

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН  
КАЗАХСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени К.И. САТПАЕВА

УДК:553,22(574) (043)

На правах рукописи

**БАЙСАЛОВА АКМАРАЛ ОМАРХАНОВНА**

**Особенности метасоматических процессов редкометальных проявлений  
гранитного массива Акжайляутас и сопредельных районов**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:  
Доктор геол.-мин. наук,  
ассоциированный профессор –  
Бекенова Галя Кабешовна.

·  
Доктор PhD, заместителя директора  
Центра Российских и Средне-  
азиатских минеральных  
исследований (CERCAMS), Музей  
Естественной Истории (NHM)  
г. Лондон, Великобритания.  
Dolgoplova Alla Vladimirovna

Республика Казахстан  
Алматы, 2018

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ .....</b>	<b>4</b>
<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>5</b>
<b>ГЛАВА I. Геологическая изученность и характеристика Акжайлютасского гранитного массива и Ийсор.....</b>	<b>12</b>
<b>ГЛАВА II. Геологическое строение редкометального месторождения Верхнее Эспе</b>	
2.1. Краткие сведения об истории геологических исследований .....	23
2.1.1. Стратиграфия.....	25
2.1.2. Магматизм.....	30
2.1.3. Полезные ископаемые.....	33
2.2. Классификация метасоматических процессов и метасоматических образований.....	34
2.2.1. Общая характеристика.....	34
2.2.2. Классификация метасоматических процессов и их продуктов.....	37
2.2.3. Жильные рудные тела	43
2.2.4. Пегматиты.....	45
<b>ГЛАВА III. Методика исследования.....</b>	<b>46</b>
3.1 Методика подготовки проб пород и минералов для аналитических исследований .....	46
3.2 Петрографические исследования .....	46
3.3 Минералогические изучения.....	48
3.4 Геохимические исследования.....	49
3.5 Катодоллюминесцентный анализ.....	51
3.6 Геохронология.....	52
<b>Глава IV. Минералогические особенности апогранитов и редкометальных пегматитов месторождений.....</b>	<b>55</b>
4.1 Породообразующие минералы месторождения Верхнее Эспе.....	55
4.1.1 Кварц.....	55
4.1.2 Микроклин.....	57
4.1.3 Альбит.....	59
4.1.4 Амфиболы.....	60
4.1.4.1 Арфведсонит.....	61
4.1.4.2 Рибекит.....	66
4.1.4.3 Флюороликит.....	67
4.1.4.4 Эгирин .....	68
4.2. Главные рудообразующие минералы редкоземельного месторождения Верхнее Эспе	70
4.2.1 Гагаринит.....	70
4.2.2 Циркониевые минералы на месторождении Верхнее Эспе (эльпидит) .....	80
4.2.2.1 Циркон.....	80
4.2.2.2.....	84
<b>4.3 Титановые и титансодержащие минералов.....</b>	<b>93</b>
4.3.1 Рутил.....	93
4.3.2 Ильменит.....	94
4.3.3 Экандрюсит.....	95
4.3.4 Титанит.....	97
4.3.5 Натротитанит.....	97
4.3.6 .....	99
4.3.7 Нептунит.....	101
4.3.8 Лоренценит.....	101
<b>4.4 Минералы группы астрофиллита.....</b>	<b>103</b>
4.4.1 Астрофиллит.....	103
4.4.2 Куплетскит.....	104

4.4.3 Бафертисит.....	106
4.4.4 Камарайт.....	107
<b>Глава V. Геохимические исследования месторождений Верхнее Эспе и Ийсор.....</b>	<b>109</b>
5.1 Поведение лантаноидов в минералах метасоматитов.....	109
5.1.1 Литий.....	110
5.1.2 Бериллий.....	111
5.1.3 Цирконий.....	113
5.1.4 Ниобий.....	113
5.1.5 Торий.....	114
5.1.6 Олово.....	115
5.1.6 Уран.....	115
5.2. Геохимические особенности пород и сравнительная характеристика месторождений Верхнее Эспе и Ийсор.....	117
<b>Глава VI. Геохронология.....</b>	<b>136</b>
6.1. Определение абсолютного возраста гидротермальных цирконов апогранитов методом лазерной абляции (LA-ICPMS) .....	136
<b>Заключение.....</b>	<b>139</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>141</b>

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРОЩЕНИЯ

ИГН – Институт геологических наук  
КазНИТУ им. К.И. Сатпаева – Казахский национальный исследовательский  
технический университет им К.И. Сатпаева  
РЭМ – растровый электронный микроскоп  
HREE (ТРЗЭ) – тяжелые редкоземельные элементы  
LREE (ЛРЗЭ) – лёгкие редкоземельные элементы  
ICP-MS – Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой  
CERCAMS – (Centre for Russian and Central EurAsian Mineral Studies)  
NHM – Музея естественной истории  
РЗЭ - Редкоземельные элементы  
ЯГР- (ядерная гамма-резонансная спектроскопия)  
ВIE –  
Vt – биотит  
Mc – микроклин  
Pl – плагиоклаз  
Nar – нарсарсукиит  
Arf – арфведсонит  
Q – Кварц  
Si/Na – молекулярное отношение (Si Na)  
Zr – циркон  
Pb – свинец  
Baf – бафертисит

## ВВЕДЕНИЕ

Редкометальные проявления гранитного массива Акжайляутас и сопредельных районов, в ближайшее время при бурном развитии технологий извлечения, рассматриваются как потенциальные источники полезных компонентов. Первым в списке значится месторождение Верхнее Эспе с основными рудными элементами: цирконием, ниобием, танталом, иттрием и редкими землями.

РЗЭ являются одним из главных видов стратегического минерального сырья во всем мире. Редкие земли получили широкое распространение в Казахстане. Выделяется два типа редких земель: цериевые и иттриевые редкие земли. Наибольшим распространением пользуются редкие земли цериевой группы. Они в качестве попутного компонента встречаются во всех генетических типах редкометальных месторождений; пегматитах, грейзенах, грейзеново-штокверковых образованиях и в других редкометальных проявлениях. Кроме того, редкие земли цериевой группы в качестве попутного компонента получили большое распространение в россыпях, это титан-циркониевые россыпи и сопутствующий компонент – монацит. Эти россыпи известны в северном и западном Казахстане, некоторые из них имеют практическое значение – например, россыпь Дружба.

Вторая группа представлена редкими землями иттриевой группы. Они наиболее важны как в практическом, так и в научном отношении. Типичным представителем иттриевой группы РЗМ является месторождение Верхнее Эспе, которое входит в состав Верхнеэспинского рудного поля. Само рудное поле протягивается с запада на восток и юга восток – от выходящих на поверхность в виде отдельно разрозненных тел (Ийсор, Биесимас, Северное и др.), Большого и Малого выходов месторождения Верхнее Эспе до погруженных тел, связанных с щелочными гранит-порфирами, с повышенными концентрациями ниобия, циркония, тория, бериллия, иттрия, РЗЭ и др. Здесь редкоземельное оруденение с промышленным средним содержанием суммы РЗМЭ составляет 0,35%. Месторождение нуждается в доразведке и дополнительном исследовании по обогащению тонковкрапленных руд.

Сложность тектонической обстановки местности (подвижки, разломы, передвижения), относительно близповерхностные условия внедрившихся интрузий, что обусловило легкое «вскипание» и образование «потоков» выделявшихся компонентов, контрастность составов вмещающих пород с щелочно-гранитным материалом интрузии делает изучение Верхнеэспинского месторождения с различными типами рудопроявления трудновыполнимой задачей.

Основные концентрации редких элементов Верхнеэспинского месторождения связаны с приконтактовыми метасоматитами, альбитовыми гранитами и, в меньшей мере, с редкометально-замещенными пегматитами.

Основными редкими элементами являются: цирконий, ниобий, тантал, иттрий и редкие земли. В небольших количествах присутствуют: литий, бериллий, торий, олово, свинец и др.

Иттриевые редкие земли в практическом отношении используются в металлургии для получения твердых сплавов, авиационной технике, космической технике и других промышленных отраслях. Около 55% РЗЭ используется в качестве катализатора крекинга нефти, – около 25% в металлургии, около 20% – в производстве стекла и керамики, а также и в создании мощных сверхпроводников в электронике, генераторов, трансформаторов и др.

В настоящее время, иттриевые ферриты-гранаты нашли применение в микроволновой технике; Y и Eu используются как люминофоры в цветном телевидении, изотоп Ce, как источник тока космических аппаратов, Eu, Dy и Gd, как поглотители нейтронов в атомных реакторах. Редкоземельные металлы применяются при производстве гибридных автомобилей и ветряных генераторов. Кроме того, редкоземельные элементы востребованы в производстве приборов ночного видения, гаджетов, таких как смартфоны, ноутбуки, планшетные компьютеры и др. Так, в смартфонах крошечные добавки празеодима, тербия, гадолиния, иттрия, европия и диспрозия делают экраны телефонов цветным и защищают от воздействия ультрафиолетовых лучей, а для изготовления микрофона, динамика и вибрирующих деталей используют материалы, содержащие неодим, диспрозий, празеодим, а также бор и железо. Из сплава «неодим-железо-бор» часто изготавливают постоянные магниты. Поэтому редкие земли иттриевой группы имеют большое практическое значение.

### **Актуальность темы исследования**

Пока не найдены альтернативные материалы редкоземельным элементам, поэтому потребность в них из года в год растет, т.к. без них немислима современная электроника. В послании Главы нашего государства Нурсултана Назарбаева народу Казахстана «Казахстанский путь – 2050: единая цель, единые интересы, единое будущее» констатируется, что «важно наращивать разработку редкоземельных металлов, учитывая их значимость для наукоёмких отраслей – электроники, лазерной техники, коммуникационного и медицинского оборудования».

Исследователи рассматриваемого нами региона (Степанов А.В., Беус и др.) отмечали, что важнейшей задачей дальнейших исследований Верхнеэспинского месторождения является проведение минералого-геохимического направления. Комплексное освоение природных богатств немислимо без изучения вещественного состава месторождения: определения минерального состава руд; выявления типоморфных особенностей минералов в рудах; определения элементов-примесей в

минералах и форм их вхождения; установлении последовательности образования минералов и зональности в их распределении и т.д.

**Целью диссертационной работы** является детальное петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение апогранитов Акжайляутасского массива (Ийсор и Верхнее Эспе) современными методами для определения практической значимости данных объектов в частности и рудного поля в целом, а также выявления последовательности минералообразования в гранитах и авто- и метасоматитах и определения абсолютного возраста щелочных гранитов Верхнего Эспе.

**Исходя из этого, были поставлены следующие задачи:**

- изучить породы и руды Акжайляутасского гранитного комплекса современными методами (оптическая микроскопия, рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия, спектральный анализ и др.);
- изучить метасоматиты массива и определить основные стадии минералообразования в них;
- детально изучить особенности вхождения редких и редкоземельных элементов в составе рудных минералов месторождений Верхнеэспинского рудного поля;
- изучить распределение редкоземельных элементов в породах и отдельных минералах (циркон, гагаринит, гадолинит, пирохлор и др.) для определения особенностей метасоматических процессов в редкометальных проявлениях месторождения Верхнее Эспе.
- определить абсолютный возраст щелочных гранитов Верхнеэспинского месторождения, данные которых способствуют положительному решению вопроса прогнозирования месторождений и редкоземельных полезных ископаемых в других районах республики.

**Защищаемые положения**

**Первое защищаемое положение.**

Минералогические исследования рудоносных гранитов Акжайляутасского массива с применением комплекса современных методов дали возможность выяснить важнейшие вопросы по определению последовательности минералообразования и характера распределения редкоземельного оруденения в метасоматитах.

**Второе защищаемое положение.** Установлены минералы-носители минерализации редких элементов, включая нарсарсуцит, циркон и гагаринит, в которых заключена генетическая информация последовательности и интенсивности метасоматических процессов, сыгравших роль в концентрации РЗЭ.

**Третье защищаемое положение.** Доказан абсолютный возраст редкоземельного оруденения щелочных гранитов Верхнеэспинского интрузивного массива по циркону, как наиболее устойчивому и информативному минералу.

Результаты изучения будут способствовать положительному решению вопросов по прогнозированию идентичных редкоземельных месторождений постколлизийного этапа.

#### **Научная новизна работы:**

- определен и уточнен абсолютный возраст гранитов Месторождения Верхнее Эспе с применением современных методов изучения;
- уточнена последовательность стадий минералообразования в гранитах и фенитизированных породах месторождения;
- изучена форма вхождения редкоземельных элементов в кристаллах циркона щелочных гранитов.

#### **Практическая значимость**

Общеизвестно, что результаты именно минералогических исследований оказывают значительную помощь обогатителям и технологам. Определение минерального состава руд на макроуровне и микроуровне с выявлением типоморфных особенностей минералов, определение элементов-примесей в минералах и форм их вхождения, установление последовательности образования минералов и характера зональности в их распределения; выявление физико-химических условий образования минералов и установление минералов-индикаторов существенно облегчают решение важнейших вопросов по определению генезиса и возраста формирования месторождения, а также по разработке новых поисковых критериев. В настоящее время ни одно разведанное месторождение не может быть сдано в эксплуатацию без детального изучения минерального состава и промышленной типизации руд, слагающих это месторождение. Изучение минерального состава руд на макро- и микроуровне позволит разработать новые прогрессивные методы обогащения и рациональных схем извлечения полезного компонента. В предлагаемой диссертации рассмотрен приведенный выше круг вопросов, что определяет ее практическую значимость.

#### ***Фактический материал и личный вклад автора***

Диссертационная работа базируется на материалах полевых (более 120 обр.) и камеральных исследований докторанта во время учебы в докторантуре в период 2014-2017 гг. в КазНИТУ им. К.И.Сатпаева, а также на изучении коллекционных образцов пород и минералов первооткрывателя



Верхнеэспинского месторождения А.В. Степанова. Работа проводилась при выполнении госбюджетных научно-исследовательских тем по заказу Комитета науки МОН РК по темам: «Открытие новых минералов в Казахстане для глубокой переработки природного сырья» (руководитель Бекенова Г.К.), «Создание базы данных по уникальным, редким и недостаточно изученным минералам месторождений благородных и редких элементов Казахстана для комплексного освоения минерального сырья» (руководитель Бекенова Г.К.). В работе кроме собственных материалов диссертанта использованы также результаты исследований А.В. Степанова и научного руководителя Г.К. Бекеновой. Были использованы также опубликованные и фондовые материалы ряд предыдущих исследовательских работ – Д.С. Коржинского, Д.А. Минеева, А.А. Беуса, Ю.А. Балашова, Н.А. Белова, А.В. Степанова, Я.А. Косалса и др., а также группы зарубежных авторов, перечень которых и ссылки на которые приведены в списке использованных источников.

Все исследовательские и аналитические работы выполнены в лабораториях ТОО «ИГН им К.И. Сатпаева», в отделе минералогии Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания) и в Сатпаевском университете. Содержание выполненных работ касались проведения геохронологических, петрохимических, минералогических и геохимических (в том числе изотопных) изучений пород.

Проведено оптико-микроскопическое изучение более 100 прозрачно-полированных шлифов исследуемых объектов (Polam – MCP300 ZEISS- Axio Scope. A1). Получены полуколичественные данные (графики, диаграммы и изображения) на низковакуумном сканирующем электронном микроскопе «Zeiss EVO-15LS» (около 200 анализов) в отделе минералогии (CERCAMS) Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания).

В ряде случаев диагностика минералов уточнена методом порошковой рентгенографии на автоматизированном дифрактометре ДРОН-3,0 (CuK $\alpha$ -излучение). Условия съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; съемка детектор 2 град/мин.

Проведено более 45 полных силикатных анализов (методом мокрой химии) с целью изучения петрохимических особенностей массивов в отделе минералогии (CERCAMS) Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания).

Изучение химического состава 50 образцов было проведено с помощью электроннозондового микроанализатора JCSA 733 с применением энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 25 нА и сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) или расфокусированном (10 мкм) зонде. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na), MgO (Mg); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al); SiO<sub>2</sub> (Si); адуляр (K); CaF<sub>2</sub> (F,Ca); TiO<sub>2</sub> (Ti); Pb (PbS); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·MnO (Fe, Mn), металлический Sn (Sn); V (V); Zn (Zn), U (U); Nb (Nb); Ta (Ta); ZrO<sub>2</sub> (Zr); x(PO<sub>4</sub>) (x - REE); P (GaP) [1].

Проведены диагностика и детальное исследование химического состава рудных и редкоземельных минералов на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX-50 (более 60 анализов) в Музее Естественной Истории (г. Лондон).

Определение валентности железа в арфведсоните и минералах астрофиллитовой группы осуществлено методом мессбауэровской спектроскопии.

Проведен катодолюминесцентный анализ 125 кристаллов циркона на электронном микроскопе (EVO) с катодолюминесцентной приставкой в отделе минералогии Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания). Определен абсолютный возраст щелочного гранита (по циркону) с использованием современного высокочувствительного метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ИСП-МС-ЛА) (ICP-MS-LA) в отделе минералогии Музея Естественной Истории (г. Лондон).

Автором в 2016 году дважды была пройдена зарубежная научная стажировка в отделе минералогии Музея Естественной Истории (Natural History Museum) в Лондоне (Великобритания). Данное обстоятельство имело большое значение для выполнения аналитических исследований на современном аналитическом оборудовании.

**Апробация работы.** Результаты исследований и основные положения диссертационной работы докладывались на Международной научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академиков АН КазССР Каюпова А.К., Щербы Г.Н., члена-корреспондента АН КазССР Жилинского Г.Б. и 90-летию академика АН КазССР Абдулина А.А. на тему «Геологическая наука и развитие минерально-сырьевых ресурсов Казахстана в рамках стратегии развития 2050» в ИГН им. К.И. Сатпаева (Алматы, 18-19 декабря 2014 г.), Международной конференции «Сатпаевские чтения» на тему «Роль и место молодых ученых в реализации новой экономической политики Казахстана» (Алматы, КазНТУ, 11-13 апреля 2015 г.), а также Международной конференции на тему «Онтогенез, филогения и система минералов» (Миасс, Россия, 05-09 октября 2015 г.). Основные выводы исследования докладывались на зарубежной 15-ой ежегодной конференции «15<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geosconference SGEM 2015» (Albena, Bulgaria, 13-20 июня 2015 г.), Международной научно-практической конференции «Устойчивое научно-технологическое развитие тренды и технологии», посвященной 25-летию Национальной инженерной академии РК (Алматы, 10-11 октября 2016 г.), 39-ой Международной ежегодной зимней конференции «Mineral Deposites Studies Group» University College Dublin (Ирландия, 4-7 января 2016 г.), а также на 40-й Международной ежегодной зимней конференции «Mineral Deposites Studies Group», University College Bristol (Бристоль, Великобритания, 19-21 декабря 2016 г.).

**Публикации.** По теме диссертации опубликованы 15 работ, из них 3 статьи в журналах, рекомендованных ККСОН МОН РК (Известия НАН РК (серия геологии и технических наук), Вестник ВКГТУ, Вестник КазННТУ); 2 статьи в журнале, входящем в базу Scopus; 2 тезиса докладов в журнале «Applied Earth Science», входящем в Thomson Reuters; 8 статей в материалах международных научных конференций дальнего и ближнего зарубежья.

**Структура и объем работы.** Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, приложения и списка цитируемой литературы (80 наименований). Общий объем работы составляет 145 страницы, в том числе 80 рисунка и 24 таблиц.

**Автор выражает глубокую признательность и благодарность** за практическую и моральную помощь при выполнении и оформлении диссертационной работы:

– Научным руководителям – доктору геол.-мин. наук Бекеновой Г.К. (Казахстан), доктору PhD Долгополовой А.В. (Великобритания);

– работникам сектора минералогии ИГН им. К.И. Сатпаева и непосредственно директору «ТОО Институт геологических наук им К.И. Сатпаева» профессору Жолтаеву Г.Ж;

– Левину В.Л., кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику сектора минералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева за помощь в проведении электроннозондовых исследований;

– А.В. Степанову – первооткрывателю Верхнеэспинского месторождения за ценные советы при изучении пород и минералов;

– сотрудникам кафедры «Геологическая съемка, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых» Института геологии и нефтегазового дела им. К. Турысова;

– Seltmann R., доктору геологических наук, профессору, директору отдела (CERCAMS), за ценные научные консультации;

- Стрекопытову С., доктору геологических наук, мэнэджеру Лаботатории аналитической химии Музея естественной истории за проведение химического анализа гранитоидов;

- Spratt J., начальнику отдела электронной микроскопии Музея естественной истории, за помощь в проведении электроннозондовых исследований;

– Бекботаевой А.А., доктору PhD, зав. кафедрой «Геологическая съемка, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых» Института геологии и нефтегазового дела им. К. Турысова;

## **Геологическая изученность и характеристика Акжайляутасского гранитного массива и месторождений Верхнее Эспе и Ийсор**

Первый наиболее подробный обзор месторождений полезных ископаемых восточной части Тарбагатайского хребта был проведен Г. Д. Романовским в 1903 г. Он детально описал Аягозские месторождения и пришел к заключению, что это перспективные месторождения угля, полиметаллов и меди.

В геологических исследованиях Тарбагатайского хребта в разное время принимали участие В.А. Обручев (1905 г.), А.К. Мейстер (1906 г.), П. М. Половой, М.Н. Василевский, А.Н. Рябин и П.В. Чурин (1911-1916 гг), Н.М. Василевский (1912-1913 гг.).

Начало систематическому изучению Тарбагатая положили Д.С. Коржинский и В.Н. Лодочников. В 1926 г. Д.С. Коржинский сделал подробное геологическое описание Аягуз-Иртышского водораздела к востоку от хребта Шынгыс. В его работе дана детальная петрографическая характеристика изверженных пород с приведением их химического состава и оптических констант минералов.

В 1935 г. на южном склоне хребта Тарбагатая работал Е.Д. Шлыгин, который составил геологическую карту южного склона восточной части хребта Тарбагатая и произвел стратиграфическое расчленение осадочно-эффузивных комплексов [1,3,5].

В продолжении геологических исследовательских работ по региону Тарбагатая принимали участие В.М. Сеницын, Г.М. Гапеев (1937 г.), Н.Г. Кассин (1941 г.), А.И. Егоров, П.Н. Кропоткин, Ф.И. Вольфсон (1942 г.), Г.П. Волгов, С.Т. Взнуздаев.

В 1944 г. в Западно-Аягозском районе проводил исследования К.Н. Ерджанов КазФАН СССР. Им была составлена геологическая карта Батпакского гранитного массива на площади около 800 кв. км, а также дано детальное петрографическое описание интрузивных комплексов.

Начиная с 1950-51 гг. систематические геолого-съёмочные работы на территории Тарбагатая проводились Южно-Казахстанским геологическим управлением и Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ). К ним относятся работы М.Ц. Медоева, Д.Д. Пономарева, М.Б. Стааль, К.Т. Куликовского, Н.В. Морозова, А.В. Степанова, К.Н. Ткаченко, С.Н. Голышева.

В 1956 г. К.Н. Ерджановым были изучены пегматитовые поля Батпакской и Акжайляуской интрузий и дана их минералого-геохимическая характеристика. В этом году В.А. Кормушин и И.Я. Кротов проводили (от ЮКГУ) разведку Акжайляуского месторождения пегматитов на наличие пьезооптического сырья.

В 1957 г. на северном склоне Тарбагатайского хребта Г.Г. Астраханцев, Р.С. Качурин, М.Н. Гринвальд, В.А. Белов и другие проводили поисково-

разведочные работы на редкие элементы. Одновременно с ними в пределах Тарбагатай работала большая группа геологов ВАГТа, занимавшая редакцией геологической карты [1,3,4,5].

### **Краткая характеристика Акжайлютасского гранитного массива.**

Гранитный комплекс массивов Акжайлютас находится в 100 километрах к востоку от города Аягоз, занимает по площади более 1500 км<sup>2</sup>. Район расположения гранитоидных массивов сложен на 60% интрузивными образованиями, на 25 % осадочными породами и 15% занимают четвертичные отложения (рис 1).

Исследуемый район характеризуется гористо-мелкосопочным рельефом, на фоне которого резко вырисовывается Акжайлютасский гранитный интрузив. Гранитный массив Акжайлютас состоит из трех параллельно расположенных высоких дугообразных гряд, обращенных вогнутостью к северу. Южная сторона имеет наиболее высокие скалистые вершины с абсолютными отметками до 1490 м [1]



Рисунок 1 – Северо-восточная сторона Акжайлютасского гранитного массива.

С севера массив ограничена узким, глубиной 350-400 м, ущельем, за которым тянется вторая горная гряда. В 200 м севернее от нее расположена третья дугообразная ветвь, отличающаяся еще более пониженным рельефом.

Формы рельефа Акжайлютасского гранитного массива обусловлены сложным тектоническим строением палеозойских вмещающих толщ. Параллельные гряды дугообразной формы могут быть объяснены изоклинальным строением складки, в которую ранее были собраны палеозойские образования. Некоторые участки интрузии к настоящему

времени значительно денудированы, вследствие чего местами обнажены наиболее глубинные зоны интрузива, представленные гранитами грубозернистой структуры (рис 2) [1,5].



Рисунок 2 – Сильно денудированный гранитный массив, центральная часть Акжайляутасского гранитного массива.

Под воздействием денудационных процессов в отдельных местах обнажаются наиболее глубинные части гранитной интрузии с характерной грубозернистой или крупнозернистой структурой. Недавно освободившиеся граниты, обычно характеризуется мелкозернистой или порфировидно-среднезернистой структурой. Такие граниты чаще всего слагают наиболее возвышенные участки гранитного массива [4,5].

Интрузивные породы Акжайляутасского массива представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и роговообманковыми гранитами (рис 3).

Наиболее ранними образованиями исследуемого комплекса являются габбро и диориты. Они характеризуются ограниченным распространением и обычно встречаются в интрузивных телах совместно, образуя между собой постепенные переходы.

Гранодиориты распространены более чем габбро и диориты. В восточной части Акжайляутасского гранитного массива расположен наиболее крупный по размеру выход гранодиоритов. Небольшой выход гранодиоритов находится в центральной части массива.

### Схематическая и геологическая карта Акжайлютасского месторождения

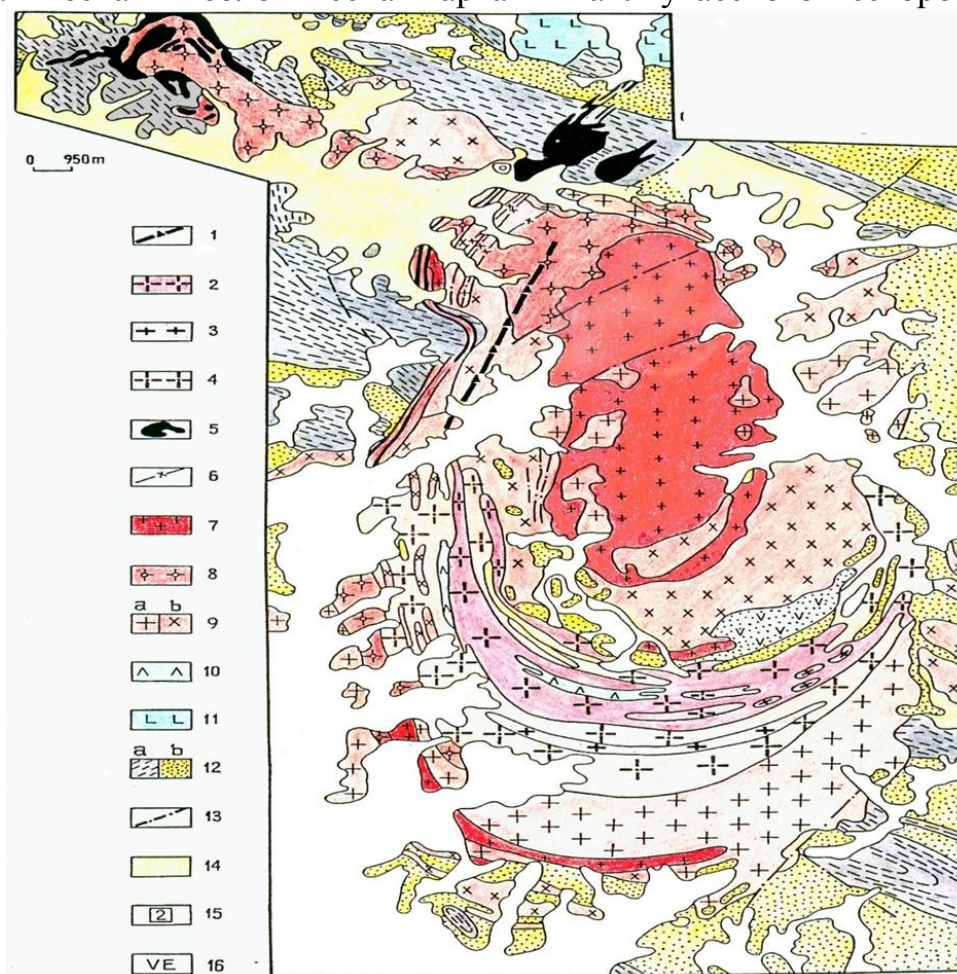


Рисунок 3 – Схематическая и геологическая карта Акжайлютасского гранитного массива [5]

Биотитовые граниты – широко распространенные породы, слагающие около 80% площади Акжайлютасского массива. Среди них значительным распространением пользуются жильные породы, представленные аплитами, гранит порфирами, кварцево-полевошпатовыми пегматитами и щелочными гранитами. По структуре они делятся на грубозернистые и крупнозернистые граниты со средним размером зерен от 2 до 7 мм, а также средне-мелкозернистые и порфировиднозернистые граниты размером зерен от 1 до 2 мм [6,7,10].

Порфировидные и мелкозернистые граниты образуют ряд вытянутых тел дугообразной формы. Переход от крупнозернистых гранитов к порфировидным и среднезернистым является постепенным (рис 1, в приложении I, II, III, IV).



Рисунок 4 – Среднезернистый биотитовый гранит из центральной части Акжайлютасского массива

Порода состоит из микроклин-пертита, кварца, плагиоклаза (олигоклаз) и биотита. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, сфен, апатит, редко монацит и рудные минералы. Плагиоклаз образует ксеноморфные зерна с полисинтетическим двойниковым сложением. Редко характеризуется слабо выраженным зональным строением (рисунок 5, в приложении VI, VII, VIII).

Широкотаблитчатые кристаллы образует решетчатый микроклин-пертит величиной 4-5 и более мм в поперечном срезе. Наблюдается слабая пелитизация микроклина.

Биотит встречается в виде пластинчатых, иногда изогнутых, листочков с резким выраженным плеохроизмом от светло-желтого до красно-бурого цвета. Кварц развивается в виде крупных ксеноморфных зерен, заполняя промежутки между полевыми шпатами и биотитом, а также образуя мелкие мирмекитовые вроски на стыке плагиоклазовых зерен. Часто бывает трещиноватым и характеризуется волнистым погасанием.



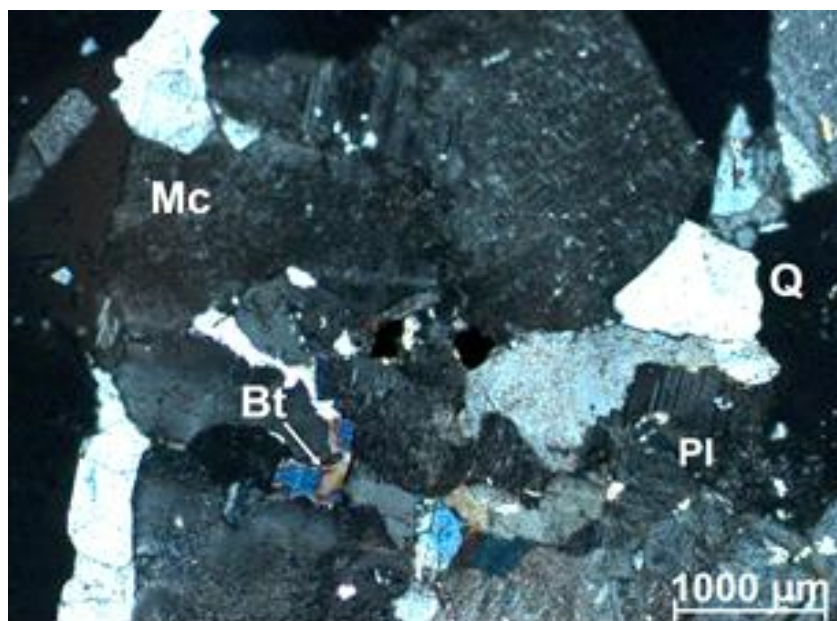


Рисунок 5 – Таблитчатый микроклин-пертит (Mc) с решетчатым строением, слегка серицитизированы плагиоклаз (Pl), ксеноморфные зерна кварца (Q) и биотит (Bt).

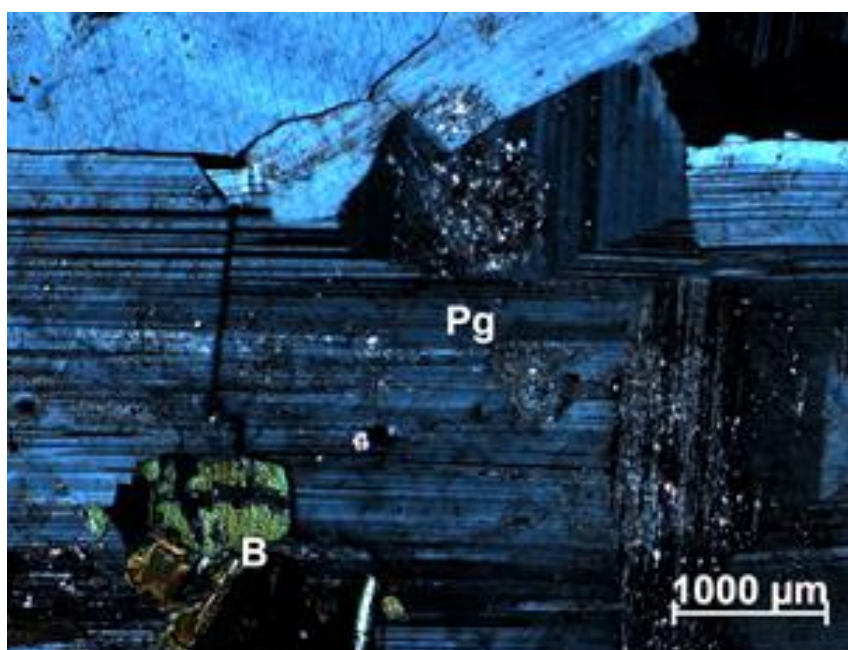


Рисунок 6 – Крупные кристаллы серицитизированного плагиоклаза (Pg) с полисинтетическим сложением. Николи скрещенные, увеличение 10х.

**Щелочные граниты** – встречаются в виде мелких штоков длиной около 1 км. и в виде резко вытянутых малоуглубинных тел, при мощности от 250 до 300 м. Щелочные граниты расположены в приконтактовой части плутона, давая секущий интрузивный контакт с вышеописанными гранитами. Они отличаются своей пятнисто-серой и розовой окраской и общим порфировидным плотным сложением (рисунок 6, в приложении IX, X, XI)



Рисунок 7 – порфировый щелочной гранит из Акжайляутасского гранитного массива

Порода по внешнему виду отличается своей серой и розовато-серой окраской, массивной текстурой и порфировидной структурой. По минеральному составу состоит из плагиоклаза (олигоклаз, альбит), микроклин-пертита и микроклина, кварца, биотита. Из фемических минералов, встречается щелочная роговая обманка. В виде аксессуарных минералов часто встречаются апатит, циркон, титанит (сфен), монацит и как вторичные минералы наблюдаются хлорит, серицит и пелит.

#### Жильная формация

Жильная формация связана с завершающей стадией кристаллизации гранитной интрузии и представлена кварцевыми жилами, аплитами, кварц полевошпатовыми пегматитами (рисунок 7).

Кварцевые жилы распространены в западной части плутона и сложены белым и серым, местами желтоватым кварцем. В жильном кварце встречается вкрапленность пирита, халькопирита, малахита.

Аплиты распространены незначительно, встречаются в виде маломощных даек, секущих вмещающие толщи и лейкократовые граниты. Порода имеет характерную мелкозернистую структуру и массивную текстуру. Цвет белый и серовато-белый. Породы состоят из тонкозернистого кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаз или альбит) и микроклина, а также темного биотита. Встречаются мелкие зерна мусковита, кальцита и магнетита [1,5,6,].



Рисунок 8 – Кварцевая жила в лейкократовом граните из западной части Акжайляутасского массива.

Лейкократовые крупнозернистые биотитовые граниты состоят из призматического плагиоклаза (рисунок 8), микроклин-пертита, ксеноморфного кварца и биотита. В виде аксессуарных минералов постоянно присутствуют циркон, титанит (сфен), апатит, магнетит, а также флюорит, монацит и рутил.

Редкометалльные минералы пегматитов Акжайляутаса часто привлекали внимание исследователей. Разными геологами и минералогами были описаны крупные кристаллы отрита, эвксенита, бесщелочной берилл (К.Н. Ерджанов, Сатрапинская, 1960, 1961), псевдоморфозы бастнезита и иллита по ортиту. (Чернов, Кроль, А.В. Степанов, 1966), редкие цериево-иттриевые разновидности фергусонита и эвксенита [1,3,5,6], а также монацита, ксенотима, торита и колумбита.

## Краткая характеристика Ийсорского гранитного массива.

Гранитный массив Ийсор является северным выходом гранитного массива Акжайлютас. Основная часть массива состоит из средне- и крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов, пегматитов, гранодиоритов и граносиенитов. В северо-западной части массива представлены средне- и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми гранитами и пегматитовыми жилами. Альбитизированные рибекитовые граниты и биотитовые неизмененные граниты связаны между собой постепенными переходами. По данным геологов переход от биотитовых к рибекитовым разновидностям отражается на минеральном составе пород (рисунок 9) [1,3,6,7].

### Геологическая карта Ийсорского месторождения

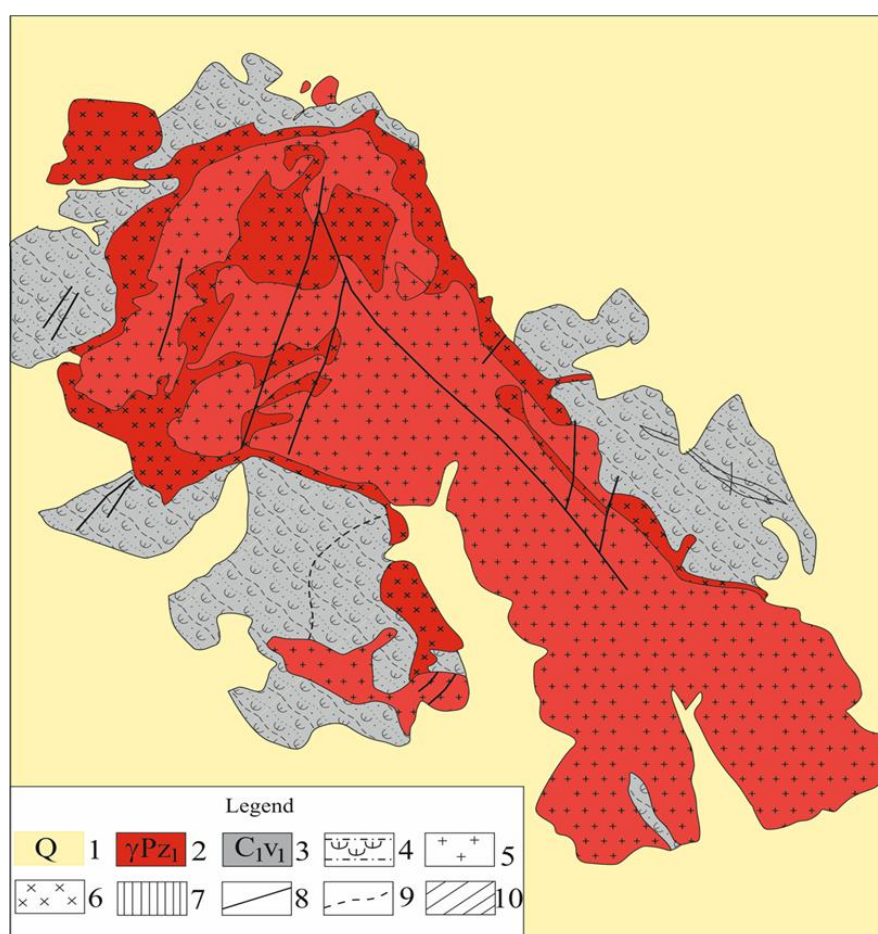


Рисунок 9 – Геологическая карта Ийсорского месторождения

1) Четвертичная система, аллювиальные отложения, суглинки, пески, глины; 2) граниты; 3) карбоновая система, нижний отдел. Коконьская свита. 4) темно-серые полимиктовые песчаники, алевролиты, туфопесчаники; 5) биотитовые граниты; 6) метасоматиты; 7) рудное тело; 8) тектонические нарушения. (Составлена Э.А. Смирновым) [4,5,6]

При микроскопических исследованиях пород отчетливо видна ранняя микроклинизация плагиоклаза (олигоклаз), сменяющая микроклин-пертиты и первичной плагиоклаз из биотитовых гранитов, также четко наблюдается псевдоморфоз альбита по калишпату. В шлифах наблюдается развитие игольчатого рибекита и зеленого хлорита по биотиту. Геологические и петрографические данные показывают, что рибекит-альбитовые породы образуются в результате метасоматического преобразования порфировидных биотитовых гранитов (рис 10).

Среди гранитоидов массива Ийсор широко распространены кварц-полевошпатовые пегматоидные тела



Рисунок 10 - Пегматитовая линза с микроклином в рибекитовом граните из Ийсорского месторождения

Щелочные альбитизированные граниты развиты по периферии и частично внутри Ийсорского выхода порфировидных гранитов вдоль трещинных зон. Альбитизированные щелочные граниты по внешнему виду отличаются от неизмененных «плутонитов» своим очень светлым цветом. Также они отличаются значительным разнообразием структур, текстур и однородным составом. Наиболее наглядный пример обнажения «слоистых» щелочных гранитов имеется на юге Ийсора. Под микроскопом эти породы отличаются от плутонитов бластовыми структурами, а гипидиоморфнозернистые структуры сохраняются в качестве реликтов. Альбитизированные граниты состоят из кварца, микроклина, альбита и рибекита. Кварц образует крупные ксеноморфные волнистопогасающие и мелкие округлые роговиковые недеформированные зерна. Микроклин

обычно образует решетчатую неправильную форму и не содержит пертитовых вростков и пелитоморфных частиц (рис 11).



Рисунок 11 – Альбитизированный гранит из массива Ийсор

## ГЛАВА II. Геологическое строение редкометального месторождения Верхнее Эспе

### 2.1 Краткие сведения об истории геологических исследований

Верхнеэспинское месторождение открыто А.В. Степановым в 1955 г. в результате комплексной геологической съемки масштаба 1:200 000. С 1957 по 1961 годы на месторождении проводились поисково-разведочные работы (М.Н. Гринвальд, К.Н. Ткаченко, В.А. Белов, С.С. Сермагулов, В.И. Налиев, Л.М. Семиврагова, А.А. Калаченко).

В геологических исследованиях района месторождения в разное время принимали участие Д.С. Коржинский (1929 г.), К.Н. Ерджанов (1946 г.), А.В. Степанов, Л.Б. Иванов, Г.Ц. Медоев (1954-1955 гг.), Р.С. Качурин, Э.Б. Диаров (1957 г.), В.А. Кормушин и А.Б. Диаров (1975 г.), А.М. Смирнов и др. (1959-1961г.г.) [1,4].

В изучении петрографии и минералогии месторождения принимали участие: А.А. Калаченко (1961-1965 г.г.), В.И. Чернов, А.В. Степанов (1958-1962), Э.А. Северов (1959 г.). Изучением шлифов, шлихов и протолочек с этого месторождения занимались В.А. Плужникова, С.Н. Идельсон, М.Г. Георгиевская, М.М. Михайлова и др. [1,4,5]. Кроме того, на месторождении Верхнее Эспе и в его районе проводились следующие тематические работы: В.Е. Гендлер занимался изучением гранитоидов Тарбагатая; Э.А. Северов – исследованием ниобиеносных гранитов (1958-1959 г.г.), А.А. Калаченко изучал петрографические особенности гранитоидов [1,2].

Детальное геохимическое исследование гранитоидов проводил Д.А. Минеев (1960-1964 гг.) под руководством доктора геолого-минералогических наук А.А. Беуса в лаборатории геохимии месторождений редких элементов, связанных с метасоматически измененными гранитоидами (ИМГРЭ МГ) [1,3].

Работы по изучению месторождения были возобновлены лишь в конце 80-х годов под руководством Я.А. Косалса (до 1993 г.) и Ф.Г. Губайдулина вплоть до 1995 г. Большой вклад в изучение кристаллических структур новых и редких минералов (ифтисит, каппелинит, кейвиит, кайсикхит, кайнозит, роуландит, таленит) внес сотрудник КазИМСа Ю.В. Шаповалов. Результаты исследований отражены в отчетах и трудах КазИМСа, тезисах и докладах отраслевых конференций. В последующие годы планомерное изучение месторождения было прервано, но имели место кратковременные посещения и сборы материала, которые продолжаются по настоящее время [2,4,5,6].

С 2004 г. при детальном изучении редкометальных и редкоземельных минералов месторождения группа исследователей А.В. Степанов, Г.К. Бекенова, В.Л. Левин и П.Е. Котельников открыли новые минералы и минеральные разновидности. Все новые минералы утверждены Комиссией

по новым минералам, Номенклатуре и Классификации Международной минералогической ассоциации (КНМ КиН ММА) в 2009 г.

Впоследствии группой геологов, изучавших регион, был поставлен вопрос о необходимости сохранения Акжайлыутасского массива и прилегающих территорий, куда вошли Верхнеэспинское месторождение и Ийсорский выступ, как уникальные природные объекты для научных исследований и познавательного туризма. В Постановлении Правительства РК №657 от 30.06.05 г. Верхнеэспинское месторождение вошло в перечень геолого-геоморфологических и гидрогеологических объектов государственного природного заповедного фонда, представляющих особую экологическую, научную, культурную и иную ценность [6,7]



Рисунок 12 – Топографическая карта исследуемого района с координатами геологических маршрутов.



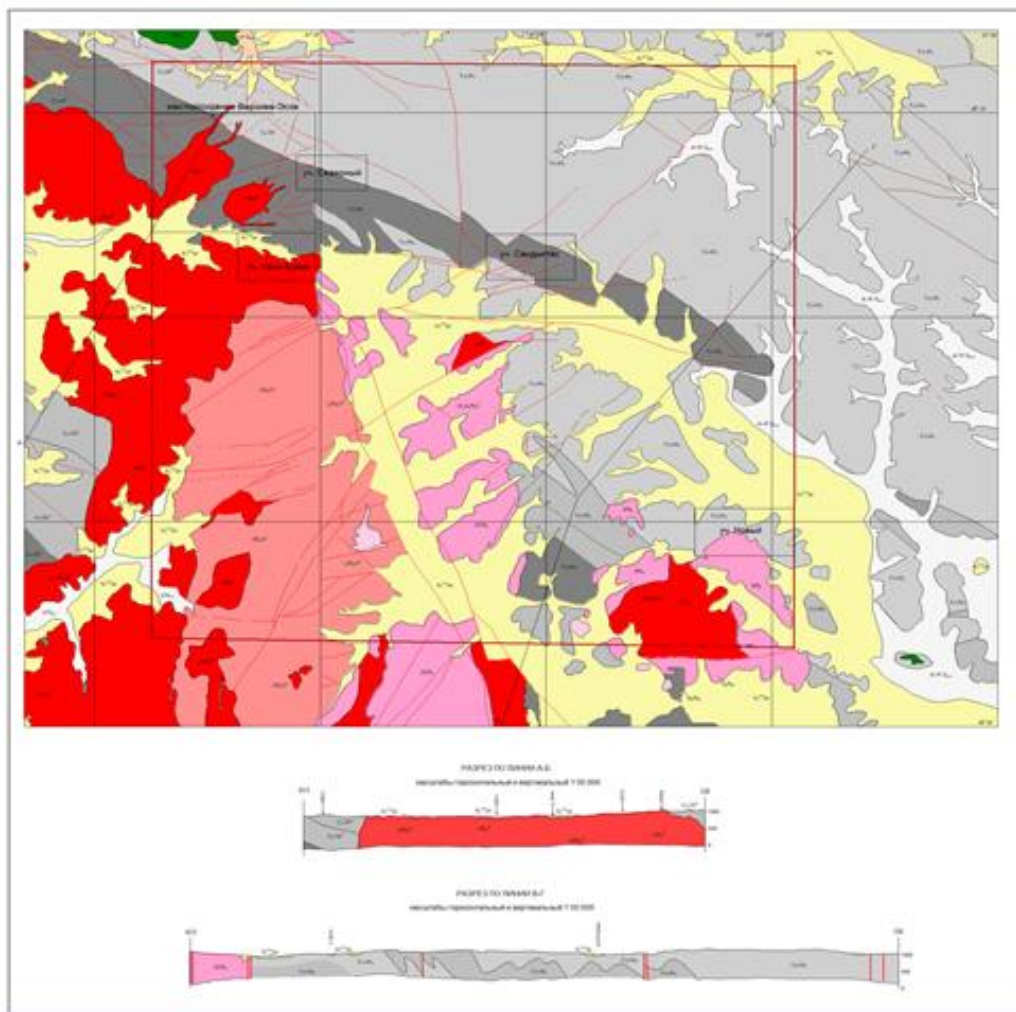


Рисунок 13 – Геологическая и схематическая карта Верхнеэспинского месторождения (масштаб,,,,,)

### 2.1.1 Стратиграфия

В строении района принимают участие породы палеозоя и кайнозоя. Среди палеозойских пород выделены отложения силура, девона и нижнего карбона, прорванные интрузивными породами различного состава. Мезозойские отложения в районе отсутствуют. Кайнозой представлен неогеновыми и четвертичными отложениями. Описание стратиграфии приводится по данным работ А.М. Смирнова, К.Н. Ерджанова и Э.К. Шугрина.

**Силур (S)** представлен двумя отделами: нижним (лландоверский и венлокский ярусы) и верхним (лудовский ярус).

**Нижний ярус** (лландоверский S<sub>1</sub>) – представлен переслаиванием роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов.

*Венлокские (Sv)* отложения залегают на образованиях лландовери с перерывом, выраженным туфоконгломератами, туфопесчаниками с мелкими линзами известняков и прослоями алевролитов.

**Девон (D).** Девонские отложения расчленены на три свиты: среднедевонские (D<sub>1/2</sub>) и верхнедевонские отложения.

Нижнесредний девон – кайдульская свита, нижняя подсвита представлена пироксено-роговообманковыми андезитовыми порфирами, миндалекаменными и дацитовыми порфирами. Верхняя подсвита – это переслаивающиеся флюидальные и массивные лавы базакварцевых и кварцевых порфиров, альбитофиров, дацитовых порфиров и их туфы.

Среднедевонские отложения представлены порфирами среднего состава и их туфами с прослоями конгломератов и покровами кислых эффузивов, а также, мелко-крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, туфами андезитовых порфиритов.

Верхний девон (франский ярус) представлен кремнистыми алевролитами, конгломератами, известняками с фауной и тонкослоистыми песчаниками с фауной франкского возраста [1].

### **Карбон (C).**

В геологическом строении Верхне-Эспинского месторождения принимают участие осадочные породы второй, третьей и четвертой подсвиты (по Э.К. Шугрину, 87.) коконьской свиты, отложения неогена и четвертичного возраста.

