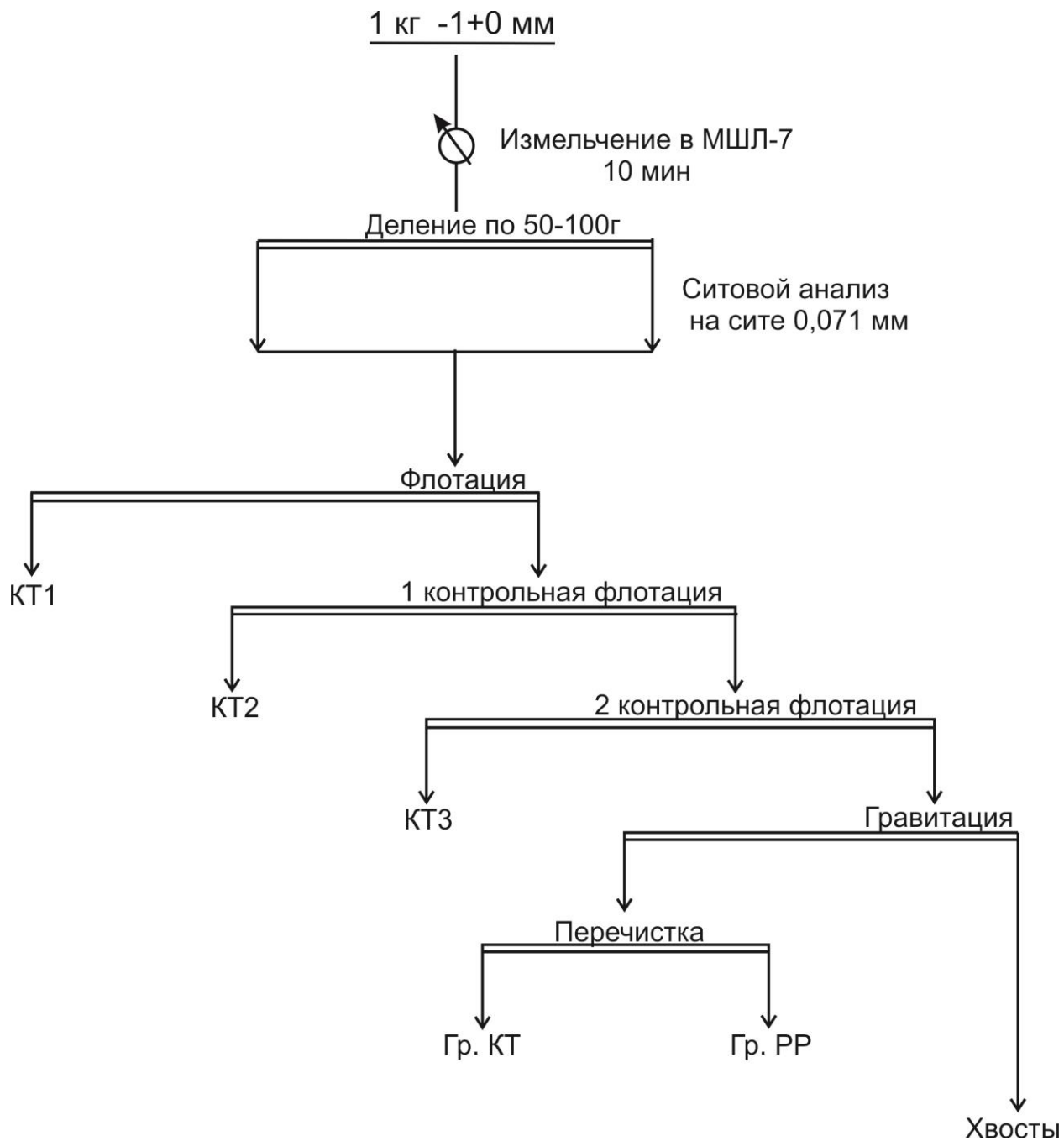


Рис. 49 Схема проведения технологических опытов для пробы с месторождения Средняя Падма

Имеющаяся проба массой 8 кг была отквартована до 1 кг. Полученная навеска была измельчена в шаровой мельнице МШЛ-7 10 минут и использованием шаров 25 и 20 мм. Измельченная проба была отфильтрована и высушена, после чего методом конуса-кольца от нее была отобрана навеска массой 100 г, на которой был произведен ситовой анализ на

сите с ячейкой 0,071 мм, который подтвердил класс крупности полученного продукта 75% -0,071 мм. Классы +0,071 и -0,071 мм были объединены, высушены и добавлены к исходной (измельченной) пробе.

Следующим этапом было проведение опыта по флотационному обогащению. Для этого использовались следующие реагенты (табл. 21).

