САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Чумакова Анастасия Алексеевна**

**Минералогические и кристаллохимические особенности минералов-носителей ванадиевого оруденения Заонежских комплексных месторождений**

Выпускная квалификационная работа бакалавра

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

А.П. Бороздин

Старший преподаватель Кафедры ГМПИ

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

«\_\_\_»\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_2017

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н., И.А. Алексеев

\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_

«\_\_\_»\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_2017

Санкт-Петербург

2017

Оглавление

[Введение 3](#_Toc483515340)

[1 Геологическое строение комплексных U-V месторождений 4](#_Toc483515341)

[1.1 Особенности геологического строения Онежской структуры. 4](#_Toc483515342)

[1.2 Стратиграфия и магматизм Онежской структуры 6](#_Toc483515343)

[1.3 Эпигенетические процессы на участках уран-ванадиевых месторождений 15](#_Toc483515344)

[2 Вещественный состав руд уран-ванадиевых месторождений 18](#_Toc483515345)

[2.1 Характеристика химического состава руд, распределение стоимости руды по компонентам. 18](#_Toc483515346)

[2.2 Характеристика минерального состава руд 24](#_Toc483515347)

[2.3 Минералогические и кристаллохимические особенности ванадиевой минерализации 31](#_Toc483515348)

[2.3.1 Ванадиевые слюды 31](#_Toc483515349)

[2.3.2 Ванадиевые гематиты 41](#_Toc483515350)

[2.3.3 Уранованадаты 49](#_Toc483515351)

[2.3.4 Силикаты ванадия 53](#_Toc483515352)

[3 Прогноз технологических свойств комплексных уран-ванадиевых руд 56](#_Toc483515353)

[Заключение 58](#_Toc483515354)

[Список использованной литературы 59](#_Toc483515355)

# Введение

Цель дипломной работы:детальные исследования минералогических и кристаллохимических особенностей минералов-носителей ванадия в рудах Заонежских месторождений для прогноза технологических свойств комплексных уран-ванадиевых руд.

**Задачи:**

* Анализ литературных и фондовых данных о геологическом строении месторождений Онежского типа и вещественном составе руд;
* Изучение минералогии ванадия в рудах и идентификация ведущих минералов-носителей;
* Детальное изучение химического состава, оптических и физических свойств, кристаллохимических особенностей ванадиевых минералов (V-слюды, V-оксиды, V-эгирины);
* Прогноз технологических методов получения ванадиевых концентратов.

**Методы исследования:**

* Петрографический;
* Электронно-микроскопический с рентгено-спектральным микроанализом химического состава минералов;
* Рентгено-дифракционные (порошковый и монокристальный методы);
* Мюсбауэровская спектроскопия (ЯГРС);
* Оптический.

**Фактический материал:**

* Образец ванадиевых слюдитов с месторождения Средняя Падма;
* Образцы из керна рудных скважин месторождения Космозерское;
* Минералогическая проба руд месторождения Космозерское;
* Данные по химическим составам слюд из ранее проведенных исследований.

Я весьма признательна и благодарна своему научному руководителю старшему преподавателю кафедры ГМПИ Алексею Павловичу Бороздину, оказывающему помощь на всех этапах выполнения 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 Бадридинову Р.В. за помощь в обработке данных по химическому анализу, ценные советы и предоставленные материалы. Также хочется выразить благодарность В.В. Шиловских и Н. С. Власенко за проведение электронно-микроскопических исследований.

# Геологическое строение комплексных U-V месторождений

## Особенности геологического строения Онежской структуры.

Онежский прогиб расположен в юго-восточной краевой части Балтийского щита, в пределах Карельского мегаблока. Является брахиформной синклинорной 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, Ворос о южной границе остается открытым (А.В.Булавин, 1990).

На геологической карте Онежского прогиба видно, что в его внутренней части преобладают складчатые структуры ССЗ простирания, 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. |

## Стратиграфия и магматизм Онежской структуры

**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. Метавулканиты 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. Однако, полный разрез был получен путем сводной корреляции различных структурных зон прогиба. Сумийско-сариолийские толщи обнажаются на северо-западе, ятулийские – преимущественно в переферии, 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, залегает 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 залегает 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.