По данным проведенных (1960 -1961 гг.) на территории месторождения поисково-съёмочных работ масштаба 1: 10 000 каждая подсвита в свою очередь расчленяется на отдельные горизонты с учетом литологических, структурных и цветовых признаков, а также наличия органогенных остатков.

**Вторая средняя подсвита** (песчаниковая) расчленяется на четыре горизонта. 1) C<sub>IVIKK</sub><sup>1</sup><sub>2</sub>, 2) C<sub>IVIKK</sub><sup>2</sup><sub>2</sub>, 3) C<sub>IVIKK</sub><sup>3</sup><sub>2</sub>, 4) C<sub>IVIKK</sub><sup>4</sup><sub>2</sub>

**Третья** – (песчаниково-алевролитовая) подсвита, расчленяется на два горизонта: 1) C<sub>IVIKK</sub><sup>1</sup><sub>3</sub>, 2) C<sub>IVIKK</sub><sup>2</sup><sub>3</sub>

**Четвертая** – верхняя (туфогенная) подсвита делится на три горизонта:

1) C<sub>IVIKK</sub><sup>1</sup><sub>4</sub>, 2) C<sub>IVIKK</sub><sup>2</sup><sub>4</sub>, 3) C<sub>IVIKK</sub><sup>3</sup><sub>4</sub>

Осадочные образования на территории месторождения слагают Егинды-Булакскую антиклинальную структуру, осложняющуюся расположенной к северо-востоку от месторождения антиклинальную системой складок. В северо-восточном крыле Егинды-Булакской антиклинали отмечается ряд складок более мелкого порядка, иногда имеющих изоклинальную форму.

В целом залегание осадочных пород в антиклинальной складке очень крутое – 60°-80°, иногда почти вертикальное; в юго-западном крыле антиклинали падение слоев более пологое. Исключительно однообразный состав тонкопереслаивающихся песчано-алевролитовых отложений и отсутствие маркирующих горизонтов создают значительные трудности в

картировании осадочных пород на территории месторождения, что естественно затрудняет подробное стратиграфическое расчленение и выявление изоклинальных структур с неясно выраженными замковыми соединениями. Это обстоятельство в какой-то мере отразилось, по-видимому, на вычислении мощности отдельных подсвит и горизонтов. Каждой горизонт условно подразделяется на отдельные пачки по преобладанию в разрезе тех или других пород, так как тонкое переслаивание различных литологических разновидностей, вообще характерное для коконьской свиты, не позволяет выделить даже на небольшом участке достаточно мощный слой однотипного состава [1,3,4,5].

### **Первый горизонт $C_{IVIKK}^1$**

Отложения первого горизонта слагают на месторождении ядро Егинды-Булакской антиклинали и характеризуются преобладанием ороговикованных туфопесчаников, песчаников и полимиктовых песчаников с редкими прослоями алевролитов.

Наиболее полные разрезы отложений первого горизонта представлены на северо-западе от Большого выхода, а также между большим и Малым выходами апогранитов.

Под микроскопом *ороговикованные туфопесчаники* имеют бластопсамитовую структуру. Состав обломков: кварц, плагиоклаз, кислые эффузивы, микрокварциты. Порода интенсивно эпидотизирована, хлоритизирована, карбонатизирована и биотитизирована.

*Углеродисто-глинистый сланец* имеет пелитовую структуру. Порода состоит из примерно равных количеств частиц пелитовых, глинистых и углеродистого вещества, незначительной примеси тончайших чешуек серицита, мелких зерен кварца, плагиоклаза и графита.

*Интенсивно ороговикованный алевролит* имеет порфиробластовую структуру с гранолепидобластовой основной массой. Состав: кварц, альбит, биотит, редкие зерна апатита, графита и рудного минерала. Основная тонкозернистая масса сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом с примесью биотита.

*Ороговикованный мелкозернистый полимиктовый песчаник* имеет бластоалевропсамитовую структуру с микро-гранолепидобластовой основной массой. Обломочный материал составляет 75-80% шлифа и представлен зернами плагиоклаза, кварца, кварцевого альбитофира и плагиоклазового порфирита. Цемент состоит из микрогранолепидобластового агрегата кварца и биотита [1,4,5].

**Второй горизонт  $C_{IVIKK}^2$ .** На туфопесчаники первого горизонта согласно налегают отложения второго горизонта. Граница между ними проведена условно. Второй горизонт отличается по преобладанию в разрезе алевролитов и алевропесчаников.

Породы второго горизонта располагаются на территории месторождения в виде узкой полосы на северо-западе от Большого выхода и между Большим и Малым выходами. Восточнее Малого выхода отложения данного горизонта вскрыты эрозионным срезом в виде отдельных небольших участков в погружающейся на юго-восток осевой части антиклинальной складки. Разрез по второму горизонту наиболее полно представлен между Большим и Малым выходами.

Под микроскопом все породы II-го горизонта: алевролиты, алевропесчаники, туфопесчаники и углистые алевролиты – выглядят так же, как породы 1-го горизонта.

**Третий горизонт** ( $C_{IVIKK}^3$ ), отложения горизонта протягиваются с юго-востока на северо-запад в виде полосы шириной 400-460 м вдоль северо-восточных контактов гранитоидных выходов.

Породы данного горизонта характеризуются примерно равным соотношением в разрезе, углистых алевролитов, алевролитов, алевропесчаников и песчаников.

**Четвертый горизонт** ( $C_{IVIKK}^3$ ). Породы данного горизонта протягиваются через весь планшет М-44-139-Г-б-2 с северо-запада на юго-восток, (захватывая часть планшета М-44-140-В-а-1) довольно широкой полосой, ограниченной с юго-запада третьим горизонтом второй подсвиты, и с северо-востока основным разломом. В составе горизонта преобладают песчаники, туфопесчаники и полимиктовые песчаники, алевролиты играют резко подчиненную роль. Наиболее полный разрез горизонта наблюдается на юго-востоке от Малого выхода [1,3,5].

### **Третья подсвита ( $C_{IVIKK}^3$ )**

**Первый горизонт** ( $C_{IVIKK}^1$ ). Породы первого горизонта третьей подсвиты занимают самую значительную площадь и тянутся неравномерной, постепенно расширяющейся полосой с северо-запада на юго-восток севернее основного разлома. На планшетах М-44-140-В -а-1,2,4 породы данного горизонта занимают всю южную часть. Отложения данного горизонта характеризуются широким развитием известковистых пород с оргоногенными остатками. Самый полный разрез горизонта представлен к северо-востоку от Малого выхода.

**Второй горизонт** ( $C_{IVIKK}^2$ ). Породы данного горизонта согласно налегают на отложения предыдущего горизонта и широкой полосой прослеживаются на северо-западе листа М-44-139-Г-б-2 и на востоке листа М-44-139-Г-б-1 сужающейся к востоку на листах М-44-140-В-а-1, 2.

Второй горизонт третьей подсвиты характеризуется преобладанием туффитов, туфопесчаников, полимиктовых песчаников и пепельно-серых алевролитов с флорой *Lepidodendron* sp. *Knozzia* sp. *Ptezidorachis* sp [1,4,5].

### **Четвертая подсвита ( $C_{IVIKK}^4$ )**

Первый горизонт ( $C_{IVIKK}^1$ ). Пространственно породы горизонта занимают территорию по обе стороны срединного разлома на северо-западе планшета М-44-139-Г-б-2. Восточнее отложения этого горизонта идут только севернее разлома, а на планшетах М-44-140-В-а-1, 2 – они располагаются между срединным и основным разломами.

Второй горизонт ( $C_{IVIKK}^2$ ). Породы данного горизонта слагают ряд мелких складок с крутым падением крыльев, иногда опрокинутых в северо-восточной части площади. Складки прекрасно дешифрируются по аэрофотоснимкам, картируются по остроугольным замкам. В составе горизонта преобладают среднезернистые табачно-зеленые полимиктовые песчаники и пепельно-серые алевриты с прослоями туфопесчаников.

Третий горизонт ( $C_{IVIKK}^3$ ). Породы третьего горизонта смяты в узкие, часто незавершенные, складки с крутыми углами падения крыльев. Пространственно они занимают весь северо-восточный угол планшета М-44-139-Г-б-2 [1,4,5].

### **Неогеновые отложения ( $N_1$ )**

Отложения кайнозойского возраста в пределах территории месторождения имеют очень ограниченное распространение, отмечаются к югу от гранитоидных выходов, заполняя долину рек Эспе и Егинды-Булак и представлены миоценовыми гипсоносными глинами, которые перекрываются маломощным чехлом четвертичных отложений, представленных глинами и песками с прослоями алевритов.

### **Четвертичные отложения (Q)**

Отложения четвертичной системы, как правило, маломощны и имеют ограниченное распространение. Они могут быть разделены на следующие группы:

- 1) элювиально-делювиальные;
- 2) делювиально-пролювиальные отложения;
- 3) аллювиальные отложения

1) Элювиально-делювиальные отложения развиты повсеместно. Состав этих отложений находится в тесной зависимости от состава материнских пород. Около массивов Акжайлютас и Верхнее Эспе элювий представлен дресвой с примесью разнозернистого не окатанного песка. В пределах же развития осадочных пород элювий представлен щебенкой с примесью суглинков. Мощность элювия незначительна и не превышает первых десятков сантиметров.

2) Делювиально-пролювиальные отложения заполняют узкие межсопочные долины и лога, а также в виде маломощного чехла перекрывают пологие склоны придолинных понижений. Представлены они дресвой, щебенкой и суглинками.

3) Аллювиальные отложения слагают поймы современных рек и ручьев и представлены обломочным материалом различной степени окатанности. Русловые отмели обычно сложены хорошо окатанной галькой и песком [1,3,4,5].

### 2.1.2. Магматизм

Описываемый район характеризуется обилием и разнообразием интрузивных проявлений. Все они прорывают палеозойские, в том числе нижневизейские, отложения. По составу выделяются интрузии: габбро, габбродиоритов и диоритов, гранодиоритов и граносиенитов, гранитов, щелочных гранитов с различными жильными породами (рис 14).



Рисунок 14 – Месторождение Верхнее Эспе (Большой и Малый выходы)

По времени выделения наиболее ранними из них являются интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов.

Следующими являются гранодиориты и граносиениты, затем нормальные граниты. Среди гранитов в свою очередь выделяются: зернистые роговообманково-биотитовые граниты; мелкозернистые лейкократовые аплитовидные граниты; мелкозернистые порфировидные граниты; щелочные граниты.

Сравнительно крупная интрузия габбро прослеживается в 4-х км к северу от Большого выхода на левом склоне реки Балта-Кара. Размер

интрузии – 4,8x2,2 км. Габбро состоит из основного плагиоклаза-лабрадора, авгита, оливина, роговой обманки и рудных минералов [3,5,6,7].

Диориты слагают южную часть Сандыктасского гранодиоритового массива, располагающегося в северной части района, состав их колеблется от кварцевых диоритов до диоритов.

Гранодиориты и граносиениты, сиениты, слагают краевую зону крупного гранитоидного массива горы Акжайляутас, располагающегося непосредственно к югу от месторождения и массива Сандыктас в 6 км к северу от месторождения. Породы – средне- и крупнозернистые, иногда порфиоровидные и состоят из плагиоклаза-андезина (с зональным строением), микроклин-пертита (с решетчатой структурой), кварца, биотита и роговой обманки.

Щелочные граниты образуют дайкообразные тела на Биесимасском массиве и небольшие пятна в северо-западной части Ийсора. Они имеют фациальные переходы в одних случаях к порфиоровидным субщелочным, в других к щелочным гранитам.

Щелочные альбитизированные граниты развиты по периферии и частично внутри Ийсорского выхода порфиоровидных биотитовых гранитов вдоль трещинных зон, а также почти целиком слагают два небольших овальных Верхнеэспинских выхода – Большой и Малый штоки (рисунок 15) [4,5,8,13].



Рисунок 15 – Щелочные альбитизированные апограниты Большого выхода.

Альбитизированные щелочные граниты по внешнему виду отличаются от интрузивных щелочных гранитов своим очень светлым, почти белым, иногда голубоватым оттенком. Альбититы состоят из кварца (30-40 %), микроклина (20-30%), альбита (20-25%), рибекита около 5%, также в небольших количествах встречаются – эгирин, биотит, астрофиллит. Кроме этих минералов отмечаются – лепидолит, гидрослюды и в отдельных случаях редкий цирконсиликат – эльпидит. Из аксессуарных минералов больше всего представлены: циркон, флюорит, гагаринит, монацит, пироклор, торит и др.

Порфировидные лейкократовые биотитовые граниты слагают небольшие участки на юге Большого выхода и представляют собой «окна» неизмененных гранитов среди щелочных гранитов (рис 16). В более эродированном Ийсорском выступе, находящемся в 10 км к западу, подобные граниты являются преобладающими и местами по периферии постепенно сменяются щелочными рибекитовыми «интрузивными».



Рисунок 16 – Среднезернистый порфировидный биотитовый гранит на юге-Большого выхода

Мелкозернистые, аплитовидные, порфировидные субщелочные, а также щелочные граниты и гранит-порфиры внедрились в уже консолидированные складчатые структуры, т.к. образовали секущие по отношению к ним тела. Впоследствии и эти позднейшие интрузии тоже испытали на себе отголоски горообразовательных напряжений, нашедших свое отражение в возникновении ориентированных текстур динамометаморфического происхождения, пластических деформаций, сопровождающих метаморфизм. Абсолютный возраст, определенный калий-



аргоновым методом (Т.П. Семенова, 1963 г.), дает следующие значения: для гранодиоритов 327 млн лет, для средне- и крупнозернистых гранитов Акжайляутасского массива – 293 млн лет, для щелочных «интрузивных» и метасоматических соответственно – 246-260 млн лет (по валовым пробам) [1,4,5,6].

#### **2.1.4. Полезные ископаемые**

Месторождение Верхнее Эспе по содержанию полезных ископаемых является комплексным – присутствуют ниобий, цирконий, тантал, иттрий, иттербий. Основными рудными минералами являются циркон, пирохлор и гагаринит, второстепенными – фторо-карбонат редких земель иттриевой группы, торит, монацит, ксенотим, рутил, ильменит. Минерализация приурочена к апофизу метасоматически измененных гранитоидных пород, ответвляющейся от северо-восточной оконечности «Малого» штока во вмещающие песчано-сланцевые отложения, а также, к прилегающим к апофизу метасоматически измененных гранитов эндоконтактной части.

Распределение полезных компонентов на месторождении от неравномерного до весьма неравномерного, однако в пределах определенных блоков или даже типов оно может быть и достаточно выдержанным.

Максимальные концентрации редких элементов, в целом по месторождению, отмечаются в редкометалльно-замещенных пегматитах и альбитах. В отдельных телах и жилах содержание достигает: двуокиси циркония до 20% и более; пятиокиси ниобия до 1-2% и больше; окислов редких земель и иттрия до 5-10% [6,7].

В плащевидной залежи Малого выхода – содержания относительно равномерные и невысокие, весьма заметно возрастают в вертикальных гребневидных ответвлениях – трещинах и ослабленных зонах – являющихся, очевидно, коллекторами проникающих рудоносных растворов и быстро падают с удалением от экранирующей поверхности.

Неравномерность распределения полезных минералов здесь, помимо конфигурации первичного потока растворов, определяется конфигурацией экранирующей поверхности и расстоянием от нее, неоднородностью состава пород, подвергшихся воздействию рудообразующих растворов (наличие или отсутствие осадителей).

Характер распределения полезных компонентов вдоль экранирующей поверхности свидетельствует об относительной замкнутости системы в момент рудообразования. Рудоносные растворы, очевидно, продвигались путем инфильтрации по мелким трещинам и диффузии с соизмеримыми скоростями [5,6].

## 2.2. Классификация метасоматических процессов и метасоматических образований

### 2.2.1. Общая характеристика

По описанию геологического строения района месторождения Верхнее Эспе приурочено к гранитоидному массиву, расположенному в области сопряжения каледонских и герцинских складчатых структур, сопровождающихся развитием региональных глубинных разломов, в свою очередь, контролирующих размещение кислых интрузий верхнепалезойского комплекса. В апикальных гнейсах отдельных гранитоидных массивов (Ийсор, Верхнее Эспе) получили интенсивное развитие процессы высокотемпературного послемагматического метасоматоза, состоящие из трех составных частей, таких как: площадной, околотерциновый и приконтактовый метасоматоз.

Наиболее ранний метасоматический процесс – это площадной метасоматоз, который характеризуется площадным распределением в породах – микроклинизация. Под микроклинизацией понимается образование мономинеральных полевошпатовых зон, состоящих из микроклина, альбита и темноцветных минералов [1,2].

Породы, подвергшиеся площадной микроклинизации, становятся мощной зоной натрия, щелочноземельных элементов, многих редких элементов и минерализаторов. Накопление последних в растворе способствует превращению щелочного метасоматоза в щелочно-галоидный и переходу калиевой стадии метасоматоза в натриевую и натриево-фтористую.

В каждой фациальной зоне при изменении пород происходили оклокотрещинные метасоматические процессы, приводившие к образованию симметрично-зональных кварц-полевошпатовых жильных тел и прожилков [1,3,5]. Хрусталеносные пегматоидные образования Акжайляу и Ийсор характеризуются обычной инфильтрационной метасоматической зональностью.

Парагенезисы зон:

микроклин + альбит + биотит + кварц;

микроклин + биотит + кварц;

микроклин + кварц;

кварц.

В соответствии с закономерной эволюцией фациальных условий метасоматоза в направлении: Акжайляу → Ийсор → Верхнее Эспе уменьшаются масштабы трещиновых процессов и размеры образующихся жильных пегматоидных тел. Различие площадных и трещиновых процессов кислотной стадии высокотемпературного послемагматического метасоматоза, происходящих в гранитоидах при повышенном потенциале щелочей состоит в том, что площадные процессы в этих условиях ведут лишь к дебазификации (Коржинский, 1964), а трещиноватые – к полному кислотному выщелачиванию с образованием инфильтрационных

метасоматических колонок обычного типа с уменьшающимся числом инертных компонентов вплоть до формирования мономинеральной (полевошпатовой или кварцевой) тыловой зоны.

В целом приконтактовая рудная зона Малого выхода, объединяющая его северную, северо-восточную и восточную части обнаруживает хорошо выраженную зональность, обусловленную чередованием от контакта вглубь массива пород, различающихся по петрографическому составу структурно-текстурным признаками и степени концентрации редких элементов.

Внешняя часть висячего бока приконтактовой рудной зоны сложена полосчатыми метасоматитами (рис. 17). Мощность оторочки метасоматитов на различных участках зоны неравномерна и варьируется от первых десятков сантиметров до 15-20 м. Максимальная мощность полосчатых метасоматитов наблюдается в северо-восточной части Малого выхода (Приложение А. район канав рис 5); к западу и юго-востоку, на участках выклинивания рудной зоны, пропорционально уменьшается и мощность оторочки метасоматитов.

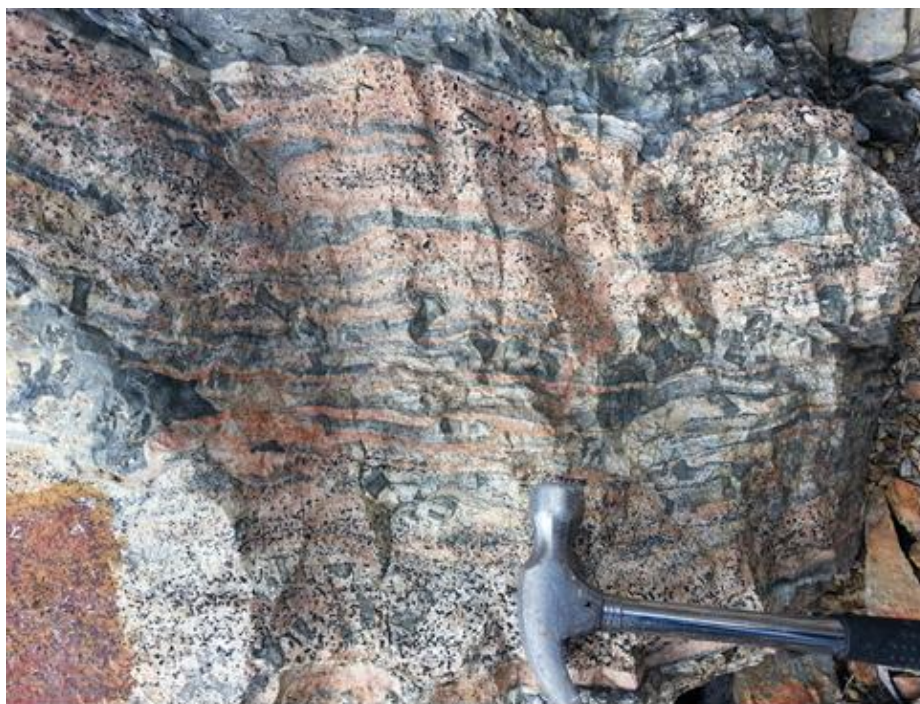


Рисунок 17 – Сильно фенитизированная порода с полосчатым сложением из Малого выхода



Рисунок 18 – Метасоматически измененный сланец экзоконтакта щелочных гранитов, северо-восточная часть Малого выхода.

Анализ изменчивости оторочки метасоматитов свидетельствует о приуроченности ее максимальных значений к куполовидным выступам и участкам наиболее пологих контактов массива рибекит-альбитовых апогранитов, т.е к структурам, наиболее благоприятным для интенсивного проявления процессов метасоматической гранитизации и сиенитизации осадочных пород кровли.

Взаимоотношения метасоматитов с ороговикованными осадочными породами кровли характеризуется очень постепенными взаимопереходами, выраженными в осветлении пород по мере приближения к оторочке метасоматитов, более четком проявлении полосчатости и появлении метасоматических новообразований рибекита, эгирина, альбита, микроклина и рудных минералов, качество которых в породе увеличивается в направлении контакта (рис. 18). Весьма показательным является тот факт, что общее направление слоистости вмещающих осадочных пород сохраняется за некоторыми исключениями и в метасоматитах. При этом затушеванная общим серым фоном слоистость осадочных пород при переходе к метасоматитам проявляется очень четко, что обусловлено чередованием неравноценных по составу светлых (существенно альбитового состава), розовых (микроклиновых) и темных (обогащенных рибекитом) полос слоев. Зачастую эти полосы отличаются размытыми структурами (от тонкозернистых до порфиризовидных и пегматитоидных), отражающими не

одинаковую степень перекристаллизации отдельных слоев вмещающих пород при их метасоматической переработке [1,3,5,8].

Отличительной особенностью метасоматитов приконтактной зоны является общее закономерное изменение их состава от периферии в сторону контакта гранитоидного массива. Наружная часть метасоматической оторочки сложена, главным образом, полевошпато-рибекитовыми и полевошпато-рибекит-эгириновыми бескварцевыми метасоматитами, соответствующими по составу щелочным сиенитам. С приближением к контакту массива апогранитов в составе метасоматитов наблюдается постепенное увеличение содержания кварца. На границе наблюдается их переход к мелкозернистым рибекит-альбитовым апогранитам и они приобретают состав типичных щелочных гранитов [5,6,8].

### **2.2.2. Классификация метасоматических процессов и их продуктов**

Приведенная выше общая характеристика метасоматитов приконтактной рудной зоны гранитоидного массива свидетельствует о наличии среди них целого ряда разновидностей, отличающихся по составу и текстурно-структурным параметрами.

В метасоматитах сиенитового состава, слагающих периферическую часть зоны, в общем наблюдается преобладание рибекит-полевошпатовых прослоев, различающихся в свою очередь по содержанию рибекита (иногда эгирина) и степени концентрации альбита и микроклина. По этому признаку выделяются прослои: альбит-рибекитовые; рибекит-альбитовые; рибекит-микроклин-альбитовые; микроклин альбитовые; с очень незначительным количеством рибекита и реже существенно микроклиновые с резко подчиненным количеством альбита. По мере приближения к контакту массива в метасоматитах постепенно увеличивается содержание кварца, при этом перечисленные разновидности прослоев в общем сохраняют свой состав, лишь в значительной мере обогащаясь кварцем.

В этом же направлении, от периферии зоны к контакту, заметно увеличивается степень раскристаллизации метасоматитов, однако далеко не равноценно для отдельных прослоев. Отдельные слои, в большей степени подвергшиеся метасоматической переработке, обнаруживают более крупнозернистую, до порфирированной, структуру на общем мелко- и тонкозернистом виде соседних прослоев. Порфирированность таких слоев обусловлена сравнительно крупными (до 0,5-1,0 см) выделениями короткостолбчатых призматических кристаллов рибекита и реже эгирина. Нередко в метасоматитах с составом щелочных гранитов (т.е. расположенных ближе к контакту массива) наблюдаются участки пегматоидной структуры, сложенные грубозернистыми агрегатами кварца и микроклина, иногда с крупными призмами рибекита и пластинами астрофиллита. Подобные пегматоидные участки имеют обычную форму

линзовидных обособлений и шпирок размером от нескольких сантиметров до 1-1,5 м, ориентированных как правило, параллельно контакту массива.

Закономерной особенностью метасоматитов является преимущественная ориентировка призматических кристаллов рибекита и эгирина согласно общему направлению полосчатости. Отклонения от этого правила наблюдаются главным образом в пегматоидных образованиях.

Своеобразным «индикатором» метасоматитов, образованных за счет вмещающих осадочных пород кровли в приконтактной зоне массива апогранитов является наличие в них оригинальных теневых структур псевдоморфоз по нарсарсукиту. Размер таких псевдоморфоз иногда достигает 2-3 см. отсутствие каких-либо реликтов первоначального минерала в этих псевдоморфозах не позволяют однозначно решить вопрос об их первоначальной минеральной форме. В настоящее время они представляют собой тонкозернистый агрегат альбита, кварца, микроклина, нередко армированного по периферической части иголочками рутила. При микроскопическом изучении метасоматиты обнаруживают обычно сланцеватую, нечетко выраженную полосчатую, иногда гнейсовидную текстуру, обусловленную параллельной ориентировкой породообразующих минералов. Структура большей частью порфиробластовая с микрогранобластовой связующей и, реже пойкилобластовая. Порфиробласты обычно представлены призматическими зёрнами рибекита, реже эгирина и арфведсонита. Иногда в порфиробластовых выделениях наблюдаются зёрна кварца и прямоугольные и ромбовидные псевдоморфозы минерала нарсарсукита [4,5,8,13].

Основная масса в общем случае, состоит из микрогранобластового агрегата альбита, микроклина, кварца и рибекита, в подчиненном количестве присутствуют флюорит, эгирин, биотит, циркон, пироклор, редко встречаются единичные зёрна рутила, сфена, торита, гагаринита, ксенотима и других редкоземельных минералов. Содержание основных породообразующих минералов в метасоматитах варьируется в очень широких пределах в зависимости от положения породы относительно контакта массива и состава отдельных слоев. Так количество альбита колеблется от 15-20% до 60-70%, микроклина от 10-до 70%, кварца от 0-до 35%, рибекита – от 3 до 50%, (для меланократовых прослоев), эгирина до 5. Иногда в породе присутствует довольно значительное количество флюорита (до 3-4%).

Альбит обычно наблюдается в виде короткопризматических, часто изометричных зёрен с несколькими двойниковыми швами. Довольно часто встречаются несдвойникованные зёрна альбита, которые можно отличить от кварца лишь по коноскопии. Лейстовый альбит для метасоматитов менее характерен и встречается реже. Иногда отмечаются более крупные порфиробластические зёрна альбитита, трещиноватые, раздробленные, в которых по трещинам развивается гранобластический микроклин.

Микроклин образует округлые, чаще неправильной формы зерна, чистые без пертитовых вростков. Большой частью микроклин нерешетчатый, лишь отдельные зерна обнаруживают слабо проявленное решетчатое строение.

Рибекит наблюдается как в порфиробластовых выделениях, так и в основной массе в виде тонкопризматических вытянутых кристалликов. Порфиробласты рибекита обычно короткопризматические, таблитчатые размером 0,8-1,0 мм, в них очень часто содержатся включения мелких зерен альбита, флюорита, реже кварца. Как правило, порфиробласты рибекита раздроблены, трещинки дробления наполняются микрогранобластическим агрегатом альбита и микроклина. Тонкоигольчатый рибекит основной массы более свежий и нередко корродирует зерна альбита и кварца.

Эгирин наблюдается, как и рибекит, в порфиробластовых зернах и в основной массе в виде призматических вытянутых кристалликов. В порфиробластовых эгиринах отмечаются включения альбита, микроклина, нередко наполняющие трещинки, секущие зерна эгирина. Иногда эгирин развивается по рибекиту, в других случаях наблюдается обратное замещение.

Кварц в значительных количествах отмечается в метасоматитах с составом щелочных гранитов, расположенных ближе к контакту массива. В небольшом количестве он присутствует также в метасоматитах сиенитового состава. В обоих разновидностях метасоматитов кварц не одинаков. В первом случае он наблюдается в более крупных и правильных зернах, содержащих как правило, мелкие включения в момент его образования и роста в кислотную стадию метасоматического процесса, что подчеркивается концентрическим расположением включений по периферии кварцевых зерен. Кварц в метасоматитах сиенитового состава представлен единичными, изъеденными и корродированными зернами, являющимися, по-видимому, реликтами роговикового кварца метаморфизованных пород кровли, замещенного в условиях максимальной щелочности метаморфизующих растворов.

Астрофиллит в метасоматитах встречается довольно редко, но иногда образует достаточно значительные скопления. Наблюдается в виде удлиненных пластинок размером до 0,5-1,0 см, обычно измятых и оборванных. Плеохроизм в характерных золотисто-желтых и оранжевых тонах. По краям зерен и вдоль тонких трещинок часто наблюдаются узкие, не имеющих четких границ каемки, обладающие обратным астрофиллиту плеохроизмом, от почти бесцветного до темно-бурого, почти черного. В данном случае, по-видимому, имеет место биотитизация астрофиллита.

Биотит в метасоматитах распространен неравномерно, большее его количество отмечается в периферической части метасоматитов, причем иногда он даже преобладает над рибекитом. Обычно биотит наблюдается в виде мелких чешуек, рассеянных в основной массе пород. Большой частью биотит в метасоматитах бледноокрашенный, плеохроирует в светлых тонах.

Довольно часто в метасоматитах наблюдается обрастание и частичное замещение с краев мелкочешуйчатым биотитом зерен рибекита.

Флюорит – довольно распространенный в метасоматитах минерал – достигает 10% и даже более. Образует неправильной конфигурации мелкие зерна, иногда размером до 2-3 мм, располагающиеся в метоморфизованном пространстве. Иногда отмечаются тонкие прожилки с флюоритом, секущие метасоматическую породу, а также включения его в других минералах (рибекит, кварц, микроклин и альбит).

Рудная минерализация в метасоматитах представлена цирконом, пироксеном, торитом, гагаринитом, реже встречаются монацит, ксенотим, фенакит, гелвин, вторичные фторкарбонаты, редкие земли и другие менее распространенные минералы. Обычно они образуют мелкую вкрапленность в основной массе, неравномерно распределенную по породе.

Как упоминалось выше, метасоматиты слагают верхнюю часть приконтактной рудной зоны массива апогранитов. Иногда рудная зона целиком выполнена полосчатыми метасоматитами, в этом случае контур ее всяческого бока проходит по внутренней границе оторочки метасоматически переработанных осадочных пород.

В большинстве же случаев нижняя часть разреза приконтактной рудной зоны сложена мелкозернистыми рибекит-альбитовыми апогранитами. Переход от полосчатых метасоматитов к мелкозернистым апогранитом осуществляется очень постепенно, без видимых резких контактов. При этом в направлении от периферии к массиву постепенно затушевывается полосчатость, исчезают различия в структурах и вещественном составе отдельных прослоев и в целом породы приобретают более однотипный равномернозернистый облик. В то же время в них сохраняются отдельные реликты неполностью переработанных метасоматитов со слабо выраженной полосчатостью, общая направленность ориентировки зернистости, согласная со сложностью метасоматитов, а также характерные прямоугольные псевдоморфозы по нарсарсукиту [3,4,5,8,13].

По этим признакам, с учетом особенностей минералогическо-петрографического состава, подобные апограниты относятся к полностью переработанным в результате интенсивной гранитизации вмещающих пород кровли. В контур приконтактной рудной зоны входит небольшая часть подобных апогранитов, непосредственно контактирующих с оторочкой метасоматитов, в то время как основная их масса, залегающая ниже рудной зоны, содержит концентрации редких элементов в промышленных масштабах.

Кроме полосчатых метасоматитов и мелкозернистых апогранитов, в отдельных участках приконтактной рудной зоны отмечаются пегматоидные образования, имеющие форму небольших шлировидных выделений и вытянутых линзообразных тел размером от десятков сантиметров до нескольких метров по длинной оси и мощностью от 10-15 см до 1,0-1,5 м.



Определенной закономерности пространственного положения подобных образований в пределах рудной зоны не наблюдается. Они встречаются как среди мелкозернистых апогранитов, так и среди полосчатых метасоматитов, иногда располагаясь в виде оторочки на высшем контуре горизонта последних, но при этом всегда пегматоидные образования ориентированы параллельно контакту массива.

Сложены они, как правило, грубозернистым агрегатом кварца, микроклина с крупными кристаллами рибекита, реже пластинками астробиллита. Альбит в них практически отсутствует. Редкометальная минерализация в пегматоидных образованиях представлена тем же комплексом, что и в метасоматитах, только размеры вкрапленников несколько больше. Парагенетический состав минералов пегматоидных образований и характер их взаимоотношений с вмещающими апогранитами и метасоматитами, особенно рост кристаллов рибекита перпендикулярно контакту, свидетельствуют об их формировании в результате перекристаллизации в щелочную стадию сопряженной колонки процесса постмагматического метасоматоза.

Необходимо отметить, что с подобными пегматоидными образованиями, связаны обычное повышение, нередко промышленные концентрации, редких элементов. Размеры таких участков обычно невелики – протяженность от 10-20 до 50-60 м при мощности до 1-2 м. Как правило, они быстро выклиниваются по простиранию. Нередко в апикальной части Малого выхода насчитывается до 2-3 таких маломощных рудных горизонта, отстоящих от основной приконтактной рудной зоны на расстоянии от 20 до 50 м в глубь массива.

Вдоль северо-восточного контакта Большого выхода отмечается несколько разреженных участков с промышленным содержанием редких элементов. Наиболее крупные из них расположены в зоне эндоконтакта в районе апофизообразных рудных тел № 9, 10 (канавы № 189) и в районе канавы № 204 [ /// ].

Отличительной особенностью зон редкометального оруденения северо-восточной части Большого выхода является отсутствие постоянного контроля их всяческого бока положением контакта с вмещающими осадочными породами, как это наблюдается на Малом выходе.

Довольно часто участки с повышенной концентрацией редких элементов располагаются на некотором удалении от контакта в глубь массива, но общая их ориентированность все же параллельна линии контакта. Особенно отчетливо это проявляется в районе канавы № 204 (14). Причем характерно, что подобное положение отмечается преимущественно на участках с наиболее крутыми углами падения контактов и слабо развитой оторочкой метасоматически переработанных вмещающих пород.

В той части Большого выхода, где падение контакта более пологое и наблюдается заметное увеличение мощности оторочки метасоматитов,

участки редкометального оруденения располагаются непосредственно в приконтактной зоне (район канав 188, 189) [12].

Подобные явления объясняются, по-видимому, ролью структурного фактора в рудолокализации, т.е. на участках с пологими контактами концентрация редких элементов происходила под экранирующим слоем осадочной кровли, а при крутых контактах, где вмещающая толща практически не могла служить экраном, движение флюидных метасоматизирующих рудоносных растворов осуществлялось в самом массиве по ослабленным зонам, расположенным вдоль плоскости контакта.

Большей частью участки оруденения северо-востока Большого выхода сложены пегматоидными гранитами с подчиненным залеганием метасоматитов и среднезернистых рибекит-альбитовых апогранитов. Количественные вариации метасоматитов и апогранитов в составе рудных зон обнаруживают довольно четкую зависимость от положения их относительно контакта, как упоминалось выше. На участках, расположенных вдоль контактов с крутыми углами падения, в составе рудных зон преобладают среднезернистые апограниты, на участках с пологими контактами – метасоматиты. В последних случаях, как и на Малом выходе, метасоматиты слагают внешнюю периферическую часть рудной зоны, образуя неравномерную по мощности оторочку висячем боку (от первых десятков сантиметров до 1,5 м).

Вещественный состав метасоматитов приконтактной зоны Большого выхода, их структурные особенности и характер взаимоотношений с окружающими породами имеют большое сходство с метасоматитами Малого выхода, поэтому приводить их описание нет необходимости.

Пегматоидные граниты и рибекит-альбитовые апограниты, входящие в состав рудных зон приконтактной части Большого выхода, не обнаруживают какой-либо закономерной пространственной приуроченности, определяющей внутреннее строение этих зон.

Выделения пегматоидных гранитов образуют обычно небольших размеров гнезда, линзы, шлирки среди рибекит-альбитовых апогранитов и метасоматитов. Количество таких образований в породах приконтактных частей массива очень неравноценно и в случае, если оно составляет более 50%, такие участки выделяются с известной долей условности, как пегматоидные разности.

С учетом этого положения нельзя определить четкого положения пегматоидных гранитов и рибекит-альбитовых апогранитов в строении рудных зон экзоконтакта Большого выхода, что вполне закономерно.

Состав пегматоидных гранитов характеризуется довольно постоянной парагенетической ассоциацией – кварц, микроклин, рибекит. Альбит в них играет резко подчиненную роль. Весьма характерным для пегматоидных гранитов северо-востока Большого выхода является довольно часто наблюдаемое вертикальное положение крупных кристаллов рибекита

относительно контакта с вмещающими апогранитами, расширяющимися нередко от периферии внутрь пегматоидного образования.

### **2.2.3 Жильные рудные тела.**

Основной отличительной особенностью строения апофизообразных жильных рудных тел месторождения является их довольно четко выраженная зональность. Наиболее наглядно она проявлена в рудных телах №1, 3, 4,6, 8.

Зональное строение жильных тел определяется наличием периферической оторочки, полосчатыми метасоматитами и центральной частью, выполненной пегматоидными образованиями, иногда с мелкозернистыми разностями апогранитов.

На отдельных участках жильных тел подобная зональность нарушается; в таких случаях рудное тело сложено целиком метасоматитами или пегматоидными гранитами, причем какой-либо закономерности в положении подобных участков относительно сочленения «апофиз» с гранитоидным массивом не наблюдается. Так, в рудных телах № 1,3,4,6, центральная пегматоидная часть то появляется, то исчезает на протяжении почти всей длины их выхода на поверхность. Однако, даже в том случае если участок жильного тела целиком сложен метасоматитами, в последних наблюдаются небольшие участки перекристаллизации с типичной пегматоидной структурой. И наоборот, при полностью пегматоидном составе отдельных пересечений рудного тела, в породе встречаются мелко- и тонкозернистые разности с довольно четко выраженной полосчатостью. Кроме того, в этих случаях обязательно в зальбандах жильных тел отмечается, хоть и очень небольшая (сантиметры) оторочка слабо метасоматически переработанных вмещающих осадочных пород.

Периферическая оторочка метасоматитов имеет довольно изменчивую мощность не только в целом для жильных тел, но и в пределах одного рудного тела. Так, для рудного тела № 1 она варьируется от 0,6 до 10,0 м. (в участках, где тело целиком сложено метасоматитами), для рудных тел -№ 3, 4 – от 0,2 м до 3,5 м., для рудных тел № 6 – от 0,5-до 4,0 м. В общем же мощность метасоматитов в приконтактных частях жильных тел полностью зависит от степени переработки вмещающих пород, определяющейся не только структурными факторами, благоприятствующими проницаемости метасоматизирующих растворов, но и в существенной мере литологическим составом перерабатываемых пород. В частности, в туфопесчаниках метасоматическая проработка происходит гораздо интенсивнее и на большее расстояние во вмещающую толщу, нежели в ороговиконных алевролитах. Нередко среди метасоматитов периферической части рудных тел наблюдаются отдельные участки и прослои очень слабо переработанных осадочных пород, образующих как бы загибы в рудном теле со стороны вмещающей толщи. Первичный состав перерабатываемых пород в какой-то

мере определял и качественный состав метасоматических образований в рудных телах. Так, например, довольно часто встречаемые в осадочной толще согласные дайки диоритовых и диабазовых порфириров при метасоматической переработке в приконтактной части рудных тел образуют метасоматиты, резко обогащенные темноцветными биотитом, рибекитом и флюоритом.

Очень хорошо выраженная полосчатость метасоматитов периферических частей рудных тел, унаследованная от первичной слоистости переработанных осадочных пород, обычно имеет согласную ориентировку с направлением простирания вмещающей толщи, даже в случае нормально секущего по отношению к ней положения рудного тела. В отдельных случаях имеются частичные отклонения от этой закономерности, обусловленные местными изгибаниями слоев метасоматитов в результате метасоматических деформаций в период интенсивной метасоматической деятельности. Наиболее ярко это явление выражено в основании рудного тела №1.

По вещественному составу и структурным признакам метасоматиты жильных рудных тел совершенно аналогичны метасоматитам приконтактной зоны Малого выхода, детально охарактеризованным выше. При этом так же, как и на Малом выходе, наблюдается закономерное изменение их состава от сиенитового в периферической части рудных тел до гранитного – в центральной.

С вмещающими породами метасоматиты не имеют четких контактов, переходы между ними постепенные с затушевыванием полосчатости, уменьшением зернистости и сокращением количества метасоматических новообразованных минералов в направлении к осадочным породам.

Качественный минеральный состав метасоматитов жильных тел в общем тот же, что и в приконтактной зоне Малого выхода, и характеризуется в среднем следующими количественными соотношениями основных породообразующих минералов: кварц- 20-33%, микроклин – 10-30%, альбит – 30-45%, рибекит – 1,5-13%, эгирин – 0-0,5%, биотит – 0-5%, астрофиллит – 0-0,6%. Характерными образованиями для метасоматитов являются прямоугольные псевдоморфозы замещения «нарсарсукита», количество которых иногда очень велико. Нередко в метасоматитах отмечается бафертисит (описанный Д.А. Минеевым) и ранее называвшимся А.В. Степановым бариевым астрофиллитом.

Центральная часть жильных рудных тел сложена обычно пегматоидными гранитами, имеющими четкие контакты с метасоматитами. Иногда границу между ними провести трудно, так как с приближением к центральной части в метасоматитах появляются отдельные небольшие обособления с типичной пегматодной структурной, количество которых постепенно увеличивается к центру тела. В самой пегматоидной части

довольно часто наблюдаются небольшие участки, сложенные мелкозернистыми слабо полосчатыми метасоматитами.

Мощность центральной пегматоидной части рудных тел варьирует в широких пределах от 5-6 метров для наиболее крупных тел, до сантиметровых прожилков на участках.

Пегматоидные граниты представлены грубозернистым, иногда неравномернотернистым агрегатом кварца, микроклина, рибекита с резко подчиненным количеством альбита, эгирина и астрофиллита. Иногда в пегматоидной части жильных тел отмечаются мономинеральные кварцевые обособления размером до 1,5-2,0 м (рудное тело №1).

В пегматоидных образованиях жильных рудных тел кристаллы рибекита обычно ориентированы перпендикулярно плоскости их контакта с вмещающими метасоматитами. Особенно хорошо эта ориентированность проявлена в небольших пегматоидных прожилках на участках выклинивания рудных тел по простиранию.

На отдельных участках центральная часть жильных тел сложена породами типа мелкозернистых апогранитов приконтактной зоны массива. Причем, как правило, в этих мелкозернистых разностях присутствует значительное количество небольших пегматоидных обособлений. При более детальном изучении этой разновидности пород жильных рудных тел обнаруживается их сходство по составу и структурным признакам с мелкозернистыми апогранитами апикальной части Малого выхода, образованными в результате глубокой гранитизации вмещающих осадочных пород. Подобные мелкозернистые образования центральных участков рудных тел являются, по всей вероятности, более интенсивно переработанными метасоматитами.

Комплекс редкометальных минералов в жильных апофизообразных рудных телах в общем аналогичен приконтактной рудной зоне Малого выхода, но в то же время обнаруживает ряд специфических особенностей в их количественном соотношении для различных рудных тел, о чем будет сказано ниже.

#### **2.2.4 Пегматиты**

Пегматитовые тела довольно широко развиты в пределах апогранитов Верхнее Эспе и в очень ограниченном количестве отмечаются среди вмещающей осадочной толщи. По форме выделяются тела линзообразные и жилообразные.

Большинство пегматитовых тел имеют простое строение, реже встречаются зональные с мономинеральным кварцевым ядром и кварц полевошпатовой оторочкой. Сложение тел от простого крупнокристаллического и блокового пегматоидного до полосчатого

пегматоидного. Графические структуры не характерны для пегматитов месторождения Верхнее Эспе.

По времени формирования пегматиты относятся А.В. Степановым к начальной стадии широкого распространения метасоматоза, обусловившего микроклинизацию, альбитизацию и рибекитизацию гранитоидов Эспинского массива и метасоматизацию вмещающих осадочных пород.

Подавляющее большинство пегматитов относится к типу редкометально-замещенных с явными признаками наложения грейзенизации, сопровождающейся значительным увеличением концентрации редких элементов. Учитывая характер наложенных процессов, образование пегматитов происходило, по-видимому, на стадии раннего калиевого метасоматоза.

Пегматитовые тела месторождения отмечаются большим разнообразием минерального состава. По преобладающему типу редкоземельной минерализации А.В. Степановым выделяются следующие разновидности пегматитов: 1 – циркон-пироксеновые с редкоземельными минералами; 2 – циркон-рутил-ильменитовые; 3 – гагаринито-бастнезитомонацитовые с цирконом; 4- циркон-торит-монацитовые; 4 – циртолит-ильменит-колумбитовые; 6 – торит –фергусонит-ксенотим-миларитовые с берtrandитом, гелвином, галенитом.

## **ГЛАВА III. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ**




### ***3.1. Методика подготовки проб пород и минералов для аналитических исследований***

Пробоподготовка образцов осуществлялась с помощью оборудования казахстанских и российских производителей (щеткой и валковой дробилками, шаровой мельницей, вибрационным измельчителем, высокотемпературной лабораторной электропечью SNOL 6,7/1300 сушильным шкафом ШС-80-01 СПУ), а также оборудования всемирно известных производителей в этой области (высокоточным отрезным станком Miniton и шлифовально-полировальным станком LaboPol-5 фирмы Struers, специализированной микроволновой печью Multiwave -3000 для разложения проб фирмы AntonPaarGmbH, прецизионной ионной полировальной системой PIPS) с целью получения тонких фольг и образцов для просвечивающей электронной микроскопии.

### **3.2. Петрографические исследования**

На первой стадии основной задачи является выбор соответствующих образцов для детального тонкодисперсного исследования редкометальных и редкоземельных пород и минералов (таблица 1). Из полевых отобранных образцов месторождений были изготовлены универсальные и прозрачные шлифы в отделе минералогии Музея естественной истории (Лондон) и в стенах Института геологических наук им. К.И. Сатпаева (Алматы) для петрографического, минералогического и химического исследования.

Таблица 1 - Геологические данные, макроописание и макроизображение полевых образцов из месторождении Верхнее Эспе.

№п/п	Номер образца	Вес образца гр.	Вес порошка гр.	Описание пород	Макроизображение отобранных образцов
1	Обр.-№1	424,20	66	Рибекитовый гранит	
2	Обр.-№2	1193,20	57	Не измененный гранит, юго-восточная сторона Большого выхода	
3	Обр.-№4	564,10	64	Среднезернистый рибекитовый гранит	
4	Обр.-№6	1006,70	53	Пегматоидный альбитизированный гранит	
5	Обр.-№7	308,00	54	Образец из основных пород	
6	Обр.-№8a	608,30	53	Альбитизированный щелочной гранит	

Петрографические характеристики пород, структурно-морфологические особенности минералов, особенности сростаний и замещений исследовались оптическими методами в универсальных и прозрачных шлифах. Исследования проводились с помощью оптических микроскопов (Polar – MCP300, ZEISS-Axio Scope. A1) в секторе минералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева и в

лаборатории «Инновационная технологическая лаборатория» института им. К. Турысова КазНИТУ им. К.И. Сатпаева.

Универсальные шлифы анализировались с использованием электронного микронда Camesa SX-100 с волной дисперсии, который широко востребован в минералогии и геохимии, в Музее естественной истории (Лондон, Великобритания) (рисунок 19).



Рисунок 19 - Универсальные шлифы без покровного стекла изготовлены в отделе минералогии Музея естественной истории (Лондон).

### 3.3 Минералогические изучения

Минералогический (фазовый) анализ предназначен для диагностики фаз, установления их количественных соотношений, оценки структурно-текстурных особенностей агрегатов (минеральный состав, определение показателей преломления и других оптических свойств), а также для установления генетических взаимоотношений минералов. Для изучения используются оптические микроскопы (Polam – MCP300, ZEISS-Axio Scope. A1) (рисунок 20). Во время исследования шлифов были определены некоторые оптические константы минералов и характер сростаний индивидов разных фаз, выявлены стадии минералообразования и получены высококачественные изображения (Zeiss Axiovision).

Одновременно, на данной стадии проводится рентгеновский фазовый анализ. Рентгеноструктурный анализ используется для изучения параметров кристаллической структуры минерала: геометрии элементарной ячейки (препарат имеет вид порошка, как и в рентгенофазовом анализе) и определения атомных координат и иных структурных параметров, а также для проведения фазового анализа трудно диагностируемых веществ: диагностики монофазного материала и полуколичественного анализа многофазных образцов, особенно в случае дисперсности слагающих частиц.



Исследование проводилось на дифрактометре ДРОН-2,0 на  $\text{CuK}\alpha$ -излучении. Условия съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 импульсов; постоянная времени 2 с; съемка  $\theta$ - $2\theta$ ; детектор 2 град/мин.

На следующем этапе выполнялось детальное исследование на сканирующем электронном микроскопе, с целью выявления новых разновидностей редкоземельных минералов и дополнения новыми данными недоизученных минералов месторождений. Образцы пород и минералов месторождений (Верхнее Эспе, Ийсор и Акжайляутас) анализировались в секторе минералогии Института геологических наук и в отделе минералогии Музея естественной истории (Natural History Museum) (Лондон) на сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM (рисунок 21) и на электронно-зондовой установке Cameca SX100.

По результатам сканирования определены минеральный, химический состав пород, псевдоморфозы (новообразованные разновидности) и характер замещения.



Рисунок 21 – Минералогическое исследование в отделе минералогии в Музея естественной истории (Лондон) с зарубежным научным руководителем А.В Долгополовой.

Zeiss EVO 15LS SEM – это универсальный аналитический сканирующий электронный микроскоп, который может работать в переменном давлении и высоких режимах вакуума. Режим низкого вакуума использовался для визуализации и качественного рентгеновского анализа образцов. При аналитике образцов в основном было использовано давление в 60-100 Па, хотя может быть увеличено до 200 Па. Выявление минералов

осуществляется детектором EDX с регулярным калиброванием для анализа основных элементов в силикатах, наиболее распространенных породообразующих минералов, и может очень быстро дать информацию, необходимую для минеральных идентификаций. Сканирующий электронный микроскоп также был использован для создания карт шлифов, показывающих распределение основных и редких элементов (Si, K, Al, P, Ce, Nd, Eu, Gd, Y, и др.) (рисунок 22).