Таблица 21

Параметры флотационного обогащения

Реагент	Концентрация	Объем	Время	Замечания
CaO	1%	30 мл	—	до pH 10,5-11,0
CuSO ₄	200 г/т	4 мл	5 мин	
VtKx	200 г/т	4 мл	3 мин	
Основная флотация 4,5 мин				
МИБК	50 г/т	50 мкл	3 мин	
Основная флотация 6,5 мин, КТ1				
H ₂ SO ₄	5%	6 мл	—	до pH 8,0
CuSO ₄	100 г/т	2 мл	5 мин	
VtKx	100 г/т	2 мл	3 мин	
МИБК	25 г/т	25 мкл	3 мин	
1 контрольная флотация 6 мин, КТ2				
H ₂ SO ₄	5%	1 мл	—	до pH 8,0
CuSO ₄	50 г/т	1 мл	5 мин	
VtKx	50 г/т	1 мл	3 мин	
МИБК	10 г/т	10 мкл	3 мин	
2 контрольная флотация 6 мин, КТ3				

Концентраты и хвосты флотационного обогащения были отфильтрованы, высушены и взвешены, их массы представлены в таблице 22.

Таблица 22

Массы продуктов флотационного обогащения

Продукт флотации	Масса
КТ1	38,35 г
КТ2	12,40 г
КТ3	12,17 г
ХВ	900г

Гравитационное обогащение на хвостах флотации проводилось на гравитационном столике СКЛ-2. Были получены три продукта: концентрат, пром. продукт и хвосты обогащения. Их массы указаны в таблице 23.

Таблица 23

Массы продуктов гравитационного обогащения

Продукт гравитации	Масса
КТ	11,94 г
РР	75,57 г
ХВ	806,65 г

Для продуктов флотационно-гравитационного обогащения был проведен расчет извлечения благородных металлов (табл. 24)

Метод гравитационного обогащения на хвостах гравитации использовался для получения уранового концентрата. Для расчета содержания урана в концентрате использовалась радиометрия. Были замерены дозы радиоактивного излучения для гравитационного концентрата, пром. продукта и хвостов (табл. 25)

Таблица 25

Замеренные дозы радиоактивного излучения

Продукт гравитации	Доза радиоактивного излучения, мкр/ч	Доза радиоактивного излучения на 1 г продукта, мкр/ч
КТ	600	50
РР	200	2,65
ХВ	200	0,25
Исходная проба	150	1,5

От исходной пробы была отобрана навеска 100 г для измерения дозы радиоактивного излучения. Она составила 150 мкр/ч. Таким образом, имея данные о содержании урана в исходной пробе, можно произвести расчет количества урана в продуктах гравитации (табл. 26). В предыдущих исследованиях было установлено содержание урана на месторождении 0,6%.

Таблица 26

Содержание урана в продуктах гравитации

Продукт гравитации	Содержание урана, %
КТ	20
РР	1,06
ХВ	0,1
Исходная проба	0,6

Таблица 24.

Результаты расчета извлечения для продуктов флотационно-гравитационного обогащения.

№ п/п	Продукт	Масса продукта, г	Выход, %	Массовая доля, г/т				Извлечение, %			
				Au	Pt	Pd	Ag	Au	Pt	Pd	Ag
1	Флот. КТ1	38,35	4,01	256,40	265,40	5021,00	974,00	38,19	77,99	83,31	62,47
2	Флот. КТ2	12,40	1,30	80,80	93,10	1355,00	457,90	3,89	8,85	7,27	9,50
3	Флот. КТ3	12,17	1,27	30,90	34,40	462,00	238,00	1,46	3,21	2,43	4,84
4	Объединенный флотационный концентрат	62,92	6,57	368,10	392,90	6838,00	1669,90	43,54	90,04	93,01	76,82
5	Грав. КТ	11,94	1,25	1142,00	25,40	330,90	321,30	52,96	2,32	1,71	6,42
6	Грав. ПП	75,57	7,90	7,31	7,00	80,30	39,90	2,15	4,05	2,63	5,04
7	Хвосты	806,65	84,28	0,43	0,58	7,61	8,69	1,35	3,58	2,66	11,72
	Итого проба по расчету	957,08	100,00	26,90	13,64	241,50	62,47	100,0	100,0	100,0	100,0
8	Исходная проба	1000,00		39,30	12,90	226,50	56,40				

4.2.2 Опыты по электромагнитной сепарации

Для проверки метода электромагнитной сепарации и подбора режима обогащения, первый опыт был проведен на исходной пробе G08-1Т. Предварительно было проведено ситование пробы массой 500 г крупностью -1+0 мм на классы: +0,5 мм; -0,5+0,25 мм; -0,25+0,1 мм; -0,1+0,05 мм; -0,05 мм. Массы полученных классов: 140,95 г; 95,41 г; 97,68 г; 33,05 г; 132,90 г соответственно.

Опыт по электромагнитной сепарации проводился по следующей схеме (рис. 50).