**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 (большей частью кварцевыми) со слюдистым и кварцево-слюдистым цементом. Мощность нижней подсвиты колеблется от 20 до 150 м. Верхняя посвита слагается метавулканитами основного состава, по большей части плагиопорфиритами, 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 порфиритами, 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.

*Туломозерская* 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 «Невскгеология» (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.

Подошвой 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-слюдистыми 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 обусловливает лиловую, коричневую до кирпичной окраску пород. Мощность третьей пачки устойчива и составляет обычно 100-110 м, иногда возрастает до 150-160 м.

Средняя подсвита 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 подсвиты 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 подсвиты представлены пятью пачками (2, 4, 6, 8, 10). Суммарная мощность средней подсвиты колеблется от 726 до 1615 м (Ю.С.Шелухина, 2011).

Верхняя подсвита также характеризуется последовательным чередованием пачек осадочных и вулканогенных пород. Нижней границей подсвиты 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 подсвиты 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 подсвиты 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-слюдистыми 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.

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 (людиковий 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 флюидальности 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 вулканиты 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 трахиандезибазальтов, 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).

## 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 расчитан 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-cеладонит + 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-слюдистые изменения | карбонаты, роскоэлит, хромфенгит, акмит, хром-эгирин, альбит, кварц, хлорит, сульфиды; локально слюдиты | карбонаты, роскоэлит, кварц, альбит, сльфиды, хромфенгит, акмит; доломитовый порфиробластез-II, локально слюдиты |
| Жильно-гидротермальные | гипс-барит-кварц-карбонатные, гематит-кварцевые, хлорит-кальцитовые, адуляровые, кальцитовыегипсовые, гематитовые и др. жилки и прожилки | |

# Вещественный состав руд уран-ванадиевых месторождений

К Заонежской группе относятся следующие месторождения: Средняя Падма, Верхняя Падма, Весеннее, Космозерское, Царевское месторождения. Уран-благороднометально-ванадиевое оруденение в данной группе месторождений размещено в своеобразных рудоносных тектонических структурах - линейных зонах складчато-разрывных деформаций северо-западного простирания с мощно выраженными и телескопированно проявленными в их пределах эндо- и экзогенными процессами, весьма характерными для позднекарельской (свекофеннской) эпохи протоактивации (1900-1700 млн лет).

## 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 — роскоэлите 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 3. 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, Си, Mo, Zn, РЬ 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 данных месторождениях. К попутным полезным компонентам можно отнести золото, МПГ и уран. Их содержания на каждом месторождении 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 месторождениях (табл. 2). Для этого использовались данные о цене на данные компоненты за 9 февраля 2017 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](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. 2). Исходя из них можно сделать вывод о том, что в процентах стоимость ванадия занимает 93-99%. 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 месторождениях

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Золото | | | | | | | | |
| Название объекта | Содержание золота средн., г/т | Запасы золота по категориям, m | | Прогнозные ресурсы золота, m | | Цена на 9.02.2017, долл./грамм | Удельная стоимость руды, долл./т | Стоимость, млн долл. |
| С1 | С2 | Р1+Р2 | Р3 |
| Месторождение Средняя Падма | 0,16 |  | 0,729 |  |  | 39,73 | 6,36 | 29 |
| Месторождение Верхняя Падма | 0,21 |  | 0,119 |  |  | 8,34 | 4,7 |
| Месторождение Космозеро | 0,24 |  | 0,332 |  |  | 9,54 | 13,2 |
| Месторождение Весеннее | 0,33 |  |  | 0,166 |  | 13,11 | 0,7 |
| МПГ (палладий) | | | | | | | | |
| Название объекта | Содержание МПГ средн., г/т | Запасы МПГ по категориям, m | | Прогнозные ресурсы МПГ, m | | Цена на 9.02.2017, долл./грамм | Удельная стоимость руды | Стоимость, млн долл. |
| С1 | С2 | Р1+Р2 | Р3 |
| Месторождение Средняя Падма | 0,31 |  | 1,418 |  |  | 24,76 | 7,68 | 35,1 |
| Месторождение Верхняя Падма | 0,18 |  | 0,1 |  |  | 4,4568 | 2,5 |
| Месторождение Царевское | 0,24 |  | 1,209 |  |  | 5,9424 | 29,9 |
| Месторождение Космозеро | 0,4 |  | 0,562 |  |  | 9,904 | 13,9 |
| Месторождение Весеннее | 0,83 |  |  | 0,165 |  | 20,5508 | 4,1 |