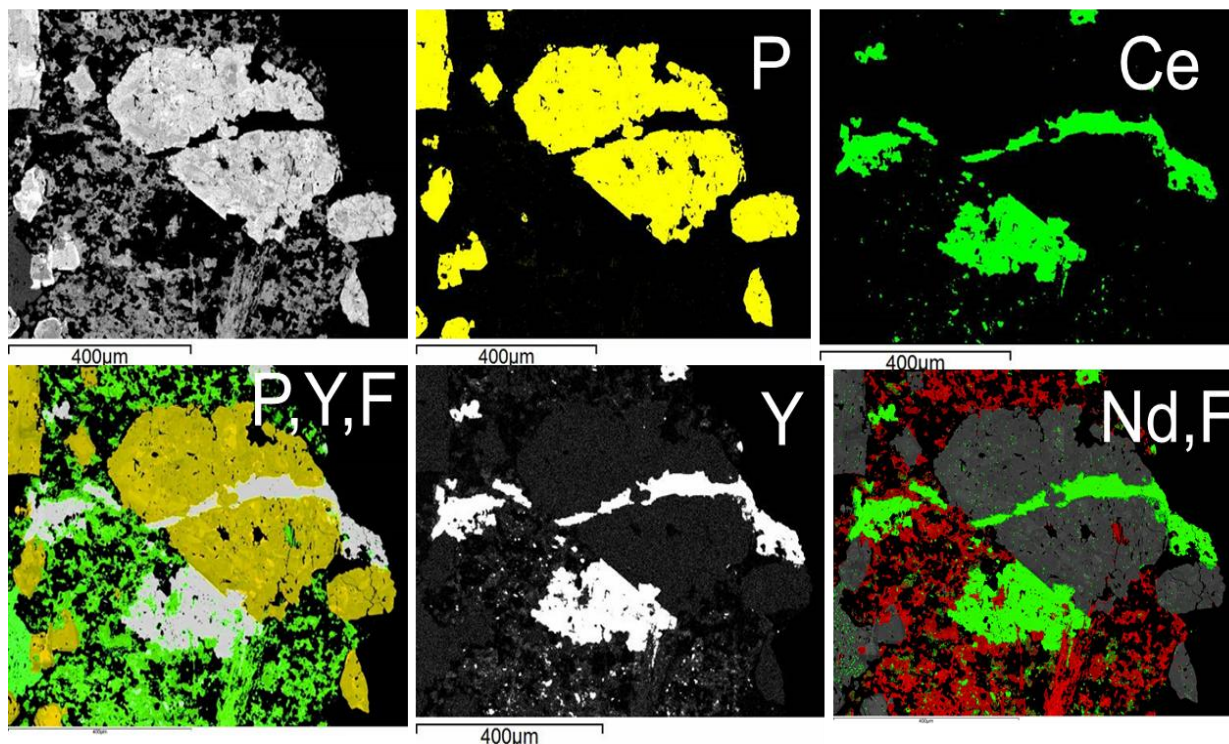


Рисунок 22 – Карта распределения элементов P, Y, Ce, Gd, La в ксенотиме Верхнеэспинского редкоземельного месторождения.

**Электронно-зондовый микроанализ.** Образцы (универсальные шлифы и шайбы) анализировались с помощью электронно-зондового микроскопа Cameca SX-100 с волной дисперсии, который широко востребован в минералогии и геохимии в Музее естественной истории (Лондон) (рисунок 23). Рабочие условия: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 20 нА и диаметр пучка 20 мкм. В качестве зондовых стандартов использовались характерные синтетические соединения и природные минералы. Исправлена матрица PAP. Перед коррекцией матрицы было применено несколько коррекций перекрытия пиков.

По результатам электронно-зондового анализа были определены качественный химический состав минералов, выявлено содержание редкоземельных элементов и их закономерное распределение. Обнаружены разновидности минерала нарсарсукита и проведено картирование минералов для выяснения распределения РЗЭ.

### 3.5. Катодолюминесцентный анализ

Дополнительные данные об образовании зёрен можно получить методом картирования, применив приставку для катодолюминесценции. Использованный катодолюминесцентный метод заключается в анализе катодолюминесцентных изображений минеральных индивидов и агрегатов, которые несут ценную генетическую информацию относительно особенностей процессов минералообразования исследуемых объектов. Катодолюминесцентный метод позволяет реконструировать специфические условия роста или выявить особенности процессов, которые протекали во время кристаллизации минералов. Спектральный катодолюминесцентный анализ вместе с электронным парамагнитным резонансом [15,20,25,] микронзондовым анализом, вторично-ионной масспектроскопией [18,19] помогает определить примесные элементы или дефекты кристаллической решетки в минералах. Приведенные примеры катодолюминесцентных изображений сделаны на цирконах из альбитизированных апогранитов Верхнеэспинского месторождения. Катодолюминесцентные исследования проведены на базе электронного микроскопа (Evo) с катодолюминесцентной приставкой в отделе минералогии (CERCAMS) Музея естественной истории (Лондон) (рисунок 24).

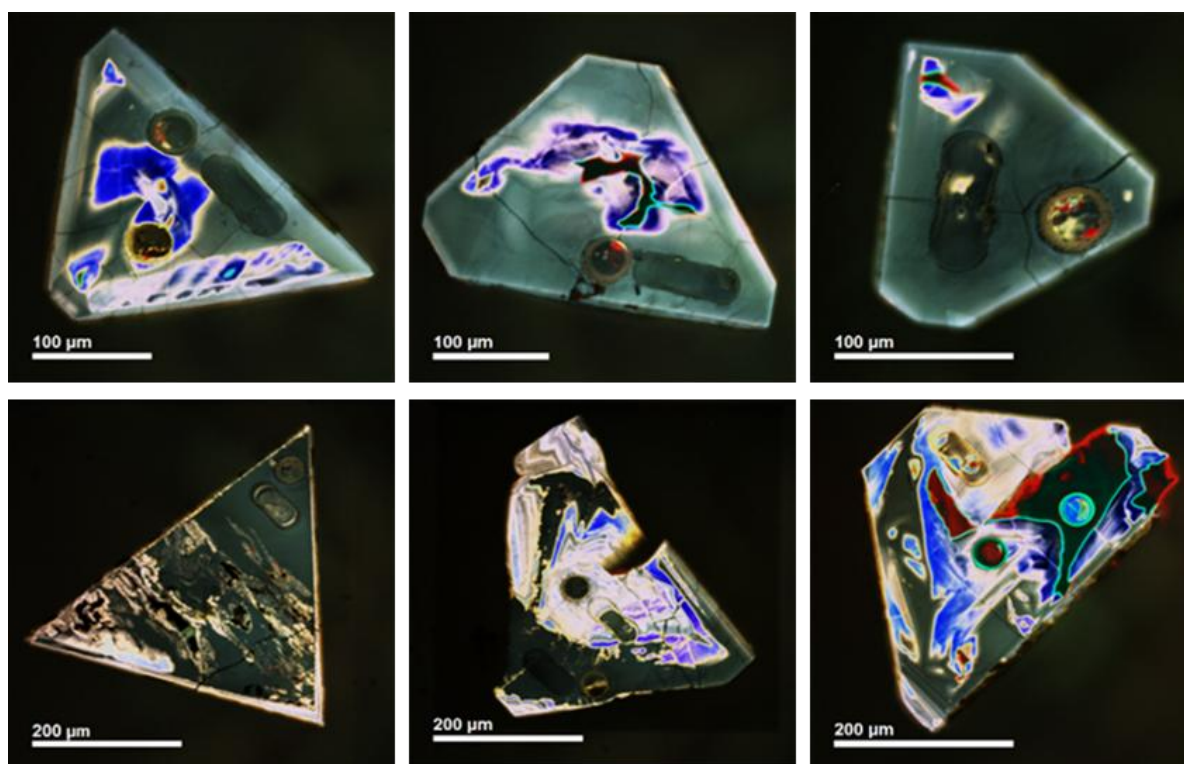


Рисунок 24 – Катодолюминесцентное изображение кристаллов циркона с осцилляционной зональностью индивидов различной степени свечения в катодных лучах.

Первые зарождения индивидов альбита и их центральные ядерные части не проявляют катодолюминесцентных свойств, более поздние зоны характеризуются ярким свечением и частично расщепленным строением.

### 3.6 Геохронология

Изотопные исследования индивидуальных зерен циркона из альбитизированных гранитов Верхнеэспинского месторождения проводились в отделе минералогии (CERCAMS) Музея естественной истории методом лазерной абляции (LA-ICP MS) (New-Wave UP-193FX) Agilent 7500cs.

Отобранные зерна циркона с помощью препаративной иглы под бинокляром выкладывали на подложку (двусторонний скотч) и заливали эпоксидной смолой для получения стандартной 25-мм шашки. После затвердевания смолы поверхность шашки шлифовали и полировали алмазным абразивом с крупностью зерна ~1 мкм (рисунок 25).

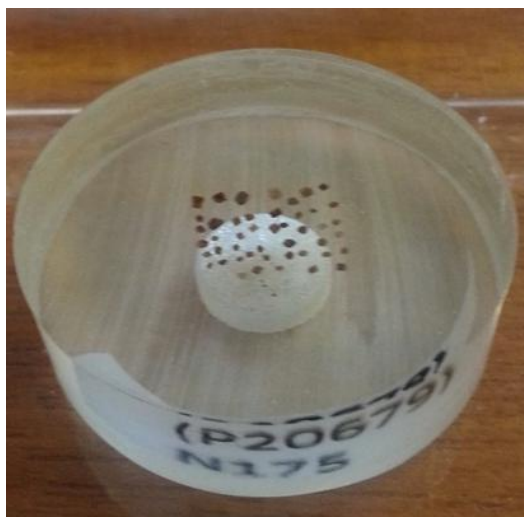


Рисунок 25 – Шашка с кристаллами циркона из альбититов Малого выхода для изотопного исследования.

Локальное изучение U-Pb изотопных систем и определение содержания рассеянных элементов в цирконах Верхнеэспинского месторождения методом лазерной абляции было проведено в отделе минералогии (CERCAMS) Музея естественной истории (Natural History Museum) (Лондон) (рисунки 25,26).

Для U-Pb-датирования использовалась система лазерной абляции с (New Wave UP193FX) ICP-MS, Agilent 7500cs. Определение концентрации микро-примесных элементов в цирконе осуществлялось с использованием в качестве внешнего эталонного стандарта NIST 612 и в качестве внутреннего стандарта SiO<sub>2</sub>. Естественный стандарт циркона-91500 использовался в

определениях U-Pb-датирования. В обоих случаях транспортировка проб осуществлялась с использованием потока газа *He*. Для анализа микро-примесных элементов данные собирались в течение 90 с, при диаметре лазерного пучка 20—30 мкм, с использованием лазерной абляции при обжиге 3,2 Дж / см<sup>2</sup> при 10 Гц. Изотопные данные (<sup>207</sup>Pb / <sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb / <sup>238</sup>U) собирали с использованием линейных растров длиной 50-70 мкм, диаметр кратера при анализе циркона достигала 25-30 мкм. Время абляции составляло 135 с. Анализ производился последовательно: сначала измерялся U-Pb возраст (содержание урана и свинца), затем содержание рассеянных элементов.



Рисунок 25 – Оборудование, используемое для датировки циркона и определения концентрации рассеянных элементов в нем методом лазерной абляции с (New Wave UP193FX) ICP-MS, Agilent 7500cs, лаборатория в НМ г. Лондон (Великобритания).

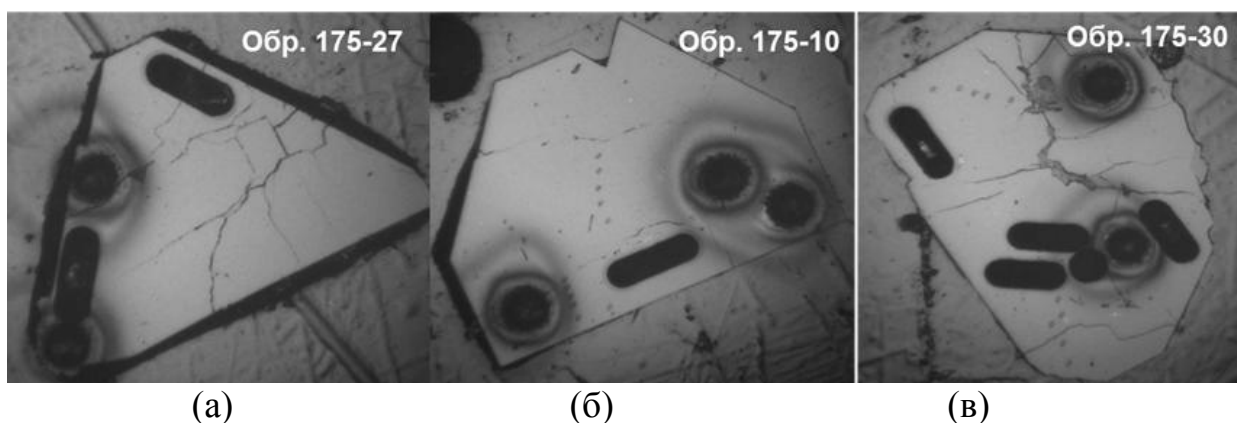


Рисунок 26 – Кристаллы циркона. Типичные кратеры, полученные при лазерной абляции циркона при мощности лазера, мДж: 0,09 (а), 0,9 (б) и 0,45 (в) (частота повторения импульсов 5).

## Глава IV. Минералогические особенности апогранитов и редкометалльных пегматитов месторождений Ийсор и Верхнее Эспе

### 4.1. Породообразующие минералы

**4.1.2 Кварц  $\text{SiO}_2$**  – один из основных породообразующих минералов всех пород месторождения, различия в происхождении и составе горных пород, обусловили разнообразие форм проявления и генераций кварца. Среди разновидностей кварца по генетическому признаку можно выделить две группы: а) кварц-неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород-первичный и б) кварц-метаморфизованных пород – вторичный. Цвет кварца-серый или темно-серый. Первичный кварц гранитоидов обычно имеет волнистое угасание, свидетельствующее об испытанных породами механических деформациях.

Кварц – гранит-порфиров, в том числе и щелочных находится или в форме порфировых выделений, представленных шестигранными бипирамидами или округлыми "оплавленными" зернами, или в основной массе в форме микрографического сростания с микроклином, образующим часто сферолиты.

В отличие от кварца гранитов, первичный кварц в жильных породах деформирован очень слабо. Первичный кварц пегматоидных образований отличается от вышеописанных более крупными размерами выделений от нескольких миллиметров до 1-2 м (в крупных телах). Кварц здесь обычно слагает ядро пегматоидных тел. Блоковый кварц пегматитов также, как и кварц гранитов, имеет волнистое или облачное угасание и по трещинам замещается вторичным гранобластическим кварцем (рисунок 27 - а) [3,5,6].

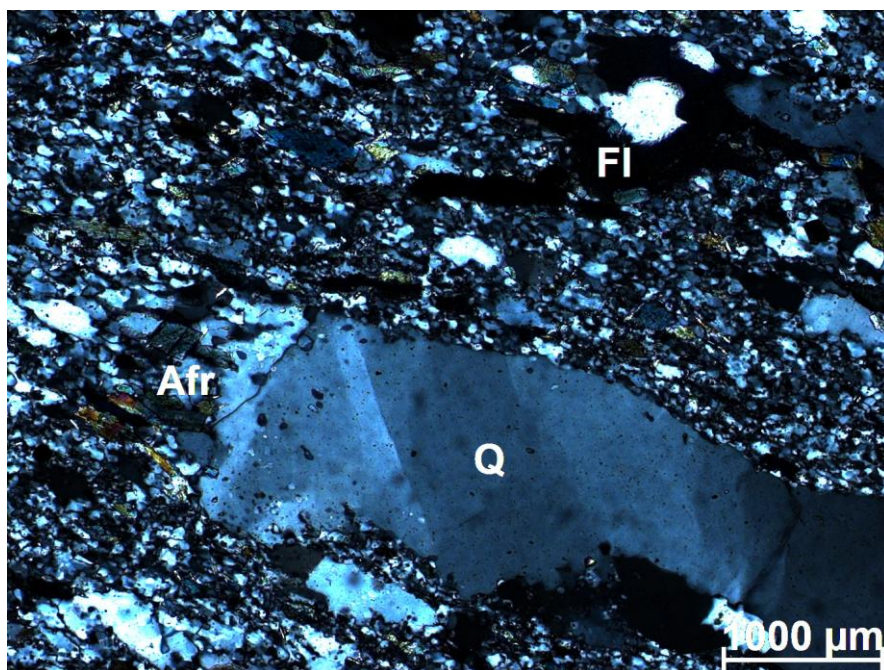


Рисунок 27 – Кварц с волнистым погасанием в фенитизированном породе. Николи скрещены. Увеличение 10х.

Вторичный кварц в щелочных альбитизированных гранитах представлен обычно гранобластическим роговиковым кварцем, замещающим первичный по периферии или по трещинам катаклаза, или развивающимся самостоятельно по трещинным зонам. Размер зерен роговикового кварца обычно сотые и десятые доли миллиметров, но иногда отмечаются и сравнительно крупные (до 1 мм). В некоторых пегматоидных или вернее, кварц-полевошпатовых жилах весь первичный кварц интенсивно катаклазирован и превращен в тонкозернистый ориентированный агрегат вторичного кварца. Ориентированность в данном случае обязана, по-видимому, пластическим деформациям.

Корродированный кварц отмечается обычно в тех участках кварцсодержащих вмещающих пород, которые при продвижении метасоматической колонки, оказываются в его верхней зоне. В зоне максимальной насыщенности щелочами в зоне, где полюбому образуются бескварцевые метасоматические щелочные породы (фениты). В этих условиях кварц по трещинам и порам начинает корродироваться микроклином и альбитом. Наряду с инфильтрационной, по-видимому, имеет место и диффузионная форма движения щелочей и алюминия и замещения ими кварца. Так как часто крупные не трещиноватые и недеформированные зерна кварца равномерно, со всех сторон на определенную глубину оказываются наполненными большим количеством мелких округлых зерен микроклина, причем граница распространения таких включений сравнительно резкая, но плавная по очертаниям.

Кварц в прожилках пересекающих метасоматические породы обычно представлен или сплошными крупнозернистыми блоками, или призматически-зернистой или роговиковой разностями. Края прожилков бывают как четкие, резкие, так и нечеткие, когда кварц кроме выполнения прожилка развивается и по межзерновым промежуткам во вмещающих породах, замещение таких минералов как рибекит, эльпидит, ильменит, астрофиллит, с образованием по ним псевдоморфоз сопровождается также их окремнением за счет выноса щелочей, воды или части титана и железа. Кварц, образующийся в этом случае, представлен зернистым роговиковым агрегатом, совместно с каплевидными включениями флюорита, гидрослюд, образующих основную массу этих псевдоморфоз. В этой основной массе, независимо от размеров и ориентировки слагающих ее зерен, располагаются струйки полоски, или ориентированные включения, новообразования минералов инертных элементов.

## ***Полевые шпаты***

**4.1.2 Микроклин  $K(AlSi_3O_8)$**  один из главных породообразующих минералов щелочных гранитов, пегматитов и метасоматических пород месторождения Верхнее Эспе, а также порфиридных биотитовых гранитов Акжайлятас и Ийсор. По форме выделений и времени образования различаются 4 разновидности микроклина: 1-микроклин-пертит биотитовых гранитов, не подвергшихся метасоматозу (Большой шток); 2- микроклин и микроклин-пертит пегматитовых жил; 3-микроклин альбитизированных щелочных гранитов; 4-микроклин метасоматитов.

Микроклин – в биотитовых гранитах, не подвергшихся, или частично подвергшихся метасоматической переработке, представлен обычно розовато-серым или красноватым таблитчато-зернистым микроклин-пертитом (рисунок 28), встречается, как в основной гипидиоморфно-зернистой массе, так и в порфиридных выделениях размером до 10 x 0,5 см.



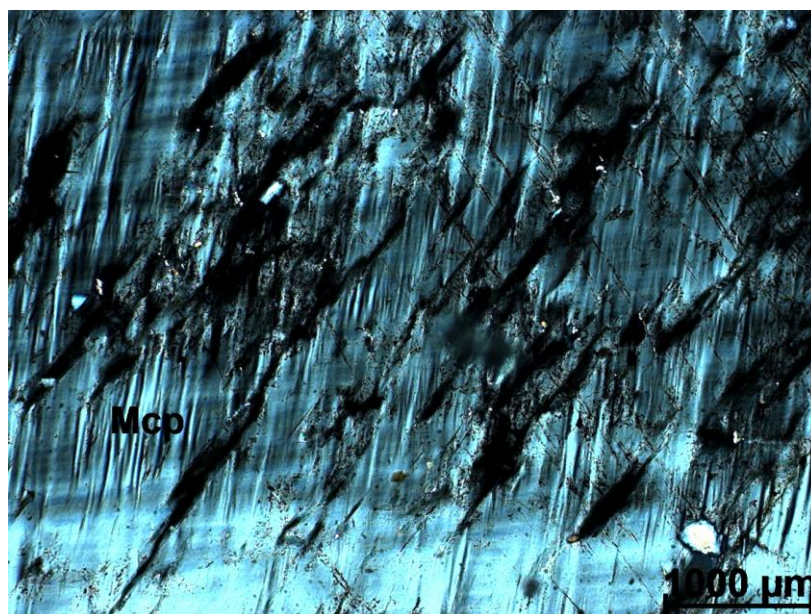


Рисунок 28 – Микроклин-пертит из биотитовых гранитов Ийсорского массива Николи скрещены. Увеличение 10х.

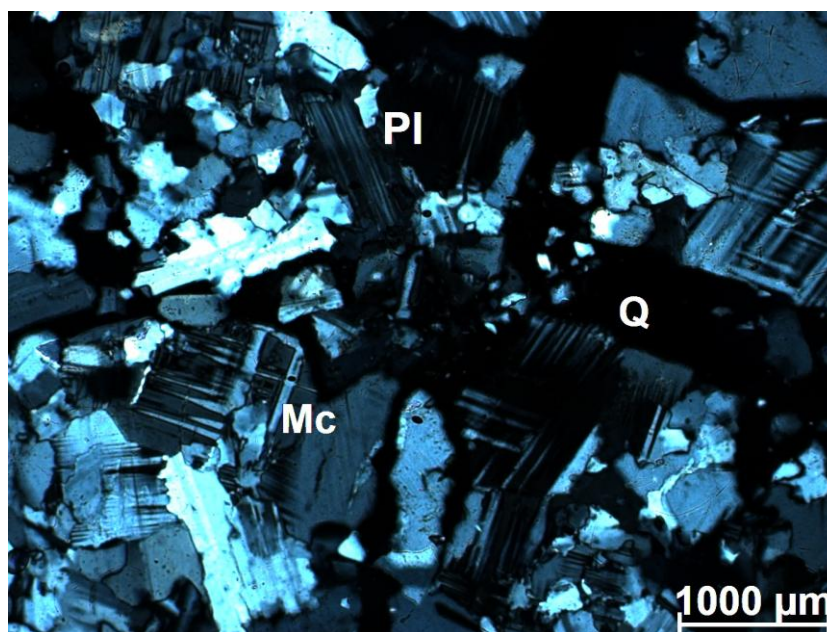


Рисунок 29 – Микроклин с четко выраженной двойниковой решеткой из метасоматических (фенитах) пород из Малого штока (б). Николи скрещены. Увеличение 10х.

Минерал из пегматитовых жил - розовато-серый или желтоватый до белого, образует участки крупноблокового сложения, постепенно сменяющиеся к гранитам более мелкозернистым микроклином, микроклин - часто содержит до 10 -12% пертитовых вростков альбита, вторичные изменения слабые (пелитизация). В тонких жилах,

залегających в кремнисто-слюдистых сланцах, микроклин. иногда имеет амазонитовую зеленоватую окраску (Север Большого штока).

Микроклин альбитизированных щелочных гранитов имеет весьма характерную форму зерен - чаще всего более или менее изометричную или овальную с округлыми краями. Большинство зерен имеет отчетливую микроклиновую решетку (рисунок 29). Цвет белый, в шлифах прозрачный чистый, совершенно не содержит пертитовых вростков альбита, чем существенно отличается от вышеописанных разновидностей. Отсутствие пертитовых вростков и вторичных изменений-результат метасоматического низкотемпературного образования, в условиях, когда невозможна взаимная растворимость микроклиновой и альбитовой молекул и последующий распад твердого раствора, как принято, объяснять возникновение пертитовых структур.

Интересно отметить ход процесса метасоматоза в биотитовых гранитах, когда первичный микроклин-пертит замещается метасоматическим микроклином, сначала замещаются зерна основной массы, а после - порфиновые выделения [5,6,8,13].

**4.1.3 Альбит  $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$**  - наиболее характерный минерал стадии метасоматоза, по форме выделений и времени образования, выделяются 4 разновидности альбита: альбит-биотитовых гранитов, альбит-пертитовых вростков микроклин-биотитовых гранитов, лейстовидный альбит щелочных альбитизированных гранитов и альбититов и зернистый (гранобластовый) альбит метасоматитов.

Альбит - биотитовых гранитов представлен удлиненными зернами с тонкой двойниковой строением, слегка пелитизирован, номер, определенный по симметричному угасанию, равен  $5-7^\circ$ , т.е. это альбит-олигоклаз. Содержание его в гранитах (биотитовых) до 10-20%.

Альбит пертитовых вростков образует неправильные прерывистые полосы, содержание пертитового альбита в микроклине порфировидных выделений (биотитового гранита) до 10-12%. Наблюдается слабая его пелитизация и серицитизация (рисунок 30).

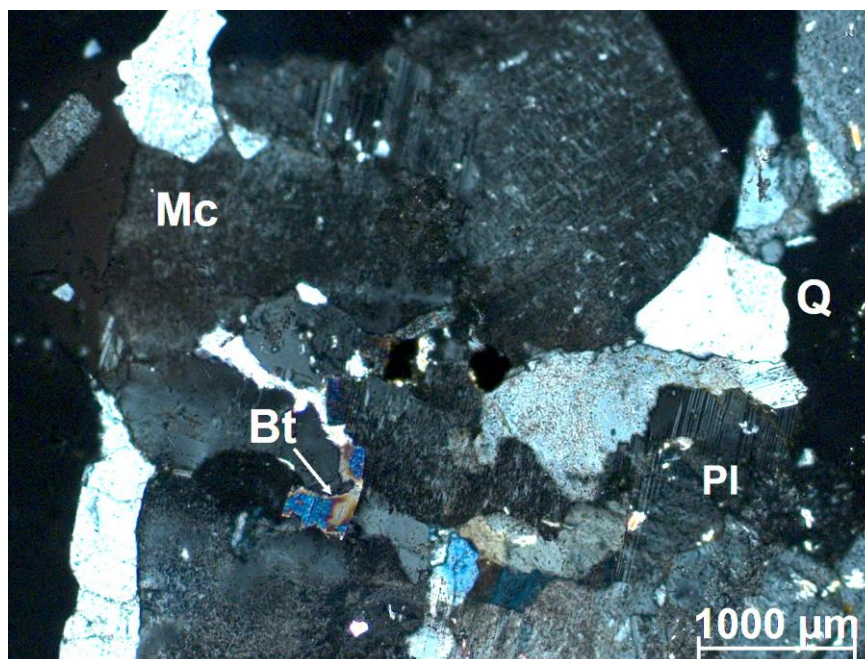


Рисунок 30 – Слегка пелитизированы и серицитизированы плагиоклаз из гранитного массива Ийсора. Николи скрещены.

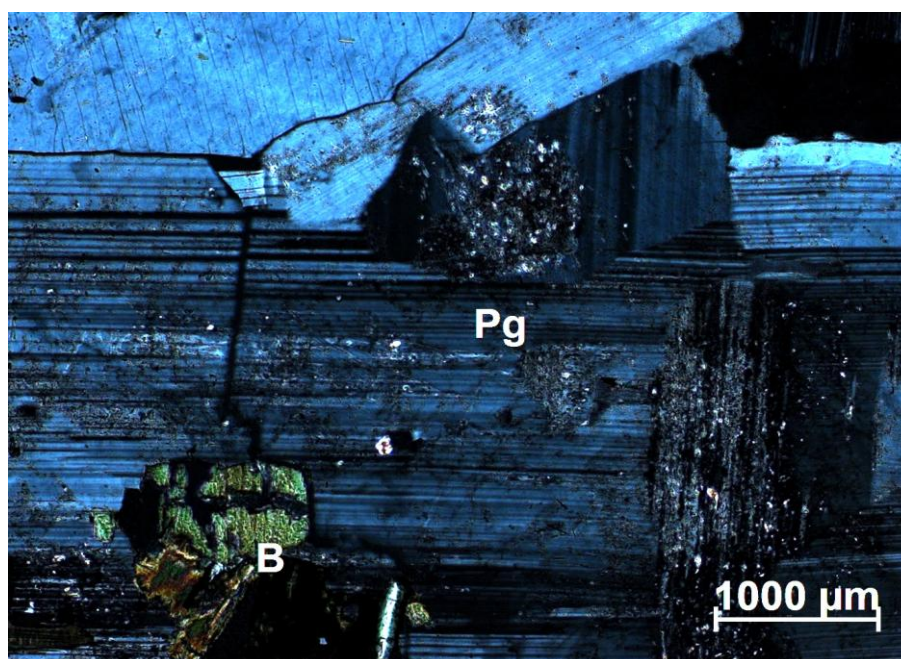


Рисунок 31 – Длинно призматическое зерно альбита с тонким полисинтетическим двойникованием. Николи скрещены, увеличение 10х.

Лейстовидный альбит - по времени образования более поздний, чем первые два и является наиболее распространенным на месторождении и главным минералом стадии щелочного метасоматоза. Форма зерен - тонкие лейсты с 2-4 двойниковыми полосками, размер их от десятых долей мм (в

длину), до 1-3 мм. Количество лейстового альбита колеблется от 10-20% до 50-90% (в альбититах) (рисунок 31).

Зернистый (гранобластовый) альбит характерен для метасоматически переработанных вмещающих пород, обычно – это равномерно или неравномернoзернистый агрегат более или менее изометричных или удлиненных зерен с неровными краями, полисинтетические двойники наблюдаются значительно реже.

Чаще всего альбититы развиваются вблизи пегматитовых жил или около шпир, метасоматически переработанных вмещающих пород, в эндоконтактных зонах. Лейсты альбита, обычно белые, в шлифах прозрачные. Показатели преломления:  $N_g$  - 1,540,  $N_p$  - 1,530, что соответствует альбиту № 5-6. Пересчеты химических анализов щелочных гранитов и альбититов, с учетом наличия флюорита, также свидетельствует о почти полном отсутствии кальция в алюмосиликатной части [5,6,13].

#### 4.1.4 Группа амфиболов

Минералы группы амфиболов широко развиты в щелочных массивах, в том числе в пегматитах. В большинстве случаев это щелочные низкокальциевые амфиболы (арфведсонит, рибекит), лишь изредка встречаются лейкиты и флюоролейкиты. Редкометальный аспект амфиболовой минерализации в высокощелочных пегматитах состоит в том, что эти минералы несут литий. Содержание  $Li_2O$  в щелочных амфиболах Верхнеэспинского месторождения достигает 1,0 мас.% [2,6]. Ранние амфиболы обычно образуют крупные черные или темно-зеленые призматические кристаллы. Поздние генерации представлены скоплениями волокнистых индивидов синего, светло-зеленого или голубого цвета, растающими в позднепегматитовые и гидротермальные минералы или же находящимися в полостях. В целом от поздних генераций к ранним уменьшаются содержания – Ti, Al, Ca и растут Li, K, Mn. Содержания Na в амфиболах агпаитовых комплексов и пегматитов устойчиво высоки. Что же касается соотношений Mg, Fe, Zn, F и Cl, то они не подчиняются каким-либо определенным эволюционным закономерностям: в амфиболах из различных объектов эти компоненты ведут себя по-разному [2,5,6,16]

**4.1.4.1 Арфведсонит  $NaNa_2(Fe^{2+}Mg)_4Fe^{3+}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$**  - является наиболее распространенным амфиболом в агпаитовых пегматитах практически всех изученных массивов (Верхнее Эспе, Ийсор). Минерал ранее детально не изучался. В данной работе химический состав и структурные характеристики арфведсонита уточнены с помощью электроннозондового микроанализа, ЯГР-спектроскопии (ядерная гамма-резонансная спектроскопия), пламенной фотометрии и рентгеноструктурного анализа. Форма выделений-призмы, сростки, звездчатые или лучистые агрегаты. (приложение 1- а). Плеохроизм от желто-зеленого до синего и

фиолетово-синего. В пегматоидных кварц-полевошпатовых телах наблюдаются наибольшие кристаллы арфведсонита, достигающие 10-15 см в длину. В зонах фенитизации арфведсонит развивается вместе с полевым шпатом. Образуются мелкозернистые арфведсонит-альбитовые породы. Кристаллы арфведсонита часто разорваны и залечены полевым шпатом, флюоритом и кварцем (прилож. 2 (а, б)). Арфведсонит месторождения, содержит литий и встречается часто совместно с литиевым биотитом, лепидолитом и полилитионитом (рисунки 32, 33).

Для изучения образцы арфведсонита были отобраны из центра Большого выхода и из зоны фенитизации вмещающих пород (1-ое рудное тело) [1]. Цвет арфведсонита черный с сизым оттенком. Блеск стеклянный. Твердость меньше 5. Хрупкий. Спайность, совершенная. Плотность минерала  $3,36 \text{ г/см}^3$  из фенитизированной породы и  $3,44 \text{ г/см}^3$  из центра Большого выхода. Показатели преломления в синем свете ( $\lambda=589 \text{ нм}$ ) варьируются в пределах:  $N_g$  1,690 – 1,698;  $N_p$  1,678 – 1,693. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал двусосный, положительный.

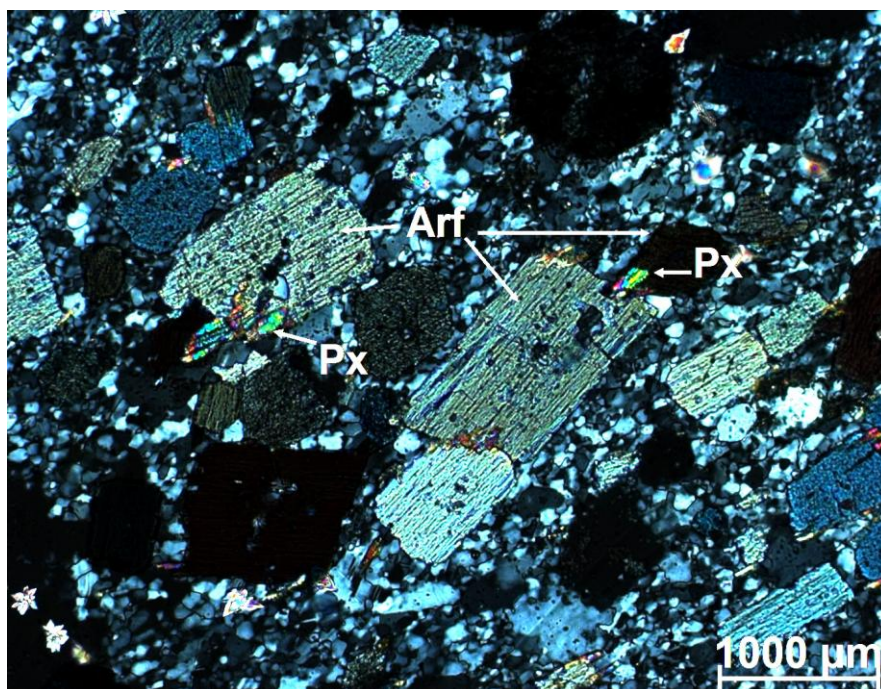
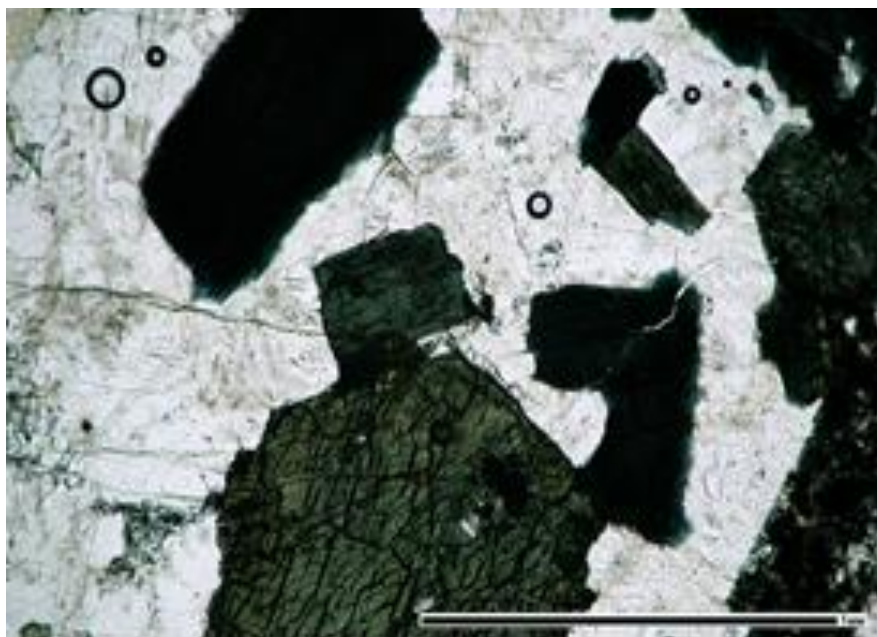


Рисунок 32 – Призматические кристаллы арфведсонита из фенитизированных пород, видна хорошо выраженная спайность в одном направлении в призматических зернах. Николи скрещены. Увеличение 10х



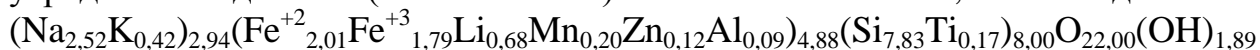
(а)

(б)

Рисунок 33 – Призматические кристаллы арфведсонита из фенитизированных пород, видна хорошо выраженная спайность в двух направлениях в шестиугольном зерне арфведсонита (центр внизу). Никели параллельны. Увеличение 10х.

Химический состав арфведсонита из центра Большого выхода, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа: Na<sub>2</sub>O 8,31, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,49, SiO<sub>2</sub>-50,02, K<sub>2</sub>O 2,08, TiO<sub>2</sub> 1,47, MnO 1,52, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 32,20, ZnO 1,08. Σ 97.17 % (рисунки 34, 35). Анализы проводили на электроннозондовом микроанализаторе Superprobe 733 с использованием энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 25 нА, диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na), MgO (Mg); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al); SiO<sub>2</sub> (Si); адуляр (K); CaF<sub>2</sub> (F); CaSiO<sub>3</sub> (Ca); TiO<sub>2</sub> (Ti); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·MnO (Fe, Mn).

Кристаллохимическая формула арфведсонита, рассчитанная по усредненным данным (по 7 анализам) на основе ΣSi+Ti = 8, имеет вид:



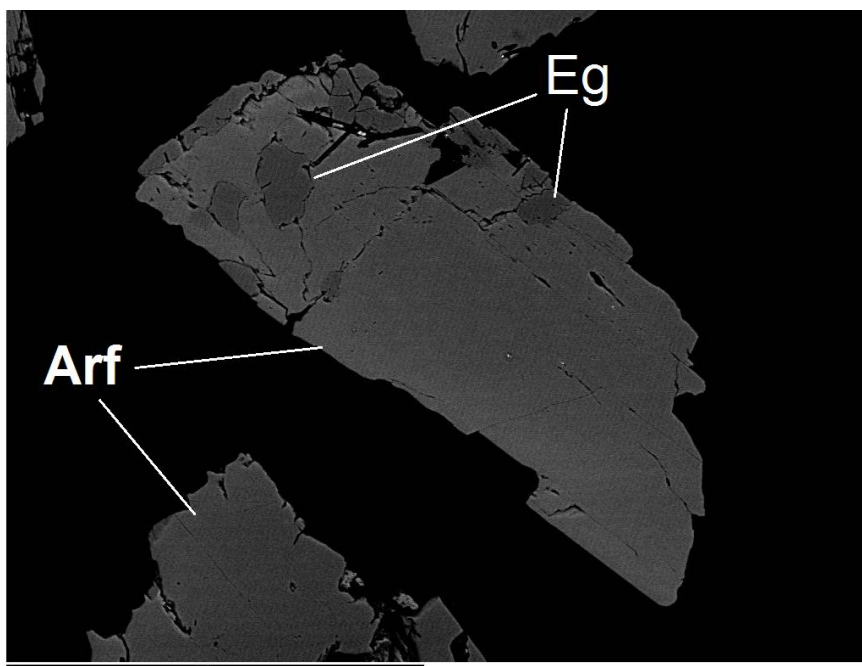


Рисунок 34 - Арфведсонит (серое) с включениями эгирина (тёмно-серое) из центра Большого выхода. ВЕI – control.

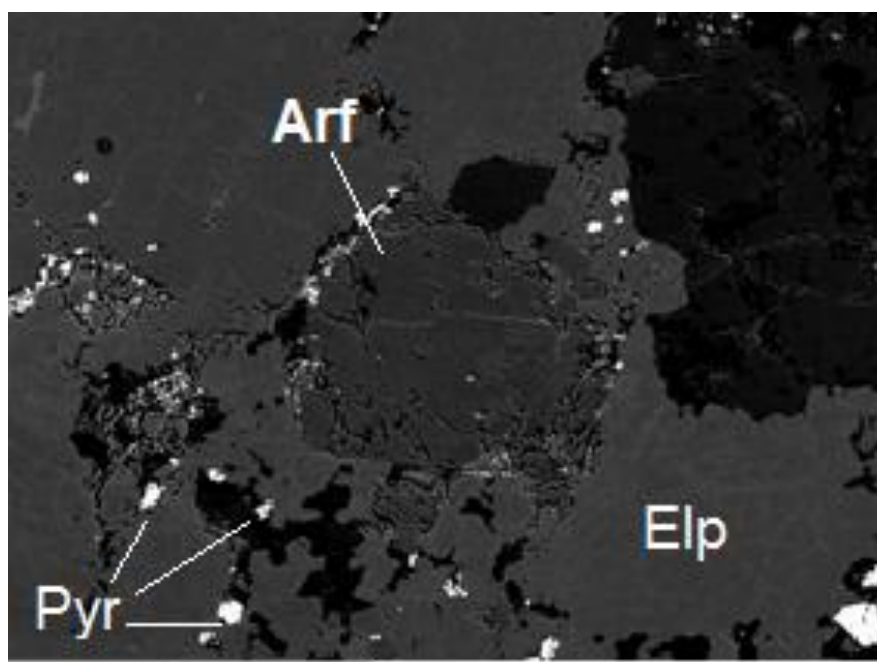
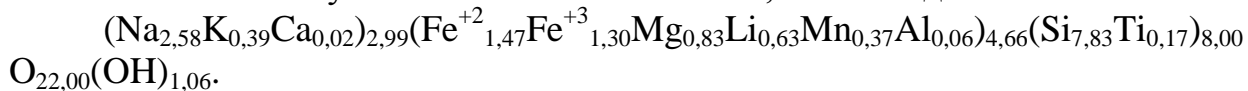


Рисунок 35 - Фенитизированная порода, в центре зерно арфведсонита (серое), основная фаза – эльпидит с прожилками (светло-серое), КПШ (черное), микровключения плюмбопирохлора (белое) из Малого выхода. ВЕI – control.

В составе арфведсонита из фенитизированных пород обнаружен магний, кальций, т.е. элементы, заимствованные из вмещающих пород.

Химический состав арфведсонита из фенитизированной породы из Малого штока, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа: Na<sub>2</sub>O 8,91, MgO 3,74, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,36, SiO<sub>2</sub>-52,53, K<sub>2</sub>O 2,08, CaO 0,11, TiO<sub>2</sub> 1,48, MnO 2,42, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 24,73. Σ 96,34%. Кристаллохимическая формула арфведсонита, рассчитанная по усредненным данным (по 3 анализам) на основе ΣSi+Ti = 8 с учетом валентности железа, имеет вид:



Оба образца арфведсонита были проверены на содержание лития. Литий определяли методом пламенной фотометрии по линии 670,8 мкм в пламени ацетилена с использованием фотоумножителя ФЭУ-19. Содержание для двух образцов составляет 0,50 %. Для определения валентного состояния железа был отобран образец арфведсонита из центра Большого выхода. Мессбауэровский спектр арфведсонита был получен на спектрометре СМ 2201 (рисунок 36, таблица 2). По данным ЯГР-спектроскопии, с учетом которых рассчитывалась кристаллохимическая формула, в составе арфведсонита 53,00 % двухвалентное железо; 47,00 % - трехвалентное.

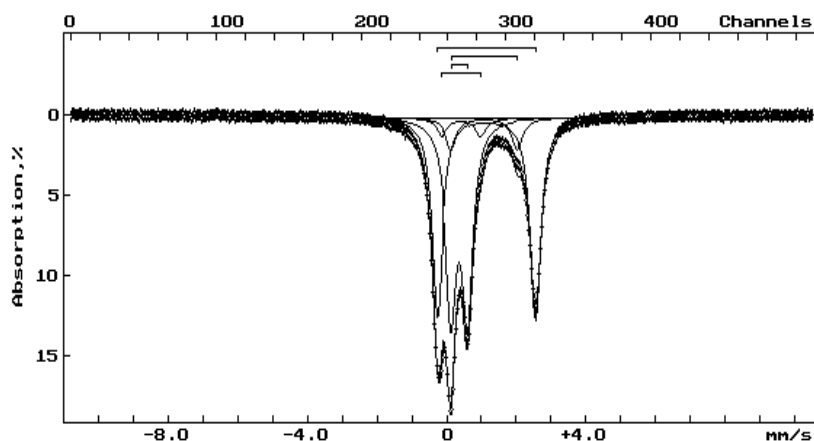


Рисунок 36 - Мессбауэровский спектр образца арфведсонита из центра Большого выхода (аналитик А.Р. Бродский)

Таблица 2 - Параметры и относительное содержание различных форм железа.

Fe <sup>+2</sup> <sub>1</sub>			Fe <sup>+2</sup> <sub>2</sub>			Fe <sup>+3</sup> <sub>1</sub>			Fe <sup>+3</sup> <sub>2</sub>		
ЭКСПЕРИМЕНТ											
IS, (мм/с)	QS, (мм/с)	S, (%)	IS, (мм/с)	QS, (мм/с)	S, (%)	IS, (мм/с)	QS, (мм/с)	S, (%)	IS, (мм/с)	QS, (мм/с)	S, (%)
1,15	2,85	45	1,09	1,93	8	0,39	0,48	43	0,46	1,14	4

Примечание - IS – изомерный сдвиг; QS квадрупольное расщепление; S – относительное содержание.

**Рентгеновские порошкограммы** отобранных образцов арфведсонита из центра Большого выхода и из фенитизированной породы получены на дифрактометре ДРОН-2,0 на CuKα-излучении. Условия съемки



дифрактограмм: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 имп; постоянная времени 2 с; съемка  $\theta$ -2 $\theta$ ; скорость перемещения детектора 2 град/мин.

Арфведсонит из центра Большого выхода, пространственная группа  $C2/m$ , параметры элементарной ячейки:  $a$  9,828(2) Å;  $b$  17,991(5) Å;  $c$  5,312(3) Å;  $\beta$  103,85(2);  $V$  911,8(9) Å<sup>3</sup>. Арфведсонит из фенитизированной породы, пространственная группа  $C2/m$ . Параметры элементарной ячейки:  $a$  9,807(7) Å;  $b$  17,89(1) Å;  $c$  5,300(5) Å;  $\beta$  103,97(6);  $V$  902(2) Å<sup>3</sup>.  $a$  9.8927(3),  $b$  17.9257(6),  $c = 5.2969(2)$  Å,  $\beta = 103.990(1)^\circ$ ,  $V = 905.7(1)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 2$ . Сильные десять рентгеновских рефлексов в дифрактограмме [ $d$ , Å ( $I$ ) ( $hkl$ )]: (таблица, Приложения 2)

**4.1.4.2 Рибекит** – основной типоморфный минерал щелочных альбитизированных гранитов, пегматитов и метасоматически измененных вмещающих пород. Содержание его в щелочных гранитах составляет 1-5 % и в отдельных обогащенных линзах и полосах до 30%, в пегматоидных жилах до 10%, в метасоматитах от 0 и до 50%. В щелочных гранитах и альбититах рибекит образует удлиненные, призматические зерна размером до 2x15 мм.

В метасоматитах рибекит образует или длиннопризматические, хорошо ограненные кристаллы или "лапчатые" (приложение -3) зерна, размеры которых от сотых долей до 3 x 30 мм. В пегматитах рибекит образует наиболее крупные призматические кристаллы, ориентированные чаще всего поперек жилы. Размер их до 30 x150 мм и более. Подобное явление, возможно, свидетельствует о наличии перерывов или сравнительно резких смен условий в процессе минералообразования.

Призмы рибекита в пегматитах и реже в гранитах часто деформированы и разорваны поперечными трещинами, залеченными кварцем.

В прозрачных шлифах рибекит имеет густую окраску с плеохроизмом от светло синего до темно синего (почти черного), угасание близкое к прямому (5-6°). Показатели преломления  $N_g = 1,695$ ,  $N_p = 1,685$ ,  $N_g - N_p = 0,010$ . Удельный вес рибекитов колеблется от 3,18 и 3,28 из альбитизированных гранитов и альбитов (до 3,40 из пегматоидных жил). Ниже, в таблице №3 приведены химические анализы 3-х образцов Верхнеэспинских рибекитов и один псевдоморфозы по рибекиту. Один из образцов (195) относится к рибекиту из альбититового тела, обогащенного цирконием, редкими землями и ниобием из центральной части Большого штока, другие к рибекитам из пегматоидных тел Малого или Большого штоков.

Таблица 3 - Химический состав (мас.%) Верхнеэспинских рибекитов

Компоненты	Образец 195		Образец 126		Обр. 127	Псевдомор. по рибекиту
	вес. %	атомные кол. 1000	вес. %	атомные кол 1000	вес. %	вес. %
SiO <sub>2</sub>	48,57	8087	50,44	8400	49,93	59,70
TiO <sub>2</sub>	Сл.		1,45	180	0,94	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,35	853	2,80	-	0,9	2,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,46	2312	21,38	26,70	15,05	31,43
FeO	15,79	2197	13,78	19,20	17,71	1,74
MnO	н.о.		н.о.		1,04	0,16
MgO	сл.		-		0,64	н.о.
CaO	н.о.		н.о.		0,55	0,89
Li <sub>2</sub> O	1,1	736	1,08	720	-	н.о.
Na <sub>2</sub> O	6,60	2108	6,80	2200	9,40	0,05
K <sub>2</sub> O	2,20	467	1,65	350	0,97	0,18
П.п.п.	0,29	171	-	-	-	0,39
F	2,34	1232	1,76	930	1,76	-
SnO <sub>2</sub>			0,009			
Сумма 1	99,70	18158	101,14		98,89	99,38
O=F <sub>2</sub>	0,98		0,74			
Сумма 2	98,72		100,40			

Анализы образцов 195, 126 и псевдоморфозы по рибекиту выполнены г.А.Хан, КазИМС, 1962г. Анализ образца 127В позаимствован из работы Д.С.Коржинского /1927г./ [ 14].

Для рибекитов Верхнеэспинского месторождения весьма характерно постоянное наличие в них лития, цинка, олова с содержаниями достигающими 0,03-1,0; 0,5 и 0,05% соответственно, присутствие в некоторых пробах циркония, иттрия, иттербия, свинца, обязано, по-видимому, наличию неотделимых примесей циркона, гагаринита и других минералов. Как видно из приведенных данных, рибекиты Верхнеэспинского месторождения относятся к литий и фторсодержащим разностям и в этом отношении они очень сходны с рибекитами из одного массива альбитизированных сиенитов и гранитов с редкометальной минерализацией в Сибири /63/ [15 ].