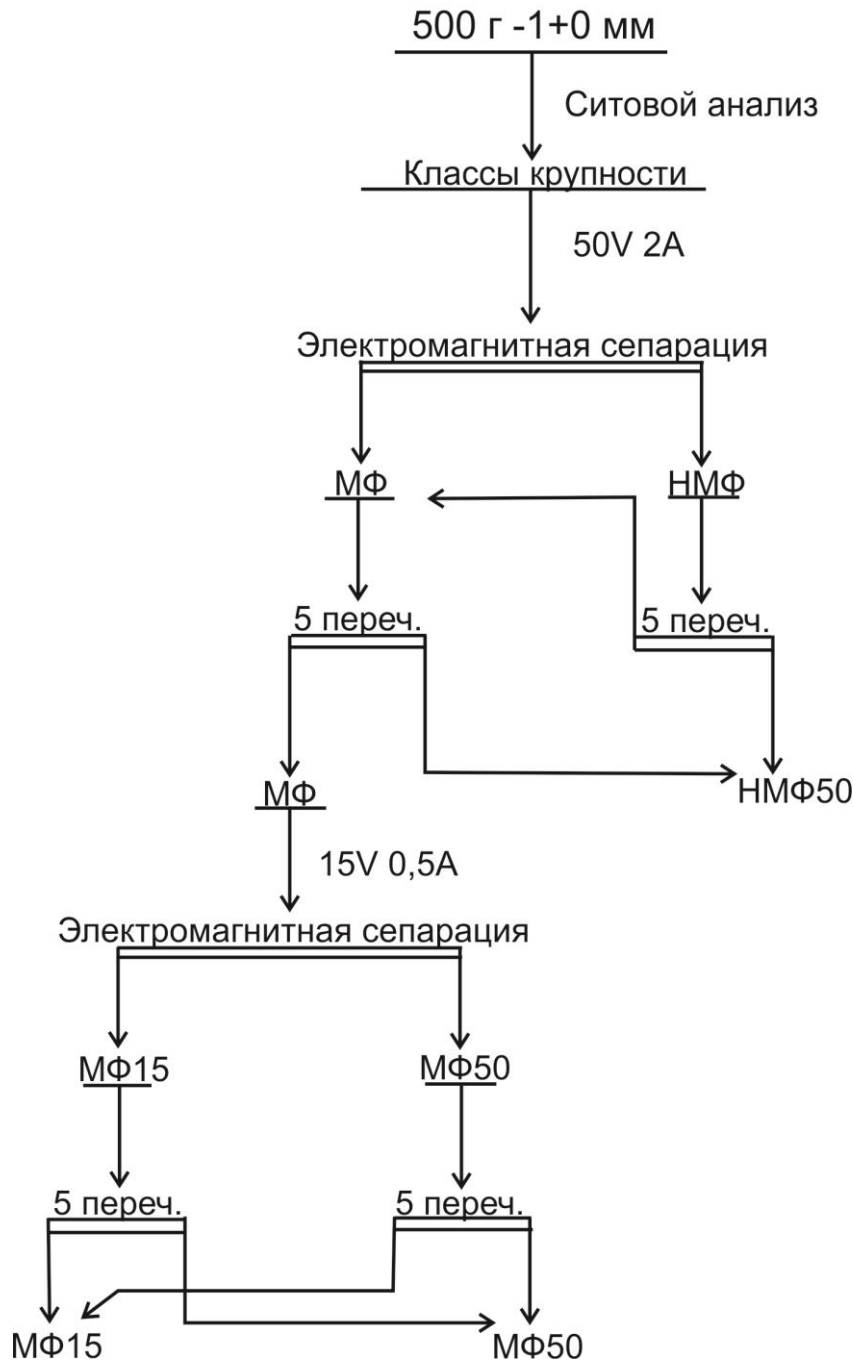


Рис. 50 Схема проведения электромагнитных опытов для исходной пробы с месторождения Средняя Падма

Таким образом, в каждом классе крупности, кроме +0,5 мм, получены три продукта сепарации: немагнитная фракция (НМФ50), магнитная фракция при 15V (МФ15), магнитная фракция при 50V (МФ50). В классе крупности +0,5 мм получены два класса - НМФ50 и МФ50. Класс -0,05 мм не подвергался электромагнитной сепарации.

Для изучения минерального состава полученных продуктов были сделаны шайбы. Результаты минералогического анализа приведены в таблице 27 и рис. 51-54.

Для изучения химического состава продуктов электромагнитной сепарации они были истерты до аналитической крупности, а затем отправлены на химический анализ.

Полученные результаты анализа представлены в таблице 28.

К немагнитной фракции относятся сульфиды, урановые соединения, селениды, благородные металлы, а также кварц, кальцит, доломит, барит и др.

К магнитной фракции, полученной на 15V, относятся ванадиевые и хромовые слюды, гематит, молибденит.

К магнитной фракции, полученной на 50V, относятся преимущественно ванадиевые и хромовые слюды, а также флогопит.