Таблица 2 (продолжение). Расчет стоимости полезных компонентов на месторождениях

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Уран | | | | | | | | |  |
| Название объекта | Содержание урана средн., % | Запасы урана по категориям, m | | Прогнозные ресурсы урана, m | | Цена на 9.02.2017, долл./кг | Удельная стоимость руды | Стоимость, млн долл |  |
| С1 | С2 | Р1 | Р2 |  |
| Месторождение Средняя Падма | 0,067 | 1553 | 1513 |  |  | 58,75 | 39,36 | 180,1 |  |
| Месторождение Верхняя Падма | 0,043 |  | 240 |  |  | 25,26 | 14,1 |  |
| Месторождение Царевское | 0,066 |  | 3300 |  |  | 38,78 | 193,9 |  |
| Месторождение Космозеро | 0,128 |  | 1800 |  |  | 75,20 | 105,8 |  |
| Месторождение Весеннее | 0,046 |  | 230 |  |  | 27,03 | 13,5 |  |
| Ванадий | | | | | | | | | |
| Название объекта | Содержание V2O5 средн., % | Запасы руды ванадия по категориям, млн m | | Прогнозные ресурсы ванадия, млн m | | Итого металл, | Цена на 9.02.2017, долл./кг | Удельная стоимость руды | Стоимость, млн долл. |
| С1 | С2 | Р1+Р2 | |  |
| Месторождение Средняя Падма | 2,35 | 2,112 | 2,478 |  | | 107 865 | 37 | 869,5 | 3 991 |
| Месторождение Верхняя Падма | 2,32 |  | 0,565 |  | | 13 108 | 858,4 | 485 |
| Месторождение Царевское | 2,33 |  | 3,378 |  | | 78 707 | 862,1 | 2 912 |
| Месторождение Космозеро | 4,22 |  | 1,405 | 0,237 | | 69 292 | 1561,4 | 2 564 |
| Месторождение Весеннее | 3,09 |  | 1,204 | 1,456 | | 82 194 | 1143,3 | 3 041 |

Таблица 3. Расчет процентного содержания стоимости каждого полезного компонента в руде

|  |
| --- |
|  |

Рис.2 Диаграммы распределения удельной стоимости по компонентам

## 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, как известно, промышленными концентрациями ванадия, урана, благородных металлов (Pd, Pt, Au, Ag) и сопутствующими компонентами - Cu, Мо. 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.

**Ванадиевая минерализация.**

Среди минералов, слагающих ванадиеворудные тела, достоверно установлены как собственно ванадиевые минералы: роскоэлит KV2(AlSi3)O10(OH)2, ноланит (V,Fe,Fe,Ti)10O14(OH)2, кулсонит FeV2O4, карелианит V2O3, ванадиевый эгирин (наталиит) NaVSi2О6, сульванит Cu3VS4, монтрозеит VO(OH), хёггит V2O2(ОН)3, ванадинит Pb5[VO4]3Cl, долоресит V3O4(ОН)4, так и ванадийсодержащие, характеризующиеся переменными количествами ванадия в виде изоморфной примеси - пластинчатый гематит, эсколаит, рибекит, флогопит, хлорит.