Дополнительным подтверждением постоянного наличия лития в Верхнеэспинских рибекитах являются спектральные полуколичественные анализы, постоянно отмечающие литий, как в щелочных гранитах, так и особенно в метасоматических породах экзоконтактов. В щелочных гранитах при этом литий присутствует в количествах от 0,01 до 0,05 и редко до 0.1%. Ориентировочные подсчеты показывают, что количества лития в гранитах, отмеченные выше, вполне удовлетворительно объясняются наличием его в рибеките (от 0,5 до

1,0%) при содержании последнего в среднем от 1 до 5%. Содержание собственно литиевых минералов (лепидолит - полилитионит) очень мало. В метасоматических породах литий присутствует кроме этого в литиевых биотитах и лепидолите – полилитионите, астрофиллите.

**4.1.4.3 Флюоролейкит**  $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$  - новый минерал группы амфиболов, открытый на месторождение Верхнее Эспе [16]. При изучении силикатов из месторождения Верхнее Эспе, как методами оптической микроскопии, так и комплексом высокочувствительных физических методов была выявлена устойчивая фаза флюоролейкита.

Кристаллы встречается длиной до 3мм, а также в виде включений в камараите. Цвет минерала черный с очень бледно-серой бесцветной чертой. Флюоролейкит хрупкий, твердость по шкале Мооса - 6, излом неровный. Расчетная плотность  $3.245 \text{ г/см}^3$ . Двуосный, отрицательный, показатели преломления:  $n_p = 1.663 (2)$ ,  $n_m = 1.673 (2)$ ,  $n_g = 1.680 (2)$ ;  $2V(\text{изм.}) = 80.9 (6)^\circ$ .

Флюоролейкит моноклинный, пространственная группа  $C2/m$ ,  $a$  9.8927(3),  $b$  17.9257(6),  $c$  = 5.2969(2) Å,  $\beta = 103.990(1)^\circ$ ,  $V = 905.7(1) \text{ Å}^3$ ,  $Z = 2$ . Сильные десять рентгеновских рефлексов в дифрактограмме [ $d$  в Å ( $hkl$ ): 2.718 (100) (151), 8.434 (40) (110), 4.464 (30) (021), 3.405 (30) (131), 3.137 (20) (310), 2.541 (20) (-202), 2.166 (20) (261), 2.325 (15) (-351), 2.275 (15) (-312) и 2.806 (10) (330)]. Химический состав, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа и при уточнении кристаллической структуры:  $\text{SiO}_2$ -53.34,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.62,  $\text{TiO}_2$  1.27,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0.05,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  15.10,  $\text{FeO}$  6.00,  $\text{MnO}$  2.04,  $\text{ZnO}$  0.18,  $\text{MgO}$  6.40,  $\text{CaO}$  0.13,  $\text{Na}_2\text{O}$  9.08,  $\text{K}_2\text{O}$  1.98,  $\text{Li}_2\text{O}$  1.10,  $\text{F}$  3.33,  $\text{H}_2\text{O}_{\text{выч.}}$  0.16, сумма 99.39 % веса. Формула, вычисленная на основе 23 атомов  $(\text{Na}_{0.64}\text{K}_{0.38})(\text{Na}_{1.98}\text{Ca}_{0.02})(\text{Li}_{0.66}\text{Mg}_{1.42}\text{Fe}^{2+}_{0.75}\text{Mn}_{2+0.26}\text{Zn}_{0.02}\text{Fe}^{3+}_{1.69}\text{V}^{3+}_{0.01}\text{Ti}^{4+}_{0.14}\text{Al}_{0.03})(\text{Si}_{7.93}\text{Al}_{0.07})\text{O}_{22}(\text{F}_{1.57}\text{OH}_{0.16})$ .

Граниты и их вмещающие породы были сильно переработаны постмагматическими растворами и растворами вмещающих пород, что привело к интенсивной перекристаллизации, обогащению фтором, литием и редкими элементами и замещению первичных биотитовых и натрокальциевых амфиболов литийсодержащим рибекитом, эгирином, астрофиллитом и другими натриевыми минералами, включая флюоролейкит.

**4.1.4.4 Эгирин** –  $\text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$  распространенный цветной минерал, встречающийся, однако реже, чем щелочные роговые обманки, форма выделений-шестигранные, слегка уплощенные призмы и тонкие иголки, с характерной, почти прямоугольной сеткой спайных трещин. Кристаллы эгирина часто образуют звездчатые сростки. Зерна эгирина, обычно бывают наполненными включениями микролина, альбита, кварца и других минералов (рисунок 36). По отношению к рибекиту эгирин то более ранний, то одновременный, то явно более поздний. В одних случаях эгирин замещается, в других-сам замещает рибекит по краям или по трещинам.

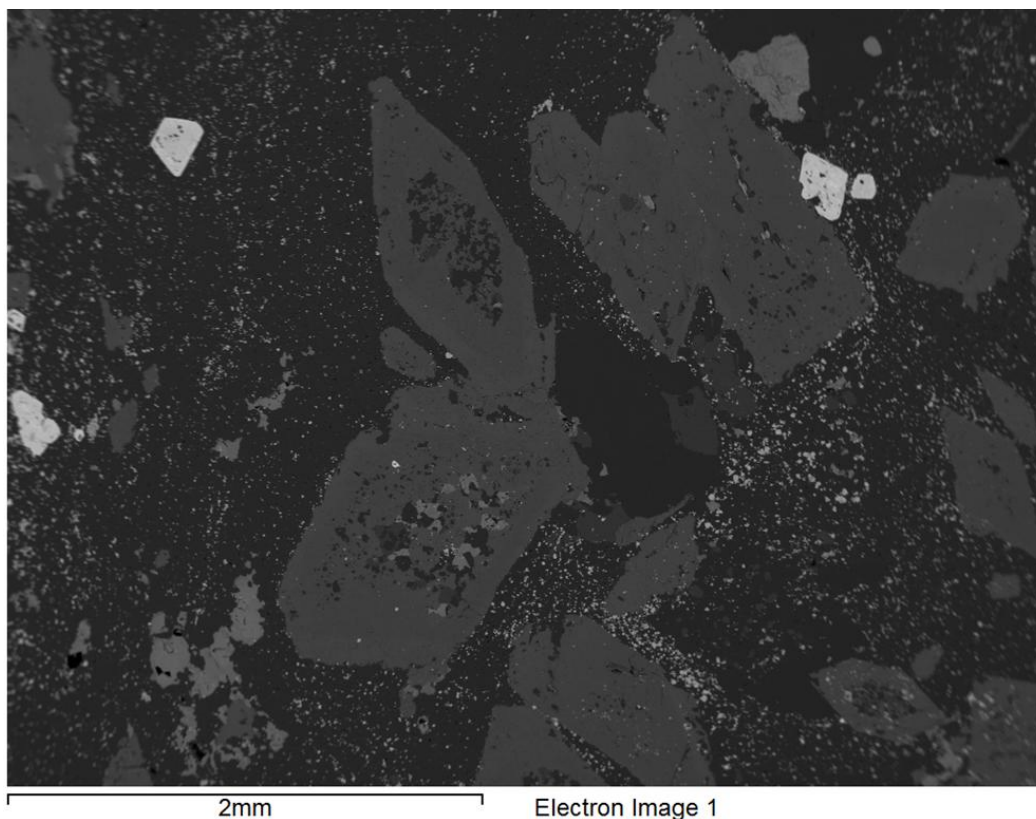


Рисунок 36 – Кристаллы эгирина и рибекита во вмещающих породах, северо-восточный часть Малого выхода. Тяжелая фаза (белое) кристаллы пирохлора. ВЕI

Более ранняя генерация эгирина представлена призматическими кристалликами в щелочных альбитизированных гранитах, альбититах и метасоматитах. Поздняя генерация представлена тонкоигольчатым эгирином, развивающимся по трещинкам, в том числе и в альбититах. Цвет светло-зеленый, магнитность несколько ниже, чем у рибекита. Сплавляется в пламени спиртовки в черный пористый шлак. В шлифах от бесцветного до бледно окрашенного желтовато-зеленоватого. Угасание близкое к прямому. Показатели преломления:  $N_p =$  от 1,730 до 1,762. Удлинение положительное. Химический анализ образца эгирина из альбитизированных щелочных гранитов, приведенный ниже в таблице 4 свидетельствует о близости его состава к расчетному составу эгирина.

Химический состав включений эгирина в минерале-хозяине арфведсоните из центра Большого выхода представлен в таблице 4.

Таблица 4 - Химический состав (мас. %) эгирина

№ анализа	Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ
1	13,55	0,45	50,87	1,01	0,33	33,11	99,32

2	13,52	0,32	50,95	1,09	0,17	32,66	98,70
3	13,45	0,39	51,09	1,21	0,22	32,83	99,20
4	13,40	0,36	50,47	0,83	0,00	32,81	97,87
5	13,53	0,26	50,15	0,84	0,09	33,26	98,12
6	13,19	0,17	50,41	0,72	0,00	34,35	98,84
7	13,08	0,45	50,85	1,25	0,23	32,23	98,10
Среднее	13,39	0,34	50,68	0,99	0,15	33,04	98,59

Кристаллохимическая формула эгирина, рассчитанная по усредненным данным (7 анализов), имеет вид:  $\text{Na}_{1,01}(\text{Fe}_{0,97}\text{Al}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_{1,00}(\text{Si}_{1,97}\text{Ti}_{0,03})_{2,00}\text{O}_{6,00}$ .

Спектральные анализы свидетельствуют о некоторых вариациях состава, в частности можно различать - железистые и железомagneзиальные разности, что, по-видимому, обязано влиянию состава вмещающих (или исходных) пород. Характерно почти постоянное присутствие в эгиринах - олова /от 0,03-0,1 до 0,3/, цинка и циркония /от 0,03-0,1/.

## 4.2. Главные рудообразующие минералы

4.2.1 Гагаринит  $\text{NaCa}(\text{Y,REE})\text{F}_6$ . Сложный фторид редких земель, кальция и натрия. Обнаружен А.В.Степановым в 1958 г. [37] и был условно назван накалифитом по составу, согласно имевшимся в то время первым анализам. В 1961 г. после уточнения химического состава минерал получил свое окончательное название в честь первого летчика-космонавта Ю.С.Гагарина. Спустя многих лет гагаринит был доисследован нами в секторе минералогии Института геологических наук им. К. И. Сатпаева и в отделе минералогии Музея естественной истории г. Лондон, под руководством Г.К. Бекеновой и А.В. Долгополовой.

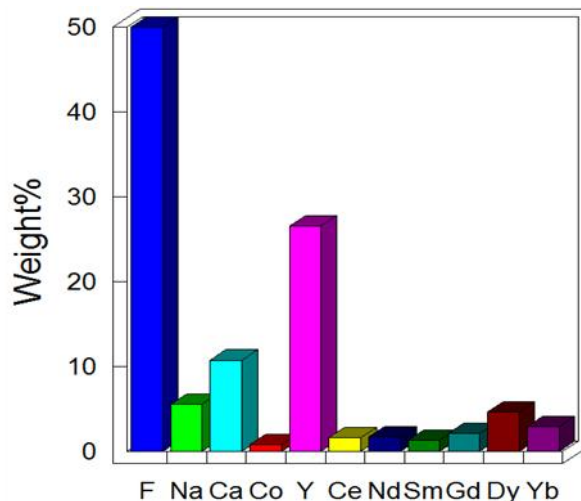
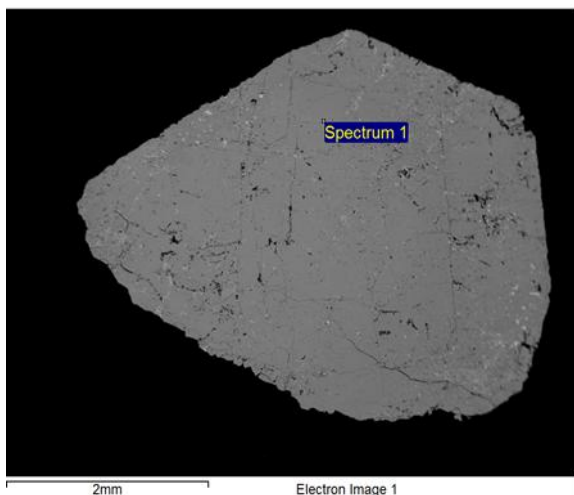
Гагаринит, один из распространенных на месторождении минералов редких земель, концентрирует в себе заметную долю иттрия и редкоземельных элементов (РЗЭ). Минерал встречается в пегматоидных телах, в сильно катаклазированных кварцевых жилах, блоковом пегматоидном кварце (рисунок 37) и сопровождающих его альбититах, в метасоматических породах экзоконтакта в шлирах и полосах гранитов, обогащенных рибекитом, эгирином, эльпидитом и, даже в «обычных» альбитизированных гранитах, вблизи пегматитовых жил. В альбититах он чаще ксеноморфен, но изредка встречаются мелкие призмочки. В метасоматитах обычно ксеноморфен. В пегматоидном блоковом кварце гагаринит обычно распределяется вдоль трещинных зон. Несмотря на идиоморфизм его выделений в блоковом кварце очень редки формы с правильно ограненными головками. Обычно это клиновидные или футлярообразные призмы, иногда с кварцевыми сердечниками.

Сравнительно хорошо образованные шестигранные призмы с тупыми бипирамидами на концах встречены пока лишь в блоковом микроклине [ ].



Рисунок 37 - Светло-желтоватые удлиненно-призматические кристаллы гагаринита в кварце. Большой выход.

Кристаллы гагаринита, также как и всех других минералов месторождения, обычно сильно деформированы или разорваны поперечными трещинами и залечены редкоземельными минералами. По трещинкам очень часто развиваются минералы: бастнезит, монацит, ксенотим, фергусонит, иттрофлюорит, флюорит, циркон (рисунок 38) (приложение III) и др.



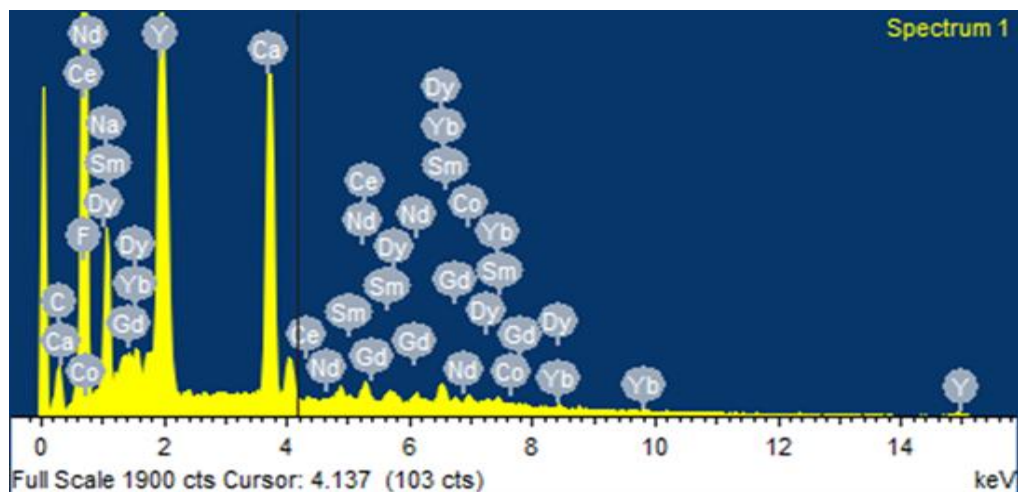


Рисунок 38 – Кристалл гагаринита с поперечными трещинами, содержащего редкоземельные элементы в кварц-микроклиновых тел, Большого выхода. ВЕИ

Бастнезит-(Ce) в гагарините часто образует сравнительно крупные зерна и мелких округлых зерен (рисунок 39). В гагарините кроме бастнезит (Ce) часто наблюдается иттриевый бастнезит. Бастнезит (Y) образует неравномерную вкрапленность мелких агрегатов (рисунок 40).

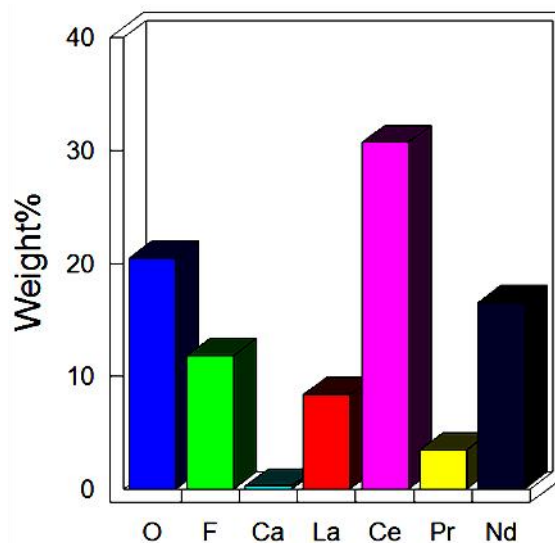
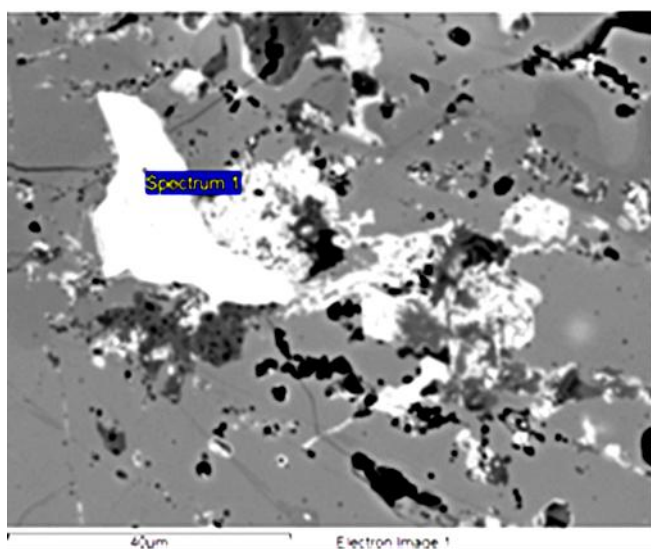


Рисунок 39 – В гагарините (серое) кристаллы бастнезита-(Ce) (белое), агрегаты флюорита (темно-серое) и иттрофлюорита (светло-серое), содержание РЗЭ в вес %. ВЕИ-сompо.

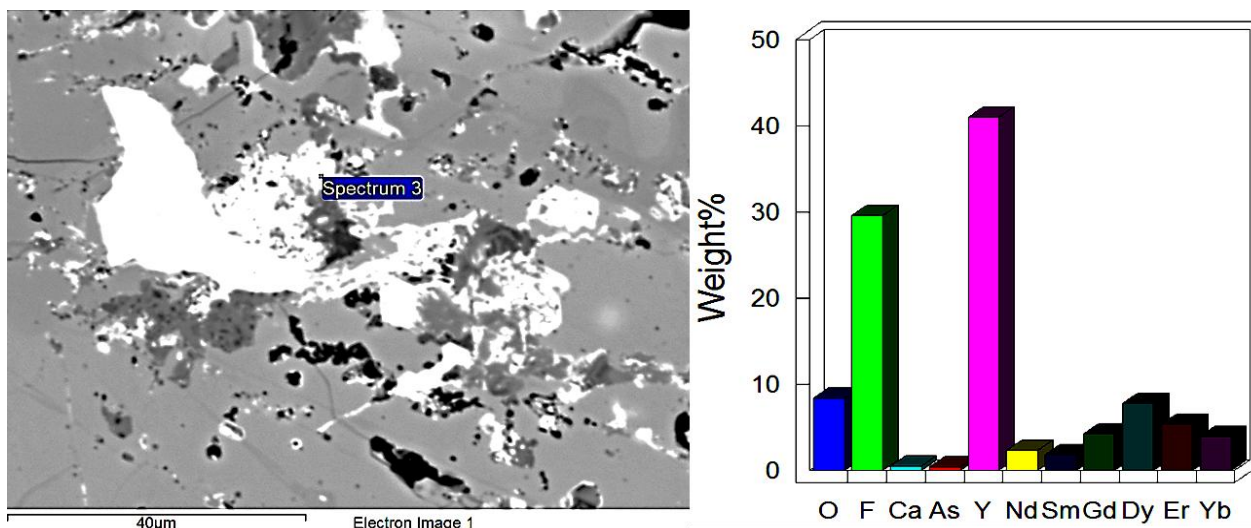


Рисунок 40 – В гагарините (серое) агрегаты бастнезита (Y) (светло-серое), кристаллы бастнезита-(Ce) (белое) и иттрофлюорита (темно-серое), содержание РЗЭ в вес %. ВЕИ -сmpo.

Цвет гагаринита белый со слабым розоватым оттенком, однако, за счет многочисленных тонких включений бастнезита, синхизита (иттросинхизита) и тончайших пленочных налетов гидроксидов и оксидов железа по трещинкам нередко – желтоватый, буровато-желтый. Прозрачен. В случае наличия примесей мутноватый, полупрозрачный или непрозрачный. Блеск стеклянный, слегка матовый. Спайность средняя до несовершенной по шестигранной призме. Хрупок. Черта белая. Твердость 4 – 4,5 по шкале Мооса. Гагаринит нерадиоактивен или очень слабо радиоактивен в случае загрязнения. В ультрафиолетовых и катодных лучах не светится.

При нагревании в муфеле сначала (до температуры 800°C) образец минерала спекается без заметного разложения и изменения формы, затем выше температуры 1050° происходит быстрое спекание с выделением газов и вспучиванием с образованием пористой шлакообразной массы розоватого или буроватого цвета. Полного расплавления не происходит [5].

В концентрированной серной кислоте разлагается при нагревании, при этом выделяются уменьшающиеся в размере пузырьки газа. Слабо растворим в воде, благодаря чему поверхностные выходы его обычно сопровождаются лунками и пустотами. Крупные штуфы чистого гагаринита имеют бугорчатую поверхность, напоминающую поверхность каменной соли. В связи с растворимостью плохо сохраняется в шлихах.

В шлифах минерал прозрачный, бесцветный или слегка мутновато-желтый в случае вторичных изменений. Одноосный положительный, но изредка аномально двуосный (2V от 0 до 20°), по-видимому, за счет механических напряжений, возникающих при деформациях.



Показатели преломления для разных образцов варьируют в следующих пределах:  $N_e$  от 1,492 до 1,501;  $N_o$  от 1,472 до 1,474. Двупреломление от 0,020 до 0,027, а для тувинского образца гагаринита – 0,015 [5].

Плотность минерала для различных образцов колеблется от 4,420 до 4,452 г/см<sup>3</sup>.

Термограмма гагаринита имеет один резко выраженный эндоэффект с минимумом при температуре 720-750°C, обусловленный перестройкой кристаллической решетки из гексагональной в кубическую, аналогичную флюориту. Образцы минерала, содержащие неотделимую примесь бастнезита или иттросинхизита, дают на термограммах дополнительный эндоэффект (при температуре 450 °C) соответствующий разложению карбонатов.

Дебаеграмма гагаринита имеет следующие наиболее интенсивные линии [ $d$  ( $D$ ) в Å]: 1,709 (10); 1,229 (10); 2,085 (9); 1,726 (9); 0,9967 (8); 2,98 (7); 1,012 (7). Параметры элементарной ячейки:  $a$  5,99(2) Å;  $c$  3,53(2) Å. Минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии. Пространственная группа  $R\bar{6}_3/m$  [1-4]. Кристаллическая структура гагаринита была расшифрована и уточнена в работах [7].

В гипергенных условиях гагаринит сравнительно легко выщелачивается или замещается тонкозернистым агрегатом карбонатов: бастнезита-(Ce), тенгерита, синхизита, кайнозита, а также иттрофлюоритом, опалом и глинистым материалом. Иногда в таких продуктах присутствует стронций до 1,0%, бериллий до 1,0%.

Для изучения химического состава были отобраны образцы из разных мест месторождения, положение которых в соответствующих им метасоматических колонках, в настоящее время, трудно оценить.

Ксеноморфные зерна гагаринита (обр. №195) были встречены в альбитизированной породе с обильной вкрапленностью циркона, пироклора и др. минералов в эндоконтактной зоне вблизи центра большого выхода (рисунок 41).

Пальцевидные кристаллы (обр. №61a) диаметром до 3 см отобраны в кварце в центральной части крупного пегматоидного тела из большого выхода.

В 8 рудном теле на северо-востоке того же выхода непосредственно в экзоконтактной зоне гагаринит (обр. 116/61) находится в виде крупных блоков размером до 10 см с обильной вкрапленностью замещающих минералов: бастнезита, паризита, монацита, синхизита и реже рентгенита.

*Химический состав* образцов гагаринита и присутствующих в них микровключений был изучен методом электроннозондового микроанализа на микроанализаторе JСХА 733 с применением энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе 25 нА, сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) зонде. В качестве образцов сравнения использованы: альбит (Na), SiO<sub>2</sub> (Si); адуляр (K); CaSiO<sub>3</sub> (Ca);  $x(PO_4)$  ( $x$  - PЗЭ) [8].

В связи с возможной частичной переменной валентности иттрия и РЗЭ для оценки количественного содержания элементов в минерале наглядно оперировать атомными количествами или формульными коэффициентами (ФК). В химическом составе гагаринита (таблица 5) рассчитанные ФК иттрия всегда больше суммы ФК редких земель. Приближение к равенству ФК указанных элементов зафиксировано лишь в образце №195 из альбитизированной породы; соотношение ФК 1:2 отмечено для образца из 8 рудного тела и 1:3 – из пегматоидной жилы. Аномально высокое содержание иттрия наблюдается в образце из минеральной «каши». Сумма ФК иттрия и РЗЭ приближается к 1,5; т.е. к сумме ФК натрия и кальция. Технологам, ранее изучавшим систему Na – Ca – Y, известно существование составов, в которых иттрий присутствует в избыточном количестве по сравнению с натрием и кальцием, вероятно, в двухвалентном состоянии.

В составе минерала постоянно присутствуют преимущественно четные редкоземельные элементы: церий, неодим, самарий, гадолиний, диспрозий, эрбий и иттербий; из нечетных же чаще встречаются празеодим, тербий и гольмий, а лантан, европий, тулий и лютеций – спорадически в минерале из разных мест месторождения.

В составе гагаринита зафиксированы кислород и кремний, что объяснимо постоянно присутствующими микроскопическими кварцевыми просечками по трещинкам катаклаза. Изредка в химическом составе отмечается только кислород, который, возможно, замещает фтор в виде гидроксидной группы.

Таблица 5 - Химический состав (мас %) и формульные коэффициенты образцов гагаринита из Верхнеэспинского месторождения и точки минерализации Заилийского Алатау

Место выя-я Элемент	Обр. №195 из альбитизированной породы с обильной вкрапленностью циркона, пирохлора и др.									Обр. №61а из пегматита						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>Y</b>	<b>18,21</b>	<b>17,34</b>	<b>17,92</b>	<b>16,92</b>	<b>17,10</b>	<b>19,26</b>	<b>19,72</b>	<b>19,80</b>	<b>19,93</b>	<b>27,55</b>	<b>30,27</b>	<b>29,53</b>	<b>30,33</b>	<b>28,69</b>	<b>27,67</b>	<b>25,54</b>
La	1,43	2,06	1,92	2,20	2,39	1,9	1,53	1,83	2,13							
Ce	6,03	6,68	6,69	6,70	6,90	5,13	5,38	4,91	5,18	1,98				1,32	1,26	2,22
Pr	0,74	0,84	1,24	0,87	0,77											
Nd	4,41	4,51	4,66	4,55	4,24	2,88	3,11	3,27	2,49	1,60		1,22		1,64	1,84	1,86
Pm																
Sm	2,15	2,04	2,55	2,14	2,02	2,16	1,46	1,15	1,22		1,38	1,29	1,27	1,10	1,37	1,15
Eu			0,52													
Gd	2,72	2,70	2,86	2,84	2,80	2,31	2,12	2,15	2,07	2,25	2,04	2,39	2,32	1,80	2,02	1,44
Tb	0,70		0,87							1,76						
Dy	3,27	3,30	3,27	3,25	3,24	3,44	3,56	3,02	3,40	3,72	4,14	4,29	4,24	3,56	3,65	4,30
Ho			0,27											1,49	0,91	0,64
Er	1,73	1,63	1,53	1,39	1,46	1,93	2,25	2,01	2,00		2,93	2,92	2,38	2,13	1,94	1,92
Yb		0,83		1,02	0,78	1,42	1,25	1,62	1,50		2,23	1,88	1,89	1,82	2,02	1,38
Si																
Ca	10,97	11,44	10,85	10,93	11,31	11,89	12,32	12,35	12,28	11,20	12,43	13,35	12,82	11,09	11,22	12,03
Na	<b>6,16</b>	<b>5,78</b>	<b>4,51</b>	<b>6,50</b>	<b>4,80</b>	<b>7,14</b>	<b>7,10</b>	<b>7,29</b>	<b>7,43</b>	<b>5,93</b>	<b>3,94</b>	<b>3,54</b>	<b>3,57</b>	<b>4,78</b>	<b>4,26</b>	<b>4,49</b>
F	42,13	45,35	41,85	42,62	45,14	41,18	41,98	40,75	41,32	51,37	50,51	49,51	50,07	41,66	42,12	41,69
<b>Σ</b>	<b>100,66</b>	<b>104,50</b>	<b>101,51</b>	<b>101,93</b>	<b>102,95</b>	<b>100,64</b>	<b>101,78</b>	<b>100,15</b>	<b>100,95</b>	<b>107,36</b>	<b>109,87</b>	<b>109,92</b>	<b>108,89</b>	<b>101,08</b>	<b>100,28</b>	<b>98,66</b>
Формульные коэффициенты в расчете (Na+Ca+Y+ΣREE)=3																
<b>Y</b>	<b>0,68</b>	<b>0,65</b>	<b>0,71</b>	<b>0,62</b>	<b>0,68</b>	<b>0,67</b>	<b>0,68</b>	<b>0,68</b>	<b>0,68</b>	<b>1,01</b>	<b>1,13</b>	<b>1,10</b>	<b>1,15</b>	<b>1,07</b>	<b>1,07</b>	<b>0,98</b>
La	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05							
Ce	0,14	0,16	0,17	0,16	0,17	0,11	0,12	0,11	0,11	0,05				0,03	0,03	0,05
Pr	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02											
Nd	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04		0,03		0,04	0,04	0,04
Pm																
Sm	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02		0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Eu			0,01													
Gd	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03
Tb	0,01		0,02													
Dy	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09
Ho			0,01											0,03	0,02	0,01
Er	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04
Yb		0,02		0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03		0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Lu																
<b>ΣREE</b>	<b>0,51</b>	<b>0,56</b>	<b>0,62</b>	<b>0,56</b>	<b>0,58</b>	<b>0,44</b>	<b>0,42</b>	<b>0,41</b>	<b>0,40</b>	<b>0,25</b>	<b>0,25</b>	<b>0,30</b>	<b>0,26</b>	<b>0,31</b>	<b>0,32</b>	<b>0,3</b>
Si																
Ca	<b>0,91</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,90</b>	<b>1,00</b>	<b>0,92</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>0,93</b>	<b>0,91</b>	<b>1,03</b>	<b>1,10</b>	<b>1,08</b>	<b>0,92</b>	<b>0,96</b>	<b>1,03</b>
Na	<b>0,89</b>	<b>0,84</b>	<b>0,7</b>	<b>0,93</b>	<b>0,74</b>	<b>0,97</b>	<b>0,95</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>	<b>0,84</b>	<b>0,57</b>	<b>0,51</b>	<b>0,52</b>	<b>0,69</b>	<b>0,64</b>	<b>0,67</b>
F	6,28	6,37	6,61	6,37	6,52	6,14	6,15	6,12	6,08	6,44	6,77	6,91	6,91	6,67	6,73	6,57

Примечание – анализы 11-14 выполнены в отделе минералогии Музея Естественной Истории, Лондон (Великобритания)

Место выяв-я	Обр. №116/61 из 8РТ, Большой выход						Обр. №125 Центр Малого выхода			Обр. №366 Заилийский Алатау		
Элемент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
<b>Y</b>	<b>25,29</b>	<b>26,74</b>	<b>24,65</b>	<b>24,89</b>	<b>25,04</b>	<b>25,88</b>	<b>32,89</b>	<b>30,61</b>	<b>30,85</b>	<b>24,39</b>	<b>23,07</b>	<b>26,07</b>
Ce	2,28	2,33	2,35	1,73	2,21	1,48	0,57	0,27	0,00			
Pr					0,51	0,57	0,30	0,00	0,00			
Nd	2,22	2,49	2,58	1,99	2,21; Pm 0,47	2,80	1,35	0,73	1,05	2,19	2,92	0,73
Sm	1,52	1,85	1,77	1,74	2,55	1,45	1,24	1,14	1,28	1,75	1,4	1,29
Eu					1,07	0,53						
Gd	2,60	3,07	2,61	1,89	2,75	3,25	2,14	3,51	3,68	2,88	2,52	2,78
Tb	0,83	1,02	0,37	0,63	0,74	0,82	0,39	0,95	0,85	0,73	0,53	1,04
Dy	5,16	5,23	4,83	5,14	4,58	4,78	3,17	6,44	5,35	4,45	4,25	4,53
Ho	0,96	0,37	0,77	1,32	0,46	0,60	0,00	0,65	0,00	0,80	0,73	0,96
Er	4,16	3,64	2,41	2,91	3,15	3,19	1,71	2,54	2,42	2,60	2,41	2,40
Yb	2,92	3,04	1,68	1,88	2,26	2,56	1,51	1,14	1,44	1,20	1,86	1,30
Lu		0,96	0,5	0,54		0,05	Si 0,59	Si 0,62	Si 0,47			
Ca	10,00	9,80	9,40	10,65	9,95	8,34	10,05	8,31	8,31	13,26	13,19	13,57
Na	<b>2,88</b>	<b>2,05</b>	<b>5,41</b>	<b>3,71</b>	<b>4,51</b>	<b>5,26</b>	<b>3,56</b>	<b>3,91</b>	<b>4,09</b>	<b>5,15</b>	<b>5,97</b>	<b>5,59</b>
F	40,34	37,14	39,95	39,11	37,51	39,61	39,68	39,09	39,21	41,00	43,07	41,42
<b>Σ</b>	<b>101,41</b>	<b>99,73</b>	<b>99,28</b>	<b>98,13</b>	<b>99,97</b>	<b>101,17</b>	<b>99,15</b>	<b>99,91</b>	<b>99,00</b>	<b>100,40</b>	<b>102,36</b>	<b>101,68</b>
Формульные коэффициенты в расчете (Na+Ca+Y+ΣREE)=3												
<b>Y</b>	<b>1,06</b>	<b>1,15</b>	<b>0,95</b>	<b>1,01</b>	<b>0,97</b>	<b>1,02</b>	<b>1,27</b>	<b>1,21</b>	<b>1,23</b>	<b>0,88</b>	<b>0,81</b>	<b>0,91</b>
Ce	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,01	0,01				
Pr					0,01	0,01	0,01					
Nd	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05; Pm 0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	0,02
Sm	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Eu					0,02	0,01						
Gd	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,05	0,08	0,08	0,06	0,05	0,05
Tb	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Dy	0,12	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,07	0,14	0,12	0,09	0,08	0,09
Ho	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01		0,01		0,02	0,01	0,02
Er	0,09	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
Yb	0,06	0,07	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Lu	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00						
<b>ΣREE</b>	<b>0,54</b>	<b>0,57</b>	<b>0,44</b>	<b>0,46</b>	<b>0,49</b>	<b>0,43</b>	<b>0,28</b>	<b>0,38</b>	<b>0,36</b>	<b>0,34</b>	<b>0,33</b>	<b>0,29</b>
Si							0,07	0,08	0,06			
Ca	<b>0,93</b>	<b>0,93</b>	<b>0,81</b>	<b>0,96</b>	<b>0,85</b>	<b>0,73</b>	<b>0,86</b>	<b>0,73</b>	<b>0,73</b>	<b>1,06</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>
Na	<b>0,47</b>	<b>0,34</b>	<b>0,81</b>	<b>0,58</b>	<b>0,67</b>	<b>0,80</b>	<b>0,53</b>	<b>0,60</b>	<b>0,63</b>	<b>0,72</b>	<b>0,82</b>	<b>0,75</b>
F	6,92	7,36	6,60	6,91	6,75	6,61	6,90	6,83	6,86	6,50	6,30	6,45

В составе минерала постоянно присутствуют преимущественно четные редкоземельные элементы: церий, неодим, самарий, гадолиний, диспрозий, эрбий и иттербий; из нечетных же чаще встречаются празеодим, тербий и гольмий, а лантан, европий, тулий и лютеций – спорадически в минерале из разных мест месторождения.

С помощью сканирующего электронного микроскопа составлена карта гагаринита с распределением основных и редких элементов (К, Na, F, Се, Y, Pr, Gd, Dy и др.) (рисунок 41).

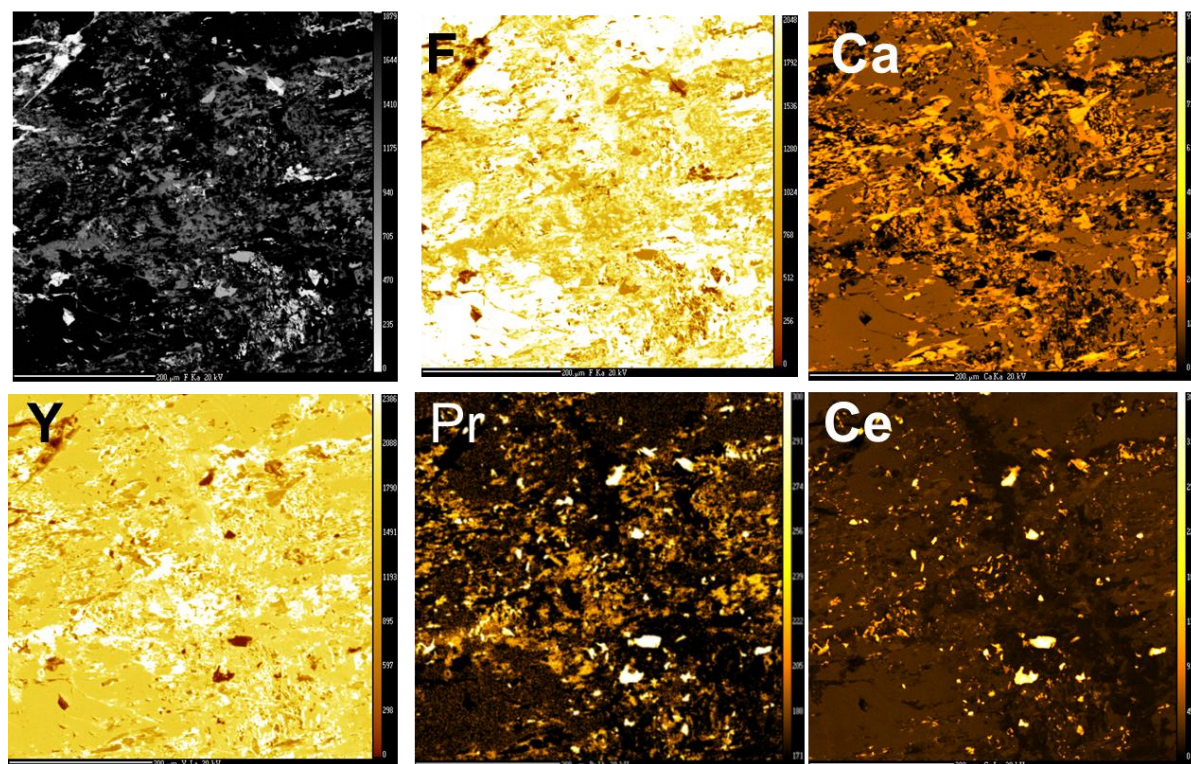


Рисунок 41 - Карта распределения элементов Na, F, Се, Y, Pr, Gd, Dy гагаринита, Большой выход.

Впервые при изучении химического состава гагаринита были встречены кристаллы зонального строения. На рисунке светлые зоны гагаринита обогащены тяжелыми РЗЭ (Tb, Dy, Ho, Er, Yb и Lu), темные – легкими (Y, Pr, Nd, Sm, Gd). В результате исследования выявлено закономерное распределение РЗЭ в гагарините. Зональность минерала указывает на пульсационную доставку и неоднородность материала. Такое явление связано с метасоматическим изменением пегматоидных жильных тел Большого выхода (рисунок 42).

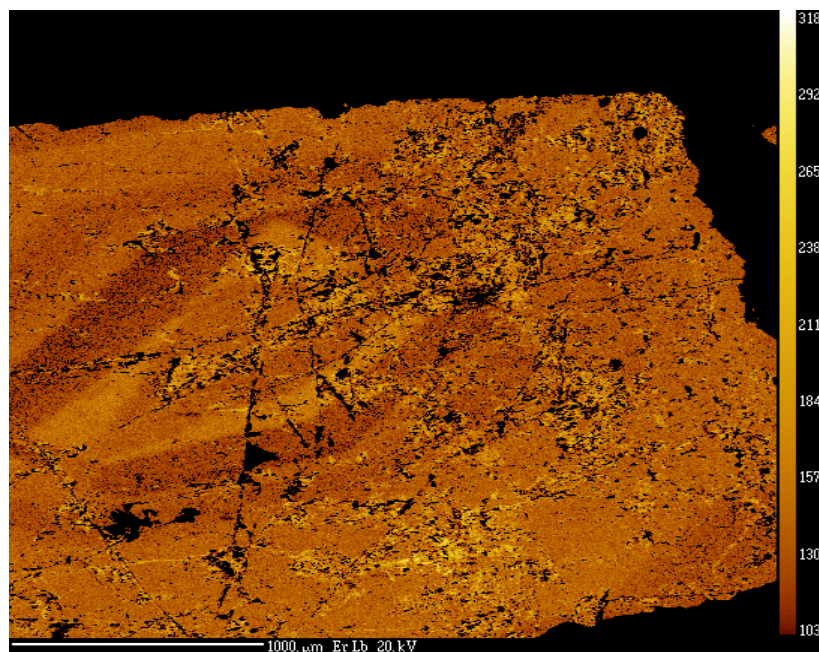


Рисунок 42 – Зерно гагаринита с зональным строением. Темные зоны обогащены тяжелыми, светлые - легкими РЗЭ.

Гагаринит с зональным строением выявлен нами при проведении исследований в отделе минералогии Музея естественной истории г. Лондон (Великобритания). Образец был отобран из кварц-микроклиновых пегматоидных тел на юге Большого выхода. Гагаринит был изучен методом электроннозондового микроанализа на электронном микроскопе (САМЕСА-100). Пегматоидный жильный гранит имеет довольно четкие контакты с метасоматитами, но определить границу между ними довольно трудно. Переход постепенный и затухиванный.

Состав с достаточным содержанием натрия и кальция приближается к идеальному формульному составу гагаринита только в альбитизированной породе, которая пересыщена щелочными и щелочноземельными элементами в виду их наибольшей подвижности в голове колонки постмагматической деятельности. В остальных же местах месторождения в пегматоидных телах в составе минерала отмечается нехватка натрия, а наименьшее содержание указанных элементов наблюдается в образце №125 гагаринита из минеральной тонкозернистой «каши»: среднее значение ФК кальция здесь 0,77; натрия – 0,59. Тонкозернистая минеральная «каша» представляет собой, в основном, микроразмерные зерна фторидов: флюоцерита, иттрофлюорита, флюорита и недиагностируемой фазы, содержащей кислород и РЗЭ; силиката таленита; фторсиликата роуландита; фтортитаносиликатов: ифтисита и его разновидностей; фосфатов: апатита, монацита, ксенотима; ниобатов: пироклора, ферсмита, фергусонита и фторкарбонатов: бастнезита-(Ce) и бастнезита-(Y). Пересыщенность иттрием и РЗЭ и недостаток щелочных и щелочноземельных элементов сказывается на составе гагаринита в форме

аномального избытка иттрия и, в меньшей степени, РЗЭ. Вынос легкоподвижных щелочных и осаждение щелочноземельных элементов в виде флюорита, иттрофлюорита, флюоцерита, бастнезита и др. минералов приводит к накоплению тяжелых минеральных образований [20].

#### 4.2.2 Циркониевые минералы представлены цирконом и эльпидитом.

**4.2.2.1 Циркон  $ZrSiO_4$**  - один из наиболее распространенных на месторождении рудных минералов, встречающийся во всех типах рудных тел и в щелочных гранитах. В щелочных гранитах циркон является основным по содержанию «акцессорным» минералом, составляя по весу около 0,2-0,3%. В эндоконтактных частях выходов щелочных гранитов и некоторых разностях их содержание циркона повышаются до 0,5-1,0%.

В рудных телах, как в редкометалльнозамещенных пегматитах, так и в метасоматитах, содержание циркона обычно не менее 1,5-2,0%, достигая кое-где 5-10% [Степанов]. Кристаллы циркона в большинстве представлены квадратной бипирамидой (111) с очень слабо развитыми гранями призмы (110). Такая форма кристаллов характерна цирконам из альбититов и метасоматических пород экзоконтакта (рисунок 43). Длиннопризматические кристаллы встречаются реже только в неизменном бититовом граните [23].



Рисунок 43— Бипирамидальные кристаллы циркона во вмещающих породах, Большой выход. Николи параллельные, увеличение 10х.

Кроме хорошо ограненных кристаллов циркон иногда образует округлые, овальные или неправильной формы зерна, развивающиеся по

межзерновым промежуткам и часто содержащие большое количество включений (рисунок, 44) (приложение 18).

В пегматоидных прожилках, где эльпидит обрастает цирконом ранней генерации, иногда отмечаются тонковолокнистые сростки циркона, возможно являющиеся псевдоморфозами по эльпидиту (рисунок 45).

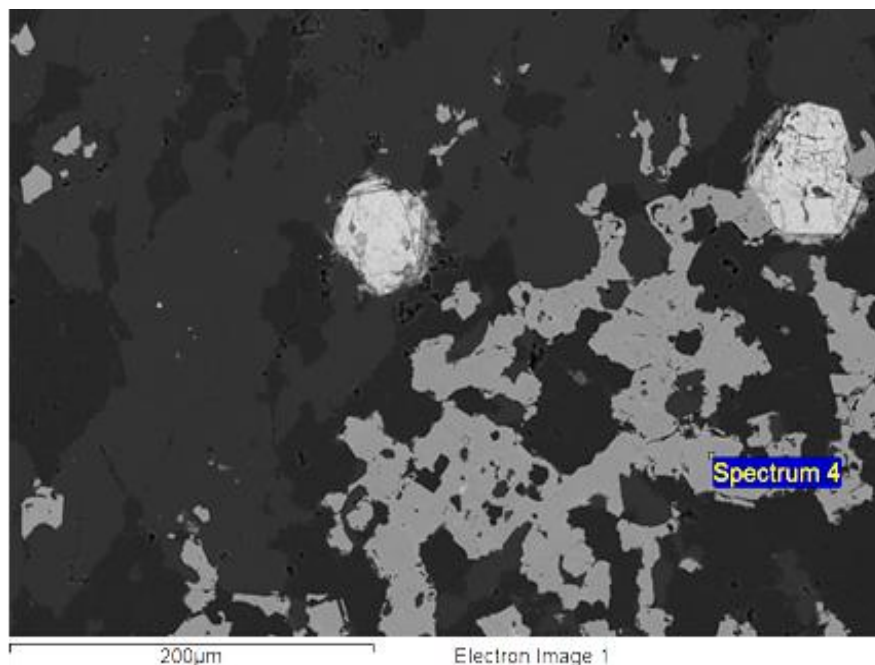
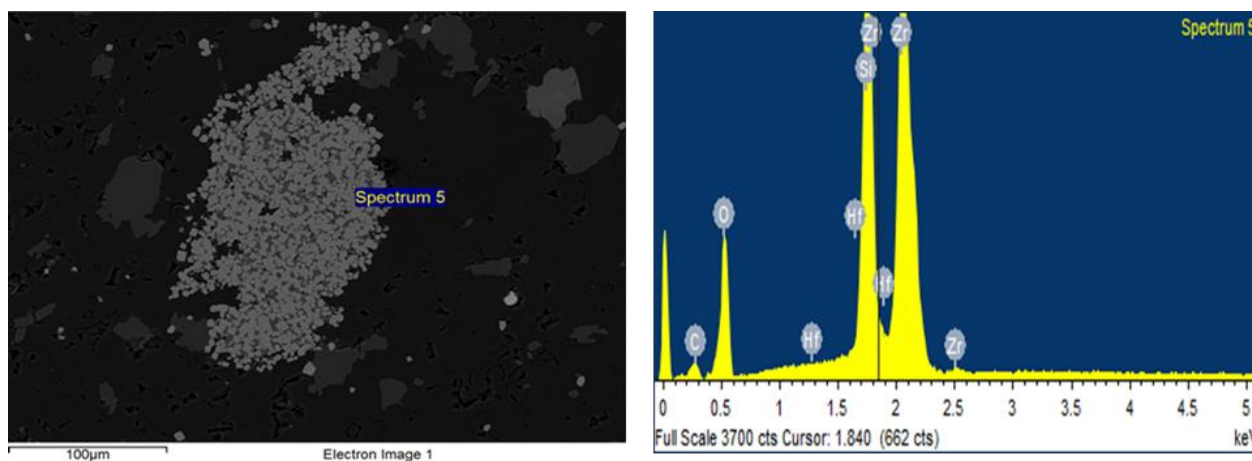


Рисунок 44 – Неправильные зерна циркона развивающиеся межзерновым пространстве (серое) (spectrum 4), относительно крупные кристаллы пирохлора (светло серое).



Сурет 45 – Мелко и среднезернистые бипирамидальные кристаллы циркона псевдоморфно замещает эльпидит (Spectrum 5), крупные кристаллы пирохлора с зональным строением (светло-серое), Малый выход.

По времени образования выделяется две основных генерации циркона: 1 циркон поздней пегматитовой стадии, предшествовавшей основному этапу рудообразования; 2 циркон основной стадии постмагматической



гидротермальной деятельности – стадии альбитизации. Первый достоверно устанавливается лишь в пегматитах, не подвергшихся интенсивной альбитизации, и представлен обычно сравнительно крупными (до 3-10 мм) кристаллами буроватого цвета, часто зональными. Кристаллы его чаще деформированы или раздроблены (рисунок 46) и частично затронуты процессами полимиктного распада. В стадию альбитизации циркон этой генерации может корродироваться или обрастать эльпидитом. Второй пользуется преобладающим распространением и отличается большим разнообразием форм проявления. В альбитизированных гранитах и альбититах циркон мелкокрапленный (0,1-1,0 мм) белый прозрачный или слегка буроватый полупрозрачный [21].