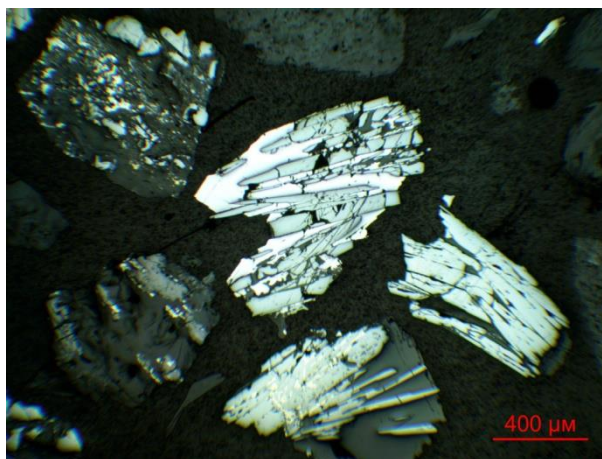
Таким образом, можно судить об эффективности применения метода электромагнитной сепарации для данных классов крупности на исходной пробе с месторождения Средняя Падма.

Результаты минералогического анализа продуктов
электромагнитной сепарации

Проба	НМФ50	МФ15	МФ50
G08-1T +0,5	Слюды до 20% (в сростках), кварц, пирит, халькопирит, карелианит, гематит, настуран, селениды, клаустолит, ковеллин, золото	-	Гематит, карелианит, пирит, магнетит, халькопирит, клаустолит, настуран, селениды, кварц до 5%, слюды до 10%
G08-1T +0,25	Кварц, клаустолит, карелианит, настуран, селениды, пирит, халькопирит, слюды до 5%, золото	Слюды до 20%, клаустолит, селениды, настуран, карелианит, пирит, халькопирит, гематит	Слюды до 30%, клаустолит, настуран, селениды, карелианит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, золото
G08-1T +0,1	Кварц, карбонаты, клаустолит, селениды, пирит, халькопирит, настуран, слюды до 2%, золото	Слюды до 20%, клаустолит, селениды, настуран, карелианит, пирит, халькопирит, гематит	Слюды до 30%, клаустолит, настуран, селениды, карелианит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, ковеллин, кварц
G08-1T +0,05	Кварц, карбонаты, клаустолит, селениды, пирит, халькопирит, ковеллин, карелианит, настуран, слюды до 5%, золото	Слюды до 40%, клаустолит, селениды, настуран, карелианит, пирит, халькопирит, гематит, кварц	Слюды до 30%, клаустолит, настуран, селениды, карелианит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, кварц

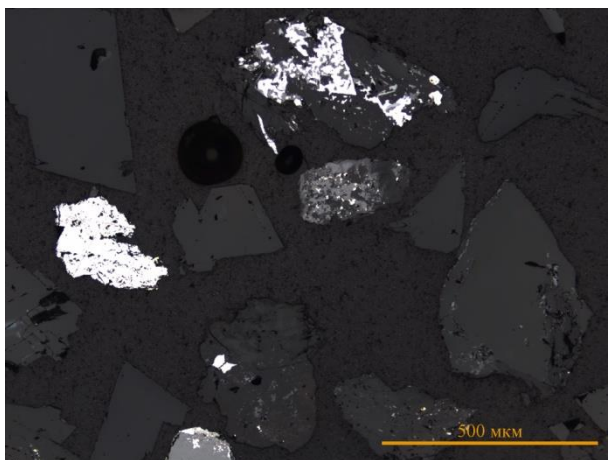


А

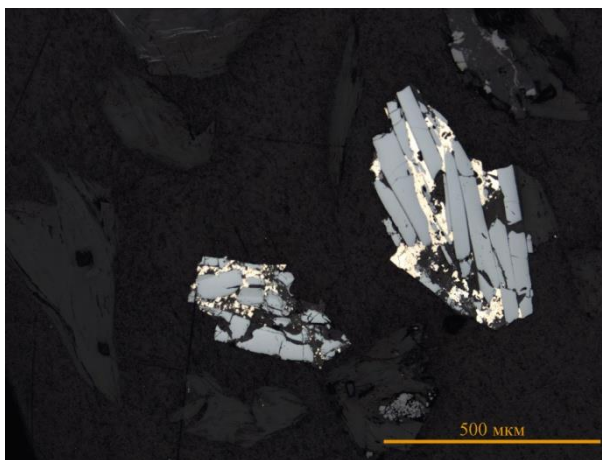


Б

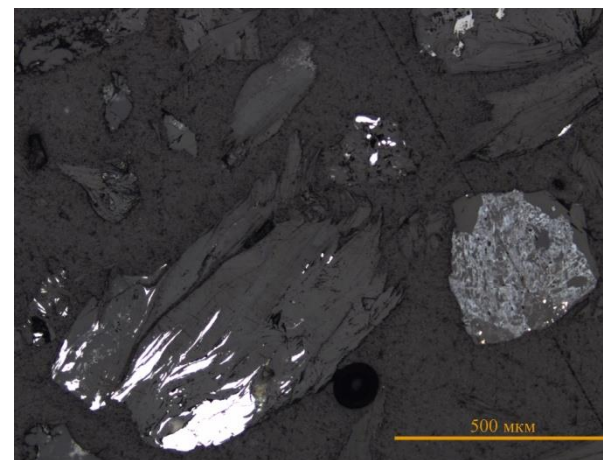
Рис. 51 А - G08-1T +0,5 HMФ50, Б - G08-1T +0,5 МФ50, отраженный свет