Собственно ванадиевые минералы содержат V2O5 от 16 % (в сульваните) до 74 % в монтрозеите и 99% в 1сарелианите (по Полеховскому Ю.С., 1991 г.). Наталиит содержит до 31% V2O5 (Румянцева Е.В., 1994). Широкими колебаниями V2O5 от 2,8 до 26,4% характеризуется пластинчатый гематит (Полеховский Ю.С., 1991). В давидите по данным локального рентгеноспектрального анализа (ВИМС) содержится до 33% V2O5 (Леденева Н.В., 2005).

Основным компонентом руд является **роскоэлит**, для которого установлены две разновидности: 1 - метасоматическая мелко-тонкочешуйчатая и 2 - жильная средне- крупночешуйчатая. По результатам электронографии (ВИМС, 1990 г.) обе разновидности представляют собой политипные смеси с модификациями 1М и 2M1. Рентгенографически роскоэлит определен как слюда мусковитового типа (Леденева Н.В., 2005)

В проходящем свете обе разновидности роскоэлита имеют насыщенную розовато-коричневую окраску, сильно плеохроируют от бежевых до коричневых тонов (рис. 3). 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 срастании (прорастании) с яркоокрашенными в зеленый цвет хромовыми слюдами.

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| А | Б |
| Рис. 3. Крупночешуйчатые агрегаты роскоэлита. Шлиф №2 поле 7. А - без анализатора, Б - с анализатором. Размер поля зрения – 1,2 мм. | |

**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 - 0,01-0,1мм. Обычно наблюдается в виде мелких призматических зерен, игольчатых скоплений и присыпок (рис. 4) в роскоэлитовых слюдитах, реже - среди выделений роскоэлита-2. Распределение карелианита в слюдитах крайне неравномерное, количество иногда достигает 15-20 %.

|  |
| --- |
| Kar |
| Рис. 4. Карелианит (Kar) в слюдитах. Аншл. 821\_24. Отраженный свет. Без анализатора. |

**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. 5), детально изученный и описанный Е.В. Румянцевой, имеет в шлифах почти такую 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. 5. 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 1М. 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).

**Урановая минерализация.**

Урановая минерализация на месторождениях Онежского прогиба состоит: из двух морфологических разностей оксидов урана (UO2) - уранинита и настурана, коффинита USiО4, браннерита (U, Ca, Th, Y)(Ti, Fe)2O6 и давидита (Ce,La,Y,U)2Fe2(Ti,Fe)18O38. Гипергенная минерализация урана представлена уранил-ванадатами - тюямунитом Ca(UО2)2(V2О8)-8H2О, карнотитом K2(UO2)2(VO4)2·3H2O и другими. (Леденева Н.В., 2005).

Основным компонентом урановых руд на месторождениях Онежского прогиба является **уранинит** (а=5,40; 5,42; 5,43; 5,47±0,0lA). В тесной ассоциации с уранинитом обнаружен эмболит (AgCl), что указывает на наиболее вероятное образование оксида урана из хлоридных растворов. В большинстве случаев для уранинита характерен субидиоморфный кубоктаэдрический габитус или зерна с элементами октаэдра. Размер зерен варьирует от 0,5 мм до 3 см. Зерна уранинита имеют однородное внутреннее строение. Отражательная способность 16-18 %. В редких случаях наблюдаются округлые зерна, насыщенные микроэмульсионной вкрапленностью грейгита. Уранинит образуется совместно с кальцитом среди более ранних жильных агрегатов, в участках, обогащенных пиритом, пластинчатым гематитом, ноланитом, хромовыми и ванадиевыми слюдами. Образованию уранинита предшествовал незначительный катаклаз, эпизодически наблюдающийся в жильных минералах (Леденева Н.В., 2005).

Отлагающиеся вслед за уранинитом **настуран** и кальцит оказывают на него коррозионное воздействие. Настуран частично замещает зерна уранинита от краев и по микротрещинкам с сопутствующим выделением микрокристаллического галенита. Настуран помимо псевдоморфоз по ураниниту образует тонкие фестончатые и пленочные выделения, окаймляющие поверхности зерен кальцита, корродирующие ромбоэдрические выделения жильного доломита, сульфидов (пирита, сфалерита, галенита), проникающие по спайности в агрегаты хром-ванадиевых крупнокристаллических слюд. Для него характерны пониженные по сравнению с уранинитом отражательная способность - 10-11 % и параметр элементарной ячейки а = 5,378 ± 0,01 А. Близодновременно с настураном происходило образование монтрозеита, обычно наблюдающихся в тесной ассоциации друг с другом. Во взаимоотношениях с другими минералами монтрозеит ведет себя так же, как и настуран.