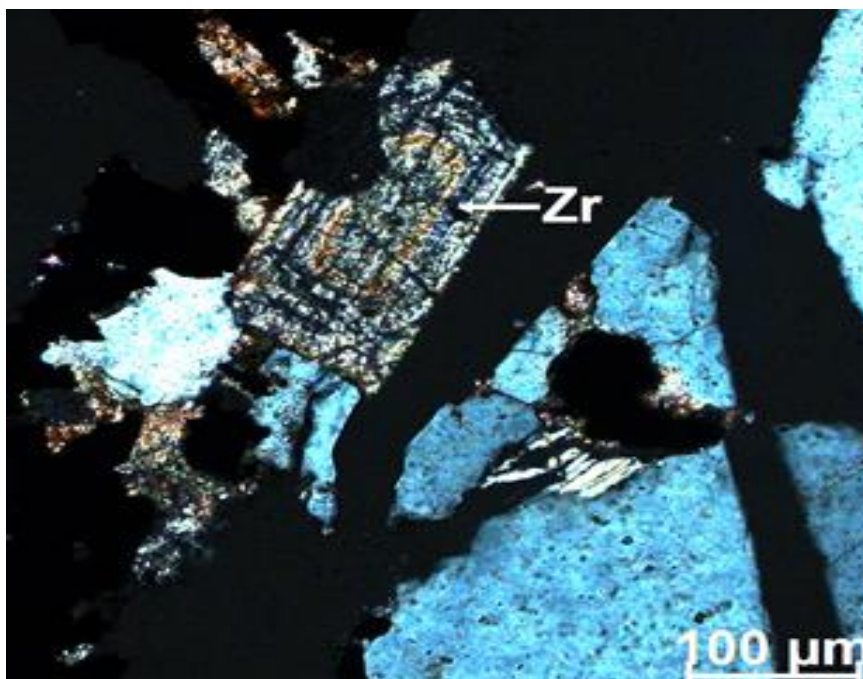


Рисунок 46 – Сильно деформированный призматический кристалл циркона с зональным строением из пегматитовых тел из Верхнеэспинского месторождения. Николи параллельные, увеличение 10х.

В редкометальнозамещенных пегматитах наряду с цирконом, образующимся в стадию альбитизации и не отличающимся от описанного выше, одновременно может присутствовать циркон, образующийся в результате замещения эльпидита. Последний нередко отличается голубовато-зеленоватым цветом. Размер зерен в зависимости от степени перекристаллизации от субмикроскопических до 1-2 мм. В метасоматических породах экзоконтакта циркон преимущественно тонковкрапленный с размерами зерен от 0,001 до десятых и очень редко до 1 мм. Прозрачный белый или слегка буроватый и слегка мутноватый.

Плотность циркона месторождения колеблется от 4,636 до 4,646 г/см<sup>3</sup>. Частично или полностью метамиктные кристаллы радиоактивны и слабомагнитные. Магнитные свойства, в значительной мере обусловлены пленками оксидов и гидроксидов железа и исчезают при обработке кислотами. Бесцветные и прозрачные разновидности цирконов не радиоактивны (или очень слабо радиоактивны) и немагнитные. В прозрачных шлифах цирконы часто прозрачны и лишь зерна, частично затронутые метамиктным распадом мутноваты и имеют заниженное двупреломление. Настоящих малаконов или циртолитов на месторождении не встречено, за исключением описанного выше циркона из колумбитовой жилы, который, вероятно, можно отнести к циртолитам. В частности, в нем по данным спектрального анализа содержится (%): торий - >1,0; фосфор, титан – 0,3-1,0; иттрий - >0,1; свинец, гафний, натрий – 0,03-0,1.

*Химический состав* образцов циркона и присутствующих в них микровключений был изучен методом электроннозондового микроанализа на микроанализаторе JСХА 733 с применением энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе 25 нА, сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) зонде. В качестве образцов сравнения использованы: альбит (Na), SiO<sub>2</sub> (Si); адуляр (K); CaSiO<sub>3</sub> (Ca); x(PO<sub>4</sub>) (x - PЗЭ).

Химический анализ (таблица 8) свидетельствует о том, что цирконы из пегматитов содержат значительно больше примесей, чем цирконы из щелочных гранитов и метасоматитов, имеющие близкий к расчетному состав.

Таблица 5 – Химический состав образцов циркона

Компоненты	Содержание (мас. %)							
	1	2	3	4	5	6	7	8
ZrO <sub>2</sub>	51,50	60,00	62,28	63,10	59,30	65,01	60,81	67,10
SiO <sub>2</sub>	46,67	36,47	32,95	33,40	35,02	35,50	27,99	32,90
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,02	0,02	0,01	0,02	-	-
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	1,50	1,70	2,70	1,20	5,54	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,23	-	-	-	-	2,24	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,81	0,50	0,50	0,25	0,13	1,29	-
CaO	-	-	0,07	0,07	0,08	Нет	0,30	-
MgO	-	-	0,01	0,01	0,07	0,01	0,20	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,29	0,35	0,60	0,02	-	-
H <sub>2</sub> O	-	-	0,00	0,35	0,30	0,15	-	-
ппп	-	-	0,40	0,80	1,20	0,65	1,41	-
U	0,005	0,005	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	-	-
ThO <sub>2</sub>	сл.	сл.	He	He	He	He	-	-

			опр.	опр.	опр.	опр.		
Pb	0,10	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	-	-
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0005	0,001	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0,21	-
Hf	0,44	1,00				1,87	2,00	-
Σ	99,60	98,62	98,01	99,95	99,23	99,53	100,02	100,00

Примечания: 1-2 анализы выполнены М.И.Алешиной (ЮКГУ, 1957 г.); 3-6 анализы – В.Д.Скопиной (КазИМС, 1960 г.); 7 анализ – Г.А.Хан (КазИМС, 1962 г.). 1 – Циркон бурый из пегматитов Малого штока (ранняя генерация); 2 – Циркон буроватый меский из альбитизированных гранитов 1 участка; 3 – Циркон буроватый из щелочных гранитов Малого штока; 4 – Циркон светлый из рудного тела (канавка 29); 5 – Циркон буроватый из пегматита (Большой шток); 6 – Циркон голубовато-зеленоватый прозрачный из пегматитов Большого штока; 7 – Циркон-циртолит из колумбитсодержащей жилы; 8 – расчетный состав [////].

Важно отметить сравнительно низкие содержания в цирконах гафния и высокое содержание HREE, что может повысить ценность цирконового сырья Верхнеэспинского месторождения. Спектральным анализом гафний отмечается лишь в некоторых образцах в количестве не выше 0,1. Цирконовое сырье, требующее минимальных затрат на очистку от гафния, заслуживает большего внимания, чем обычные.

**4.2.2.2 Эльпидит  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$**  - редкий водный цирконосиликат натрия встречается в ряде пегматоидных жил Большого выхода, где образует сравнительно крупные выделения в промежутках между другими минералами. Кроме того, эльпидит отмечается иногда в шлирах и зонках альбитита или обогащенных рибекитом гранитах, в «обычных» щелочных альбитизированных гранитах вблизи пегматитовых жил, в зонках фенитизированных вмещающих пород, в отдельных «столбах» и даже в псевдоморфозах по нарсарсукиту. Содержание эльпидита в шлирах и зонках «эльпидитовых гранитов» нередко составляет 1-3%, а в фенитизированных «столбах» - до 10%. Совместно с эльпидитом встречаются кварц, микроклин, альбит, рибекит, эгирин, ликит, гагаринит, анатаз, циркон, минералы группы пирохлора, лепидолит, флюорит, новый минерал - натротитанит и др. минералы [22].

Отличительной особенностью Верхнеэспинских проявлений эльпидита в пегматитах является моноблоковый характер его выделений при одновременной ксеноморфности ко всем гипогенным минералам, кроме вторичного кварца, лепидолита и флюорита. На краях моноблоковых выделений иногда отмечается тонкозернистый эльпидит, который в случае

обрастания или замещения им циркона ранней генерации, образует сферолитоподобные образования. Отдельных же призматических кристалликов или радиально лучистых сростков, характерных для эльпидита Ловозерского массива, минерал почти не образует. Иногда крупные штуфы эльпидита встречаются в маломощных пегматоидных жилках-проводничках, в виде четковидных выделений. Размер отдельных блоков эльпидита превышает 10x10x5 см, достигая в отдельных случаях 30x30x20 см. Выделения эльпидита за счет катаклаза обычно сильно деформированы и разбиты трещинами, залеченными вторичным кварцем или лепидолитом.

Цвет эльпидита от серо-белого и желтоватого до красновато-буроватого, кирпичного. Блеск стеклянный. Твердость около 7. Хрупкий. Спайность совершенная в двух направлениях, пересекающихся под углом 120°. Немагнитный, нерадиоактивный. При нагревании эльпидит легко теряет воду, слегка светлеет и частично растрескивается. Вода бурно выделяется, «выкипает» даже при проваривании штуфов эльпидита в канифоли. Неплавкий. В соляной и серной кислотах не разлагается даже при нагревании. Очень устойчив в поверхностных условиях к выветриванию. Плотность 2,61 г/см<sup>3</sup>. В прозрачных шлифах прозрачный, бесцветный или слегка мутный желтовато-буроватый за счет тонких включений, среди которых иногда удается различить чешуйки гематита. Показатели преломления в желтом свете ( $\lambda=589$  нм):  $N_g - 1,574$ ;  $N_p - 1,556$ ;  $N_g - N_p = 0,018$ . Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал двуосный, положительный (рис 47).

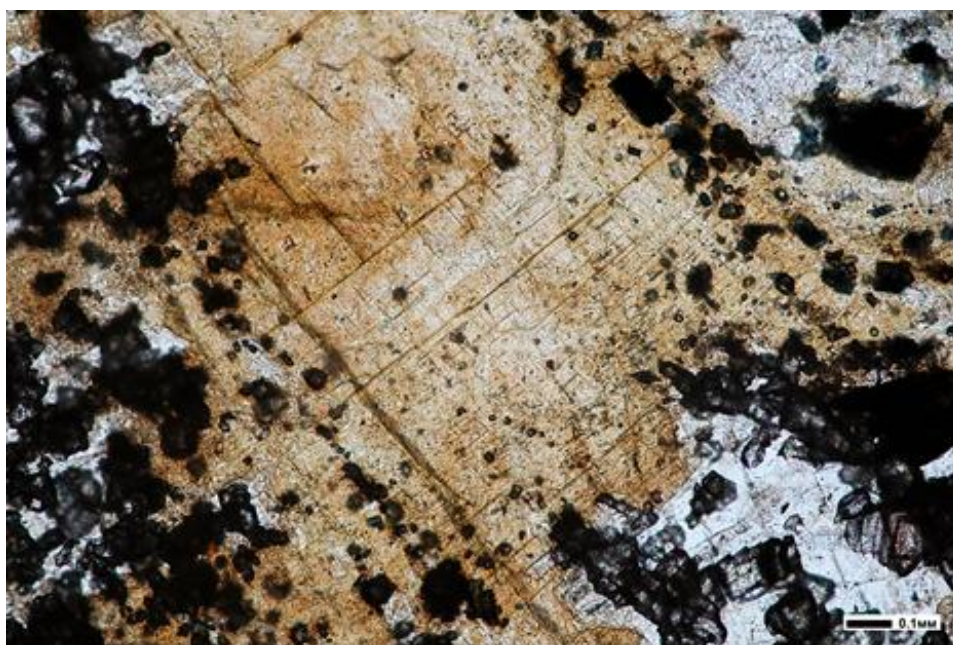


Рисунок 47 – Зерно эльпидита (желтоватый цвет) с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях. Без анализатора. Увеличение 10x

Химический состав эльпидита из пегматита, определенный В.Д. Скопиной (КазИМС, 1960 г.) (таблица 6), несколько отличается от описанных в литературе ловозерского и гренландского образцов этого минерала сравнительно высоким содержанием кальция, магния и более низким – натрия, чем возможно, что и вызвало некоторое отличие его в показателях преломления от эталонных. От ловозерского эльпидита верхнеэспинский отличается полным отсутствием ниобия, хотя почти постоянно в нем наблюдаются включения кристалликов минерала из группы пирохлора. Характерно постоянное присутствие в эльпидите олова и свинца. В составе лантаноидов преобладают иттриевые земли.

Таблица 6 - Химический состав (мас. %) эльпидита из пегматита.

Компоненты	Верхнеэспинское месторождение*		Ловозеро	Нарсаксук
	Эльпидит	Псевдоморфоза по эльпидиту		
SiO <sub>2</sub>	57,22	67,76	57,13	59,44
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,05	Следы
Hf	0,70	0,55		
ZrO <sub>2</sub>	20,28	17,67	20,33	20,48
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	1,43	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	1,21		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	1,05		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,17	0,14	
FeO	0,41	0,41		0,14
MnO	0,00	0,34		
MgO	0,38	1,43		
CaO	1,68	3,92	0,43	0,17
K <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,19	0,13
Na <sub>2</sub> O	7,70	0,16	9,89	10,41
Sn	0,08	0,27		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02		
F	0,20	0,50	0,12	
Cl	Не опр.	Не опр.	0,18	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,70	0,16		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,70	1,94	9,94	9,61
ппп	1,28	0,42		
Σ	99,46	98,18	99,83	100,53

Примечание - \*Выполнен химиком В.Д. Скопиной (КазИМС, 1960 г.)

Термограмма эльпидита из пегматита имеет типичный для этого минерала вид, характеризующийся одним глубоким эндоэффектом при температуре 190° С. К этому же интервалу температур приурочены максимальные потери веса, заканчивающиеся (при скорости нагрева 18 минут - 1000° С) при температуре 400°С и достигающие 10%, что несколько превышает допустимое по принятому составу. Однако, в случае ловозерского

и гренландского эльпидита количество воды также превышает расчетное количество. Вода в эльпидите цеолитного типа, поскольку целиком может теряться при нагревании от 100 до 200° С и вновь присоединиться при комнатной температуре.

Характерным вторичным изменением верхнеэспинского эльпидита является частичное или полное метасоматическое замещение его тонкозернистым (до криптозернистого) кварцитовидным агрегатом, состоящим из циркона, флюорита, кварца и др. минералов (рис. 48) [22].

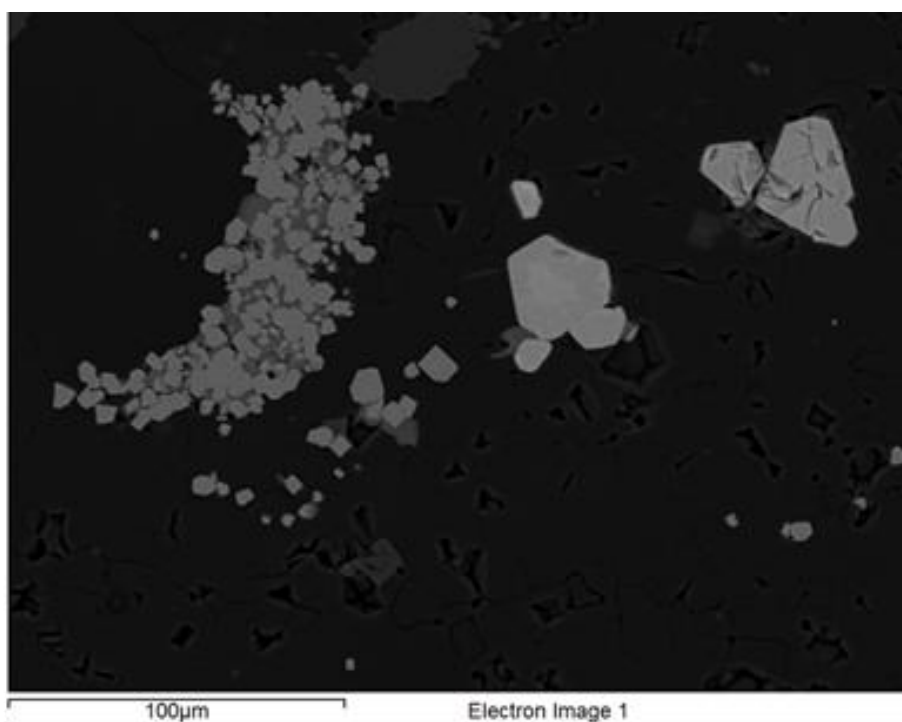


Рисунок 48 – Метасоматическое замещение эльпидита мелкими кристаллами циркона (серое), относительно крупные кристаллы пирохлора с зональным строением (светло серое). ВЕИ – control.

Псевдоморфозы полностью сохраняют размеры и форму выделений эльпидита. Цвет их обычно голубовато-зеленоватый, голубовато-серый (и реже темно-бурый) обусловлен голубовато-зеленоватой окраской вновь образующихся циркона и флюорита. В случае лучшей раскристаллизации материала псевдоморфоз образуются сравнительно крупные (до 1-2 мм) кристаллы голубовато-зеленоватого циркона и флюорита, в которых также как и в эльпидите присутствует олово (до 0,1%). Химический состав псевдоморфоз свидетельствует о выносе из эльпидита щелочей и воды и привносе некоторого количества кремнекислоты, кальция, фтора. Цирконий практически весь остается на месте, если учесть повышение плотности до 3,0 г/см<sup>3</sup>.

Эльпидит также развивается по нарсарсукиту в результате фенитизаций вмещающих пород. Он образует розоватые табличатые кристаллы с совершенной спайностью (рисунок 49).

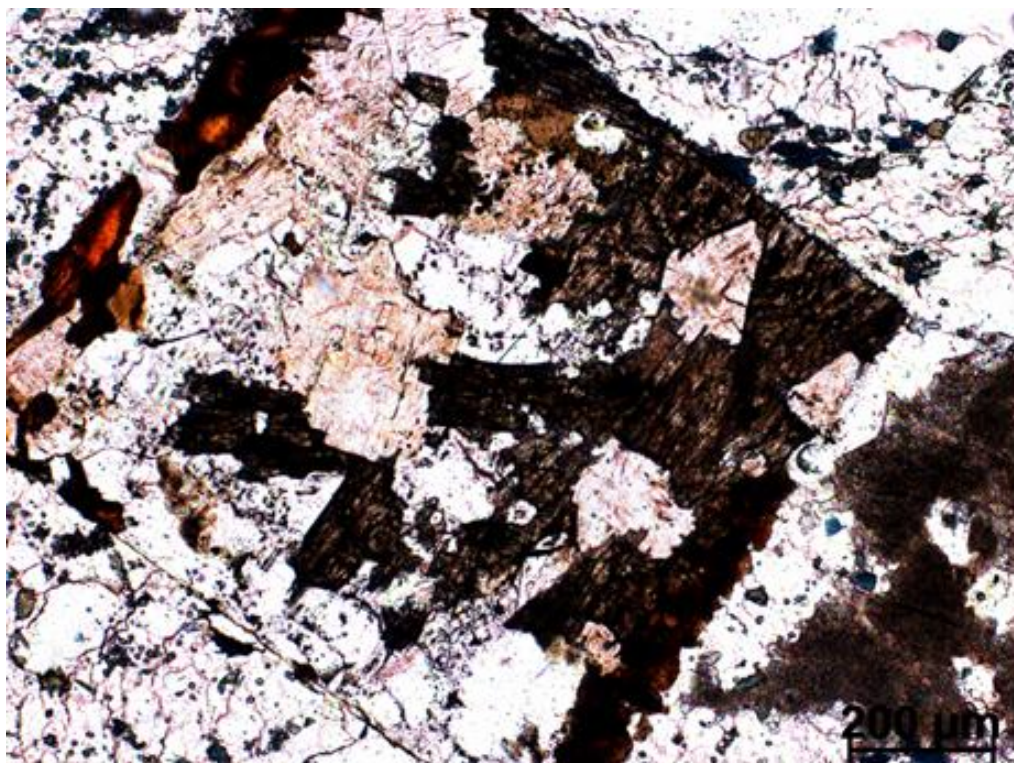


Рисунок 49 – таблитчатый эльпидит с розоватым оттенком и совершенной спайностью псевдоморфно замещает нарсарсукит.

Находка эльпидита в щелочных метасоматических гранитах Верхнеэспинского месторождения, являющаяся к тому же уникальной по размеру и форме выделений, не совсем обычное явление, так как ранее он считался характерным для ультращелочных пегматитов. В Казахстане это было первой находкой. Крупные выделения этого минерала известны в щелочных гранитах Монголии, Тувы, Дальнего Востока и др. местах. Минерал иногда развивается по раннему циркону. В подавляющем большинстве случаев нацело псевдоморфизирован с образованием упомянутого агрегата циркона, кварца и флюорита.

Эльпидит из фенитизированных пород ранее не изучался. Здесь минерал образует сравнительно равномерно рассеянную вкрапленность отдельных зерен или небольших сростков размером от 1-2 мм и редко больше (рисунок 50). Измеренная нами плотность  $2,50 \text{ г/см}^3$ . Показатели преломления:  $N_g - 1,560$ ;  $N_p - 1,547$ ;  $N_g - N_p = 0,013$ . Минерал был изучен в поляризационном микроскопе LEICA DM2500P (Австрия).

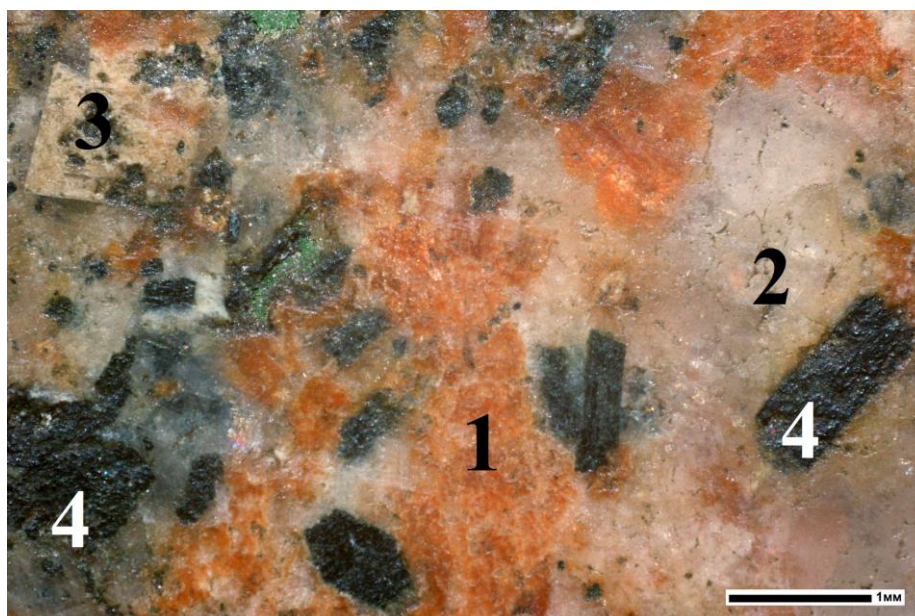


Рисунок 50 - Эльпидит (1) из фенитизированной породы в ассоциации с кварцем (2), КПШ (3) и кристаллами рибекита (4).

**Химический состав**, изученных нами образцов эльпидита из фенитизированных пород (рудное тело №1), представлен в таблицах 7-8 (рисунок 51). Анализы проводились на электроннозондовом микроанализаторе Superprobe JСХА-733 с использованием энергодисперсионного спектрометра при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 25 нА, диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na), MgO (Mg); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al); SiO<sub>2</sub> (Si); адуляр (K); CaF<sub>2</sub> (F); CaSiO<sub>3</sub> (Ca); TiO<sub>2</sub> (Ti); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·MnO (Fe, Mn), BaSO<sub>4</sub> (Ba), x(PO<sub>4</sub>) (x - PЗЭ); FeS<sub>2</sub> (S); Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (Sb), металлический Sn (Sn); V (V); Zn (Zn), NiO (Ni).

В составе эльпидита постоянно присутствует кальций. Минерал представлен двумя разновидностями (рисунок 51). Зерна состоят из кальцийсодержащего эльпидита (таблица 7), по которому в виде диффузных полосок преимущественно по ослабленным зонам развивается кальциевая разновидность эльпидита (таблица 8).

Таблица 7 - Химический состав (мас. %) кальцийсодержащего эльпидита

№	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	ZrO <sub>2</sub>	SnO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	Σ
1	8,11	57,54	0,00	0,59	19,49	0,06	0,51	86,30
2	7,56	56,82	0,00	1,62	18,89	0,23	0,85	85,97
3	7,33	57,47	0,00	1,19	18,82	0,38	0,85	86,04
4	7,93	57,88	0,00	0,63	19,46	0,44	0,79	87,12
5	8,08	57,41	0,00	0,30	19,92	0,21	1,02	86,94



6	7,73	58,98	0,10	0,10	1,11	18,75	1,53	88,21
7	7,48	58,30	0,10	0,10	1,41	19,17	0,93	87,39

Кристаллохимическая формула кальцийсодержащего эльпидита, рассчитанная на 6 атомов Si, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

1.  $(\text{Na}_{1,64}\text{Ca}_{0,07})_{1,71}(\text{Zr}_{0,99}\text{Hf}_{0,02})_{1,01}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,82}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
2.  $(\text{Na}_{1,55}\text{Ca}_{0,18})_{1,73}(\text{Zr}_{0,97}\text{Hf}_{0,03}\text{Sn}_{0,01})_{1,01}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,95}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
3.  $(\text{Na}_{1,48}\text{Ca}_{0,13})_{1,61}(\text{Zr}_{0,96}\text{Hf}_{0,03}\text{Sn}_{0,02})_{1,01}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,78}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
4.  $(\text{Na}_{1,59}\text{Ca}_{0,07})_{1,66}(\text{Zr}_{0,98}\text{Hf}_{0,02}\text{Sn}_{0,02})_{1,02}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,81}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
5.  $(\text{Na}_{1,64}\text{Ca}_{0,03})_{1,67}(\text{Zr}_{1,02}\text{Hf}_{0,03}\text{Sn}_{0,01})_{1,06}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,94}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
6.  $(\text{Na}_{1,52}\text{Ca}_{0,12}\text{K}_{0,01})_{1,55}(\text{Zr}_{0,93}\text{Hf}_{0,04})_{0,97}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,65}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
7.  $(\text{Na}_{1,49}\text{Ca}_{0,16}\text{K}_{0,01})_{1,66}(\text{Zr}_{0,97}\text{Hf}_{0,04})_{1,00}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,82}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Таблица 8 - Химический состав (мас. %) кальциевого эльпидита

№	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	ZrO <sub>2</sub>	SnO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	Σ
1	5,67	57,23	0,31	3,22	17,84	0,00	1,37	85,64
2	5,15	57,98	0,30	3,25	19,35	0,00	1,20	87,23
3	6,39	57,82	0,15	2,25	19,20	0,00	1,30	87,10
4	6,62	57,63	0,00	2,44	20,04	0,17	1,01	87,91

Кристаллохимическая формула кальциевого эльпидита, рассчитанная на основе Si=6, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

1.  $(\text{Na}_{1,15}\text{Ca}_{0,36}\text{K}_{0,04})_{1,55}(\text{Zr}_{0,91}\text{Hf}_{0,04})_{0,95}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,71}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
2.  $(\text{Na}_{1,03}\text{Ca}_{0,36}\text{K}_{0,04})_{1,43}(\text{Zr}_{0,98}\text{Hf}_{0,04})_{1,02}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,87}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
3.  $(\text{Na}_{1,29}\text{Ca}_{0,25}\text{K}_{0,02})_{1,56}(\text{Zr}_{0,97}\text{Hf}_{0,04})_{1,01}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{OH})_{1,85}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;
4.  $(\text{Na}_{1,34}\text{Ca}_{0,27})_{1,61}(\text{Zr}_{1,02}\text{Hf}_{0,03}\text{Sn}_{0,01})_{1,06}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{14}(\text{O}_{0,12}\text{OH}_{1,88})_{2,00}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

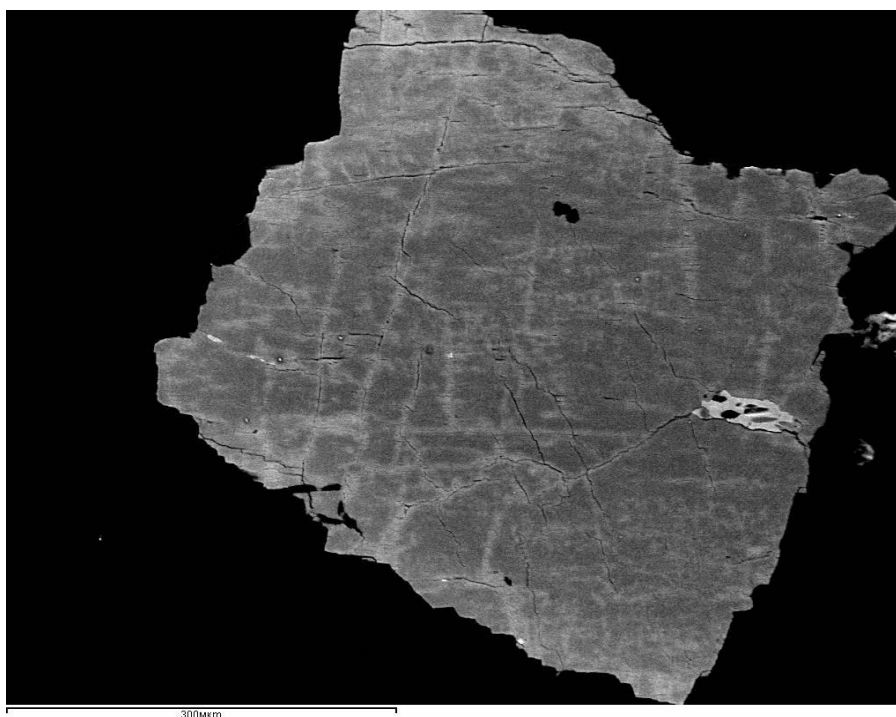


Рисунок 51 – Трещиноватое зерно кальцийсодержащего эльпидита (темно-серое) с включениями флюорита (белое) и КПШ (черное). По ослабленным зонам в зерне развивается кальциевый эльпидит (светло-серое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав).

Одним из ассоциирующих с кальцийсодержащим эльпидитом минералов является недавно открытый новый минерал натротитанит [1] (таблица 9).

Таблица 9 - Химический состав (мас. %) натротитанита из фенита (1 рудное тело)

№	F	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SnO <sub>2</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	0,98	5,63	27,49	7,76	35,12	0,40	9,36	0,60	0,08
2	1,08	5,76	27,16	8,90	36,15	0,49	8,75	0,68	0,64
3	1,17	5,20	28,30	8,01	35,92	0,23	9,91	0,97	0,91

Продолжение таблицы 10

№	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ
1	0,08	0,66	0,47	0,65	1,80	1,51	2,43	94,94
2	0,64	0,31	0,22	0,66	1,68	1,45	2,51	96,44
3	0,91	0,20	0,13	0,73	2,30	0,96	2,78	97,73

Средняя по 3 анализам кристаллохимическая формула натротитанита имеет вид:



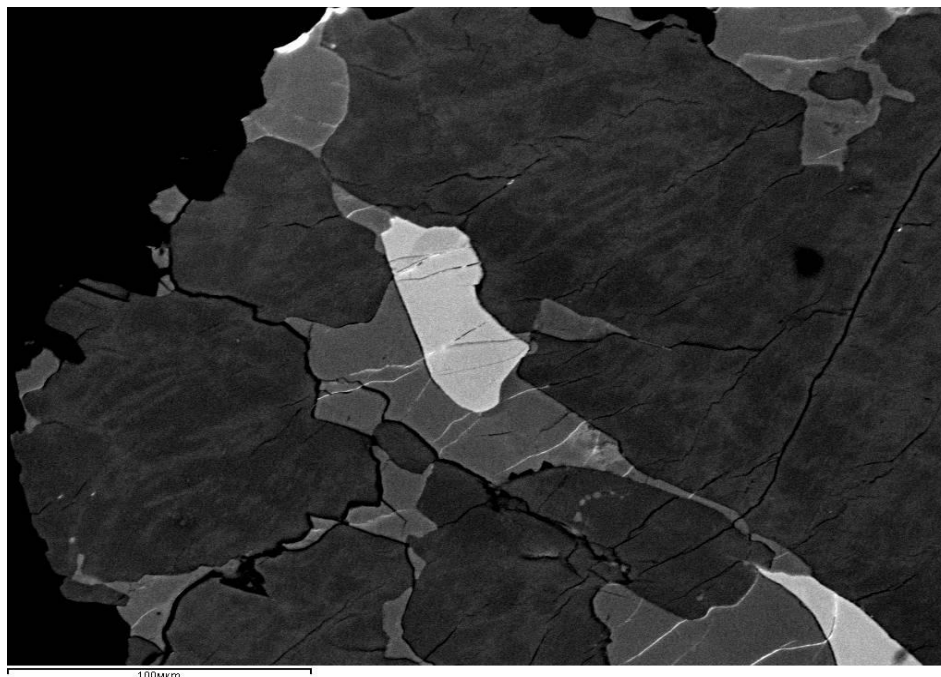
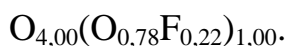


Рисунок 52 – Трещинки пронизывают кальцийсодержащий эльпидит (темно-серое), иттрийсодержащий флюорит (серое) и натротитанит (светло-серое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав).

**Рентгеновская порошковая диаграмма** образца кальцийсодержащего эльпидита получена на дифрактометре ДРОН-2,0 на  $\text{Cu}_{K\alpha}$ -излучении (таблица 10). Условия съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 имп.; постоянная времени 2 с; съемка  $\theta$ - $2\theta$ ; детектор 2 град/мин. В отобранном образце минерал находится в тесном сростании с ликитом и кварцем.

Таблица 10 - Результаты расчета дифрактограммы кальцийсодержащего эльпидита (Приложение 2)

Интерпретация дифрактограммы проводилась с использованием данных картотеки ASTM Powder diffraction file. Хотя в дифрактограмме имеются рефлексы, относящиеся к «собственно» эльпидиту, нами были использованы данные для кальцийсодержащего эльпидита (ASTM № 83-2181) с кристаллохимической формулой  $\text{Na}_{1,33}\text{Ca}_{0,38}\text{Zr}(\text{Si}_6\text{O}_{15}) \cdot 2,73\text{H}_2\text{O}$ , близкой к изученной разновидности.

Поскольку дифрактограмма получена от валовой пробы, содержащей как все кальциевые разновидности эльпидита, так и примеси: альбита, ликита и кварца, то расчет параметров элементарной ячейки эльпидита не проводился.

Образование кальцийсодержащего эльпидита из фенитов происходило вблизи контакта с вмещающими породами, обогащенными кальцием (дайки, габбродиабазы или лампрофиры). Фенитизированные породы помимо воздействия механического давления флюидной массы неоднократно подвергались посторонним дислокационным механическим и температурным воздействиям, в результате которых образовывались трещины и ослабленные зоны. Трещиноватость породы способствовала катионообменным процессам. Ионы кальция из растворов, поступающих по трещинам и ослабленным зонам в частично обезвоженном эльпидите, диффузно фиксировались в структуре минерала. Кальциевая разновидность развивалась в виде диффузных полосок по трещинам и ослабленным зонам.

Недавно проведенные исследования [2] показали, что механические характеристики (пористость, трещиноватость) кристаллов и агрегатов цирконосиликатов, в большинстве случаев, сильнее влияют на ионообменные свойства, чем собственно структурные особенности. На примере эльпидита установлено, что предварительное нагревание образцов приводит к более интенсивному насыщению обменными катионами.

### **4.3 Титановые и титансодержащие минералы**

Титан на Верхнеэспинском месторождении не является главным элементом. Его содержание в щелочных гранитах незначительно. Элемент привнесён, в основном, из вмещающих пород. Участие титана во многих процессах даёт ценную информацию для расшифровки многих аспектов генезиса различных редкометальных проявлений на месторождении. Обнаружение редких титановых и титансодержащих, в том числе, новых минералов подогревает интерес к рассмотрению на месторождении титановой минерализации.

#### *Титановая минерализация Верхнеэспинского месторождения*

Основными минералами титана на месторождении являются рутил, ильменорутит, анатаз, ильменит и его разновидности: пирофанит и экандрюсит; титаносиликаты: нарсарсукит, лоренценит, нептунит, титанит и натротитанит, ифтисит, минералы группы астрофиллита, бафертисит, камараит, цзиньшацзянит; а также титансодержащие минералы группы пирохлора, фергусонит и др. [2-13]. Основными источниками титана на месторождении, очевидно, были диабазы, лампрофиры, габбродиориты и др. породы с относительно высоким содержанием элемента. Титановая минерализация наблюдается в местах контактов гранита с этими породами, а также в локальных местах самих гранитов и во вмещающих породах с высоким содержанием титана, железа и др. элементов.

**4.3.1 Рутил** на месторождении встречается в различных минеральных «нишах»: в криолите в виде плоских иголок, расположенных по спайным взаимно перекрещивающимся направлениям; в продуктах замещения

титановых минералов: нарсарсукита [8] и/или астрофиллита. Тёмные кристаллики *брукита* имеют форму плоских удлинённых пластинок. Размеры зёрен перечисленных минералов чаще микроскопические, редко в длину достигают до 2 мм. *Анализ* обычно несколько крупнее. Минерал встречается в форме слегка удлинённых зёрен чаще голубоватого или желтоватого цвета. Все три оксида образуются в качестве продуктов замещения нарсарсукита. *Ильменорутил* характерен только для выходов пород, содержащих углеродистое вещество, где он также образуется в результате замещения нарсарсукита, но в отличие от других вариантов замещения, он обычно полностью выносится из объёма кристаллов исходного минерала нарсарсукита.

**4.3.2 Ильменит** в гранодиоритах и в породах основного и среднего состава встречается в виде мелких (редко превышающих несколько мм) уплощённых кристаллов. В пегматоидных образованиях он обычно образует крупные (до 8 см при толщине 1-1,5 см) таблитчатые кристаллы. Реже минерал встречается в продуктах замещения нарсарсукита. Изучение химического состава минерала из разных мест месторождения показало значительные вариации от собственно ильменита до крайних членов рядов замещения: экандрюсита и пиррофанита (таблицы 1-2). *Марганцевые и цинковые разновидности ильменита* встречаются в виде мелких (чаще менее 1 мм) уплощённых кристаллов. Относительно высокое содержание железа в минерале отмечается в образцах из интрузивов, не подвергшихся ещё глубокой постмагматической переработке (таблица 1, анализы 1-4), и из мест, близко примыкающих к дайкам основных пород, богатых титаном и железом (габбро, лампрофиры и др.) (анализы 5-6).

Таблица 11 – Химический состав ильменита, мас.%

Минерал	Марганцевый ильменит				Цинк-марганцевый ильменит		Марганец-цинковый и цинк-марганцевый ильменит						Zn-Mn-ильменит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Место взятия	Пегматоидное тело в интрузиве (обн. 61. ЮЗ Большого выхода)				Вблизи дайки лампрофиров (СЗ Большого выхода)		Жильное проявление (к востоку от Малого выхода)						Пегматоидн. жила во вмещающей породе
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,82	0,75	0,90	0,77	1,60	0,47	0,74	1,06	0,69	0,25	0,64	0,00
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
TiO <sub>2</sub>	54,83	54,78	52,95	55,73	53,61	53,23	54,33	55,48	53,97	52,67	52,01	51,23	54,19
MnO	6,28	7,45	8,29	8,02	5,20	5,55	8,84	8,11	8,94	10,41	10,63	12,62	10,59
FeO	38,27	36,51	35,32	33,00	35,56	30,52	35,01	28,33	25,18	23,93	20,29	19,30	19,84
ZnO	0,41	0,35	0,34	1,82	6,55	10,31	1,42	7,65	9,68	8,73	16,14	14,75	15,11
Σ	100,43	99,91	97,65	99,47	101,69	101,21	100,07	100,31	98,82	96,43	99,32	98,54	99,92
Количество в формуле в расчёте на O=3 ат.													
Nb <sup>5+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Si <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Ti <sup>4+</sup>	1,02	1,03	1,02	1,04	1,00	1,00	1,02	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00	1,03
Mn <sup>2+</sup>	0,13	0,16	0,18	0,17	0,11	0,12	0,19	0,17	0,19	0,23	0,23	0,28	0,23
Fe <sup>2+</sup>	0,79	0,76	0,76	0,69	0,74	0,64	0,73	0,59	0,53	0,52	0,44	0,42	0,42
Zn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,03	0,12	0,19	0,03	0,14	0,18	0,17	0,31	0,28	0,28

Значительные вариации химического состава минерала от зерна к зерну (анализы 5-6 и 7-12) и даже в пределах одного зерна с характерной «пятнистостью» (анализы 7 и 8) (рисунок 1), указывают на широкое развитие ионообменных процессов. Содержание железа в образце минерала из пегматоидной жилы во вмещающей породе (анализ 13) уменьшается почти в два раза с одновременным ростом марганца и цинка. В составе ильменита отмечается незначительное содержание ниобия, замещающего титан.

Химический состав *титансодержащего касситерита*, находящегося в ассоциации с ильменитом в жильном проявлении (к востоку от Малого выхода) (рисунок 53), усредненный по 5 анализам (мас.%) следующий: TiO<sub>2</sub> 0,90; FeO 0,72; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,59; SnO<sub>2</sub> 97,37; Σ 99,58. Его рассчитанная кристаллохимическая формула имеет вид: (Sn<sub>0,96</sub>Ti<sub>0,02</sub>Fe<sub>0,01</sub>Nb<sub>0,01</sub>)<sub>1,00</sub>O<sub>2,00</sub>.

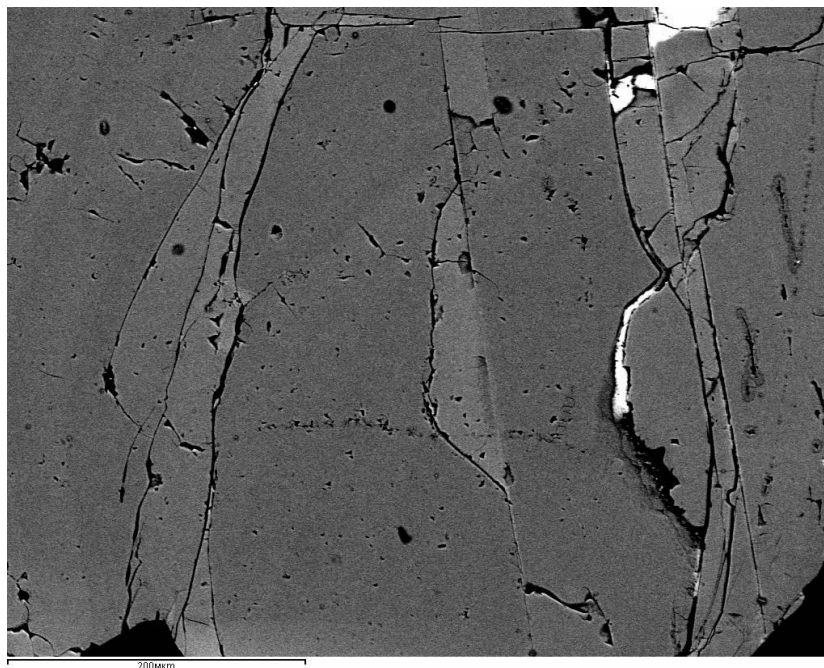


Рисунок 53 – Ильменит с низким (ZnO 1,42 мас. %) содержанием цинка (тёмно-серое) (таблица 1, анализ 7), с повышенным (ZnO 7,65 мас. %) содержанием цинка (серое) (таблица 1, анализ 8). Микроразмерные включения касситерита (белое). ВЕI.

**4.3.3 Экандрюсит** – цинковая разновидность ильменита, ранее был встречен А.В. Степановым в виде мелких зёрен в небольшом (0,5-0,6 м) рудном «столбе» интенсивной проработки флюидов вблизи 1-го рудного тела и дайки основных пород. Внешне минерал практически не отличался от ильменита и был выявлен первоначально рентгеновским анализом.

Электроннозондовый микроанализ показывает вариации химического состава минерала (таблица 12). Марганцевая разновидность ильменита – *пирофанит* (таблица 12) встречается в ассоциации с эгирином, цирконом и микроклином вблизи 1-ого рудного тела (рисунок 54), а микровключения цинксодержащего пирофанита были обнаружены на 13-ом рудном теле в ассоциации с астрофиллитом и тарбагатаитом. Образование всех разновидностей ильменита характерно для зон с самой активной щелочной, существенно натриевой, проработкой.

Таблица 12 – Химический состав экандрюсита и пирофанита, мас.%

Минерал	Экандрюсит					Пирофанит
	Небольшой (0,5-0,6 м) рудный «столб» интенсивной проработки флюидов, 1 рудное тело					
Место взятия						Вблизи 1 рудного тела
Компоненты	1	2	3	4	5	6
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,39	0,78	0,09	0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	0,32	0,00	0,00	0,00	1,73	0,02
TiO <sub>2</sub>	53,14	50,47	50,26	51,33	51,54	50,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00
MnO	12,89	12,47	12,79	12,25	6,52	23,90
FeO	9,39	8,92	10,87	8,58	6,09	23,00
ZnO	26,46	26,74	22,83	25,17	33,92	1,06
Σ	102,69	98,99	97,53	97,42	100,25	98,85
Количество в формуле в расчёте на O=3 ат.						
Nb <sup>5+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Si <sup>4+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Ti <sup>4+</sup>	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,98
Al <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,27	0,28	0,29	0,27	0,14	0,52
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,20	0,24	0,19	0,13	0,49
Zn <sup>2+</sup>	0,49	0,52	0,45	0,49	0,64	0,02

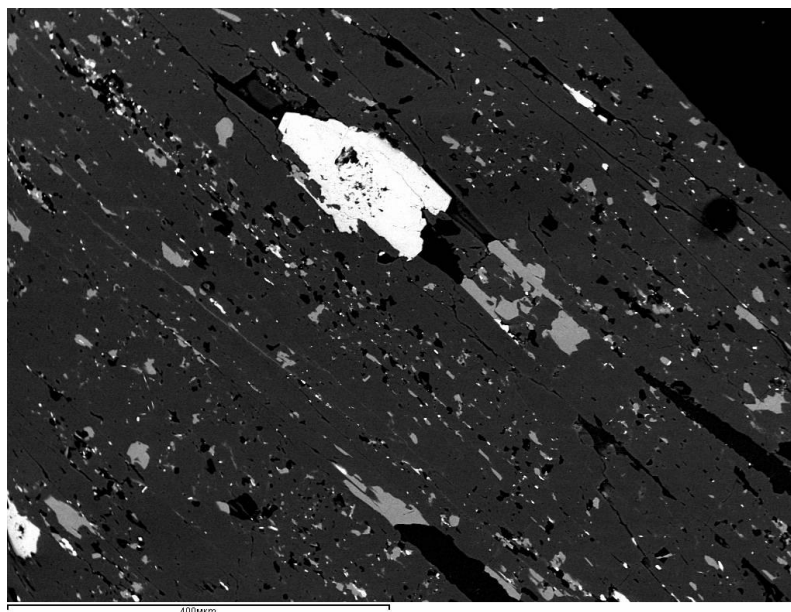


Рисунок 54 – Микровключения циркона (белое), пирофанита (серое) и микроклина (чёрное) в минерале-хозяине эгирине. ВЕІ.

Колумбит встречается сравнительно часто в шлихах разных мест месторождения; в коренных проявлениях редко в виде удлинённых непрозрачных пластинок чёрного цвета размером до 10 x 4 x 0,1 мм, не образуя значительных скоплений. Изучен химический состав *титансодержащего колумбита* (таблица 13, Приложение 3) из пегматоидной жилы в экзоконтакте Большого выхода и столбообразной крутопадающей зоны прорыва флюидов в щелочном граните, оставившего здесь обильную и разнообразную, преимущественно, редкоземельную тонковкрапленную минерализацию с характерными минералами: таленитом, флюоцеритом, роуландитом, иттрофлюоритом, фосфатами редких земель, фторкарбонатами и др. Титансодержащий колумбит из этого проявления отличается повышенным содержанием в своём составе иттрия и незначительным - урана. *Титансодержащий манганоколумбит* был выявлен электронозондовым микроанализом в виде микровключений в астрофиллите в ассоциации с пирофанитом и кварцем из юго-восточной части Малого выхода.

**4.3.4 Титанит** - акцессорный минерал, широко распространённый в гранодиоритах, диоритовых порфиритах, габбродиоритах, детально не исследовался.

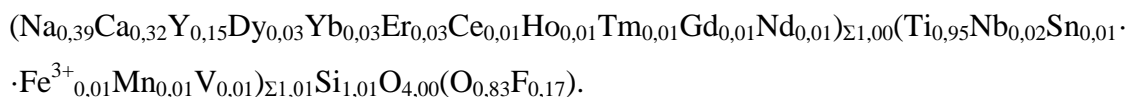
**4.3.5 Натротитанит** ( $\text{Na}_{0,5}\text{Y}_{0,5}\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ ) был открыт на месторождении при изучении минерального состава фенитизированных пород в экзоконтакте выходов щелочных гранитов, а именно, в псевдоморфозах по нарсарсукиту [5, 7]. Минерал чаще полностью или частично заполняет объёмы бывших кристаллов нарсарсукита звездчатыми сростками желтых или желтовато-



белых мелких призмочек. Электроннозондовый микроанализ показал, что он развивается как по периферии и по отдельным трещинкам натроиттросодержащего титанита в виде каёмоч (рисунок 55), так и в виде самостоятельных зёрен в ассоциации с эльпидитом и флюоритом [5]. Иногда в псевдоморфозах в центральных частях звездчатых образований можно видеть скопления мелких зерен рутила, но неясно, развивается он по натротитаниту или наоборот.

Ассоциирующие с натротитанитом минералы: микроклин, альбит, кварц, рибекит, эгирин, биотит, астрофиллит, рутил, циркон, флюорит, иттрофлюорит, эльпидит и др. Цвет минерала молочно-белый до желтовато-серого, черта белая, стеклянный блеск. Усреднённый химический состав натротитанита (мас.%): Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1,28; SiO<sub>2</sub> 27,83; TiO<sub>2</sub> 35,00; SnO<sub>2</sub> 0,57; V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,36; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,23; Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,87; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,83; Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,26; Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,46; Tb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,17; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,45; Ho<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,16; Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,24; Tm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,50; Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,53; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,35; Lu<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,28; MnO 0,33; CaO 8,16; Na<sub>2</sub>O 5,55; F 1,52 O:F -0,64; Σ 98,71.

Эмпирическая формула, рассчитанная на 3 катиона, имеет вид:



Упрощённая: (Na,Ca,Y,REE)TiSiO<sub>4</sub>(O,F) и конечная формула ряда: (Na<sub>0,5</sub>Y<sub>0,5</sub>)Ti(SiO<sub>4</sub>)O.

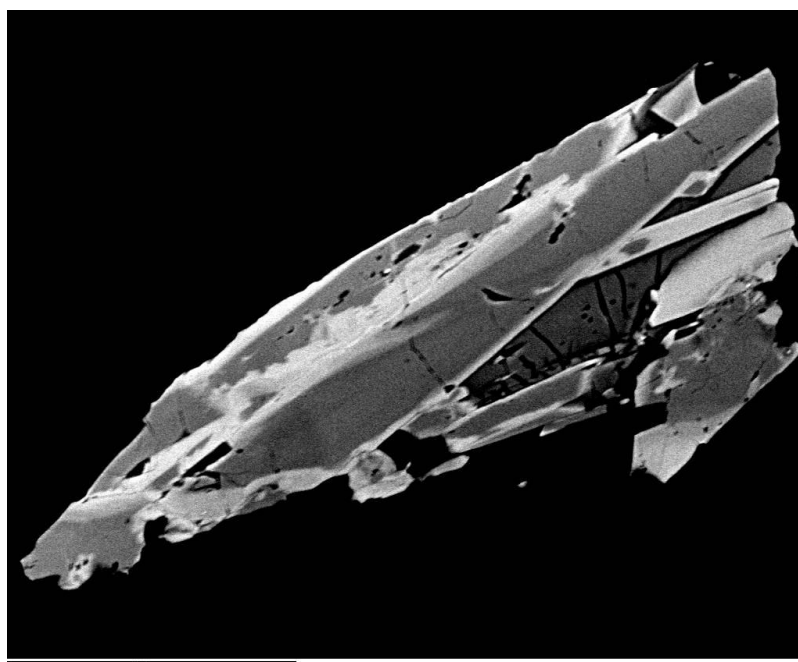


Рисунок 55 - Фрагмент агрегата: натротитанит (белое) и натроиттросодержащий титанит (серое) с иттрофлюоритом (тёмно-серое).