А

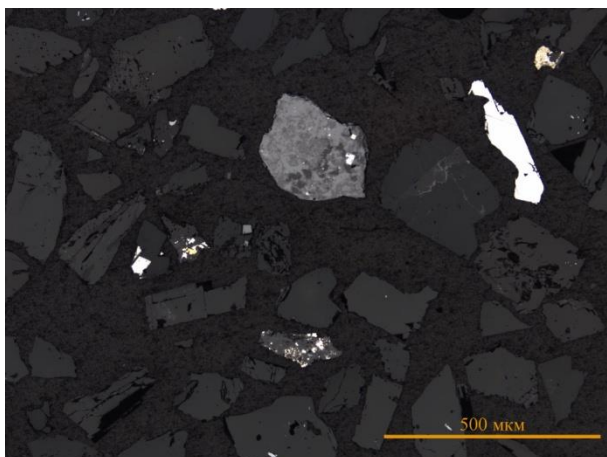


Б

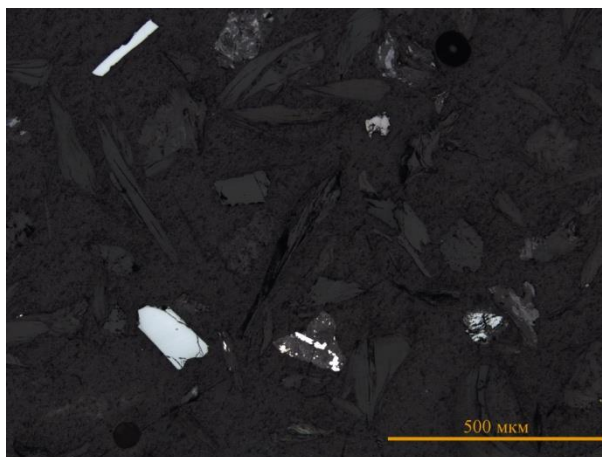


В

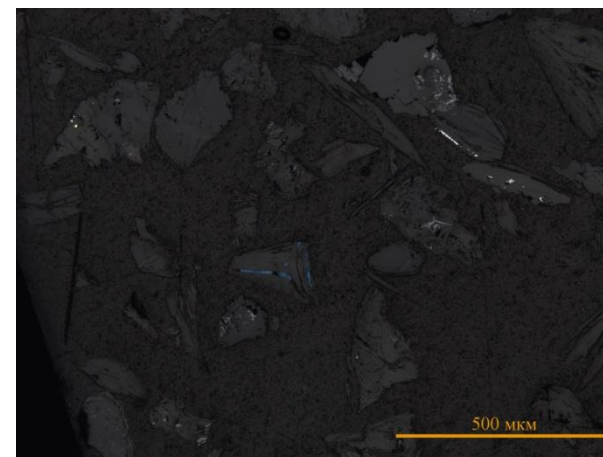
Рис. 52 А - G08-1T +0,25 HMФ50, Б - G08-1T +0,25 МФ15, В - G08-1T +0,25 МФ50, отраженный свет, без анализатора.