**Коффинит** наблюдается в ассоциации с кальцитом, хлоритом непостоянного состава (пеннином и шамозитом), колломорфным гематитом, марказитом, агрегатно-колломорфным пиритом и молибденитом-2. Величина отражения - 14-16, размер зерен в образце из керна месторождения Космозерское - 0,01-0,2 мм. (рис.6). Коффинит низкоотражающий (8-10 %), образует каймы, просечки, натечные агрегаты неправильной формы. Он наблюдается как вблизи, так и за пределами участков развития оксидов урана.

Настуран и коффинит развиты в сопоставимых количествах и имеют по сравнению с уранинитом подчиненное значение в рудах. Они наблюдаются в тех же участках, что и уранинит, для которых характерны повышенные содержания сульфидов и минералов с катионами переменной валентности (Fe, V, Сг - содержащих).

|  |
| --- |
| Касс 821_27 х21 мин 4 и 5.jpg  **Wol**  **Coff** |
| Рис. 7. Коффинит (Coff) в вульфените (Wol). Касс. 821\_27. Отраженный свет. Без анализатора. |

**Благороднометальная минерализация.**

Среди изученной сульфо-селенидной благороднометальной минерализации установлены: селениды, селеносульфиды и висмутиды Pd и Pt, а также селениды, сульфоселениды, селеносульфиды и сульфиды Ag, Bi, Pb, Си, Fe. Из них самой большой распространенностью пользуется **клаусталит**. Величина отражения - 42,5 %, микротвердость - 41,9 кг/мм2. Размер зерен в образце из керна месторождения Космозерское - 0,01-0,1 мм. (рис. 7). Практически во всех случаях, при локализации в крупночешуйчатых Cr-V-слюдах, он является матрицей, в которую заключены микровключения остальных фаз. Они сосредоточены, главным образом, в эндоконтактовой кайме клаусталита, образуя мирмекитоподобные прорастания, ксеноморфные, агрегатно-угловатые и пластинчатые вростки и срастания друг с другом. Индивиды включений и агрегатов имеют микронную до десятых долей миллиметра размерность. Центральные участки выделений клаусталита иногда содержат редкую, достаточно индивидуализированную вкрапленность висмутидов палладия, селенида платины. Явлений замещения друг другом среди сульфо-селенидов не наблюдалось, что свидетельствует о близодновременно-последовательном формировании минералов данной ассоциации, Ю.С. Полеховским была отмечена закономерная смена сульфоселенидов селеносульфидами в направлении от центра к периферии выделений клаусталита.

|  |
| --- |
| Аншл 821_24 x9 галенит.jpg  Ccp  Wol  Clau |
| Рис.8. Клаусталит (Clau), халькопирит (Ccp) и вульфененит (Wol). Аншл. 821\_24. Отраженный свет. Без анализатора. |

В срастании с минералами этой уникальной ассоциации встречаются выделения **самородного золота** и **серебра**, размером от нескольких десятков микрон до 1,5-2,0 мм. В рудных штуфах были встречены золотые гнезда размером до 1,5 см. По изучению и диагностике большинства известных на сегодняшний день минеральных фаз, образующих благороднометальное оруденение на онежских месторождениях, большую работу проделали Полеховский Ю.С. и Тарасова И.П. (ЛГУ). Им принадлежит открытие новых минералов — падмаита и судовиковита, выявление вполне устойчивых составов пока еще неизвестных фаз - сульфоселенидов и селеносульфидов Pd и Bi, висмутидов Pd, висмутидов Pt, висмутидов Pd и Pt, антимонидов Pd, сульфидов Pd и РЬ и др., обнаружение редких минералов данной ассоциации - платинита, трогталита, борнхардтита, полярита, соучекита, молибдоменита и др. Серебро содержится в трех изученных минералах: 70,53% - в науманните, 21,51% - в богдановичите и примерно столько же - в шапбахите. Основная масса золота в рудах имеет самородную форму и в количестве до 0,3%) содержится в виде микропримеси в сульфоселенидах (Леденева Н.В., 2005).