ВЕИ

Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, пространственная группа  $C2/c$ , параметры элементарной ячейки:  $a = 6,5691(2)$ ,  $b = 8,6869(3)$ ,  $c = 7,0924(2)$  Å,  $\beta =$

$114,1269(4)^\circ$ ,  $V = 369,4(2)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 4$ . Семь сильных рефлексов порошковой дифрактограммы [ $d$  (Å);  $I$ , ( $hkl$ ): 2,597; 10, (130); 3,248; 8, ( $11\bar{2}$ ); 2,994; 6, (200); 1,641; 4, (330); 4,941; 3, (110); 1,498; 3, (400); 2,273; 3, ( $11\bar{3}$ ) [7].

Реликты разной степени замещенного нарсарсукиита на месторождении были встречены в фенитизированных участках экзоконтактов выходов щелочных гранитов, в пегматоидных жилах и в участках активной альбитизации. Собственно *нарсарсукиит*  $\text{Na}_2\text{Ti}(\text{Si}_4\text{O}_{10})$  сохранившийся до наших дней был выявлен А.В. Степановым в 80-ые годы прошлого столетия в блоке неполностью замещенной фенитизированной породы на площади 1 x 3 м в 1-ом рудном теле на месте тектонического срыва, возможно, перекрывшего временно подачу активных флюидов. Минерал образует чаще всего однообразные простые кристаллы по форме напоминающие квадратные «кирпичики» до 3 см, представляющие собой комбинацию тетрагональной призмы с пинакоидом и реже сростки, не имеющие определенной формы [8]. Ранее на месторождении в некоторых пегматоидных телах Большого выхода А.В. Степановым были встречены останцы кристаллов уже замещенного минерала, достигающие до 10 см и выше. Нарсарсукиит в пегматитах, по видимому, был более однородным, без включений. В фенитах, в полном развитии метакристаллы нарсарсукиита обычно не содержат включений посторонних минералов. В процессе роста минерал «раздвигал» окружающее его пространство, оттесняя другие минералы. Однако, изредка встречаются и такие метакристаллы, в центральной части которых содержится очень много включений микроклина, альбита, кварца, эгирина, рибекита или арфведсонита, циркона, пирохлора и др. минералов. На поверхности кристаллов, особенно на базальных гранях и вдоль спайных и других трещинок, залеченных кварцем, наблюдаются мелкие вросшие и/или выросшие листочки астрофиллита. Астрофиллит здесь обычно ассоциирует только с нарсарсукиитом и во вмещающей породе не наблюдается.

Химический состав бледно-желтоватых образцов нарсарсукиита из фенитизированных пород (1 рудное тело) представлен в таблице 14 (рисунок 56). В составе изученного минерала постоянно присутствуют фтор, алюминий, цирконий и железо. Соотношение главных компонентов несколько отклоняется от стехиометрических значений. Так, в ряде анализов отчетливо виден некоторый избыток кремния и недостаток натрия. Содержание титана также ниже расчётного. Видимо, он может частично замещаться по схемам:  $\text{Ti} \rightarrow \text{Zr}$ ,  $\text{Ti} \rightarrow \text{Fe}$  и частично выноситься. Избыток кремния и одновременный недостаток натрия, возможно, обусловлен частичным (начальная стадия) разложением минерала без видимых изменений зёрен под оптическим микроскопом. Низкое значение суммы можно, частично, отнести присутствию

лития, содержание которого не проверялось. В составе минерала нередко отмечалось незначительное (не более 1%) содержание олова.

Нередко зерна минерала испещрены многочисленными заполненными трещинками, проходящими как по спайным, так и секущим направлениям. В первом случае, полости разрывов широкие (до 50 мкм) и параллельные в виде «каналов», которые заполнены неустойчивой, разлагающейся под воздействием электронного луча, фазой с приблизительным составом (мас. %): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,48; SiO<sub>2</sub> 12,32; CaO 0,85; TiO<sub>2</sub> 27,53; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,11; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,92; ZnO 0,89; Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,54; ZrO<sub>2</sub> 3,83; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,37; Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,54; Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,27; Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,21; PbO 4,29; Σ 62,16 мас. %. Из-за малых размеров не представляется возможным детальное изучение заполнений трещинок.

Таблица 14 – Химический состав нарсарсукита, (мас.%)

Компоненты/анализ	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	60,17	59,53	59,07	60,30	59,40	59,64	59,72
TiO <sub>2</sub>	14,67	14,19	14,58	14,84	14,88	14,79	14,38
ZrO <sub>2</sub>	0,56	0,97	1,61	1,24	0,96	0,93	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,70	0,90	0,65	0,65	0,84	0,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	4,15	3,68	3,59	3,35	3,55	3,99
Na <sub>2</sub> O	14,53	14,57	14,22	14,48	13,86	14,55	14,41
F	1,54	1,78	1,79	1,79	1,52	1,70	1,12
Σ	95,96	95,89	95,84	96,88	94,63	96,01	95,24
Количество в формуле в расчёте на Al+Si=4 ат.							
Si	3,94	3,95	3,93	3,95	3,95	3,93	3,94
Ti	0,72	0,71	0,73	0,73	0,74	0,73	0,71
Zr	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
Al	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07	0,06
Fe	0,18	0,21	0,18	0,18	0,17	0,18	0,20
Na	1,84	1,87	1,83	1,84	1,79	1,86	1,84
F	0,32	0,37	0,38	0,37	0,32	0,35	0,23

Примечание - Минерал не проверялся на содержание лития.

Считается, что нарсарсукит - хороший ионообменник со способностью варьировать по содержанию примесных элементов, таких как железо, тантал, ниобий, ванадий и, возможно, литий.

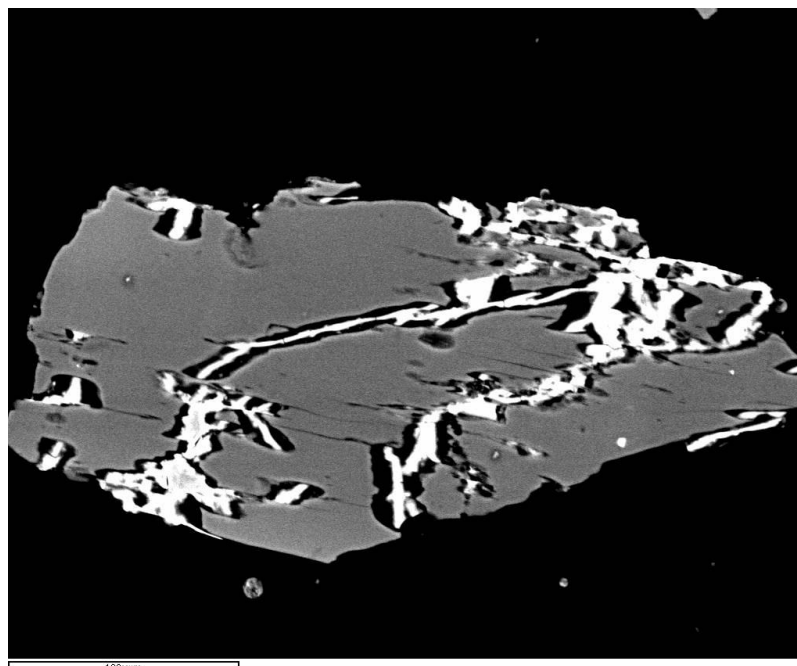


Рисунок 56 – Зерно нарсарсукита (серое) с «каналами», заполненными неустойчивой (под электронным лучом) тяжёлой фазой (белое). ВЕИ

Рентгеновская дифрактограмма отобранного образца нарсарсукита из 1-ого рудного тела Верхнеэспинского месторождения с примесью кварца (5%) и альбита (1%) идентична таковой эталонного образца. Вычисленные параметры элементарной ячейки минерала тетрагональной сингонии:  $a=10,721(3) \text{ \AA}$ ;  $c=7,957(4) \text{ \AA}$ ;  $V=914(1) \text{ \AA}^3$  [8].

Несмотря на былое широкое распространение нарсарсукит является в условиях постмагматической деятельности щелочных гранитов относительно «короткоживущим» минералом, образующимся при альбитизации пегматитов, гранитов; фенитизации вмещающих пород и при смене условий на кислотные легко замещающимся многими титановыми и титансодержащимися менее щелочными минералами, остающимися в объёме бывшего кристалла.

**4.3.6 Нептунит  $\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$ .** Минерал встречен А.В. Степановым в центре Большого выхода в пегматитовых телах в псевдоморфозах по нарсарсукиту совместно с кварцем и лоренценитом в виде мелких более или менее изометричных зерен или их сростков. Размер кристалликов от 0,0*n* до 0,0*n* мм. Цвет красновато-бурый, в тонких осколках слабо просвечивает. Вне псевдоморфоз нептунит не встречается. Содержание титана ( $\text{TiO}_2$ ) в химическом составе нептунита достигает 25 мас.%. Вторичные изменения нептунита выражаются в замещении его тонкодисперсным агрегатом кремнезема и анатаза бело-серого или голубовато-серого цвета и происходят, очевидно, еще в гипогенных условиях. В зоне выветривания минерал устойчив.

**4.3.7 Лоренценит  $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{O}_3$**  образует параллельно-шестоватые, сноповидные или сферолитовые сростки игольчатых или удлинённых

пластинчатых кристалликов, развивающихся по нарсарсукиту при его частичном или полном замещении (рисунок 57). Вне нарсарсукита или псевдоморфоз по нему лоренценит не обнаружен. Размер отдельных призмочек или удлиненных пластинок от 0,0*n* до 1,00 мм. Цвет минерала розовато-серый, сиреневатый. Черта светлая. Твердость не замерялась из-за небольших размеров кристалликов, но в полированных шлифах по сравнению с кварцем, он немного мягче. Химический состав минерала представлен в таблице 15.

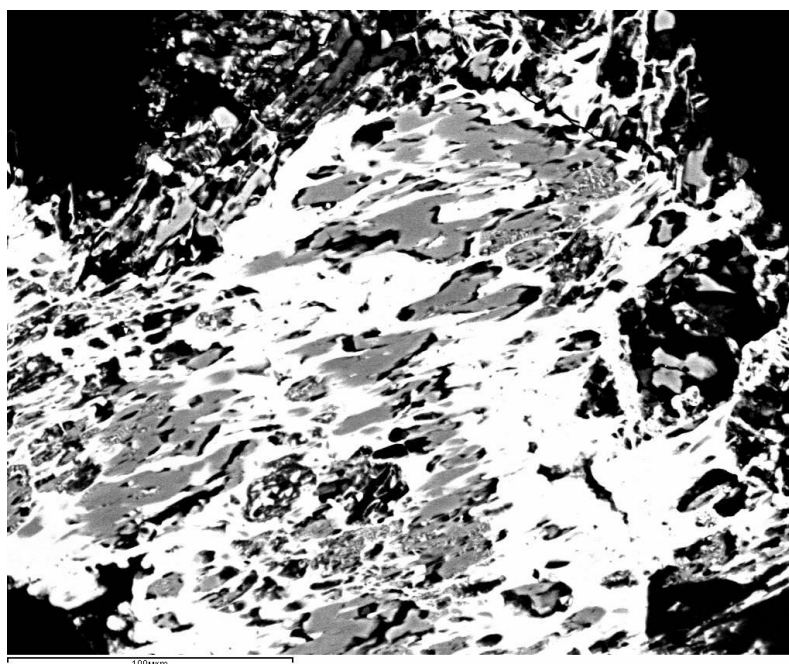


Рисунок 57– Псевдоморфоза по нарсарсукиту: сростки анатаза (белое) и лоренценита (серое), поры (чёрное). ВЕI

Таблица 15 - Химический состав лоренценита, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	Среднее
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,15	1,76	2,43	1,44	1,3	1,80
SiO <sub>2</sub>	34,67	34,33	34,35	36,20	35,16	34,54
TiO <sub>2</sub>	44,99	46,92	45,06	44,59	46,49	45,61
FeO	0,08	0,45	0,00	0,64	0,00	0,23
Na <sub>2</sub> O	18,04	18,18	17,60	17,42	18,20	17,89
Σ	99,93	101,64	99,44	100,29	101,15	100,49

Усредненная формула лоренценита, рассчитанная на 2 атома Si, имеет вид: Na<sub>1,96</sub>(Ti<sub>1,96</sub>Nb<sub>0,05</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,01</sub>)<sub>2,02</sub>(Si<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>)O<sub>3,03</sub>.  
В составе титан замещается незначительным количеством ниобия и железа.

#### 4.4 Минералы группы астрофиллита:

**4.4.1 Астрофиллит, куплетскит, тарбагатаит** и др. на месторождении распространены породообразующие минералы. В гранитах встречаются в виде отдельных редких удлинённых листочков или звездчатых скоплений размером до 1 мм. В пегматоидных жилах астрофиллит образует или очень тонкие и длинные пластинки-листочки размером до 1,0x15,0x100,0 мм, или сравнительно широкие и толстые пачки пластин, иногда собранные в лучистые агрегаты, образующие обильную вкрапленность в виде полос или линз. В кварце при этом часто наблюдаются многочисленные микроскопические включения пластиночек-иголочек астрофиллита. В метасоматических породах минерал чаще всего образует удлинённые пластинки до 0,5-1,0 см. Листочки и пачки листочков астрофиллита обычно измяты или разорваны [6].

Особенностью астрофиллита из месторождения при визуальном наблюдении является преимущественно темно-бурый до черного цвет в отличие от астрофиллита Кольского полуострова и других мест проявления минерала. Предполагается, что темный цвет обусловлен диффузно рассеянной наноразмерной вкрапленностью ниобофиллита. При вращении шлифов в оптическом микроскопе при параллельных николях наблюдается обратное астрофиллиту погасание, что характерно только для ниобофиллита. Сам астрофиллит в шлифах обычно от светлого до оранжевого цвета и темнеющая краевая каёмка ниобофиллитизации выявляется только при большом увеличении объектива.

Исследования показали: для образцов астрофиллита из разных участков месторождения характерна значительная изменчивость состава с постоянным присутствием примесей таких элементов, как литий, рубидий, цезий, бериллий, цинк, цирконий, олово, свинец, магний, алюминий, ниобий, ванадий и др. Варьируются в количественном содержании: железо с марганцем, цинком, магнием, свинцом и литием; титан с ниобием, цирконием, оловом и ванадием; калий с натрием, кальцием, цезием и рубидием [6]. Химический состав образцов астрофиллита из разных пород различных частей месторождения показал чёткую зависимость от состава вмещающих пород. Собственно астрофиллит из щелочногранитных интрузий обычно характеризуется относительно низкими содержаниями кальция, магния, марганца, цинка, ниобия и др. А во вмещающих, обогащённых этими элементами, породах присутствует как собственно астрофиллит, содержащий эти элементы в существенно повышенных количествах, так и минералы группы астрофиллита, такие как куплетскит – марганцевый аналог и недавно открытый кальциевый аналог – тарбагатаит  $(\text{K}\square)\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_5$ , утверждённый Комиссией по новым минералам, классификации и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации (2010-048) [9].

**4.4.2 Куплетскит  $K_2Na(Mn,Fe)_7Ti_2Si_8O_{24}(O,OH,F_7)$**  был выявлен на месторождении электроннозондовым микроанализом (таблица 16) из пегматоидной кварцевой полевошпатовой жилы, удаленной от выходов щелочных гранитов на поверхность на расстоянии нескольких сотен метров. В месте взятия образцов жила пересекает одну из таких даек мощностью около 5 м. Края жилы сложены, в основном, тонкозернистой плотной калишпатовой породой с редкими вкраплениями лейст альбита, незначительного количества кварца и редких иголочек эгирина. Ближе к центру она сменяется зоной средне- и крупнозернистых (от  $n$  до  $10n$  мм) перекристаллизованных калишпат-альбитовых с кварцем пород. Здесь присутствуют разнообразные редкометальные и редкоземельные минералы: микроклин, альбит, кварц, эгирин, циркон, торит, ксенотим, фергусонит, ферсмит, эвксенит-(Y), ильменит, цинковый пирофанит, манганоколумбит, кейвиит, таленит-(Y), каппеленит-(Y), эвдиалит, цзиньшацзянит, миларит, гельвин, бертрандит, бавенит и др. Минералы астрофиллитовой группы отмечаются по всей жиле, а в отдельных участках в виде шпир и полос мощностью до 10 см, образуя обильную вкрапленность (до 20 %). Особенностью минералов является повышенное содержание кальция и марганца, вплоть до выявления собственно куплетскита и кальциевых разновидностей куплетскита и астрофиллита.

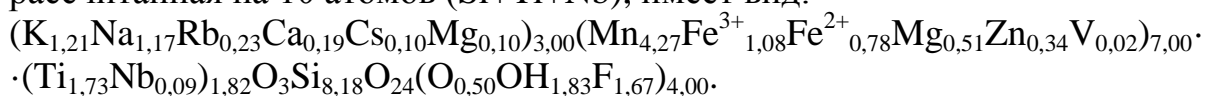
Форма отдельных зерен минералов – удлиненные пластинки размером 2 x 3 до 10 x 0,  $n$  мм. Размер агрегатных сростков до 15-20 мм (рисунок 58). Астрофиллит и куплетскит и их разновидности образуют совместную вкрапленность в виде полос, линз, зонков, узлов в краевых частях описываемой жилы. Иногда наряду с полисинтетическими переслаиваниями в этих же зернах они образуют отдельные неправильные, овальные выделения и участки с отчетливыми границами.

Таблица 16 - Химический состав куплетскита (по 6 анализам), (мас.%)

Компоненты	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение	Стандартное отклонение
$K_2O$	4,02	4,76	4,34	0,12
$Na_2O$	2,28	3,14	2,74	0,15
$CaO$	0,49	1,06	0,80	0,10
$Rb_2O$	1,30	2,02	1,60	0,12
$Cs_2O$	0,73	1,29	1,07	0,09
$MnO$	22,52	23,51	22,95	0,14
$FeO$	9,29	10,76	10,15	0,29
$MgO$	1,67	2,19	1,87	0,09
$ZnO$	1,71	2,30	2,13	0,10
$V_2O_3$	0,07	0,22	0,13	0,03
$TiO_2$	9,89	10,74	10,45	0,14
$Nb_2O_5$	0,39	1,36	0,94	0,18
$SiO_2$	36,28	38,21	37,26	0,28

F	1,02	3,64	2,41	0,40
Σ	97,23	100,04	98,82	0,82

Усреднённая по 6 анализам эмпирическая формула куплетскита, рассчитанная на 10 атомов (Si+Ti+Nb), имеет вид:



Валентное состояние железа в куплетските было определено методом мессбауэровской спектроскопии.

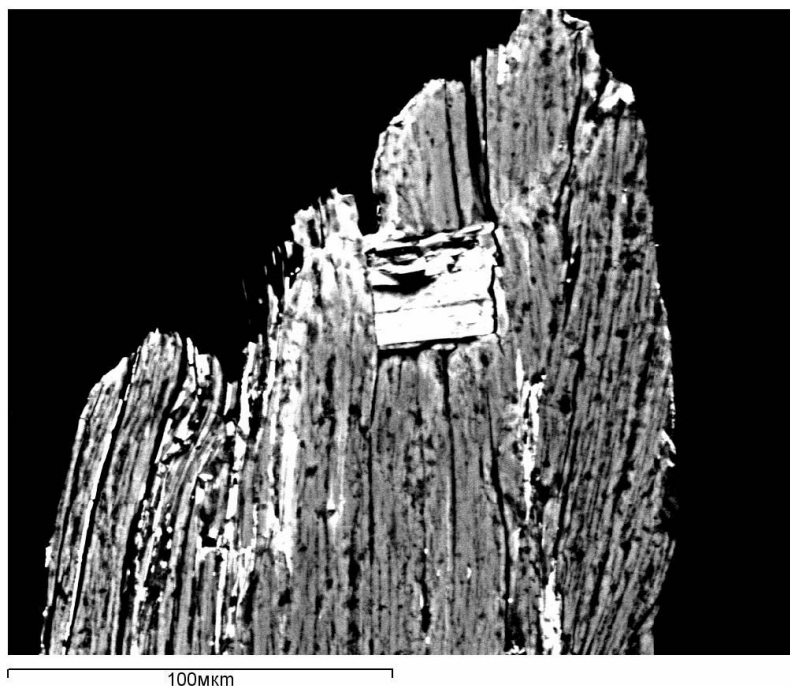


Рисунок 58 – Фрагмент зерна куплетскита (серое) с включением циньшацзянита (белое). Микротрещины заполнены ильменитом (белое). ВЕИ

Самостоятельные кристаллы *тарбагатаита* встречены не были. Листочки минерала постоянно находятся в тесном переслаивании с листочками и пачечками листочков астрофиллита [9]. Размеры агрегатных сростков минералов достигают до 10 x 3 x 0,2 мм. Толщина отдельных пачечек тарбагатаита редко превышает 0,03 мм. При визуальном просмотре аншлифов, где сростки ориентированы поперек плоскости среза аншлифа, наблюдается слабое различие в отражательной способности и в твердости полосок астрофиллита и тарбагатаита. Тарбагатаит менее твердый, чем астрофиллит, что выявляется рельефом полосок в полировке.

Цвет сростаний тарбагатаита с астрофиллитом коричневый, бледно-золотисто-коричневый. Тонкие чешуйки прозрачны. Визуальных различий между тарбагатаитом и астрофиллитом не наблюдается. Не флюоресцируют под катодными и ультрафиолетовыми лучами. Спайность весьма



совершенная по плоскости (001), средняя по (010). Твердость по Моосу – 3, листочки гибкие. Плотность (расчётная) – 3,263 г/см<sup>3</sup>.

Упрощенная формула тарбагатаита, нового Ca- и Fe<sup>2+</sup>-доминантного вида астрофиллитовой группы: (K□)Ca(Fe<sup>2+</sup>,Mn)<sub>7</sub>Ti<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>)<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(OH)<sub>5</sub>, для члена конечного ряда: CaFe<sup>2+</sup><sub>7</sub>Ti<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>)<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(OH)<sub>5</sub>. Кристаллическая структура минерала расшифрована в лаборатории университета Манитоба (Канада) [9].

Разнообразие и вариации в количественном отношении элементов-примесей минералов астрофиллитовой группы на месторождении обусловлены ионообменной способностью слоистых титаносиликатов и специфическими генетическими условиями.

Титаносиликаты: *бафертисит*, *камараит* и *цзиньшацзянит* – типоморфные минералы процессов фенитизации вмещающих пород Верхнеэспинского месторождения.

Бафертисит и цзиньшацзянит – первые находки в Казахстане [10]; камараит был открыт на месторождении и утверждён Комиссией по новым минералам, классификации и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации (2009-11) [11]. Минералы отсутствуют в самих щелочных гранитах и их производных, в отличие от минералов группы астрофиллита, но нередко присутствуют в пегматоидных прожилках в экзоконтактовой зоне гранитов уже во вмещающих породах. По сравнению с астрофиллитом бариевые титаносиликаты имеют более постоянный химический состав. Отмечается незначительное число примесей цинка, ниобия, олова и др.

**4.4.3 Бафертисит** Ba<sub>2</sub>Ti<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup>,Mn)<sub>4</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(OH,F)<sub>4</sub> на месторождении является довольно распространенным минералом в метасоматических породах экзоконтакта щелочных альбитизированных гранитов (фенитов), состоящих из альбита, микроклина, кварца, щелочных амфиболов, эгирина, астрофиллита, флюорита и др. [10]. Ни в гранитах, ни в пегматитах, ни в альбититах, образованных по гранитам, он не встречается. Минерал образует плоские призмы и пластинчатые метакристаллы оранжевого или буровато-красного цвета, размером до 20 x 5 x 3 мм. Железистые разности более темноокрашенные (бордовые, коричнево-бордовые), чем таковые с повышенным содержанием марганца. Имеет совершенную спайность по плоскости (001). В тонких сколах прозрачен. Твердость (в зависимости от химического состава) изменяется в пределах 4,5-4,8. Хрупок.

*Цзиньшацзянит* Ba<sub>2</sub>Na<sub>2</sub>Ti<sub>4</sub>(Fe<sup>2+</sup>,Mn)<sub>8</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>4</sub>O<sub>4</sub>(OH,F)<sub>6</sub>, как и бафертисит, встречается в фенитизированных породах, только в значительно меньших количествах. Минерал находится в тех же ассоциациях, что и бафертисит. Размер пластинок прямоугольного облика редко превышает 2-3 x 1 x 0,2-0,5 мм. Цвет от бледно-желтого до бледно-оранжевого, реже красновато-оранжевый. Черта бледно-желтая. Минерал хрупкий. Твердость существенно ниже, чем у бафертисита и соответствует 4,0-4,5. Притягивается магнитом, как и бафертисит. Измеренная плотность 3,6 г/см<sup>3</sup> (ниже, чем у бафертисита),

вычисленная – 3,819 г/см<sup>3</sup>. Спайность совершенная по плоскости (001). Отличия цзиньшацзянита от бафертисита заключаются в более светлой окраске (явно выявляется только в тонких кристаллах), в меньшей плотности и твердости, в отражательной способности, в показателях преломления. Минералы легко различаются в полированных препаратах, когда они находятся совместно. В химическом составе минерала присутствует больше щелочей и кальция по сравнению с бафертиситом, в котором они отсутствуют (или их содержание незначительное). Полное описание бафертисита и цзиньшацзянита приводится в статье [10].

**Камараит**  $\text{Ba}_3\text{NaTi}_4(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_8 (\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{OH}, \text{F})_7$  был одновременно выявлен и затем совместно изучен двумя исследовательскими группами из ИГН им. К.И. Сатпаева (Казахстан) и университета Манитобы (Канада) [11].

Минерал найден на месторождении пока только в одном месте, где содержание его в фенитах соизмеримо с содержанием бафертисита. Встречается в фенитизированных туфосланцах нижнего каменноугольного возраста в виде одиночных плоских удлиненных кристалликов или их сростков, в том числе с такими минералами как цзиньшацзянит (рисунок 59), реже бафертисит. Плоские кристаллики камараита имеют совершенную спайность параллельно уплощению. Концы кристалликов по удлинению редко имеют хорошее кристаллографическое ограничение, а боковые грани всегда ровные гладкие и хорошо оформлены.

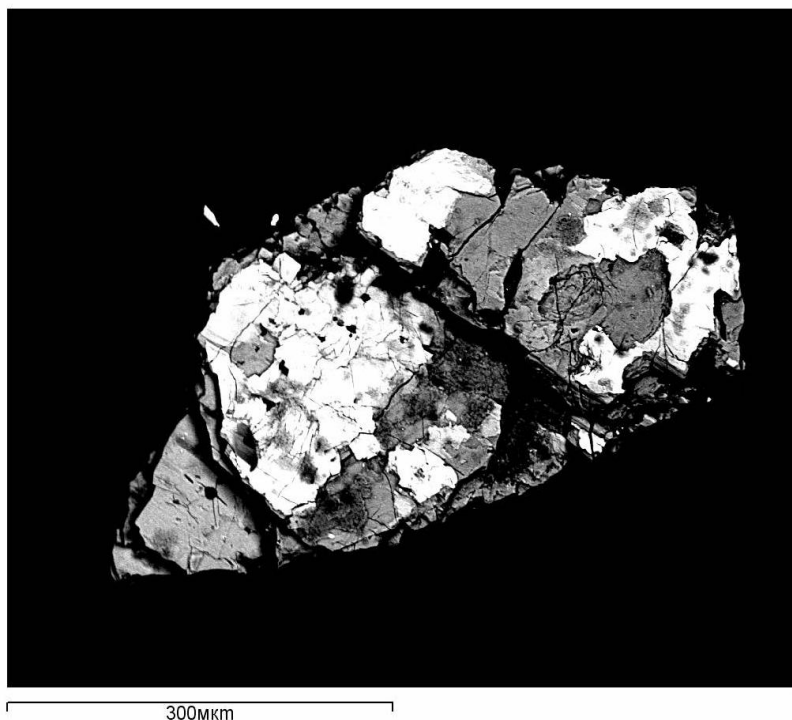


Рисунок 59 – Характер сростаний кристаллов камараита (белое) и цзиньшацзянита (серое). ВЕI

Ореол фенитизированных туфосланцев над плоской кровлей щелочных гранитов приблизительно 1-1,5 м. Состав фенитов в месте, где найден камараит, аналогичен составу щелочного сиенита. В нижележащей фации фенитов, аналогичной по составу уже щелочному граниту, ни бафертисит, ни камараит не встречены, в отличие от цзиньшацзянита, присутствующего в обеих фациях, но в очень малых количествах. Главными минералами в фенитах с камараитом, являются КПШ, альбит, эгирин, рибекит, иногда биотит, астрофиллит и др. Изредко встречаются сульфиды (пирит, арсенопирит, сфалерит), молибденит, галенит, а также гельвин, циркон, торит и др.

Цвет камараита от оранжево-красного до коричневатого-красного (светлее, чем бафертисит). Черта светло-желтая. Блеск стеклянный. Тонкие кристаллы прозрачные. Флюоресценция под катодными и ультрафиолетовыми лучами не наблюдается. Твердость меньше, чем у бафертисита (по шкале Мооса <5). Совершенная спайность по плоскости (001). Хрупкий. Плотность образцов камараита (срастание с минералами цзиньшацзянитом и бафертиситом), измеренная методом взвешивания в спирте и на воздухе в установке с использованием микроаналитических весов  $3,871 \text{ г/см}^3$ ; вычисленная –  $4,036 \text{ г/см}^3$  [11]. В породе бафертисит, цзиньшацзянит и камараит без опыта трудноразличимы. В случае их взаимного прорастания отличить минералы возможно только с помощью электрозондового микроанализа. По химическому составу камараит занимает промежуточное положение между бафертиситом и цзиньшаньцзянитом. В его составе содержание щелочных элементов, замещающих барий, значительно меньше (1:3), чем в цзиньшаньцзяните (1:1). Кристаллическая структура минерала была расшифрована Ф. Камара (Италия), Е. Соколовой (Канада) и Ф. Нието (Испания) [12].

В настоящее время уточняется химический состав одного из титановых минералов – *ифтисита и его оловянной разновидности*. Впервые минерал был найден на месторождении А.В. Степановым в 1960 г. В состав минерала входят иттрий, фтор (частично замещаемый ОН-группой), титан и кремний. Титан в составе этого минерала заимствуется за счёт образованного несколько ранее астрофиллита в процессе фторной агрессии.

В составе всех *минералов пирохлоровой группы*  $A_{2-x}B_2(O,OH,F)_7$  на месторождении присутствует титан (таблица 17). Минералы распространены в пегматоидных щелочных гранитах и, в собственно, пегматоидных жилах, в зонах альбитизации, в альбитизированных миароловых гранитах, а также в «меланолитах», не имеющие четких границ (своеобразные породы, возникшие в ослабленных зонах (узелках, линзах) альбитизированных щелочных гранитов, резко обогащенные темноцветными минералами) и в фенитизированных породах экзоконтактов (рисунок 60) [13].

Таблица 17 - Химический состав минералов пироклоровой группы, (мас.%)  
(Приложение 2/3)

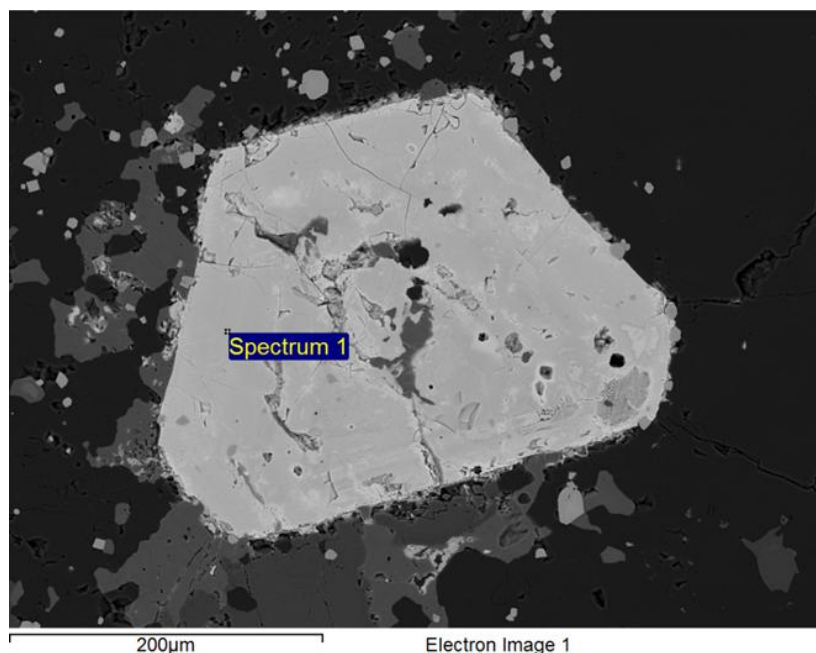


Рисунок 60 – Кристалл пироклора в нарсарсуките из фенитизированных пород 1-ого рудного тела. ВЕИ

Незначительное содержание титана (до 3 мас.%) постоянно наблюдается в эгирине, касситерите, цирконе, ликите и открыто на месторождении флюороликите; в слюдах: биотите, литионите; в фергусоните и др. минералах.

## Глава V. Геохимические исследования месторождений Верхнее Эспе и Ийсор

### 5. Поведение лантаноидов в минералах метасоматитов

Щелочные граниты, пегматиты, пегматоиды, альбитовые граниты и метасоматиты Большого и Малого выхода более богаты редкими элементами и фтором. По результатам проведенных анализов можно сравнить среднее содержание некоторых элементов различных породах обоих выходов. В пробах Малого выхода значительно выше содержание Li, Nb, Ta, F и особенно тяжелых редких элементов (TRE). Среди этих пород альбитовые граниты и метасоматиты на месторождении отличаются более высоким содержанием редкоземельных элементов, а также фтора, железа, кальция, калия и натрия.

Анализируя кристаллохимические и физико-химические свойства редких элементов, К.А. Власов приходит к выводу, что основной причиной

является их распределение в минералах по линии размера ионных радиусов, валентности, щелочности и кислотности и т.д., например, литий, ионный радиус которого равен 0,78, на ранних стадиях кристаллизации пегматитового расплава образует самостоятельный минерал – сподумен и на поздних стадиях и процесса метасоматоза образует – литиевые слюды.

Ниобий и тантал на ранней стадии кристаллизации, в случае достижения необходимой концентрации могут образовывать минерал – фергусонит, при недостаточной концентрации они не могут образовывать самостоятельные минералы. На поздних растворах и в процессе метасоматоза они образуют минералы пироклора, эвксенита, чевкинита, колумбита и др.

Особенностью распределения редких и рассеянных элементов в процессе формирования метасоматитов, альбититов и пегматитов является то, что исключительно важная роль принадлежит процессам изоморфного замещения ионов. Химические элементы, различные по своей валентности и атомному весу, будут обладать сходными изоморфными свойствами. Например, можно сказать о двухвалентном кальции и трехвалентном иттрии, которые отличаются валентностью, а также об алюминии и кремнии, которые различны химически. Титан замещается цирконием, кремнием и оловом, хотя они обладают одинаковой валентностью, но имеют различные атомные веса. Согласно установленному правилу Гольшмидта, два изоморфных иона с одинаковыми валентностью и ионным радиусом ведут себя геохимически одинаково, например, цирконий – гафний и ниобий и тантал.

Рассмотрим редкие и рассеянные элементы – литий, бериллий, цирконий, гафний, ниобий, тантал, торий, уран, олово, которые являются рудоконтролирующими элементами на месторождении. Максимальная концентрация редких элементов наблюдается в приконтактовых метасоматитах. Основная масса редких элементов сконцентрирована в нескольких минералах-носителях, таких как: циркон, пироклор, гагаринит, бастнезит, ксенотим, гадолинит, торит и др.

**5.1 Литий** – Li обычно широко распространен в редкометальных пегматитах алюмокремнистые (сподумен, петалит) или алюмофтористо-фосфатные (амблигонит) и литиевых слюд [Ердж]. На исследуемом месторождении литий встречается в ребекитовых гранитах, метасоматитах и альбититах. Содержание лития было определено методом пламенной спектрофотометрии. Результат анализа показывает, что содержание лития ( $\text{Li}_2\text{O}$  %) в метасоматитах различного состава составляет 0,12-0,16%. Для пегматитового процесса литий является характерным редким элементом. Содержание и распределение лития в пегматитовых телах зависит от степени концентрации этого элемента. По нашим данным содержание достигает до 0,13% (таблица 18).

Таблица 18 – Содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в различных породах из Верхнеэспинского месторождения.

№ п/п	Номер проб из месторож.	Название пород	Содержание $\text{Li}_2\text{O}$ %
1	4	Альбитит	0,035
2	7	Вмещающая порода	0,002
3	8 р.т	Рибекитовый гранит	0,171
4	8А	Альбитит	0,034
5	14	Пегматоид	0,133
6	19	Пегматоид	0,113
7	20	Слабоизмененная вмещающая порода	0,002
8	27		0,078
9	29		0,089
10	30	Метасоматит из первого рудного тела	0,122
11	32	Метасоматит из первого рудного тела	0,163
12	35	Метасоматит из первого рудного тела	0,156
13	41	Слабоизмененная вмещающая порода	0,002

Литий – характерный и постоянный компонент рибекитовых гранитов, в которых сосредоточено его повышенное содержание: по результатам анализа составляет 0,17%. Основная его доля на месторождении заключена в литийсодержащем рибеките ( $\text{Li}_2\text{O}$  до 1,1%). Незначительные количества лития содержатся в биотите, минералах астрофиллитовой группы и собственно литиевом минерале – полилитионите, лепидолите [//].

**5.2 Бериллий – Ве** почти постоянно отмечается в метасоматических породах в форме различных собственных минералов – фенакита, гадолинита, гельвина, даналита, лейкофана, бертрандита, эвклаза, барилита, берилла, миларита, бавенита, лейфита. В 13 рудном теле, где содержание  $\text{BeO}$  достигает местами 2%, установлены берилл, гадолинит, гельвин, фенакит, бертрандит, бавенит, миларит. Повышенные содержания бериллия постоянно отмечается в эгирине и рибеките [15].

В пегматоидных жилах в форме – гадолинита. Гадолинит является редким бериллиево-редкоземельным силикатом. На месторождении он представлен красновато-желтым цветом, кристаллическим и слабо радиоактивными разностями (рисунок 61,62 приложение XX).

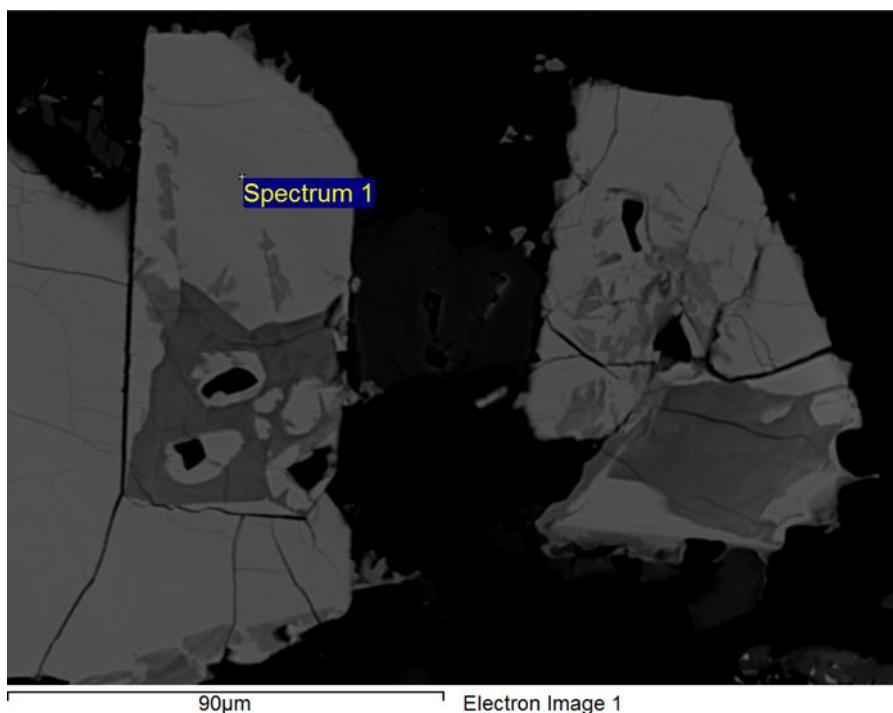


Рисунок 61 – Кристалл гадолинита.

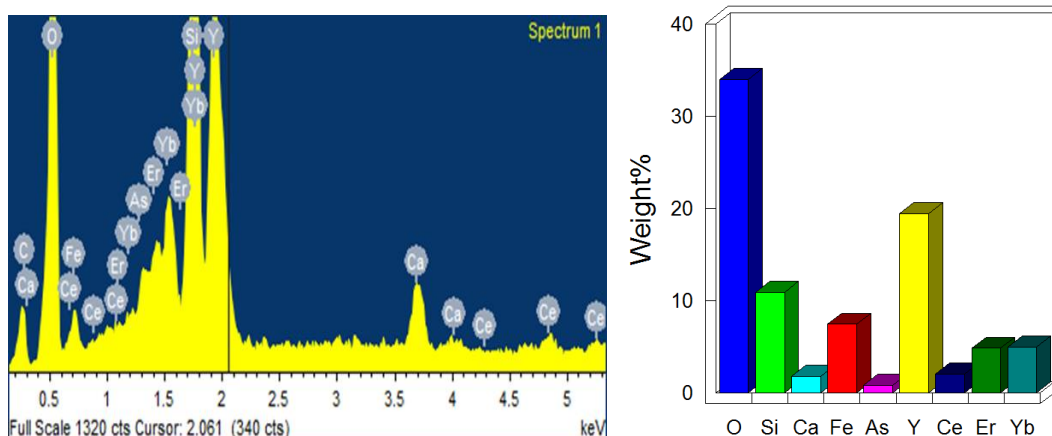


Рисунок 62 – Содержание химических элементов в гадолините в виде диаграмм.

В пегматоидном теле на юге Большого штока гадолинит образуется по трещинам в кварц-полевошпатовой породе, совместно с гагаринитом, цирконом, ильменитом, фергусонитом и др. Химический состав был исследован в отделе минералогии Музея Естественной Истории (г. Лондон). По результатам исследования содержание бериллия в гадолините составляет 9%.

По результатам химического анализа в гадолините среднее содержание элементов бериллия достигает от 7 до 9%: кремния, иттрия, иттербия – >1,0 и 1,0; железа – 0,0 и 0,03 – 0,1; алюминия – 0,01-0,03 и 0,3 – 1,0; кальция – 0,0 и 0,003 – 0,01; церия – и нет; лантана – 0,03 – 0,1 и 0,003 – 0,01, ниобия –

0,03-0,1 и нет. В образце 170 отмечается также бор в количествах, превышающих обычное его содержание в углях.

**5.3 Цирконий** – Zr к настоящему времени насчитывается более 30 собственно циркониевых минералов, содержание циркона в которых колеблется в очень широких пределах от 4 до 99 %. Все минералы циркония в основном распространены в силикатах, в меньшей мере в оксидах [1 том].

Цирконий в горных породах и минералах исследуемых месторождений характеризуется широким распространением. Среднее содержания циркония от 2-10%, в отдельных телах и жилах достигают до 20%. Цирконий также, является характерным компонентом альбитовых и метасоматических пород Верхнеэспинского месторождения. Часто встречается в гидротермальных жилах, генетически связанных с щелочными породами. Главными циркониевыми минералами на месторождении являются: циркон, эльпидит, реже циркелит. Распространение циркона довольно неравномерно.

**5.4 Ниобий** – Nb относится к рассеянным элементам, распространенным в минералах и различных породах Акжайлютасского комплекса. В рудах Верхнеэспинского месторождения основная масса ниобия (93%) и тантала (81%) заключена в пирохлоре (рисунки 63,64) (таблица 19), остальная в виде изоморфной примеси присутствует в цирконе, торите, рутиле и в темноцветных минералах. Другие минералы – концентраторы ниобия и тантала для месторождения менее характерны, однако в рудном теле участка Северного основной носитель ниобия и тантала – фергусонит, а в «Колумбитовой» жиле – колумбит.

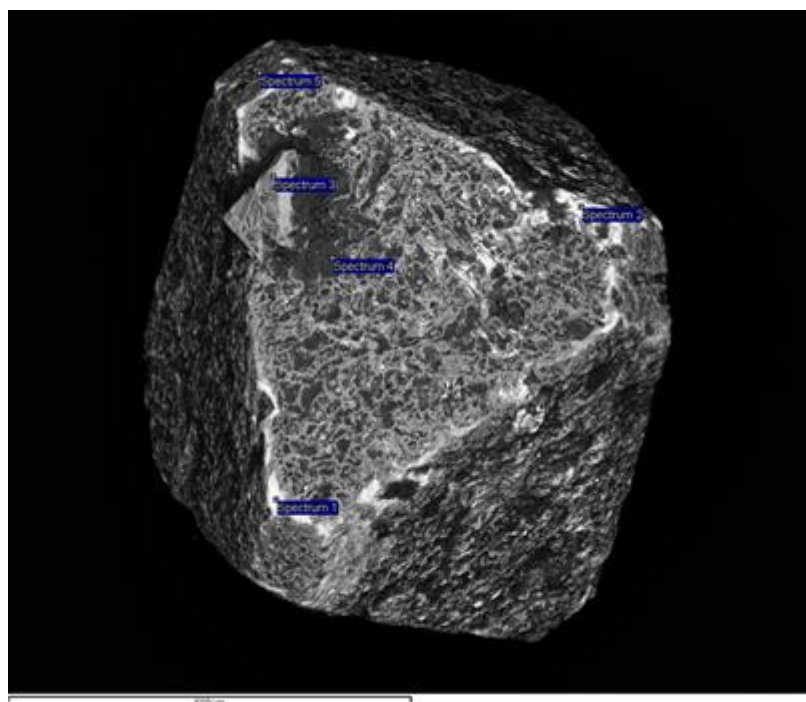


Рисунок 63 – Кристалл пирохлора сrostками циркона из месторождения Верхнее Эспе.



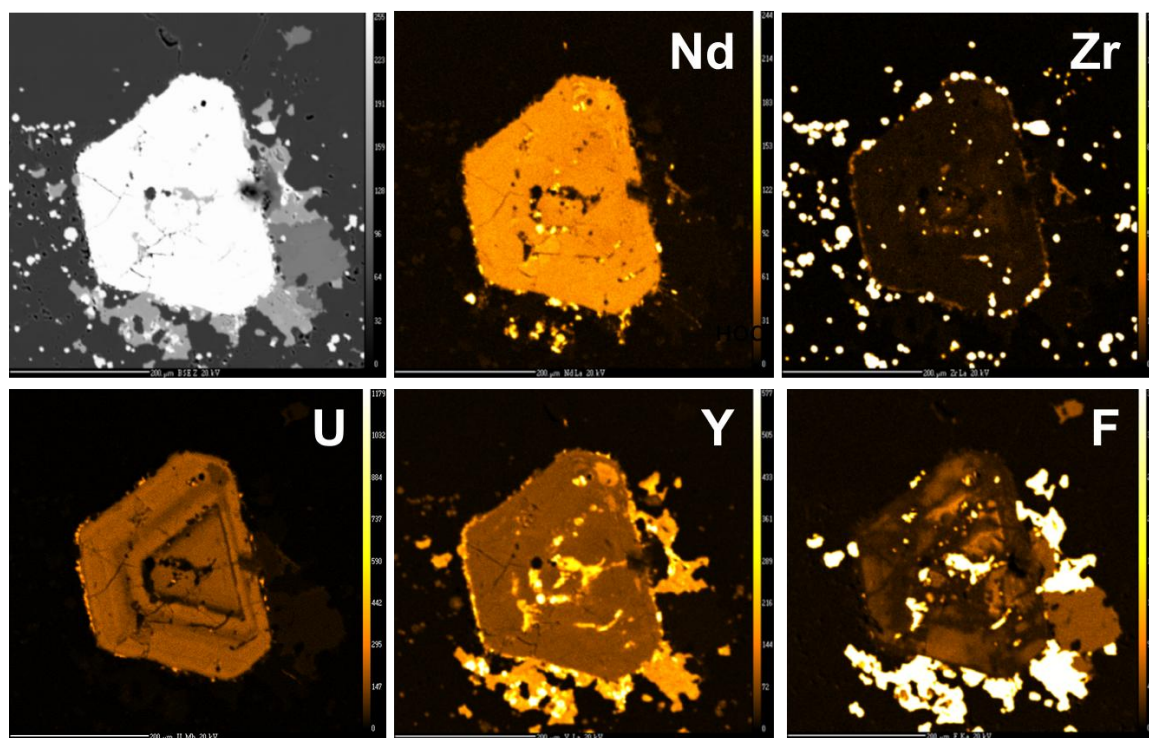


Рисунок 64 – Карта распределения элементов Nb, Y, U, Zr, F в кристалле пирохлора Верхнеэспинского редкоземельного месторождения.

Таблица – 19 Химический состав пирохлора (мас. %)

VE-43A	F	Si	Na	Ca	Ti	Nb	Ag	Ce	Ta	U	O	Σ
SI-8/1	7,78	0,43	0,67	4,17	6,48	41,20	-	5,11	1,87	5,45	26,84	100,0
SI-8/2	10,08	0,40	3,32	3,87	5,71	38,15	-	4,93	2,13	5,57	25,83	100,0
SI-8/3	11,34	-	3,67	4,60	7,22	38,38	1,21	4,12	-	3,50	25,96	100,0
SI-9/1	8,53	0,45	0,59	3,99	6/56	40,40	-	5,38	1,58	5,96	26,56	100,0
SI-9/2	9,20	0,42	3,18	4,31	5,88	38,82	-	4,30	1,96	5,67	26,26	100,0
SI-9/3	8,71	0,28	3,03	4,02	5,81	38,94	-	4,83	2,56	5,67	26,15	100,0
SI-19	7,44	0,38	0,59	3,95	6,52	41,02	-	5,59	1,96	5,77	26,79	100,0

Отношение ниобия к танталу претерпевает в породах массива двукратные колебания: от 11 до 22, причем для рудных тел метасоматитов характерно более высокое отношение. Аналогична эволюция этого отношения в минералах. Так, в пирохлорах из эгиринов – альбитовых пород северо-востока Малого выхода  $Nb_2O_5/Ta_2O_5$  – 16, в пирохлоровом концентрате рудного тела №1 – 27, а в наиболее поздних, светло-желтых пирохлорах рудного тела это отношение достигает 32, т.е. вдвое выше, чем в пирохлорах из альбититов Малого выхода.

**5.5 Торий** образует самостоятельный минерал – торит (рисунок 65), хюттонит, а также входит в качестве изоморфной примеси в монацит, ксенотим, пирохлор, бастнезит, циркон, фергусонит и в другие относительно

редкие минералы. На отдельных участках фенитов и кварц-полевошпатовых жил содержание тория превышает десятые доли процента.