А

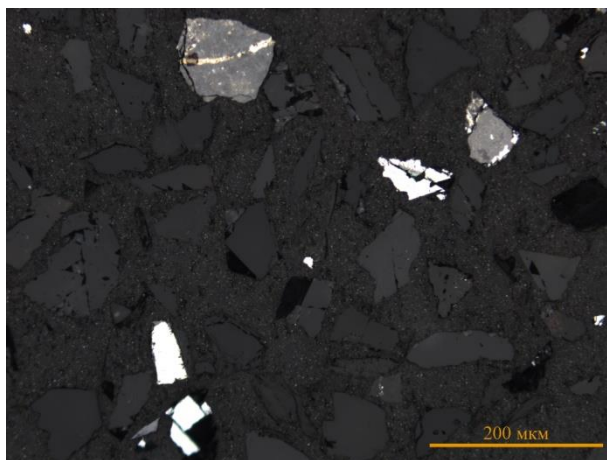


Б

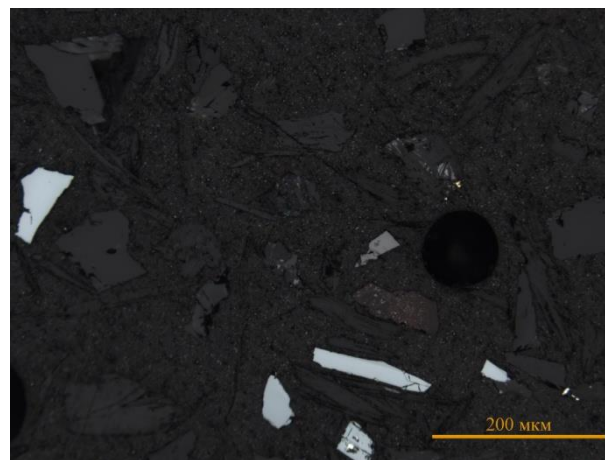


В

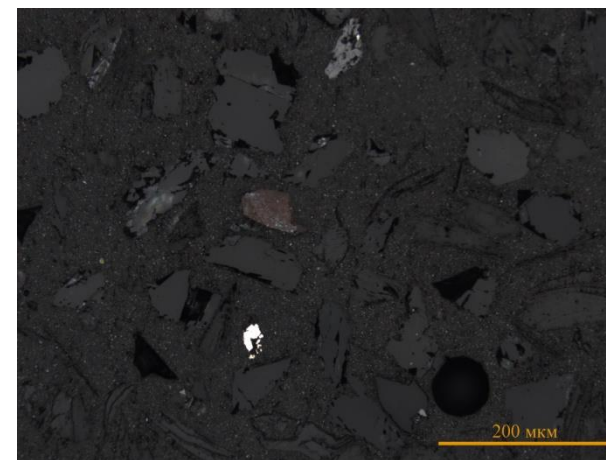
Рис. 53 А - G08-1T +0,1 HMФ50, Б - G08-1T +0,1 МФ15, В - G08-1T +0,1 МФ50, отраженный свет, без анализатора.



А



Б



В

Рис. 54 А - G08-1T +0,05 HMФ50, Б - G08-1T +0,05 МФ15, В - G08-1T +0,05 МФ50, отраженный свет, без анализатора.

Таблица 28.

Результаты химического анализа продуктов электромагнитной сепарации исходной пробы.

п/п	# пробы	S	Cl	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Se
1	[-0,5+0,25] НМФ 50	17083	2024	12773	211305	3547	1787	2967	2073	8797	43	722	435	491	3153
2	[-0,5+0,25] МФ 15	2087	714	92853	9941	3612	11675	69751	254	61124	19	348	2691	ND	478
3	[-0,5+0,25] МФ 50	4697	984	78075	32010	2424	10690	46381	474	23387	29	470	994	ND	1113
4	[-0,25+0,1] НМФ 50	22063	2335	12317	228166	3773	1755	3017	2212	7423	59	847	451	159	4490
5	[-0,25+0,1] МФ 15	1754	ND	93958	11725	3140	11974	66654	228	53606	41	268	1746	ND	407
6	[-0,25+0,1] МФ 50	4000	988	73931	35048	2415	10036	44842	506	23513	47	642	820	ND	1093
7	[-0,1+0,05] НМФ 50	45428	4790	22336	137362	6239	2962	7562	1539	9727	113	1443	665	1214	9103
8	[-0,1+0,05] МФ 15	3255	894	83511	48583	3523	10601	57621	754	77798	ND	374	1772	ND	306
9	[-0,1+0,05] МФ 50	4895	892	48452	120098	2193	5312	26771	1560	15890	31	705	790	ND	654

Элемент	S	Cl	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Se
Порог	75	260	45	40	20	10	10	35	25	10	6	7	4	3

п/п	# пробы	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Ba	Au	Pb	Bi	U
1	[-0,5+0,25] НМФ 50	2160	428	ND	ND	ND	174	77	83	21	11662	1815	11106	4257	21177
2	[-0,5+0,25] МФ 15	922	110	37	49	38	22,7	10	17	ND	110269	396	2565	1093	3634
3	[-0,5+0,25] МФ 50	1546	86	49	38	ND	61,8	14,1	29	ND	80101	939	5179	2450	9880
4	[-0,25+0,1] НМФ 50	2212	408	ND	ND	ND	173	73	91	14	13114	1766	15974	3775	20276
5	[-0,25+0,1] МФ 15	850	74	25	35	34	19,2	9,5	23	ND	114359	361	2133	917	2583
6	[-0,25+0,1] МФ 50	1462	96	77	47	ND	64,8	19	52	ND	79286	849	5069	2797	9244
7	[-0,1+0,05] НМФ 50	2677	492	ND	ND	ND	316	143	139	24	23371	1833	30934	9278	31594
8	[-0,1+0,05] МФ 15	965	114	41	25	46	18,4	5,6	27	ND	95039	458	1700	879	4201
9	[-0,1+0,05] МФ 50	2677	492	ND	ND	ND	316	143	139	24	23371	1833	30934	9278	31594