Руды имеют крайне сложный полиминеральный состав, что будет определять сложность технологии обогащения. Учитывая стоимостной вклад компонентов в рудах, технология обогащения должна быть, в первую очередь, ориентирована на получение кондиционного ванадиевого концентрата, а прочие компоненты возможно рассматривать как мешающие (или вредные).

Поэтому в данной работе проведены исследования минералогических особенностей именно ванадиевой минерализации.

## Минералогические и кристаллохимические особенности ванадиевой минерализации

### Ванадиевые слюды

Макроскопически порода темная, коричнево-серая, наблюдаются серо-белые прожилки, а также прожилки слюд большего размера, нежели слагающие основную массу (рис. 9).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 9 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. 10). 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. 11). Положительный рельеф, высокая шагрень.

|  |  |
| --- | --- |
| 1_1поле_без_анализ.jpg |  |
| А | Б |
| Рис. 10. Мелкочешуйчатые ванадиевые слюды. А – без анализатора, Б – с анализатором. Прозрачно-полированный шлиф №1 поле 1. Размер поля зрения – 0,25 мм | |

|  |  |
| --- | --- |
| 2_3поле_без_анализ.jpg | 2_3поле_анализ.jpg |
| А | Б |
| Рис. 11. 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. 12).

|  |  |
| --- | --- |
| 2_1поле_без_анализ.jpg | 2_1поле_анализ.jpg  V-mi |
| А | Б |
| 2_8поле_без_анализ.jpg  V-mi | 2_8поле_анализ.jpg  Ca |
| В | Г |
| Рис. 12. 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. 13-15).

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

На основании данной таблицы был сделан расчет средней формулы для слюды: K0,87 (V0,90 Fe0,29 Mg0,61 Al0,17)∑2,00 [Al0,74Ti0,02 Si3,28 O10,00] (OH)2,00.

|  |
| --- |
| V-mus_1.bmp  Gem |
| Рис. 13. Пробы 001-003. Гематит (Gem) в ванадиевых слюдах. Изображение во вторичных электронах |

|  |
| --- |
| V-mus_2-1.bmp |
| Рис. 14. Пробы 006-007. Ванадиевые слюды под большим увеличением. Изображение во вторичных электронах. |

|  |
| --- |
| V-mus_5.bmp |
| Рис. 15. 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** |
| **SiO2** | **TiO2** | **Al2O3** | **FeO** | **MgO** | **K2O** | **V2O5** |
| 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.16).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 16. 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.17).

|  |
| --- |
|  |
| А |
|  |
| Б |
| Рис.17. Профили после анализа результатов измерения. А - сравнение образца и биотита; Б – сравнение образца с широкшинитом (K(NaMg2)Si4O10F2) 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 монокристальным методом. Для этого на стекло с эпоксидной смолой были отобраны кристаллы, а затем проводилась съемка на монокристальном 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 образа к определенному минеральному виду.

Таблица 5. Сравнение кристаллографических параметров слюд.

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| **Параметры ячейки** | **Образец V-слюды** | **Мусковит** | **Флогопит** | **Роскоэлит** |
| **Сингония** | Моноклинная | | | |
| **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 монокристальной съемки и химического анализа в программе OLEX2 были составлены структуры (рис. 18).

|  |
| --- |
| Структура1.PNG |
| А |
| Структура.PNG |
| Б |
| Рис. 18. Структуры, составленные в программе OLEX2 (А - структура, Б - одна ячейка). |

### 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. 19).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 19. 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 (монокристальный 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. 20).