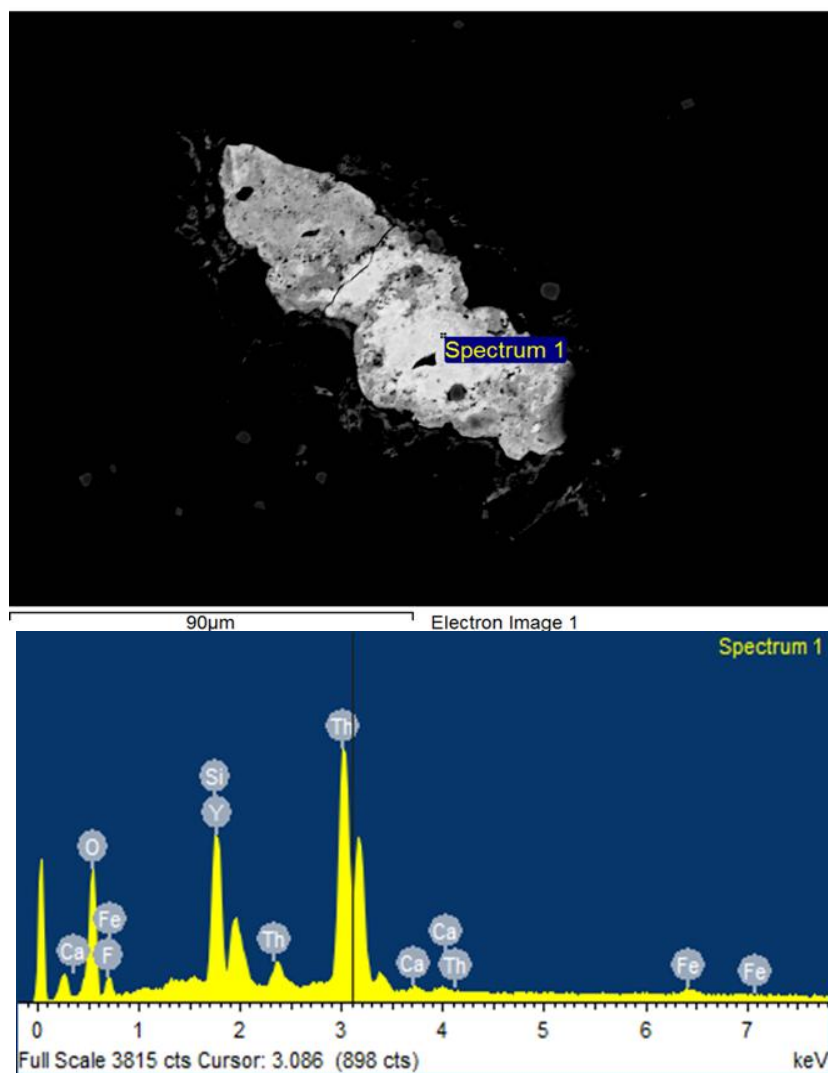


Рисунок 65 – метакристалл торита с вариацией фаз и химический состав.

**5.6 Олово** присутствует в ряде рудных тел в количестве от 0,03 до 0,1% (1 рудное тело) и даже до 0,5% (13 рудное тело). В этих же телах присутствует собственный минерал олова – касситерит. В других рудных телах, где содержание олова не превышает 0,1-0,2% оно находится в рассеянном состоянии в эгирине, астрофиллите, цирконе, эльпидите и др.

**5.7 Уран** заключен, в основном в пирохлоре (до 68 %) и цирконе (24 %) (таблица 20). Собственных минералов не образует, однако значительно концентрируется в редкоземельном пирохлоре (до 4,29%  $U_3O_8$ ) (рисунок 65). Для Верхне-Эспинского месторождения характерно весьма низкое торий-урановое отношение, равное приблизительно 1,1%.

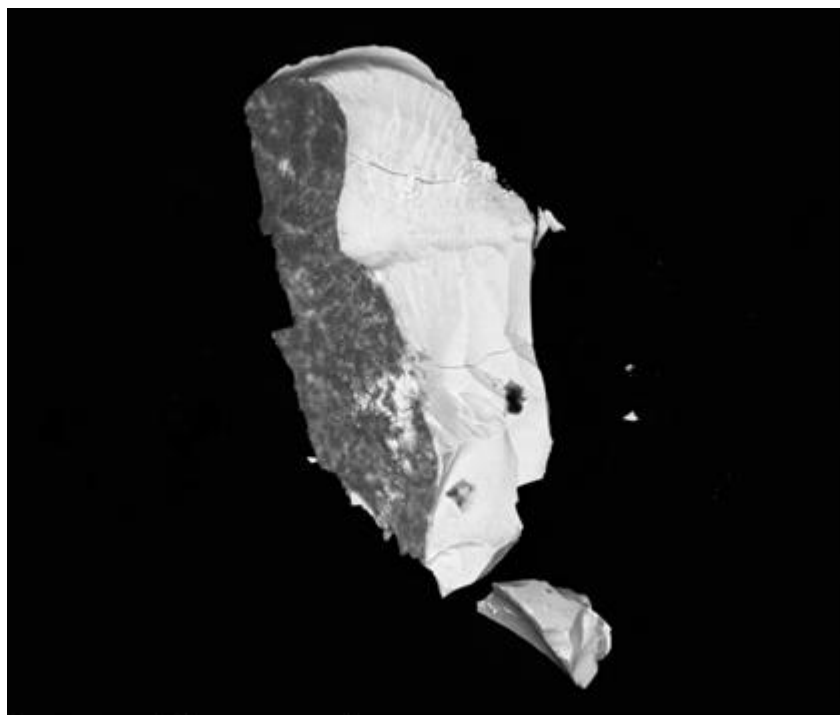


Рисунок 65 – Замещение пирохлора с ураном, серое масса пирохлор, уран (белое). Малый выход.

Основными носителями Р.З.Э на месторождении (42,66) являются: гагаринит и продукты его изменения для иттрия и иттриевых Р.З.Э. пирохлор (цериевые редкие земли) и циркон (иттриевые и иттриевые состава р.з.э.). Основные концентраты Р.З.Э. – собственные редкоземельные минералы. В таблице представлена химический состав торита с высоким содержанием урана

Таблица 20. Химический состав пирохлора

	<i>CaO</i>	<i>TiO<sub>2</sub></i>	<i>FeO</i>	<i>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>WO<sub>3</sub></i>	<i>UO<sub>2</sub></i>	<i>Total</i>
анализ 1	3.27	24.07	1.57	26.14	1.93	2.77	5.39	34.85	100.00
анализ 2	2.74	25.73	1.34	26.02	1.42	1.53	5.25	35.97	100.00
анализ 3	2.31	23.28	2.06	25.84	1.94	8.07	4.34	32.16	100.00
анализ 4	3.91	23.57	1.43	27.93	1.35	4.20	4.11	33.50	100.00
анализ 5	2.85	25.16	1.67	27.51	1.64	1.81	4.56	34.80	100.00
анализ 6	3.45	24.57	1.56	25.00	2.05	3.77	6.03	33.56	100.00
анализ 7	4.15	21.66	1.04	27.17	1.85	5.25	5.34	33.52	100.00
анализ 8	1.15	24.42	1.01	31.30	0.00	1.94	3.55	36.64	100.00
<i>Среднее</i>	<b>2.98</b>	<b>24.06</b>	<b>1.46</b>	<b>27.11</b>	<b>1.52</b>	<b>3.67</b>	<b>4.82</b>	<b>34.38</b>	<b>100.00</b>

## 5.2. Геохимические особенности пород и сравнительная характеристика месторождений Верхнее Эспе и Ийсор

Редкометалльные и редкоземельные апограниты месторождений Верхнее Эспе и Ийсор относятся к парагенетическому типу рибекит-альбитовых апогранитов с минералами Nb, Zr, TR, Be и Th. Было исследовано содержание щелочных и редких элементов во всех типах пород месторождений. Результаты химического анализа показывают распределение щелочей в породах разного состава на исследуемом объекте (таблица 21). Содержание натрия в составе метасоматитов и рибекитовых пород значительно увеличено (рисунок 66 а, б; рисунок 67). Содержание железистых и магнезиальных окислов в рибекитовых гранитах варьирует значительно сильнее, чем в альбититовых гранитах (таблица 21). Приведенные в таблица 21, а также показанные на графике (рис. 1а, б; рис. 2) показатели оксидов щелочей свидетельствуют о том, что в среднем для Верхнеэспинского массива характерно повышенное по сравнению с кларком содержание щелочей K, Na и редких элементов, а также фтора. Для щелочных гранитов Верхнеэспинского массива характерны высокие вариации петрогенных компонентов (таблица 21). Содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют в интервале 51,31-82 мас.% (среднее 65,08 мас.%) с почти постоянным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Содержания глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьирует в пределах 7,52-16,69 мас.% (среднее 11,33 мас.%) (рис. 66а, б; рисунок 67).

Из рисунков 66 а, б видно, что процессам альбитизации наиболее сильно подвержены метасоматиты, которые образуют отдельный кластер, значительно удаленный от других пород (рисунок 66 а). Процессам же калишпатизации в одинаковой степени были подвержены все породы Верхнеэспинского месторождения (рисунок 66 б). На рисунке 67 можно отчетливо увидеть, как процессы калишпатизации сменяются процессами альбитизации в процессе метасоматических изменений в направлении от обычных гранитов, до альбитизированных гранитов, далее до рибекитовых гранитов и наиболее сильно проявившимися процессами альбитизации в метасоматитах Верхнеэспинского массива.

Повышенное содержание циркония характерно для пегматитов, альбититов, рибекитовых гранитов и особенно метасоматитов (рисунок 68). Отношения Zr/Hf в гранитных породах является надежным показателем фракционирования и рудоперспективности редкометалльных гранитов (Зарайский и др., 2009). Зарайским и соавторами установлено, что при фракционной кристаллизации гранитной магмы по схеме гранодиорит-биотитовый гранит- лейкогранит-литий-фтористый гранит Zr/Hf отношение в гранитах уменьшается из-за более высокого сродства к гранитному расплаву гафния, чем циркония. В случае Верхнеэспинского массива отношение Zr/Hf для всех типов пород колеблется от 20 до 40, что соответствует средней

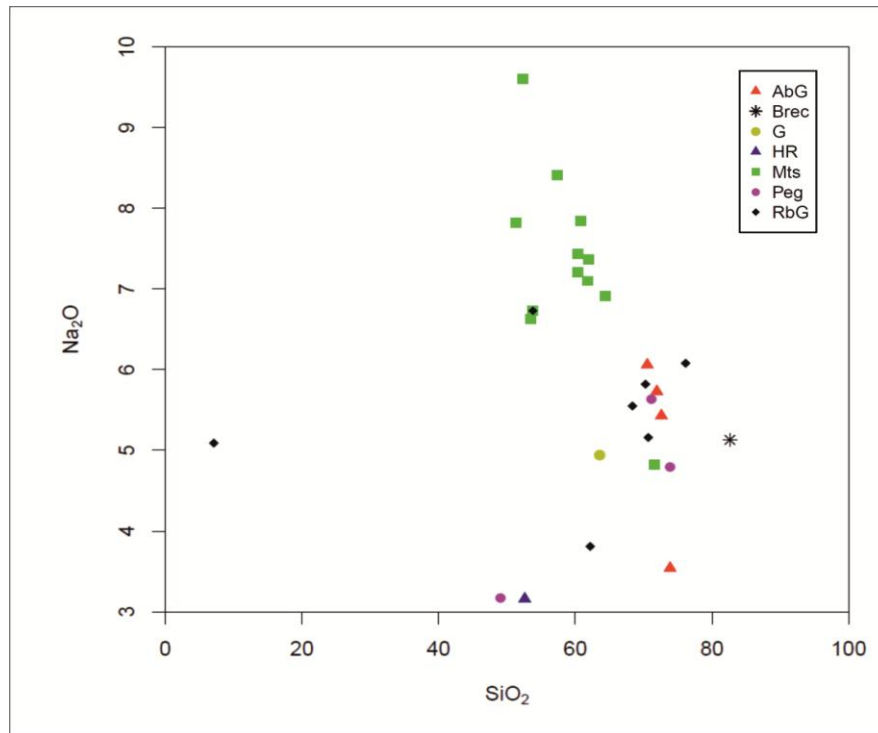
степени фракционирования гранитоидов по Зарайскому (2009). Рисунки 69 а и 69 б отражают поведение циркония и его связь с процессами альбитизации (отношение к  $\text{Na}_2\text{O}$  на рисунок 69) и связь между цирконием и поведением редкоземельного элемента Ce (рисунок 70). Четко видно, что обогащение цирконием происходило наиболее активно в стадию альбитизации, в то же время происходило и обогащение редкими землями. На рисунке 70 а и б.) показано поведение Y и Nd (рисунок 70а), а также Y и Yb (рисунок 70 б). Очевидно, что метасоматиты наиболее обогащены всеми РЗЭ, образуя отдельный кластер с содержаниями на несколько порядков выше, чем во всех других породах. Рисунок 70 а демонстрирует два тренда: один, показанный серой стрелкой, отражает магматическое фракционирование (эндоконтакт), тогда, как зеленая стрелка показывает процесс гидротермальных изменений в фенитах (экзоконтакт).

Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных образцах приведены в таблице 22. Распределение индивидуальных РЗЭ и TR в щелочно-гранитных массивах Ийсорского и Верхнеэспинского месторождений приведено на рисунок 71, где все спектры распределения редкоземельных элементов для пород Верхнеэспинского и Ийсорского массивов нормированны на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Серым цветом показана область диапазона содержаний РЗЭ, характерных для массива Верхнее Эспе. Из данной диаграммы видно, что по сравнению с массивом Верхнее Эспе, породы массива Ийсор имеют более низкие содержания, как легких, так и тяжелых РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ в Верхнеэспинском массиве имеют хорошо проявленный Eu-минимум, имеют отрицательный наклон (рисунки 71, 72 а для некоторых пород (метасоматиты и рибекитовые граниты) характерен тетрадный эффект фракционирования (ТЭФ) (т.е. четко-выделенные дугообразные сегменты легких, средних и тяжелых РЗЭ), что свидетельствует о высокой степени дифференциации и фракционирования данных пород в процессе метасоматических изменений.

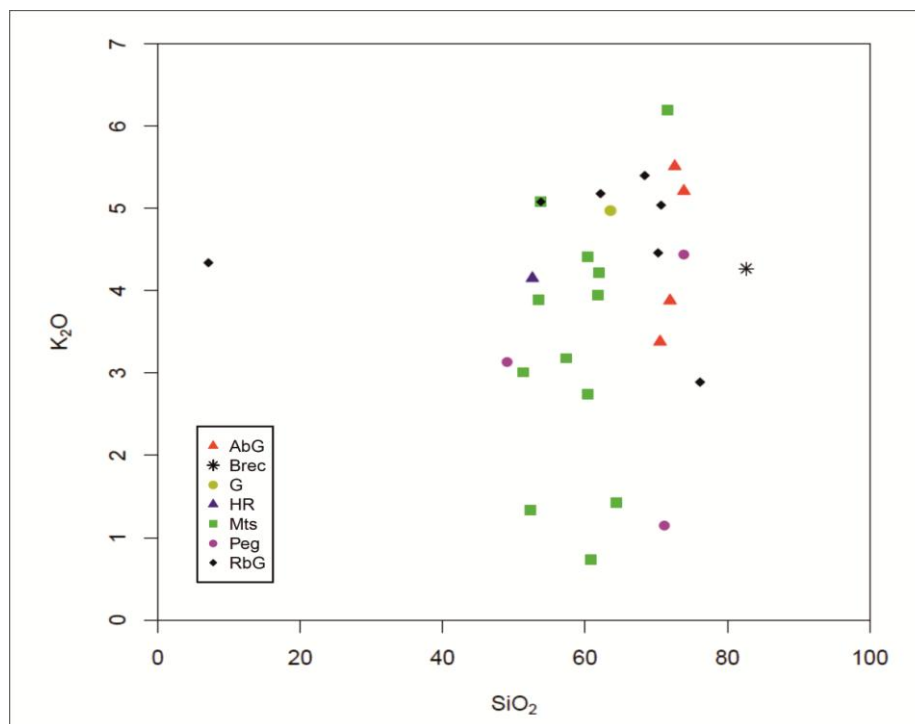
Как показывает таблица соержаний РЗЭ (таблица 22) и соответственные поля составов РЗЭ, показанные на рисунок 72, метасоматические и рибекитовые породы наиболее обогащены редкими элементами, причём концентрации в них РЗЭ на несколько порядков выше, чем в обычных гранитах, пегматитах и даже альбитизированных гранитах. Максимальное содержание тяжелых РЗЭ концентрируется в приконтактных метасоматитах. Степень концентрации элементов в метасоматитах экзоконтакта отличается более высоким содержанием тяжелых РЗЭ: Tb, Dy, Ho, Er, Eu, Yb по сравнению с легкими. Рибекит-альбитовые апограниты отличаются более высоким содержанием редких элементов по сравнению с альбитизированными и пегматитовыми гранитами. Более низкое содержание тяжелых редкоземельных элементов отмечается в альбитизированных гранитах и пегматоидах. Эти наблюдения говорят о том, что накопление

тяжелых РЗЭ происходило, как в результате кристаллизационного фракционирования материнского расплава гранитоидов, так и в процессе перераспределения и/или дополнительного привноса РЗЭ в течение более поздних гидротермальных процессов.

Спайдерграмма нормированных к примитивной мантии пород показано на рисунке 73, 74. Все спектры распределения редкоземельных элементов для пород массивов Верхнее Эспе и Ийсор были нормированы по хондриту C1 [Boynnton, 1984]. Серым цветом показана область вариации содержаний элементов, характерных для Верхнеэспинского месторождения. Сравнение содержаний элементов в двух массивах показывает, что для Верхнеэспинского месторождения характерны ураганные значения многих элементов и флюидных процессов, вызывающие обогащение высокозарядными элементами (HFSE) – Ti, Zr, Nb, Ta, Th, U и в то же время характеризующиеся ярко выраженными отрицательными аномалиями таких крупноионных литофильных элементов (LILE), как Ba и Sr. Можно предположить, что такое поведение элементов в породах Верхнеэспинского месторождения является результатом процесса фракционирования, а также с процессами гадротермальных изменений. В случае Ийсорского массива поведение элементов указывает на менее эволюционированный характер, где наряду с низкими содержаниями Ba и Sr (как и в случае Верхнеэспинского месторождения), отмечается менее заметное по сравнению с Верхнеэспинским массивом обогащение HFSE элементами. Ийсор относится к более глубокой и более примитивной плутонической системе по сравнению с высоко-эволюционированным Верхнеэспинским массивом, представляющим собой апикальную интрузию с направленным и структурно-контролируемым флюидальным потоком.



а)



б)

Рисунок 66 – Поля составов пород Верхнеэпинского массива на диаграммах  $\text{SiO}_2$  к  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  к  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Условные обозначения: AbG – альбитизированный гранит, Brec – брекчия, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматит, Peg – пегматит и пегматоид, RbG – рибекитовый гранит.

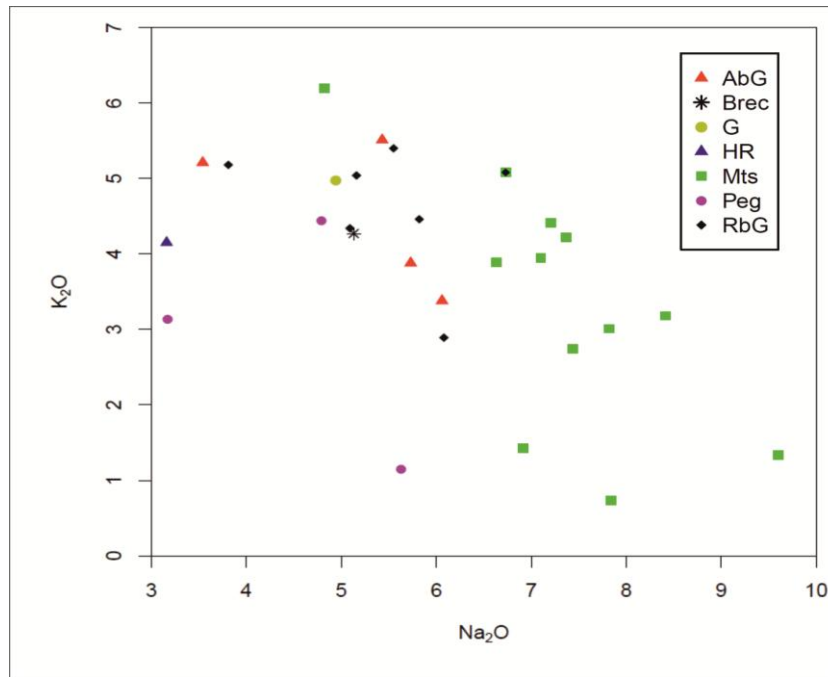


Рисунок 67 – Поля составов пород Верхнеэспинского массива на диаграмме Na<sub>2</sub>O к K<sub>2</sub>O. Условные обозначения – см. подпись к рис. 66.

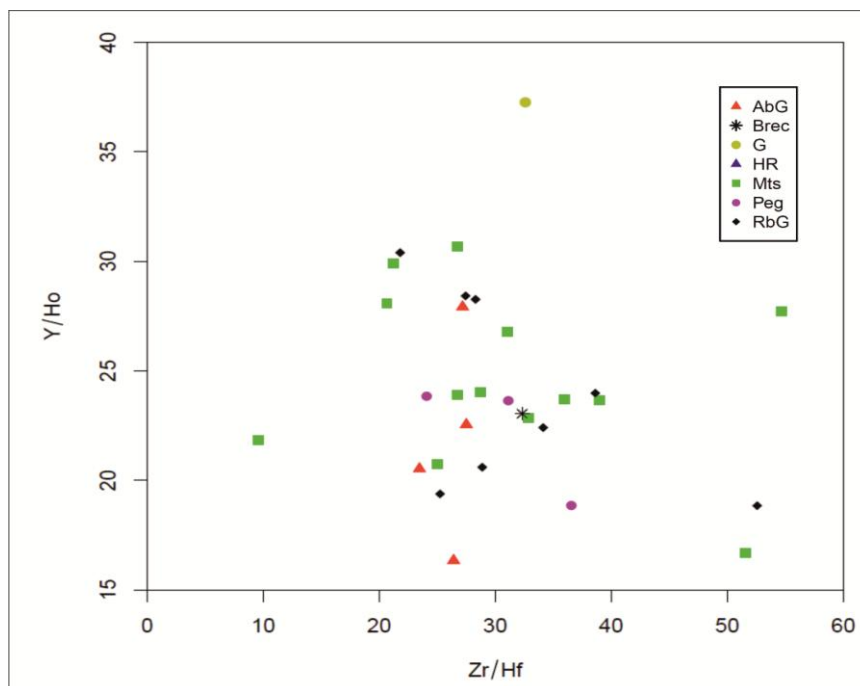
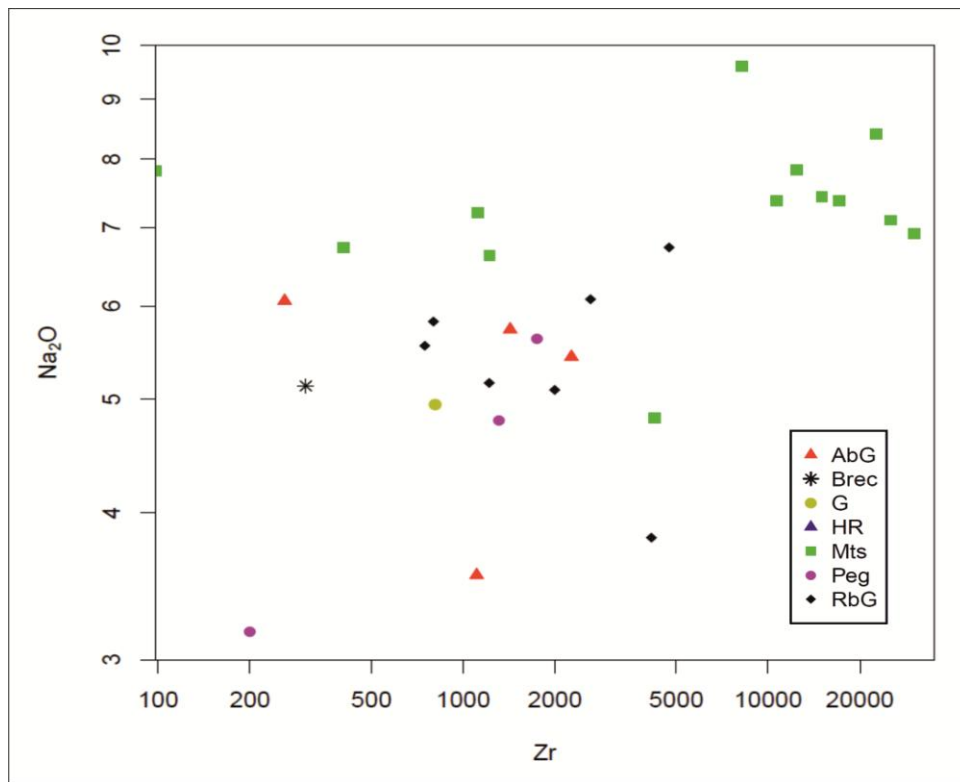
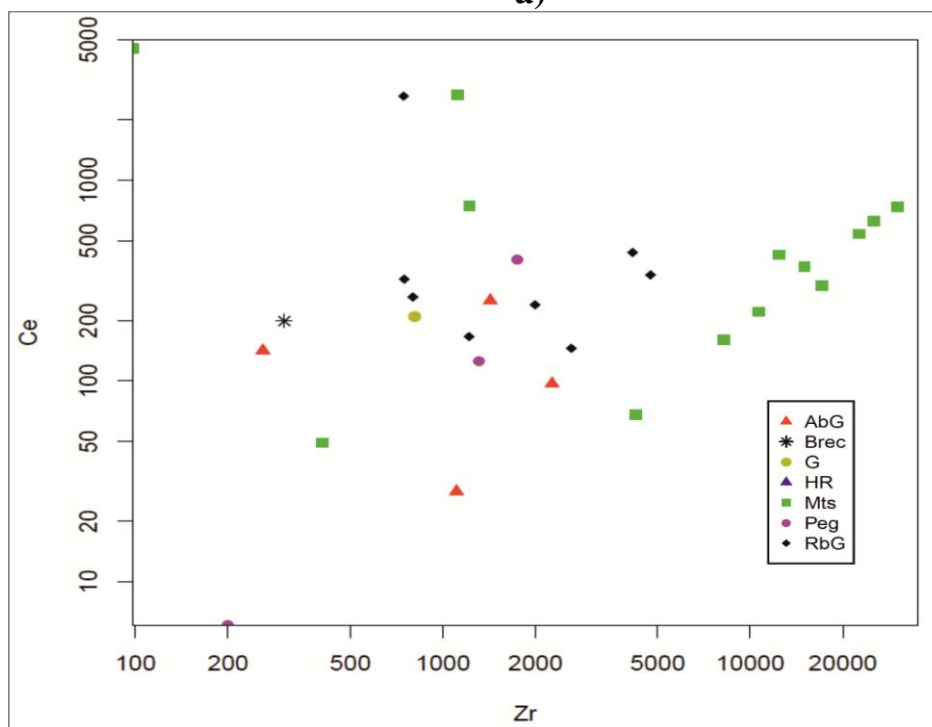


Рисунок 68 – Соотношение между отношением циркона и гафния и отношением иттрия и гольмия в породах Верхнеэспинского массива. Условные обозначения – см. подпись к рис. 66.





a)



б)

Рисунок 69 – Соотношение между содержанием циркона и церия в породах Верхнеэспинского массива. Условные обозначения – см. подпись к рис. 66.

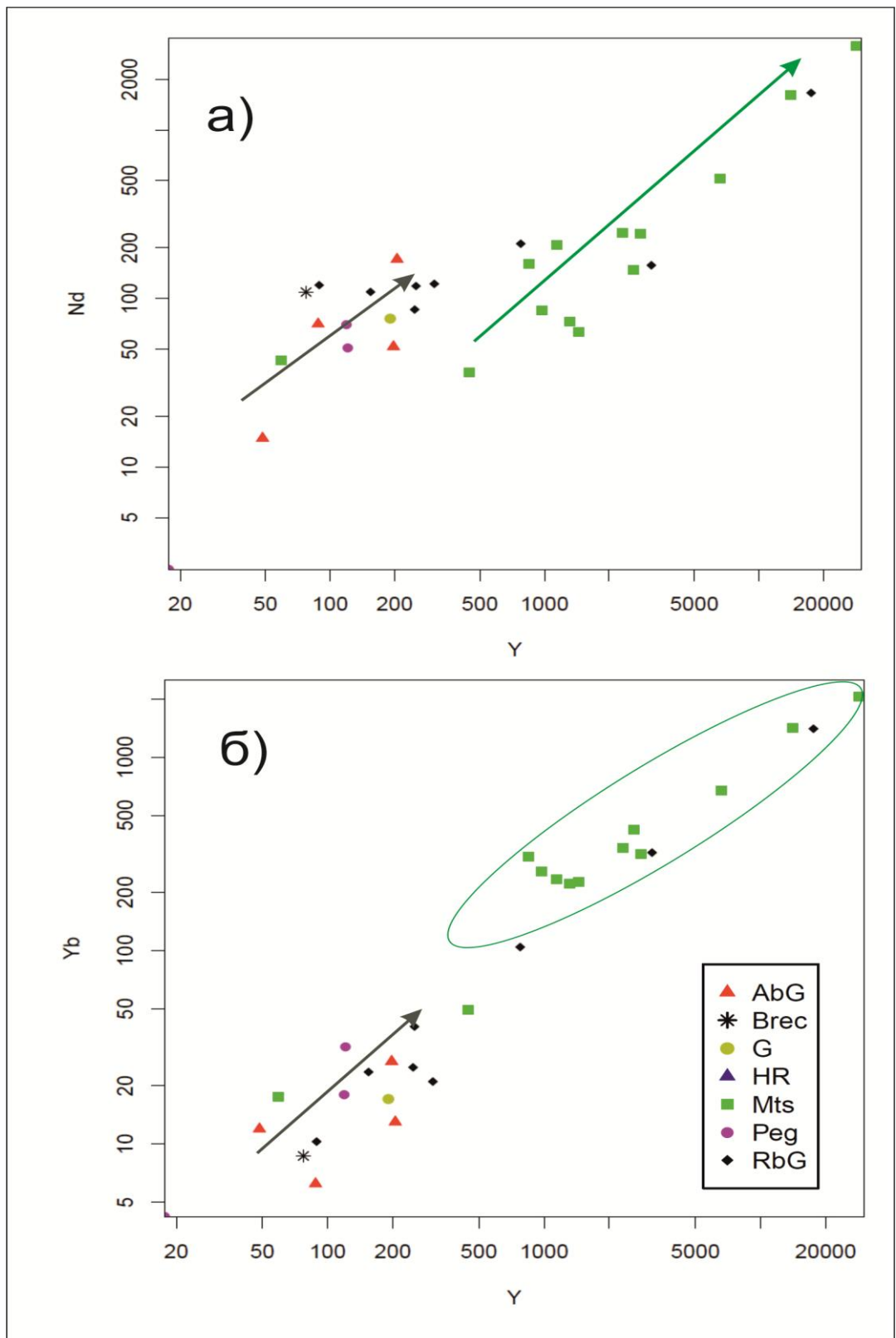


Рисунок 70 – Соотношение между содержанием Y и Nd (а) и Y и Yb (б) в породах Верхнеэспинского массива. Условные обозначения – см. подпись к рис.66.

Таблица 21 – Представительные анализы пород пород Верхнеэспинского массива (оксиды в %, элементы в г/т)

#	Sample	Groups	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	Na2O	K2O	Li	Be	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
1	2	G	63.58	12.14	2.46	1.03	4.94	4.97	24.5	13.2	10.6	111.3	301.7	1.2	7.8	30.6	214.9	26.5
2	8a	AbG	70.53	12.61	1.60		6.06	3.38	186.6	8.3	1.2	15.3	382.3	0.5	3.5	9.4	293.6	45.3
3	18	AbG	72.59	13.89	3.06		5.43	5.51	92.1	10.2	0.6	50.6	460.0	0.6	6.1	13.1	280.7	44.8
4	22	AbG	73.87	10.19	3.32		3.54	5.21	53.8	9.5	0.9	36.9	213.7	0.4	4.4	50.0	531.7	40.2
5	36	AbG	71.93	12.63	2.77	1.32	5.73	3.88	199.2	10.3	0.5	33.0	290.5	0.4	5.0	13.4	278.4	42.7
6	20	HR	52.60	16.69	5.16	6.62	3.16	4.15	13.0	50.8	344.1	12.3	1174.9	10.9	6.0	69.1	73.8	22.2
7	12	Mts	53.41	13.63	1.60	2.21	6.63	3.89	602.2	128.2	73.4	5.2	998.9	3.4	2.5	12.0	780.7	20.3
8	14	Mts	51.31	11.66	0.48	1.63	7.82	3.01	797.6	55.5	11.9	6.9	1875.6	1.5	1.7	12.8	1062.1	35.0
9	16	Mts	60.36	13.16	4.79	0.65	7.21	4.41	721.5	118.6	33.2	13.4	2106.4	2.9	3.3	25.6	1054.2	24.8
10	28	Mts	60.86	10.73	4.22	4.96	7.84	0.73	475.4	51.3	18.0	16.4	1500.7	1.1	4.8	9.1	2918.9	30.5
11	29	Mts	64.37	8.91	1.20	0.76	6.91	1.43	480.0	28.7	10.3	48.0	1807.4	1.6	6.1	42.9	1331.8	36.8
12	30	Mts	52.37	12.73	3.70	1.20	9.60	1.34	712.0	46.4	40.4	23.3	1911.6	1.3	5.1	11.4	786.3	34.4
13	31	Mts	61.97	12.86	7.15	1.60	7.37	4.22	942.0	66.6	64.7	14.6	2041.3	2.5	7.1	11.8	947.3	26.6
14	32	Mts	61.80	12.28	5.69	0.65	7.10	3.95	903.2	41.2	44.4	21.9	2490.8	2.3	6.0	57.4	1411.7	31.4
15	35	Mts	61.97	12.86	7.15	1.60	7.37	4.22	893.5	110.5	57.4	8.1	2046.2	3.9	10.6	12.7	601.1	23.7
16	37	Mts	71.56	12.20	3.39	0.54	4.82	6.20	148.1	12.5	0.3	31.6	548.0	0.6	5.4	25.4	413.6	43.5
17	41/7a	Mts	53.80	12.97	3.99	3.35	6.73	5.08	<8	1.3	0.9	133.3	939.6	1.1	10.2	25.5	182.0	0.6
18	42/13	Mts	57.31	13.34	5.43	0.89	8.41	3.18	508.1	34.5	23.4	19.8	1676.9	1.0	4.4	68.1	639.7	38.0
19	43	Mts	60.39	10.90	5.09	2.18	7.44	2.74	615.3	49.9	30.2	12.9	1944.3	1.2	3.5	18.2	812.4	26.1
20	6	Peg	73.87	11.56	2.45		4.79	4.44	<8	10.4	1.2	57.2	142.4	0.6	4.7	13.4	236.8	39.2
21	25	Peg	49.03	15.68	1.12	6.76	3.17	3.13	<8	7.8	0.5	67.9	119.4	0.5	5.5	23.5	90.3	28.4
22	27	Peg	71.14	8.27	0.48	0.15	5.63	1.15	411.5	9.7	2.5	42.6	2279.2	0.9	4.4	12.3	783.3	42.6
23	1	RbG	70.68	12.43	3.07	0.65	5.16	5.04	136.2	11.9	1.2	19.3	299.2	0.4	3.4	7.5	227.7	35.2
24	4	RbG	68.37	12.90	2.89		5.55	5.40	204.2	8.8	0.5	31.7	420.4	0.5	4.9	8.3	294.7	38.7
25	9	RbG	7.10	11.45	3.45	0.46	5.09	4.34	218.5	11.5	0.9	11.8	475.1	0.7	4.8	12.0	455.2	41.1
26	19	RbG	62.17	7.52	5.09		3.81	5.18	585.4	17.3	0.6	27.1	1251.9	0.5	4.0	11.9	906.3	33.5
27	24	RbG	70.26	12.50	2.87	0.47	5.82	4.46	201.5	10.2	0.6	30.2	436.4	0.3	3.6	9.1	357.7	43.0
28	26	RbG	76.14	11.62	2.75		6.08	2.89	43.5	8.3	0.6	28.2	302.0	0.4	3.5	261.9	719.0	50.0
29	44/1	RbG	53.80	12.97	4.78	3.35	6.73	5.08	2001.5	28.5	98.7	11.4	2492.9	4.6	5.3	10.5	1710.5	28.5
30	45/8	RbG							1214.5	169.9	54.6	11.4	1927.1	3.5	3.5	13.8	953.5	8.8
31	7	Brec	82.62	12.50		3.20	5.13	4.27	<8	4.7	1.4	80.0	52.8	0.5	5.8	19.2	38.4	34.4

Таблица 21 (прод.) – Представительные анализы пород пород Верхнеэспинского массива (элементы в г/т)

#	Sample	Groups	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
1	2	G	234.8	64.0	190.6	809.6	93.1	7.6	12.2	9.0	234.7	24.8	6.6	<1.2	0.9	51.3	46.4	13.4
2	8a	AbG	417.4	6.0	88.0	259.8	32.7	1.7	11.2	3.3	11.0	11.1	2.3	0.7	1.0	14.1	8.5	2.8
3	18	AbG	520.7	3.1	197.6	2264.4	170.1	3.1	12.7	3.0	25.2	82.3	11.7	<1.2	1.8	88.7	32.4	7.0
4	22	AbG	589.6	2.8	48.4	1107.2	169.3	2.0	28.1	2.8	17.5	41.9	11.3	<1.2	1.3	97.3	60.8	9.0
5	36	AbG	514.5	108.6	205.4	1426.1	263.5	1.9	28.6	7.6	10.7	52.5	18.1	1.5	1.5	95.9	11.1	32.8
6	20	HR	89.2	1701.8	29.4	103.7	6.8	3.6	36.0	3.9	623.5	3.1	0.4	2.6	0.4	15.4	7.9	1.1
7	12	Mts	426.0	225.5	6574.6	1220.0	528.3	1.2	33.3	12.4	497.9	22.3	9.2	3.6	2.0	284.1	4321.0	44.5
8	14	Mts	309.9	275.4	28491.8	98.0	23.9	4.0	69.9	1.6	27.1	3.0	0.7	6.4	0.9	213.0	407.6	7.1
9	16	Mts	244.5	160.3	14081.6	1119.1	218.9	3.0	105.8	2.0	78.7	31.1	8.9	2.0	0.8	273.6	1079.1	10.6
10	28	Mts	138.6	468.6	2798.0	12448.2	1596.4	1.4	249.0	2.4	32.1	587.4	87.7	7.5	0.9	784.6	106.4	199.1
11	29	Mts	302.3	64.3	2321.9	30146.9	1868.7	3.2	391.8	8.8	64.4	1048.4	197.9	5.4	5.3	566.0	89.9	508.7
12	30	Mts	333.6	94.3	1438.7	8172.6	1122.6	1.7	190.8	1.6	49.9	305.7	58.8	3.0	0.9	239.5	35.6	82.9
13	31	Mts	848.4	110.6	976.7	17084.5	2054.0	0.9	376.3	4.5	143.7	827.1	57.4	4.4	1.9	341.7	85.0	140.6
14	32	Mts	768.9	67.1	849.3	25173.3	2618.0	1.4	417.0	3.1	88.9	1006.8	184.6	7.4	1.7	1308.6	143.0	476.1
15	35	Mts	1010.0	198.1	1314.0	10687.2	1896.4	1.3	268.3	6.6	147.5	344.6	74.5	7.8	2.4	698.2	271.3	122.6
16	37	Mts	553.1	7.8	58.9	4258.1	222.8	2.6	19.6	3.4	9.3	82.6	17.1	<1.2	1.7	40.2	7.7	28.2
17	41/7a	Mts	94.5	27.2	445.1	404.9	580.5	20.6	123.5	34.2	15.8	42.3	38.1	0.3	4.4	517.3	13.0	5.4
18	42/13	Mts	224.7	80.3	1147.4	22576.8	919.9	1.5	155.9	1.4	29.1	579.2	133.9	3.8	0.6	227.9	75.1	363.6
19	43	Mts	552.6	236.8	2592.1	14999.8	930.1	0.9	166.7	8.1	227.1	561.6	76.1	3.7	1.3	799.3	381.7	200.4
20	6	Peg	471.5	5.6	119.1	1311.3	65.5	3.0	16.3	4.0	32.2	35.9	3.6	<1.2	1.2	39.4	19.7	8.4
21	25	Peg	631.7	1.3	17.7	199.6	144.6	3.9	7.2	2.9	12.3	6.4	9.1	1.8	2.0	66.4	8.5	3.6
22	27	Peg	245.5	3.7	121.2	1748.6	366.0	4.2	60.0	14.6	13.7	72.6	24.4	1.2	1.6	522.5	10.2	19.5
23	1	RbG	293.7	8.4	248.4	1217.1	149.2	2.3	16.2	3.7	19.0	44.4	9.0	<1.2	0.5	78.0	41.2	15.9
24	4	RbG	444.1	14.4	89.0	748.7	101.2	2.0	20.7	4.5	12.8	29.7	7.5	1.3	1.2	50.2	30.8	7.6
25	9	RbG	473.2	38.1	251.9	1995.2	221.8	1.4	24.7	7.8	23.4	69.1	14.9	<1.2	1.3	120.5	19.6	20.8
26	19	RbG	630.2	8.2	775.5	4142.7	537.3	2.4	29.1	3.2	26.2	121.4	37.5	1.9	2.3	113.2	126.2	45.4
27	24	RbG	531.4	43.0	306.6	798.8	129.7	1.8	13.8	5.3	12.0	28.2	9.3	<1.2	1.5	67.3	15.5	14.8
28	26	RbG	356.1	3.6	154.6	2616.8	225.9	1.9	8.1	2.1	5.2	49.8	17.8	<1.2	1.0	67.8	6.1	45.5
29	44/1	RbG	886.6	360.8	3153.5	4736.3	510.5	0.9	164.6	8.4	108.3	217.3	32.6	<1.2	1.8	605.0	19.5	99.7
30	45/8	RbG	265.8	254.5	17546.1	745.1	444.0	3.7	78.3	2.7	114.7	19.3	11.4	5.5	0.9	229.8	471.9	25.6
31	7	Brec	218.9	13.4	77.3	304.8	41.2	4.5	8.9	2.1	24.4	9.4	2.5	0.9	0.9	10.7	8.7	3.5

Условные обозначения: 1-\*Brec – брекчия, AbG – альбитизированный гранит, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматиты, Peg – пегматиты и пегматоиды, RbG – рибекитовый гранит.

Таблица 22. Содержание лантаноидов (в г/т) в породах Верхнеэспинского массива

Group	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
G – гранит	316,20	258,78	192,09	125,86	76,50	10,04	62,70	61,07	70,86	73,13	78,87	89,65	81,57
RbG – рибекитовый гранит	267,91	397,14	287,17	200,06	200,95	8,17	147,11	117,64	93,83	65,60	50,92	47,73	49,01
RbG – рибекитовый гранит	225,25	205,38	196,86	143,27	143,69	6,75	144,77	137,69	143,68	124,84	122,17	129,21	118,56
RbG – рибекитовый гранит	449,89	539,24	499,72	352,58	406,49	19,24	421,73	455,82	525,73	494,41	505,20	566,15	496,47
RbG – рибекитовый гранит	308,13	323,64	296,05	203,53	178,58	8,30	177,74	165,15	175,63	154,99	136,48	125,45	100,15
RbG – рибекитовый гранит	262,28	179,50	274,22	182,39	217,26	9,19	182,59	163,07	149,35	117,19	111,49	122,05	112,24
RbG – рибекитовый гранит	235,35	295,89	270,80	197,52	250,53	12,00	261,97	247,17	229,61	174,67	152,09	173,93	192,77
RbG – рибекитовый гранит	309,73	416,93	388,68	262,59	425,41	31,60	552,44	942,14	1368,31	1481,93	1647,35	1753,65	1528,93
RbG – рибекитовый гранит	2329,83	3238,16	3392,02	2764,80	4766,34	252,41	6010,13	8340,37	10623,60	10452,14	10002,07	9360,07	6673,40
Pg – пегматит и пегматоид	139,77	154,56	153,69	116,80	131,61	6,81	131,66	116,91	110,69	90,34	79,55	87,73	85,35
Pg – пегматит и пегматоид	6,25	7,52	6,02	4,12	4,54	0,24	4,41	6,36	8,68	10,69	13,36	18,70	20,10
Pg – пегматит и пегматоид	143,96	494,23	149,73	85,08	80,34	3,58	47,93	56,25	70,39	72,63	94,67	134,23	151,46
Ht – вмещающая порода	230,30	245,40	228,10	182,07	179,61	6,26	115,92	74,47	59,19	47,94	45,06	45,38	41,29
Ht – вмещающая порода	66,77	48,79	44,26	36,94	26,93	26,86	19,36	15,45	15,44	14,52	15,30	16,56	18,80
AlG – альбитизиров. гранит	28,70	34,74	33,76	24,69	30,48	1,95	32,39	40,29	47,84	42,36	45,79	54,03	56,93
AlG – альбитизиров. гранит	99,24	119,60	123,46	86,23	119,27	5,48	125,13	137,90	145,33	125,25	123,64	140,11	127,18
AlG – альбитизиров. гранит	141,50	174,92	150,96	117,56	130,27	5,12	102,86	91,84	79,49	61,23	47,24	37,71	29,65
AlG – альбитизиров. гранит	351,91	310,37	419,51	284,54	274,92	11,60	197,24	163,76	143,70	105,11	84,32	75,62	61,88
Mts – метасоматит	4336,48	5606,91	6131,74	5277,73	8592,65	439,06	11277,06	14135,39	18909,72	17827,04	16770,39	14307,20	9773,48
Mts – метасоматит	2652,39	3283,19	3289,11	2678,33	4225,51	241,03	5328,80	7092,46	8817,83	8487,16	8327,88	8327,29	6720,98
Mts – метасоматит	820,62	921,97	1033,67	856,57	1474,63	91,36	1878,73	2647,01	3407,01	3387,62	3580,89	3814,40	3191,23
Mts – метасоматит	714,50	912,05	732,89	408,16	559,53	31,14	640,24	1031,12	1354,29	1380,69	1447,99	1618,67	1614,97
Mts – метасоматит	618,35	667,40	613,70	345,34	391,11	22,17	361,73	496,49	652,47	692,40	821,23	1044,37	1116,01
Mts – метасоматит	569,20	776,56	518,30	266,22	298,21	17,01	238,29	402,35	552,78	584,68	763,81	1168,99	1462,62
Mts – метасоматит	526,08	525,02	598,27	402,76	649,19	46,72	709,29	1009,70	1302,89	1336,34	1437,31	1583,64	1498,12
Mts – метасоматит	375,17	457,27	400,48	247,61	409,90	31,03	548,15	967,63	1417,34	1549,20	1820,37	2171,90	2000,46
Mts – метасоматит	317,84	368,32	280,37	141,18	160,60	12,32	146,16	274,43	420,40	496,67	661,79	978,88	1224,23
Mts – метасоматит	206,78	273,16	204,79	121,57	201,93	19,16	257,64	446,17	637,80	700,83	823,61	1028,97	1056,80
Mts – метасоматит	174,53	197,28	181,88	105,54	161,55	12,29	195,91	379,38	582,28	670,02	827,49	1037,92	1074,93
Mts – метасоматит	95,68	84,13	105,08	71,80	80,60	4,19 <sup>25</sup>	73,91	62,46	57,76	50,46	58,22	75,72	83,25
Mts – метасоматит	48,13	60,79	69,16	60,66	115,26	6,96	146,29	229,18	283,51	291,28	287,56	294,18	236,08

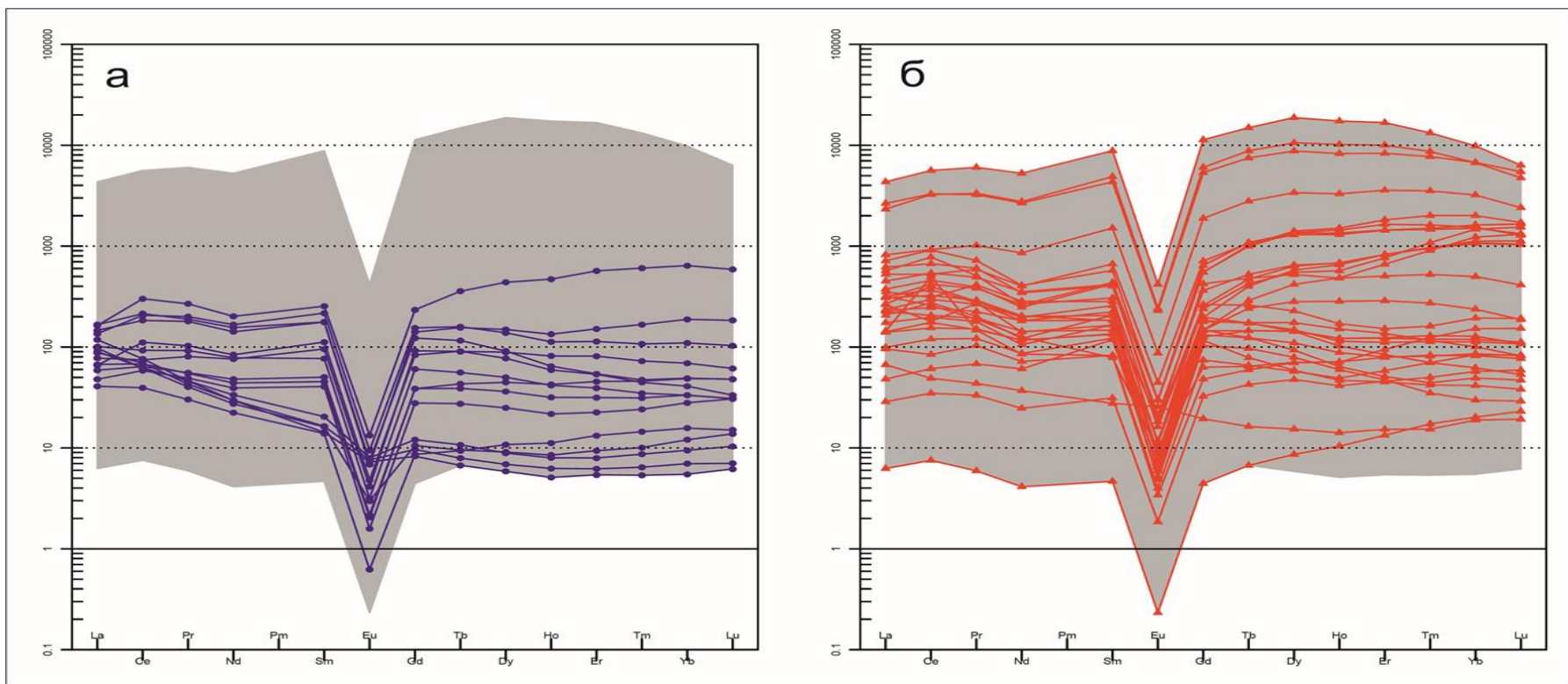


Рисунок – 71. Поля составов пород Ийсорского (а) и Верхнеэспинского (б) массивов на диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Синим цветом показаны породы Ийсорского массива, красным – Верхнеэспинского.