Элемент	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Pd	Ag	Sn	Sb	Ba	Au	Pb	Bi	U
Порог	30	3	3,6	3	3	3	3	8	15	50	4	5	20	10

Следующий опыт по электромагнитной сепарации руд месторождения Средняя Падма был проведен на хвостах флотационно-гравитационного обогащения. Для этого была отобрана навеска 200 г и проведен ситовой анализ на ситах 0,071 мм, 0,040 мм и 0,020 мм. Получены 4 класса продуктов: +0,071 мм; -0,071+0,040 мм; -0,040+0,020 мм и -0,020 мм с массами 27,82 г; 53,36 г; 39,00 г и 79,81 г соответственно. Класс -0,020 мм для опытов не использовался.

В данном опыте предполагалось использовать полученную в первом опыте схему обогащения, однако она показала свою неэффективность для данных классов крупности. Поэтому была предложена другая схема опыта (рис. 55).

В классах крупности -0,071+0,040 мм и -0,040+0,020 мм электромагнитная сепарация не происходит. Возможно это связано с техническими особенностями сепаратора. Поэтому проведение опытов с данными классами возможно лишь на специальном оборудовании.

Результаты магнитной сепарации хвостов флотационно-гравитационного обогащения крупностью +0,071 мм представлены в таблице 29.

Можно сделать вывод, что и в данном случае электромагнитная сепарация оказалась практически неэффективна. Для достижения наилучшего результата данный метод стоит применять на исходной пробе с большей крупностью, либо использовать магнитный сепаратор, способный разделять такие классы крупности.



Рис. 55 Схема проведения электромагнитного опыта для хвостов гравитации с месторождения Средняя Падма

Таблица 29.

Результаты химического анализа полезных компонентов
продуктов электромагнитной сепарации хвостов гравитации.

п/п	# пробы	V	Au	Ag	Pd	U
1	G08-GRXB+71 НМФ95	7634	260	5,6	9,9	1881
2	G08-GRXB+71 МФ95	9053	233	ND	9,7	1542
3	G08-GRXB+71 МФ50	9802	278	5,1	10	2501

ВЫВОДЫ

1. Основными минералами-носителями ванадия являются роскоэлит, карелианит, V-гематит и наталиит. Урановая минерализация преимущественно представлена уранинитом, настураном и коффинитом. Благороднометальная минерализация представлена самородным золотом, богдановичитом, поубаитом, фрудитом, падмаитом и малышевитом.

2. Ванадий в рудах является основным и, по сути, единственным компонентом, определяющим экономическую ценность этих руд. Уран и благородные металлы относятся к попутно извлекаемым компонентам.

3. Среди минералов-носителей ванадия в рудах была выявлена новая разновидность слюды ряда флогопит-аннит с преобладанием в позиции ABC ванадия как основного катиона

4. Предложенная схема флотационно-гравитационного обогащения позволила добиться извлечения благородных металлов свыше 90%, причем МПГ извлекались преимущественно флотационным методом (до 83% извлечения), а золото - гравитационным. Гравитационный метод также оказался эффективным для извлечения урановой минерализации. Содержание урана в концентрате достигает 20%.

5. Использование электромагнитной сепарации на хвостах гравитации для получения ванадиевого концентрата оказалось неэффективным, однако данный метод можно успешно использовать для получения ванадиевого концентрата на пробе исходной руды с последующим дообогащением.

СПИСОК СПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Богданова М.Н., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. О возрасте ортогнейсов Северо-Западного Беломорья // Докл. АН СССР. 1990. Т.315, №2.
2. Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии. //Геология рудных месторождений. 1991, т. 33 №6. С. 3-13.
3. Бороздин А.П. Урановая минерализация комплексных месторождений Заонежья (южная Карелия). Дипломная работа, М., СПбГУ, Геологический факультет, 2006, 84с.
4. Бороздин А.П., Полеховский Ю.С., Бушмин С.А. Возраст рудообразующих метасоматических процессов на месторождении ванадия, благородных металлов и урана Средняя Падма (Карелия, Балтийский щит) // Доклады Академии наук, 2014, том 454, №3, с.310-314.
5. Булавин А.В., Савицкий А.В. Основные особенности внутреннего строения зон СРД //Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты, 1989. С. 23-25.
6. Волков В.Н., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С., Тарасова И.П. Введение в металлогению горючих ископаемых и углеродсодержащих пород: Учебное пособие. – СПб: Изд-во СПбГУ, 1997, 248 с.
7. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Авт.: В.А. Соколов, В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, А.П. Светов, В.С. Куликов, А.И. Голубев, А.И. Светова, Л.В. Гончарова. Л., 1978. 168 с.
8. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. Соколова В.А., Петрозаводск, 1982. 208 с.
9. Геология Карелии // Ин-т геологии Карельского фил. АН СССР – Л.: Наука, 1987.
10. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Карелия, 1982, 190с.
11. Голубев А.И. Вулкано-плутонизм раннего протерозоя российской части Фенноскандинавского щита // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. сс. 317-320
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-(35)–37 – Петрозаводск. Объяснительная записка.

СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 322 с. + 1 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).

13. Гилярова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 223 с.

14. Кондаков С.Н., Петров Ю.В., Булавин А.В. и др. Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба. В кн.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ – Л., 1986, с.68-75.

15. Коросов В.И., Робонен В.И., Назарова Т.Н. К геологии района Чебино-Маткозеро-Плаковара. В кн.: геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии: Оперативно-информационные материалы за 1982г. Петрозаводск, 1983, с. 13-16.

16. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999.

17. Леденева Н.В. Минералогия и условия локализации уран-благороднометалльно-ванадиевого оруденения (Онежский рудный район). Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук, ФГУП ВИМС, 2004, с. 30-57.

18. Минералы, справочник в 5 томах, гл. ред. Кудряшова В.И., Москва, Недра, 1981.

19. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. Щеглова А.Г. – СПб: Недра, 1993.

20. Наркисова В.В., Цветков Л.Д., Кирьяков А.Ф., Злобин О.М., Неронова И.В. Людиковый в разрезе Онежской параметрической скважины: некоторые особенности строения и состава //Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. 2 часть Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. - 390 с.

21. Петров Ю.В. и др. Геологическое строение и рудоносность Заонежского полуострова и прилегающих территорий. ОТЧЕТ по геол. зад. 32-18 и 32-19. О результатах поисковых (масштаба 1:10 000) и поисково-оценочных работ проведенных в 1988-1990 гг. на Заонежской и Уницкой площадях. Фонды ГПП «Невскгеология», Чебино, 1991 г.

22. Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Определение особенностей локализации уранового оруденения различных формационных типов на основе изучения и картирования гидротермально-метасоматически изменённых пород в

перспективных на уран структурах Онежского прогиба и его обрамления. Отчет по геол.зад. 2-28. Фонды ВГО МГ СССР, ПГО «Невскгеология», ЛГУ, Ленинград, 1986 г. Т.1-162 с., т. 2-74 с., т. 3 - 20 л.

23. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Гидротермально-метасоматические процессы и минеральные ассоциации метасоматитов в нижнепротерозойских породах Онежского прогиба Карелии. В сб.: Метасоматизм и рудообразование. Ч.2, Л., 1987.

24. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Кар.ФАН СССР, 1989, с.106-117.

25. Полеховский Ю.С. и др. Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии. Изв. АН СССР, серия геологич., №7, 1991

26. Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995.

27. Полеховский Ю.С. Динамическая эволюция Онежского бассейна седиментации на границе ятулия и людиковия (Южная Карелия)//В сб.: Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000.

28. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии, Петрозаводск, 1989. 159 с.

29. Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.В. и др. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, №4.

30. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, Изд-во Иностранной Литературы, Москва, 1981.

31. Румянцева Е.В. Новые данные о наталиите $\text{Na}(\text{V,CrJFe})\text{Si}_2\text{O}_6$. ЗВМО, №4, 1994.

32. Светов А.П., Голубев А.И. Изверженные породы Заонежского вулканического комплекса юго-западной Карелии. – ДАН СССР, 1975, т. 225, №1, с. 164-167.

33. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.

34. Тихонов В.Б., Петров Ю.В. и др. Отчет о результатах работ по поискам стратиформных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) на Пигмозерской

площади в 1997-1999 годах. (Геологическое задание 32-27), Фонды ГП «Невскгеология», 1999.

35. Филлипов М.М., Голубев А.И., Медведев П.В. и др Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1994.

36. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977.

37. Чумакова А.А. Минералогические и кристаллохимические особенности минералов-носителей ванадиевого оруденения Заонежских комплексных месторождений. Дипломная работа, Б., СПбГУ, Геологический факультет, 2017, 63с.

38. Шелухина Ю.С. Сульфидная минерализация и благородные металлы в шунгитоносных породах Онежского прогиба (Карелия). Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук, СПбГУ, Геологический факультет, 2011, 21с.

39. Информационно-аналитический портал, посвященный рынкам ценных металлов, металлопроката, рудного сырья и ферросплавов // ежедн. Интернет-изд. 2002. URL: [http:// www.infogeo.ru](http://www.infogeo.ru), (дата обращения: 25 марта 2017)

40. Крупнейшая база общего доступа к информации о минералах [Электронный ресурс] // mindat.org: информ.-справочный портал. URL: <https://www.mindat.org>, (дата обращения: 2 апреля 2019)

41. Ведущий финансовый портал, источник финансовой информации // ежедн. Интернет-изд. 2007. URL: [http:// ru.investing.com](http://ru.investing.com) (дата обращения: 25 марта 2017)