Съемка проводилась сотрудниками ресурсного центра СПбГУ “Геомодель”. Помимо шайбы, микроанализ химического состава проводился для аншлифа 821\_24 (рис. 21)

|  |
| --- |
| E:\Диплом гем\2017.05.03\image5737.jpg |
| Рис. 20. Гематиты в кассете. |

|  |
| --- |
| F:\Диплом гем\3.jpeg  Gem  Mi |
| Рис. 21. 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** |

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 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** |

Таблица 8. Расчет формульных коэффициентов для гематита.

**Ядерная гамма резонансная спектроскопия** использовалась для определения валентности железа в составе гематита. По результатам ЯГРС можно считать все железо трехвалентным (рис. 22).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 22 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 Fe2O3 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. 23) (табл. 9).

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 23 Профили после анализа результатов. Сравнение гематита с месторождения с синтетическим гематитом, эгирином и кварцем. |

Таблица 9. Список пиков и их принадлежность различным минералам

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| № | 2Θ, ° | 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,-4),Quartz, syn(2,2,1) |

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 Fe2O3 (a=5,0320, c=13,7330, пространственная группа R-3c), можно наблюдать, что размер ячейки у образца несколько больше, чем размер ячейки гематита Fe2O3. Данное отклонение можно связать с тем, что радиус атома ванадия - 134 пм, что несколько больше, чем радиус атома железа (126 пм).

### Уранованадаты

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

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 24. Порошковидные агрегаты карнотита (Carn), выполняющие прожилки в роскоэлитовых слюдитах (Rosk). Образец №П827/7. |

Полученный химический состав (табл. 10, ан. 22, 23) свидетельствует, что содержание UO2 в изученных образцах довольно стабильно - около 69%, содержание V2O3 составляет около 19%, что соответствует теоретической формуле тюямунита Ca(UO2)2(VO4)2·3H2O, 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 (K2O до 2,5%), который, вероятно, замещает кальций.

**Карнотит** представлен ксеноморфными, часто порошковидными агрегатами (рис.24). 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 (ng-np=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) – K2(UO2)2(VO4)2·3H2O. 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. 24).

Таблица. 10 Химический состав минералов по данным микрозондового анализа (масс.%). Местрождение Средняя Падма (А.П. Бороздин, 2006).

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| №№ | Образец | Точка | UO2 | SiO2 | V2O3 | PbO | K2O | CaO | MnO | Сумма |
| Тюямунит Ca(UO2)2(VO4)2•nH2O | | | | | | | | | | |
| 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 K2(UO2)2(VO4)2•nH2O | | | | | | | | | | |
| 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(UO2)2V2O8·8H2O | | K2O·2UO3·V2O5·3H2O | |
| 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-хромселадонит-роскоэлитовых прожилков с благороднометальной и селенидной минерализацией.

Уранованадаты развиваются преимущественно в ассоциации с настураном-2 и роскоэлитом (рис. 25). Среди уранованадатов тоже наблюдается отчетливая последовательность их образования. Более ранним, вероятно, является тюямунит, а карнотит уже замещает последний (рис. 26).

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| А | Б |
| Рис. 25.Карнотит (Carn), развивающийся в ассоциации с настураном (NastII) и коффинитом (Coff). Прожилок в роскоэлитовом слюдите. Аншлиф №П827/7. А – отраженный свет, без анализатора, Б – с анализатором. | |

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |
| А | Б |
| Рис. 26. Тонкодисперсный карнотит (Carn) развивается по ксеноморфному агрегату тюямунита (Tm). Прозрачно-полированный шлиф №П733/61. А – проходящий свет, без анализатора, Б - отраженный свет, с анализатором. | |

### 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. 27).

|  |
| --- |
| F:\Диплом гем\2017.05.03\image5740.jpg |
| Рис. 27. 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, % | | | | | | | | |
| Na2O | MgO | Al2O3 | SiO2 | K2O | CaO | V2O3 | Fe2O3 | 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 | V3+ | Fe3+ | 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, % | | | | | | | | |
| Na2O | MgO | Al2O3 | SiO2 | K2O | CaO | V2O3 | Fe2O3 | 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 | V3+ | Fe3+ | 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** |

# Прогноз технологических свойств комплексных уран-ванадиевых руд

Для прогноза технологических свойств были изучены основные физические свойства минералов ванадия, оценены гранулометрические характеристики (средний размер зерен минералов) (табл. 14). Кроме того, изучены физические свойства сопутствующих минералов (табл. 15), которые в процессе обогащения должны оставаться в хвостах обогащения.

Ассоциации минералов, необходимые для прогноза технологических свойств, были рассмотрены в разделе 2.2.

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 2.2. Учитывая минералогию 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.

Таблица 14. Физические свойства основных минералов руд.

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Минерал | Физические свойства | | | | | | |
| Твердость по шкале Мооса | Плотность, г/см3 | Магнитная восприимчивость | Люминесценция | Спайность | Радиоактивность, Grapi | 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 |

Таблица 15. Физические свойства сопутствующих минералов.

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Минерал | Физические свойства | | | | | | |
| Твердость по шкале Мооса | Плотность, г/см3 | Магнитная восприимчивость | Люминесценция | Спайность | Радиоактивность, Grapi | 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 |

# Заключение

* Рассчитанная формула для ванадиевой слюды - K0,87 (V0,90Fe0,29Mg0,61 Al0,17)∑2,00[Al0,74Ti0,02 Si3,28 O10,00] (OH)2,00, что соответствует роскоэлиту.
* При сравнении параметров элементарной ячейки для гематита с месторождения Космозерское с параметрами элементарной ячейки синтетического гематита с формулой Fe2O3 можно наблюдать увеличение ячейки у образца, нежели ячейки гематита Fe2O3. Данное отклонение можно связать с тем, что радиус атома ванадия, входящего в структуру минерала, несколько больше, чем радиус атома железа.
* Ванадий в рудах является основным и, по сути, единственным компонентом, определяющим экономическую характеристику этих руд. Попутные компоненты требуется учитывать только как неизбежно извлекаемые.
* Руды крайне сложные по минеральному составу, для их переработки потребуется применять различные методы.
* Добыча и переработка уран-ванадиевых руд на месторождениях Онежского типа крайне сложные и дорогостоящие.

# Список использованной литературы

1. Бибикова 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-Плакковара. 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-благороднометально-ванадиевого оруденения (Онежский рудный район). Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук, ФГУП ВИМС, 2004, с. 30-57.
18. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. Щеглова А.Г. – СПб: Недра, 1993.
19. Наркисова В.В., Цветков Л.Д., Кирьяков А.Ф., Злобин О.М., Неронова И.В. Людиковий 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.
20. 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 ГГП «Невскгеология», Чебино, 1991 г.
21. 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.
22. 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.
23. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Кар.ФАН СССР,1989, с.106-117.
24. Полеховский Ю.С. и др. Новый тип палладийсодержащей минерализахщи в метасоматитах Карелии. Изв. АН СССР, серия геологич., №7,1991
25. 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.
26. Полеховский Ю.С. Динамическая эволюция Онежского бассейна седиментации на границе ятулия и людиковия (Южная Карелия)//В сб.: Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000.
27. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии, Петрозаводск, 1989. 159 c.
28. 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.
29. Румянцева Е.В. Новые данные о наталиите Na(V,CrJFe)Si206. ЗВМО, №4,1994.
30. Светов А.П., Голубев А.И. Изверженные породы Заонежского вулканического комплекса юго-западной Карелии. – ДАН СССР, 1975, т. 225, №1, с. 164-167.
31. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
32. 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.
33. 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.
34. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977.
35. 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.
36. 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)
37. Крупнейшая база общего доступа к информации о минералах [Электронный ресурс] // mindat.org: информ.-справочный портал. URL: <https://www.mindat.org>, (дата обращения: 2 апреля 2016)
38. Ведущий финансовый портал, источник финансовой информации // ежедн. Интернет-изд. 2007. URL: http:// ru.investing.com (дата обращения: 25 марта 2017)