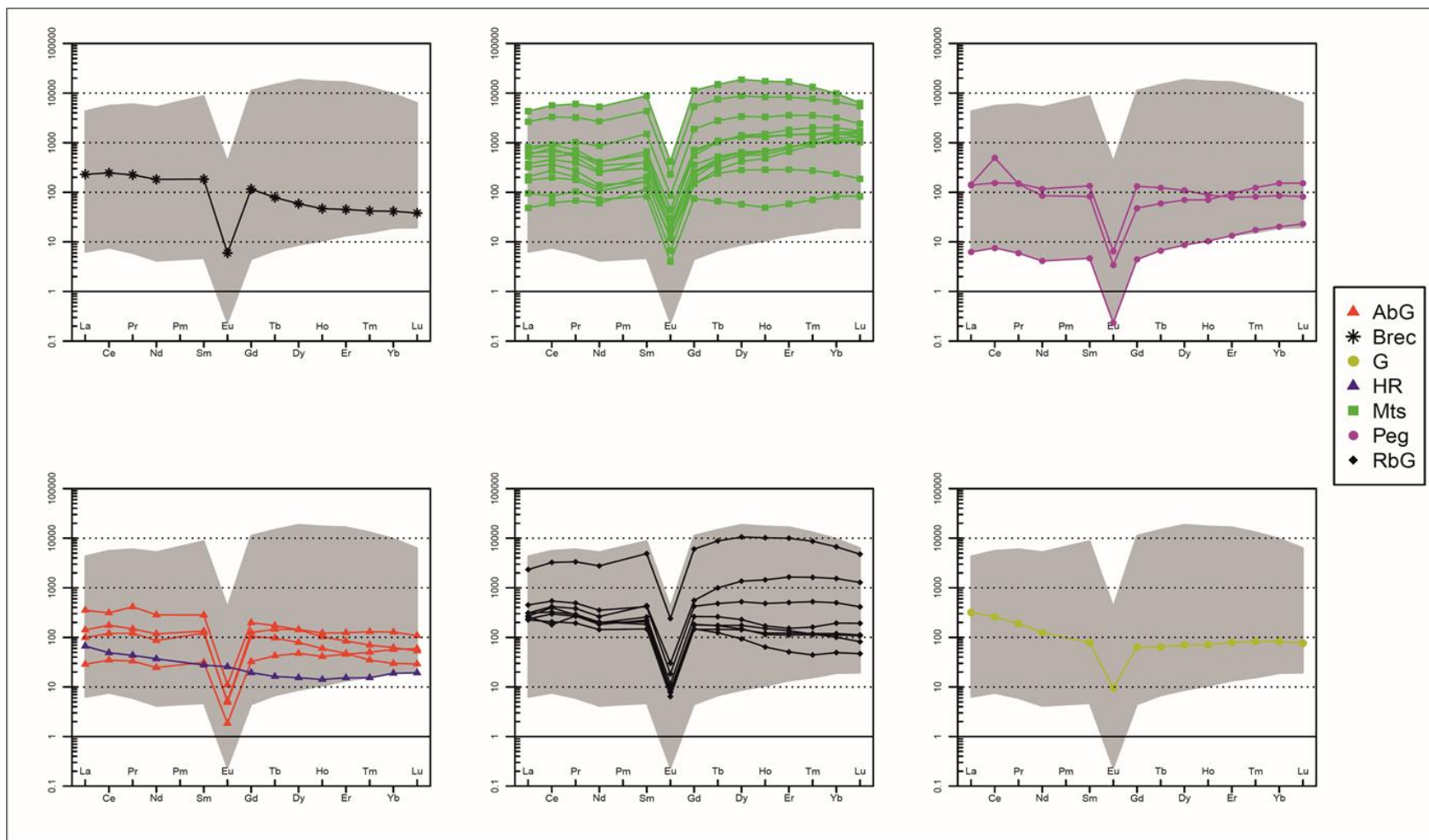


Рисунок – 72 Поля составов пород Верхнеэпинского массива на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynnton, 1984].

Условные обозначения: 1-\*Brec – брекчия, AbG – альбитизированный гранит, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматиты, Peg – пегматиты и пегматоиды, RbG – рибекитовый гранит.

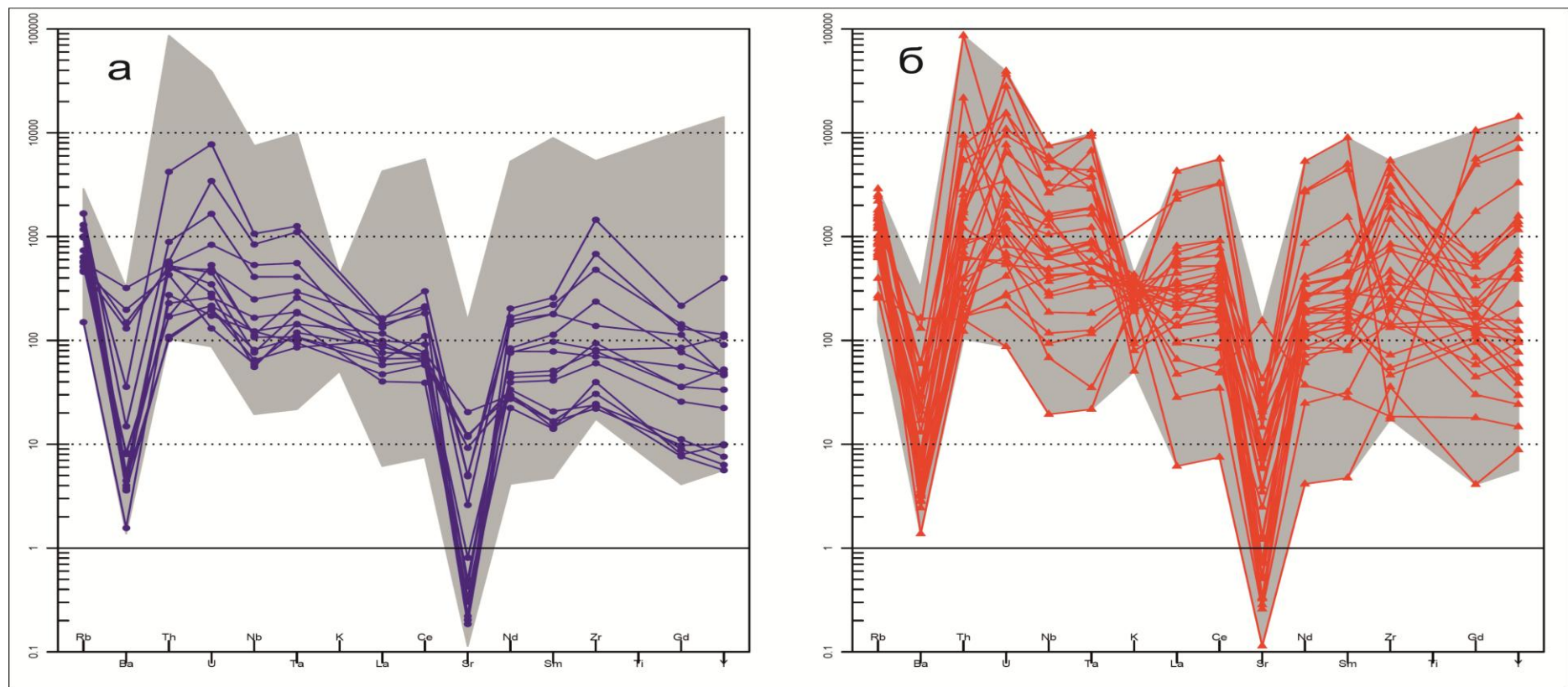


Рисунок – 73 Поля составов пород массивов Ийсор (а) и Верхнее Эспе на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynon, 1984]. Синим цветом показаны породы Ийсорского массива, красным – Верхнеэспинского.



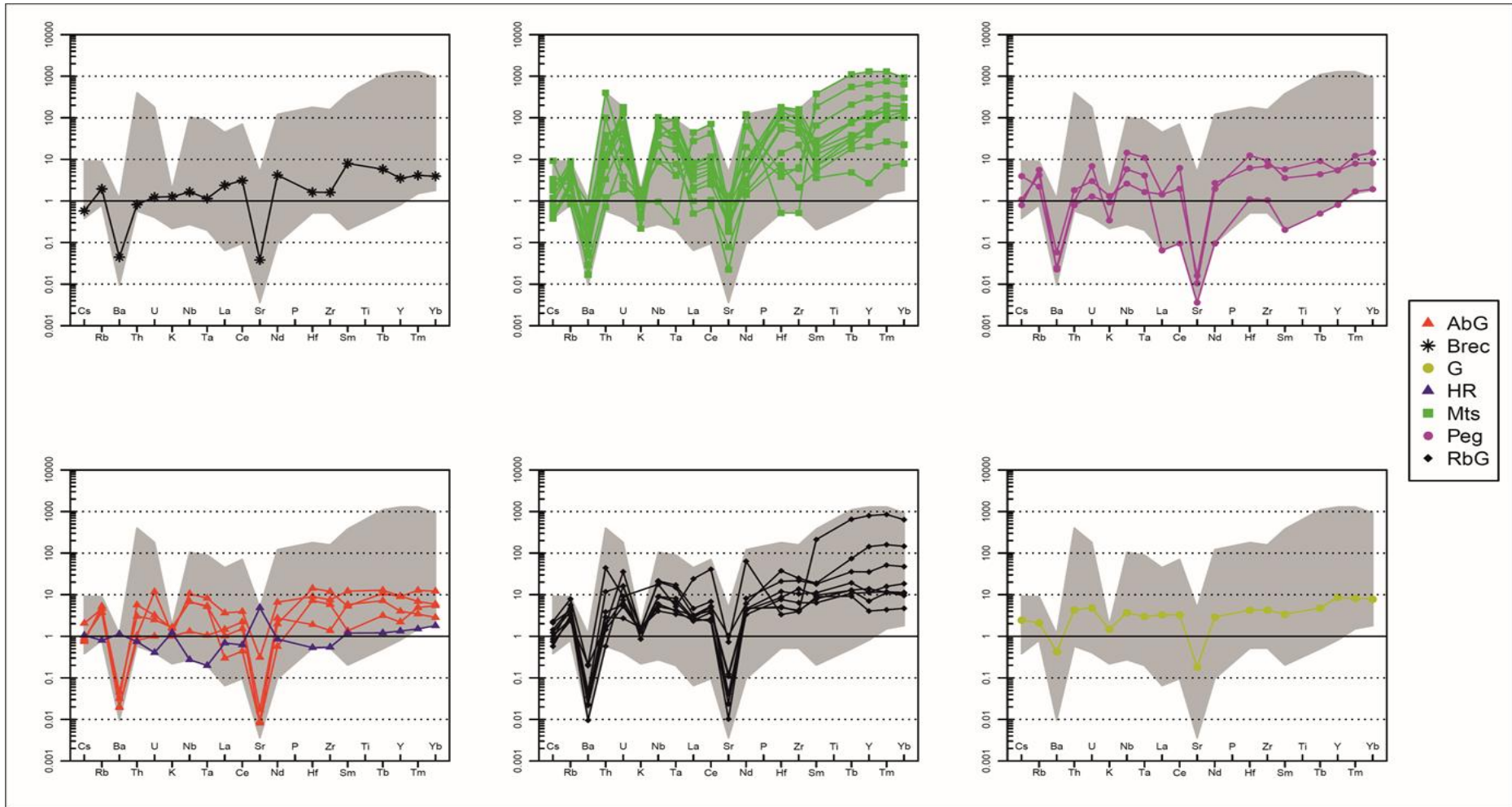


Рисунок – 74 Поля составов пород Верхнеэпинского массива на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynnton, 1984].

Условные обозначения: 1-\*Brec – брекчия, AbG – альбитизированный гранит, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматиты, Peg – пегматиты и пегматоиды, RbG – рибекитовый гранит.

Комплексное исследование кристаллов циркона и определения в них содержаний микро-примесных элементов было проведено при помощи катодолюминисцентного анализа, показавшего внутреннее строение и зональность кристаллов циркона (рисунок 75) а содержания редкоземельных элементов в кристаллах циркона были определены методом лазерной абляции (LA-ICP-MS). Анализы были проведены во время стажировки в лаборатории Музея Истории Природы в г. Лондон, Великобритания.

Циркон из альбититов имеет постоянный диапазон содержаний РЗЭ, для них типичны очень высокие концентрации (г/т) HREE. Известно, что циркон относится к группе минералов селективного концентратора суммы скандиевых TR (Er, Yb, Lu). Это также подтвердилось при помощи моих данных. Для цирконов типичны спектры распределения РЗЭ с наличием сильно проявленной положительной Ce-аномалией ( $Ce/Ce^*$  варьирует от 1 до 6) и ясно выраженной отрицательной европиевой аномалией ( $Eu/Eu^*$  варьирует от 0.04 до 0.1), а также значительным преобладанием группы тяжелых лантаноидов над легкими (рисунок 76). Так, содержания Lu и Yb достигают 15-30% в большинстве кристаллов циркона. Следует отметить, что содержания HREE в самом цирконе на порядок больше, чем в породах, что отчетливо видно на рисунок 77. Так, в метасоматитах – породах, наиболее обогащенных РЗЭ, содержание суммы всех РЗЭ не превышает 6%.

Рисунок 78 – тектоническая дискриминационная диаграмма Пирса (Pearce и др., 1984) показывает и подтверждает, что породы Верхнеэспинского массива относятся к внутриплитным гранитоидам пост-коллизийного этапа.

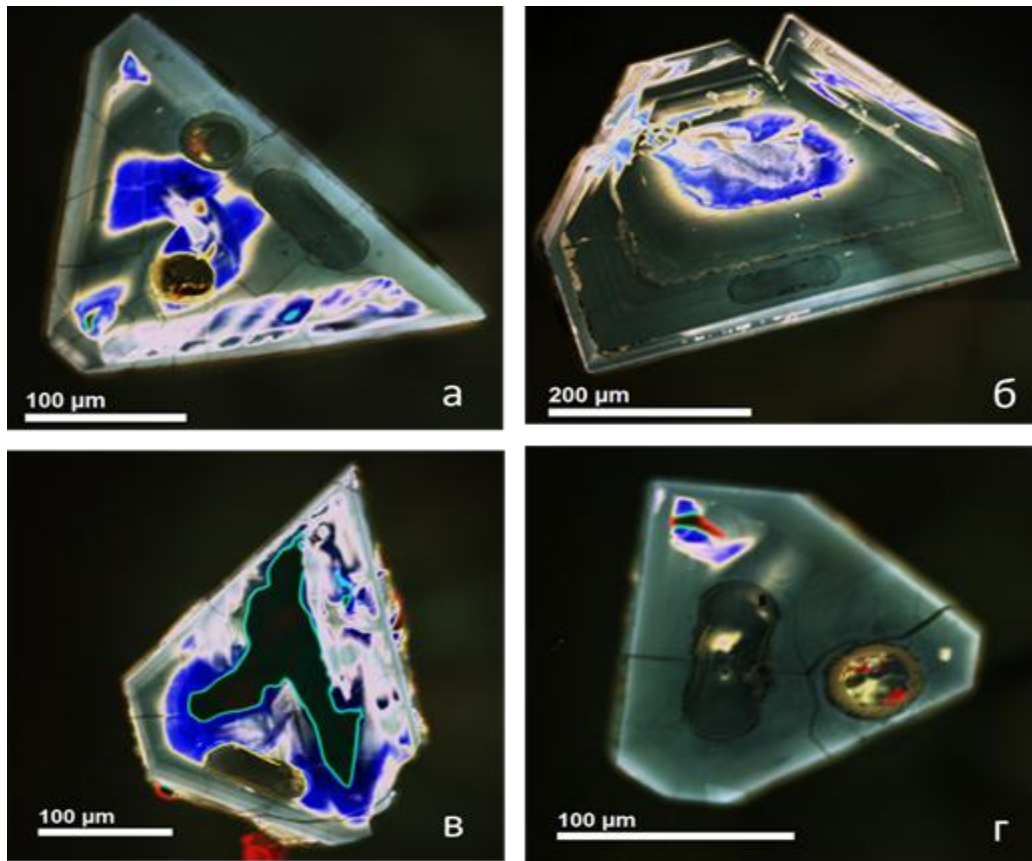


Рисунок 75 – Сильно деформированные дипирамидальные кристаллы циркона с зональным строением из альбититовых тел из Малого выхода.

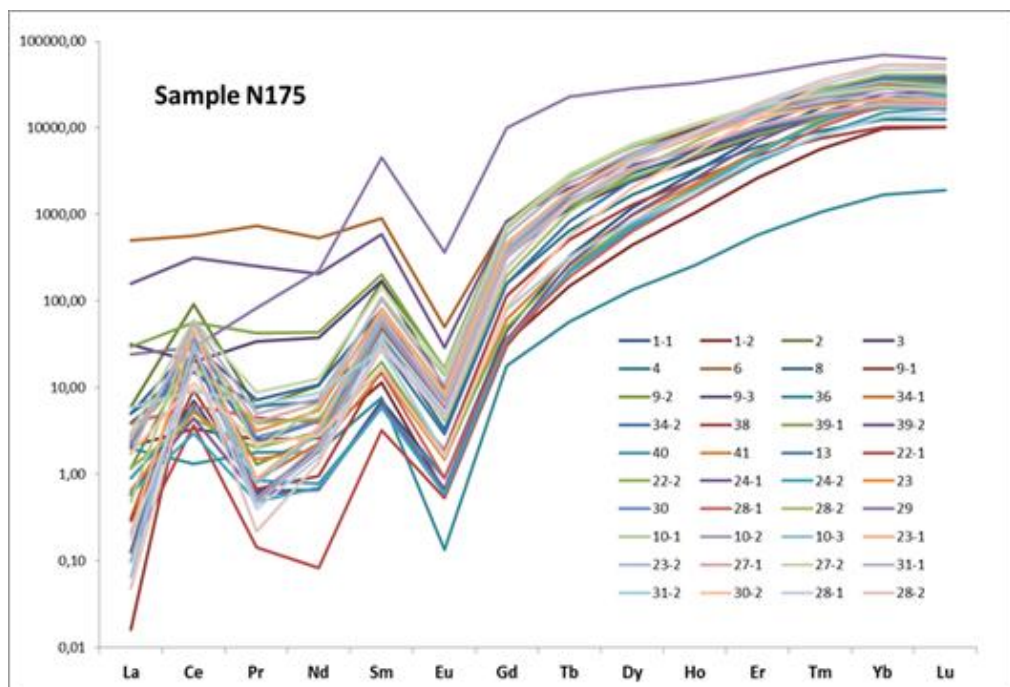


Рисунок 76 – Образец № 175 из альбититизированных гранитов Малого выхода. Нормированные к верхней континентальной коре [Taylor and McLennan, 1985] [8] концентрации элементов примесей, включая спектры распределения РЗЭ, в зернах циркона.

Таблица 23 - Содержание лантаноидов (г/т) в цирконах из альбитизированных пород Верхнеэпинского массива

GRAN #	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	2,44	60,89	3,36	5,10	64,62	6,71	389,96	1436,71	3322,98	5821,73	9476,19	12438,27	15263,16	14316,77
2	0,31	12,75	0,32	1,04	22,82	2,41	171,04	932,49	2795,03	6016,71	12714,29	22654,32	34306,22	36956,52
3-1	2,41	30,69	3,84	5,37	55,38	5,82	313,13	1173,00	2782,61	5041,78	8428,57	11419,75	14066,99	13726,71
3-2	8,77	8,51	11,97	9,95	22,72	1,19	42,47	99,79	207,14	362,12	652,38	1040,12	1564,59	1698,76
5	38,71	103,71	46,07	40,33	149,74	10,50	548,26	1940,93	4534,16	8119,78	13285,71	18333,33	22248,80	21024,84
7	1,43	43,69	2,77	4,78	69,23	7,37	428,57	1689,87	3944,10	6922,01	11285,71	15308,64	18708,13	17608,70
58	3,90	27,35	5,11	5,28	39,28	3,95	239,38	1012,66	2549,69	4805,01	8476,19	12314,81	16076,56	15931,68
41	8,97	26,11	14,59	13,97	51,13	2,99	155,60	500,00	1093,17	1880,22	3057,14	4012,35	5071,77	4875,78
21	1,91	3,44	2,89	3,52	17,23	1,05	41,70	178,06	568,32	1434,54	3933,33	8919,75	15885,17	18695,65
35	3,68	5,66	5,13	4,98	22,10	1,51	67,57	314,35	934,78	2186,63	5333,33	10956,79	18421,05	20621,12
34	5,19	108,42	8,93	12,27	118,46	11,61	606,18	2130,80	4689,44	8091,92	12619,05	16543,21	19330,14	18043,48
33	4,94	11,45	6,84	6,07	27,03	2,11	110,04	527,43	1565,22	3537,60	8095,24	16080,25	26363,64	29875,78
32	1,53	17,20	1,88	2,70	30,72	3,37	181,08	856,54	2198,76	4247,91	7714,29	11450,62	14832,54	14378,88
45	2,35	23,89	2,34	2,60	25,08	2,22	152,90	635,02	1627,33	3203,34	5761,90	8580,25	11196,17	10745,34
67	7,94	22,03	10,33	9,82	40,41	3,28	161,00	592,83	1409,94	2632,31	4571,43	6512,35	8325,36	8105,59
51	7,65	46,53	15,41	18,33	115,38	10,44	505,79	1774,26	3975,16	6894,15	11000,00	14876,54	17990,43	17236,02
11-1	0,06	48,92	0,69	2,31	64,27	7,06	421,91	1686,42	3990,29	6826,36	11116,57	14861,43	18580,36	16371,61
11-2	0,92	70,96	2,04	5,33	101,88	9,59	566,70	2002,10	4369,57	7215,86	11149,32	14027,04	16543,16	14999,94
5-1	0,39	53,63	1,45	4,75	85,69	9,44	495,65	1945,26	4646,59	8214,74	13915,43	19722,40	25460,33	21436,67

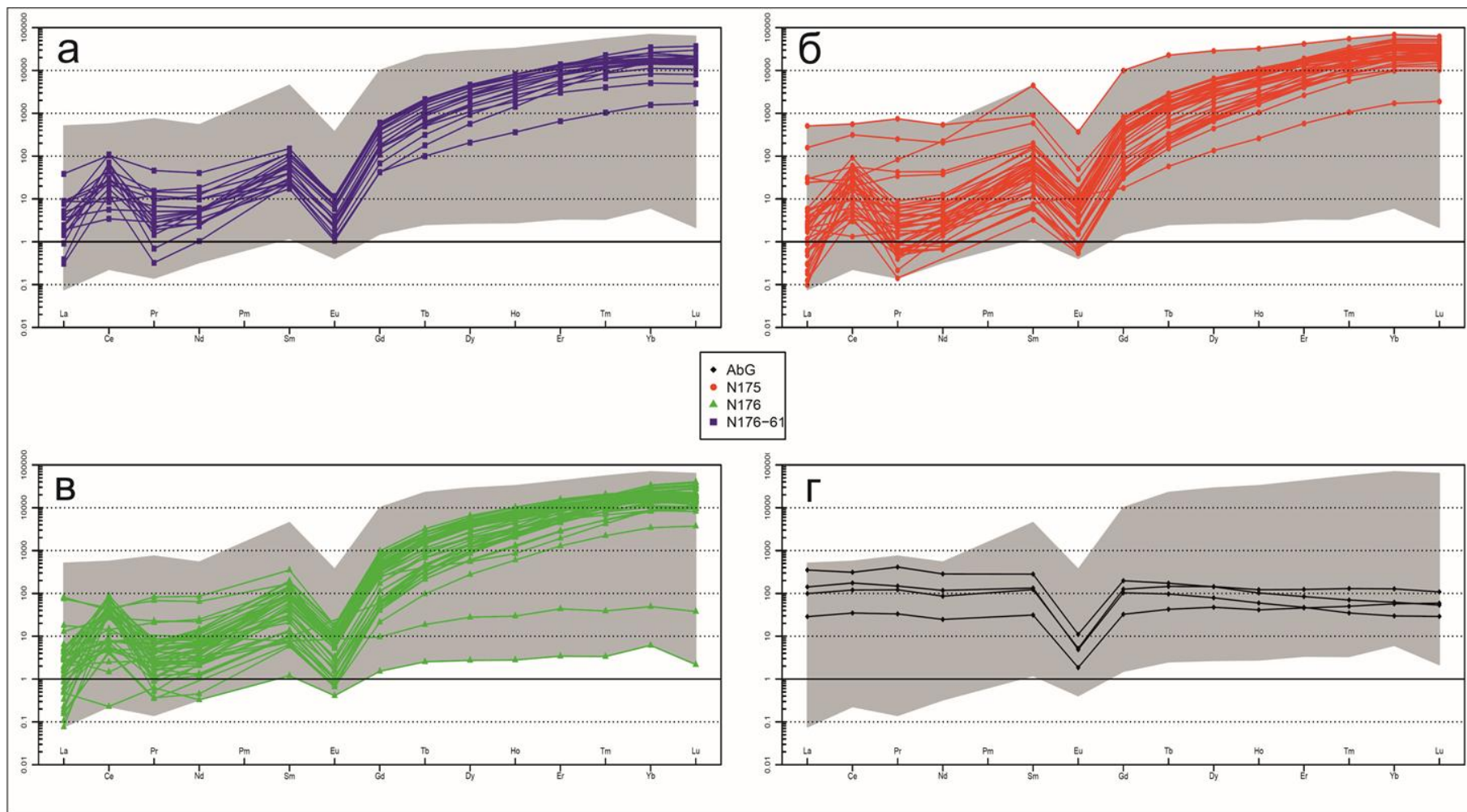


Рисунок 77 – Поля составов на диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Нормированные к верхней континентальной коре [Taylor and McLennan, 1985] [8] концентрации элементов примесей, включая спектры распределения РЗЭ, в зернах циркона - а), б), в) и в породах альбититовых гранитов (г).

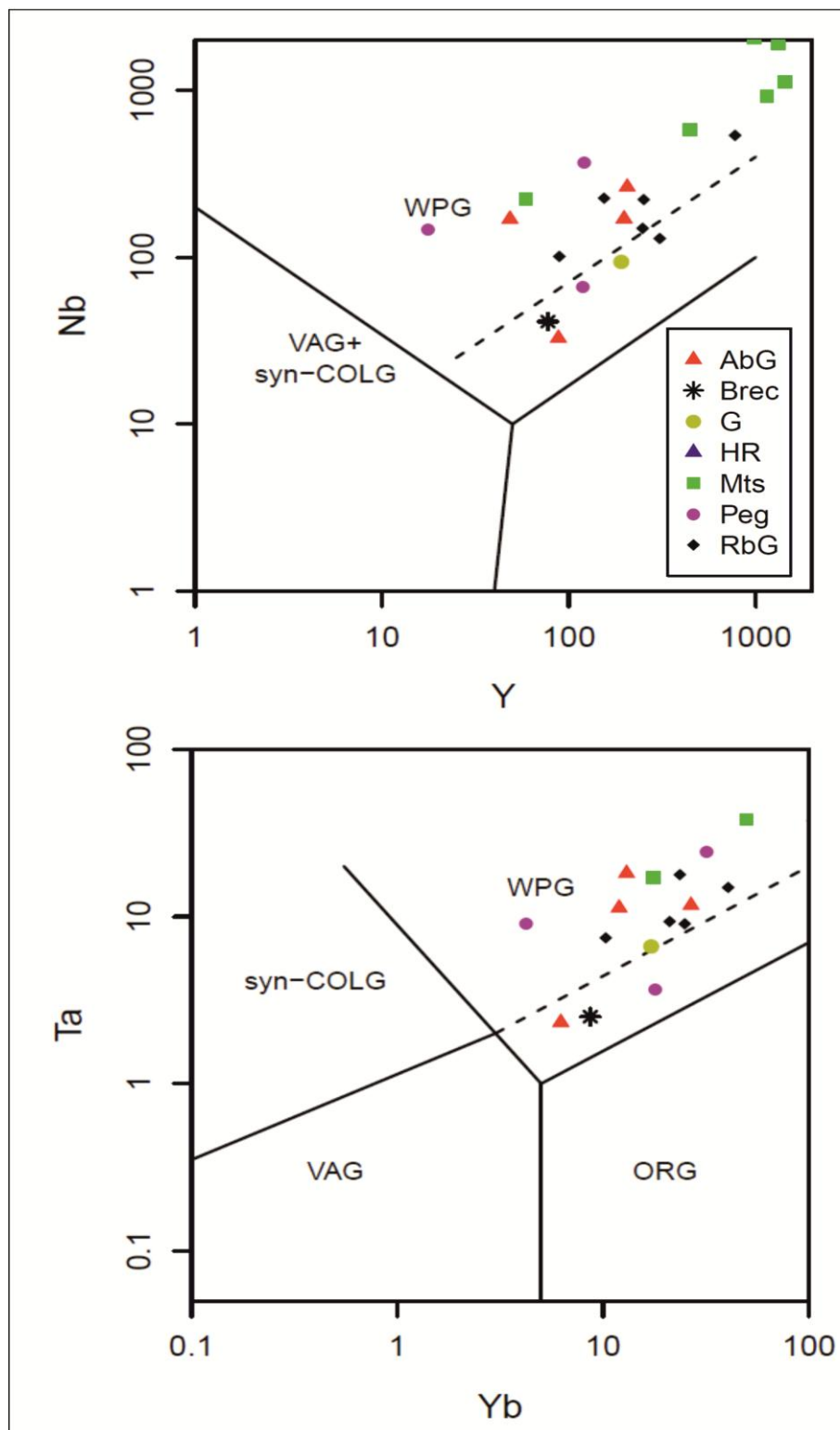


Рисунок 78 - Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса по определению геотектонической обстановки: Y –Nb и Yb – Ta (Pearce et al., 1984). Породы Верхнеэспинского массива относятся к внутриплитным гранитоидам постколлизийного состава.

## Глава VI. Геохронология

### 6.1 Определение абсолютного возраста гидротермальных цирконов апогранитов

Для проведения U-Pb датирования пород ВЭ массива были отобраны пробы цирконов из измененных щелочных гранитов из рудного апофиза (рисунок 79) Датирование было проведено методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в лаборатории Музея Истории Природы в г. Лондон, Великобритания. В таблице 24 приведены изотопные параметры определения возраста.

(U-Pb) датирование цирконов из щелочных гранитов показало конкордантный возраст минерализации  $286,7 \pm 4$  млн лет (рисунок 80, проба N175, 6 зерен, 42 точки). Исследования прошлых лет приводили возраст, отнесенный к Касымовскому ярусу условно верхнего карбона В.И. Гендлер, 1962 г) Данные наших исследований уточнили возраст минерализации, который соответствует Артинскому ярусу ранней перми.

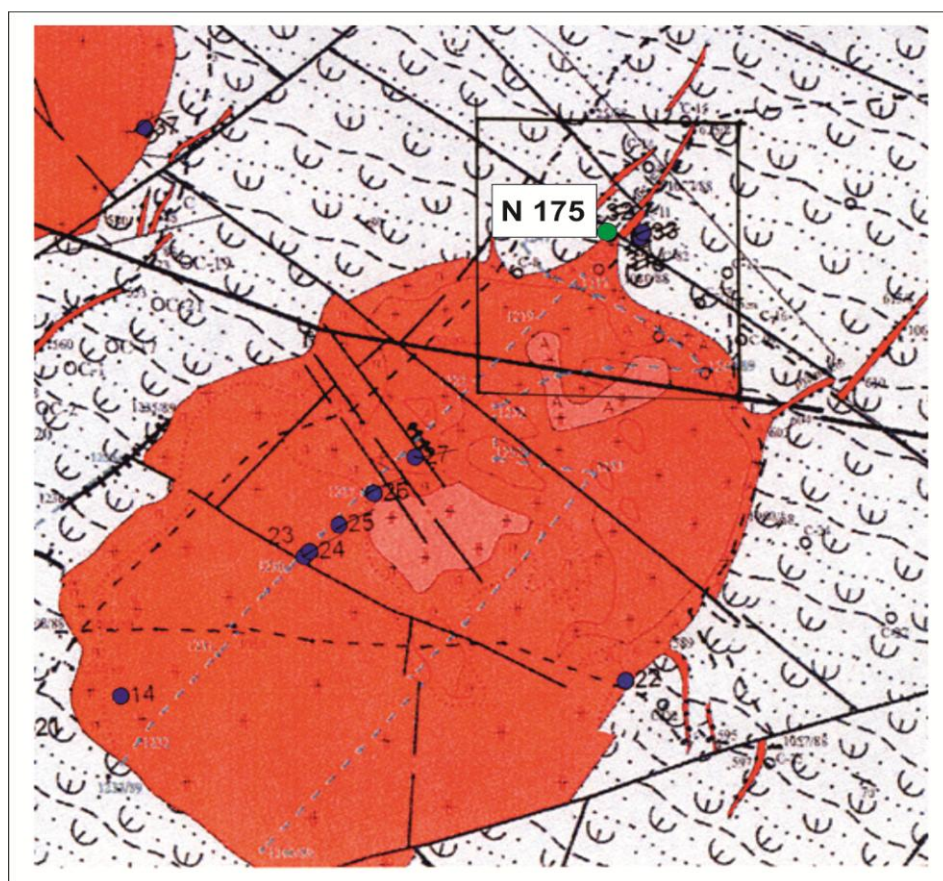


Рисунок 79 – Апофиза массива с точкой отбора пробы для определения абсолютного возраста минерализации в гидротермальных цирконах апогранитов (проба N175).

Таблица 24. U-Pb изотопные данные для определения абсолютного возраста  
(проба N175).

	Номер точки	Изотопные отношения							Аналитическая ошибка		
		207/235	7/5 err	206/238	6/8 err	Rho	207/206	7/6 err	2 $\sigma$ %	2 $\sigma$ %	2 $\sigma$ %
1	ja19a05	3.4041	0.3122	0.0710	0.0018	1.34	0.3526	0.0189	18.34	5.02	10.72
2	ja19a06	17.1939	0.8133	0.1660	0.0067	0.99	0.7443	0.0072	9.46	8.06	1.94
3	ja19a07	0.7842	0.0094	0.0517	0.0007	0.75	0.1124	0.0010	2.40	2.76	1.86
4	ja19a08	0.8563	0.0435	0.0526	0.0006	-0.26	0.1214	0.0067	10.16	2.42	11.04
5	ja19a09	0.4694	0.1237	0.0436	0.0002	4.00	0.0781	0.0187	52.70	1.14	47.94
6	ja19a10	0.5508	0.0374	0.0477	0.0003	0.63	0.0854	0.0055	13.58	1.26	12.82
7	ja19a11	4.6430	0.5209	0.0809	0.0044	1.08	0.4216	0.0203	22.44	10.92	9.64
8	ja19a12	0.8593	0.1744	0.0474	0.0017	1.04	0.1361	0.0225	40.58	7.14	33.06
9	ja19a13	0.3403	0.0132	0.0431	0.0011	0.96	0.0561	0.0036	7.78	5.00	12.66
10	ja19a14	0.3262	0.0066	0.0454	0.0003	0.70	0.0524	0.0008	4.02	1.36	3.22
11	ja19a15	3.2002	0.2263	0.0715	0.0025	0.90	0.3273	0.0137	14.14	6.96	8.40
12	ja19a16	0.5444	0.0275	0.0473	0.0004	0.07	0.0858	0.0044	10.12	1.58	10.14
13	ja21a05	0.4178	0.0112	0.0457	0.0007	0.70	0.0688	0.0026	5.34	3.28	7.44
14	ja21a06	3.3490	0.1145	0.0713	0.0012	0.70	0.3420	0.0046	6.84	3.36	2.68
15	ja21a07	4.9986	0.4694	0.0727	0.0069	0.99	0.4862	0.0070	18.78	18.92	2.86
16	ja21a08	0.4558	0.0196	0.0471	0.0005	0.22	0.0718	0.0030	8.62	2.12	8.42
17	ja21a09	0.4344	0.0113	0.0477	0.0006	0.97	0.0671	0.0010	5.18	2.38	2.92
18	ja21a10	0.3306	0.0131	0.0441	0.0012	0.97	0.0543	0.0008	7.92	5.38	3.06
19	ja21a11	5.8718	0.3870	0.0754	0.0062	0.70	0.5438	0.0084	13.18	16.34	3.10
20	ja21a12	0.3720	0.0147	0.0458	0.0011	0.56	0.0593	0.0020	7.92	4.84	6.60
21	ja21a13	5.9749	0.2754	0.0805	0.0034	0.80	0.5426	0.0154	9.22	8.46	5.68
22	ja21a14	0.4648	0.0284	0.0467	0.0008	0.71	0.0712	0.0036	12.24	3.50	10.06
23	ja21a15	1.0014	0.0455	0.0518	0.0006	0.17	0.1393	0.0063	9.08	2.48	9.00
24	ja21a16	38.6436	1.8278	0.4439	0.0216	0.96	0.6413	0.0084	9.46	9.72	2.62
25	ja21b05	0.5002	0.0165	0.0476	0.0007	0.10	0.0742	0.0026	6.58	2.86	6.92
26	ja21b07	0.5051	0.0656	0.0475	0.0012	0.31	0.0807	0.0100	25.96	5.06	24.88
27	ja21b08	0.4117	0.0324	0.0465	0.0016	0.28	0.0639	0.0049	15.72	6.82	15.30
28	ja21b09	0.3439	0.0072	0.0458	0.0010	0.70	0.0534	0.0021	4.20	4.30	7.84
29	ja21b10	0.4059	0.0214	0.0484	0.0024	0.94	0.0612	0.0011	10.52	10.06	3.48
30	ja21b11	0.4666	0.0199	0.0451	0.0007	0.25	0.0755	0.0031	8.54	2.90	8.30
31	ja21b12	0.3276	0.0082	0.0463	0.0009	0.88	0.0516	0.0006	5.02	4.02	2.38
32	ja21b13	0.7788	0.0228	0.0527	0.0010	0.53	0.1079	0.0027	5.86	3.90	5.02
33	ja21b14	0.3382	0.0161	0.0487	0.0011	0.70	0.0520	0.0019	9.54	4.58	7.14
34	ja21b15	2.7434	0.0941	0.0625	0.0019	0.72	0.3166	0.0076	6.86	5.92	4.82
35	ja21b16	0.9123	0.0207	0.0504	0.0005	0.42	0.1357	0.0028	4.54	2.18	4.14
36	ja21c05	0.3161	0.0070	0.0450	0.0009	0.45	0.0492	0.0011	4.46	4.06	4.48
37	ja21c07	0.3226	0.0164	0.0451	0.0007	0.70	0.0528	0.0029	10.18	3.18	10.82
38	ja21c08	0.4079	0.0269	0.0465	0.0012	0.70	0.0604	0.0014	13.20	5.10	4.50
39	ja21c11	0.3462	0.0043	0.0465	0.0007	0.62	0.0542	0.0007	2.50	3.14	2.54
40	ja21c14	0.3438	0.0088	0.0452	0.0008	0.35	0.0560	0.0014	5.14	3.52	5.10
41	ja21c15	2.4762	0.0495	0.0634	0.0026	0.87	0.2859	0.0074	4.00	8.24	5.18
42	a21c16	0.3307	0.0050	0.0473	0.0004	0.78	0.0503	0.0005	3.04	1.78	1.98



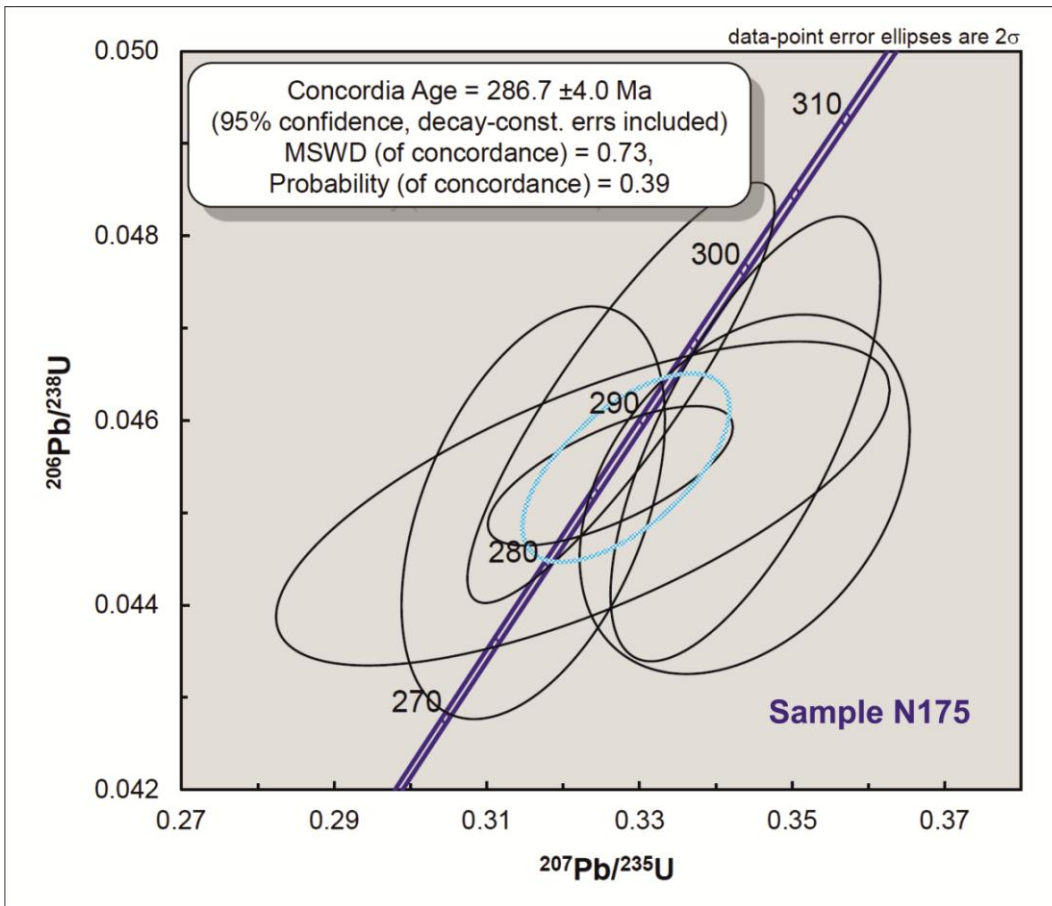


Рисунок 80 – U–Pb диаграмма с конкордией для гидротермальных цирконов апогранитов Верхнеэпинского массива (проба N175).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для исследуемого района характерна гетерогенность щелочных гранитов. На месторождении имеются как интрузивные, так и метасоматические щелочные граниты. Метасоматические различия возникли в результате метасоматической переработки материнских гранитов и вмещающих пород в постмагматическую стадию.

2. По степени метасоматического образования породы можно условно поделить на две группы; автосоматические щелочные и метасоматические граниты. Первые обычно развиваются в апикальных участках нормальных, лейкократовых или первичных щелочных гранитов. Изменения выражаются в процессе развития по межзерновым продуктам, по трещинкам и реже непосредственно по первичным материалам – мелкозернистой, кварц-микроклин-альбитовой породы и волокнистой или тонкоигольчатой щелочной роговой обманки. Метасоматические щелочные граниты, развиваются в тех же местах, где и автосоматические, но степень изменения сильнее. Они развиваются по материнским биотитовым гранитам и по вмещающим породам осадочного происхождения. Порода целиком состоит из новообразованных минералов: решетчатого микраклина, лейстового альбита, волнистопогасающего ксеноморфного кварца, призмы рибекита и арфведсонита и игольчатого эгирина.

3. Постмагматические процессы на месторождении Верхнее Эспе проявились настолько сильно, что во многих местах захватили материнские и вмещающие породы. Метасоматическая переработка на месторождении сопровождалась интенсивными стрессовыми напряжениями, облегчившими проникновение метаморфизирующих растворов.

4. Активная роль щелочей и особенно натрия, фтора и других легко подвижных и летучих, при образовании щелочных как интрузивных, так и метасоматических гранитов, обусловило их характерное геохимическое различие. Таким изменениям характерно постоянное наличие в них в повышенном количестве редких элементов: ниобия, циркония; редких земель, особенно иттриевой группы; иттрия, тория, бериллия, лития и других. Из щелочных гранитов наиболее обогащенными редкими элементами являются щелочные гранит-порфиры и метасоматические измененные породы.

5. Основными типами концентрации редких элементов на месторождении являются метасоматиты всякого экзоконтакта и редкоземельно-замещенные пегматиты. Первые представлены пологопадающими на север и восток плащевидными залежами малого выхода. Они довольно выдержаны по мощности и по содержанию полезных минералов. Вторые отличаются более высоким и невыдержанным содержанием и незначительными размерами. Основные минералы

метасоматического типа – циркон, пирохлор, гагаринит, торит, редкие и редкоземельные минералы.

6. В процессе изучения минералогии месторождения получены новые или дополняющие сведения по ряду редких и слабоизученных минералов. Впервые приводится достаточно полное описание и анализ нарсарсукита, циркона, гагаринита и группы титановых и титансодержащих минералов.

7. В результате геохимических исследований выявлены особенности распределений редкоземельных элементов в породах и отдельных минералах.

8. Абсолютный возраст щелочных гранитов U-Pb датирование цирконов показало конкордантный возраст минерализации  $286,7 \pm 4$  млн лет (рисунок 80, проба N175, 6 зерен, 42 точки). В исследованиях прошлых лет указывается возраст, отнесенный к Касымовскому ярусу условно верхнего карбона (В.И. Гендлер, 1962 г). Данные наших исследований уточнили возраст минерализации, который соответствует Артинскому ярусу ранней перми.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Ерджанов К. Н. «Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатай» //Алма-Ата, 1963
2. Минеев Д.А. «Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов северо-западного Тарбагатай» //Издательство «Наука» – Москва, 1968.
3. Belov, V.A., Ermolov, P.V. The Verkhnee Espe RM Deposit in East Kazakhstan. In: Shatov (Ed.). Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and adjacent areas. -Glagol, St Petersburg, -1996.-P. 219-228.Бекенова Г.К.,
4. А.И. Тугаринов, А.С. Павленко, И.В. Александров «Геохимия щелочного метасоматоза»// Издательство Академии Наук СССР – Москва, 1963
5. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). 1962. Изд.: АН СССР. М. С. 196
6. Степанов А.В., Бекенова Г.К. Краткая характеристика Верхнеэспинского месторождения редких элементов // Материалы международной конференции «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов» «Сатпаевские чтения». – Алматы, 2009. – С.248-258.
7. Степанов А.В., Бекенова Г.К., Добровольская Е.А., Левин В.Л., Котельников П.Е. О процессе фенитизации в связи с малыми интрузиями щелочных гранитов на примере Верхнеэспинского редкометального месторождения (Восточный Казахстан)// Материалы конференции «Геология в XXI веке» (Сатпаевские чтения). 2011. С.302-310.
8. José de Arimatéia Costa de Almeida, Roberto Dall’Agnol, Albano Antonio da Silva Leite. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. // Journal of South American Earth Sciences 42. – 2013. – P. 103-126.
9. Ermolov P.V., Vladimirov A.G. and Tikhomirova N.I. Petrology of peralkaline rocks oversaturated in silica. // Nauka. – Novosibirsk. – 1998. P – 120.
10. Бекенова Г.К., Степанов А.В., Котельников П.Е., Левин В.Л., Добровольская Е.А. Уточнение химического состава некоторых редкоземельных минералов месторождения Верхнее Эспе: II. Силикаты, карбонатсиликаты // Известия НАН РК. Сер. Геологии и технических наук. – 2012. – № 4. – С. 22-33.
11. V.A. Belov, P.V. Ermolov. The Verkhnee Espe Rare Metal Deposit in East Kazakhstan. // GLAGOL Publishing House St. Peterburg. – 1996. – P. 219-228.
12. Бекенова Г.К., Степанов А.В., Левин В.Л., Байсалова А.О., Тлегенова Д.М. Онтогенический подход в генетическом моделировании Верхнеэспинского месторождения редких элементов (Восточный Казахстан)

// Конференция «Онтогения, филогения и система минералогии». -Миасс. - 2015. -С. 68-76

13. Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том 1 // Издательство «Наука» – Москва, – 1966.

14. Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том 2 // Издательство «Наука» – Москва, – 1966.

15. Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том 3 «Генетические типы месторождений редких элементов» // Издательство «Наука» – Москва, – 1966.

16. Ганзеев А.А., Ефимов А.Ф., Любомилова Г.В. Марганцевый бафертисит из массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Новые данные о минералах СССР. Труды Минер. Музея АН СССР. 1971. Вып. 20. С.195-197.

17. Гуань Я-Сянь, Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура бафертисита // ДАН СССР. 1963. 149. №6. С. 1416-1419.

18. Семенов Е.И., Чжан Пэй-шань. Новый минерал – бафертисит // Science record. New Ser. 1959. Vol. 3. №12. P. 652.

19. Степанов А.В., Минеев Д.А., Катаева З.Т. Первая находка бафертисита в СССР // Минералогические исследования. Труды ИМГРЭ. 1972. Вып. 2. С.17-22

20. Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е. и др. Вариации химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатай // Сб.Актуальные проблемы наук о Земле. Мат-лы конф. «Сатпаевские чтения». Алматы. 2008. С.129-137.

21. Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. –Автореферат дисс. докт. геол.-минер. наук. -М. -МГУ. -2005. -652 с.

22. Степанов А.В., Байсалова А.О., Турсунулы Е., Стеблевская Е.В., Бекенова Г.К. Кальцийсодержащие разновидности эльпидита из Верхнеэспинского месторождения (Восточный Казахстан)// Известия НАН РК. Сер.геологии и технических наук. – 2013. – № 1 (в печати)

23. Camara F., Hawthorne F.C., Ball N.A., Bekenova G., Stepanov A.V., Kotel'nikov P.E. Fluoroleakeite,  $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ , a new mineral of the amphibole group from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Eastern Kazakhstan District, Kazakhstan: Description and crystal structure// Mineralogical Magazine. 2010. V.74. Pp. 521-528.

24. Sokolova E., Abdu J., Hawthorne F., Stepanov A., Bekenova G., Kotel'nikov P. Camaraite,  $\text{Ba}_3\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_8\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{OH}, \text{F})_7$ , a new titanium-silicate mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Kazakhstan // Mineralogical Magazine. 2009.

25. Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally  $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ , a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan:

description and crystal structure // *Mineralogical Magazine*. – 2012. – Vol. 76(1). – P. 37-44.

26. Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Sokolova E., Hawthorne F.C., Dobrovolskaya E.A. Tarbagataite,  $(K□)Ca(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$ , a new astrophyllite group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // *Canadian Mineralogist*. – 2012. – Vol. 50. – P. 159-168.

27. Hong Wenxing, Fu Pingqiu Jinshajiangite, a new Ba-Mn-Fe-Ti-bearing silicate mineral // *Geochemistry (China)*. 1982. №1. P.458-464.

28. Яковлевская Т.А., Минеев Д.А. О форме кристаллов и оптической ориентировке бафертисита // Новые данные о минералах СССР. Труды Минер. Музея АН СССР. 1965. Вып. 16. С. 293.

29. Ямнова Н.А., Пущаровский Д.Ю., Егоров-Тисменко Ю.К. и др. Новые данные о кристаллохимии минералов группы астрофиллита // Вестн. Моск. ун-та. 2002. Сер.5. Геология. №4. С. 84-86.

30. Di Li, Dengfa He, Chun Fan. Geochronology and Zr-Nd-Hf isotopic composition of the granites, enclaves, and dikes in the Karamay area, NW China: Insights into late Carboniferous crustal growth of West Junggar// *Geoscience Frontiers* 6. – 2015. – P. 153-173.

31. Jiao-Long Zhao, Jian-Sheng Qiu, Liang Liu, Rui-Qiang Wang. Geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic constraints on the petrogenesis of Late Cretaceous A-type granites from the southeastern coast of Fujian Province, South China// *Journal of Asian Earth Sciences*. –2015. – P. 338-359.

32. Jeffrey H. Marsh, Daniel F. Stockli. Zircon U–Pb and trace element zoning characteristics in an anatectic granulite domain: Insights from LASS-ICP-MS depth profiling.// *Lithos* 239. – 2015. – P. 170-185.

33. Franco Pirajno. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection.// *Gondwana Research* 27. – 2015. – P. 1181-1216.

34. K. Hippe, A.Möller, A. von Quadt I. Peytcheva, K. Hammerschmidt. Zircon geochronology of the Koraput alkaline complex: Insights from combined geochemical and U–Pb–Hf isotope analyses, and implications for the timing of alkaline magmatism in the Eastern Ghats Belt, India//*Gondwana Research*. – 2015. – P. 1115-1125.

35. M.K. Reichow, B.A. Litvinovsky, R.R. Parrish, A.D. Saunders. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite–granite suites in the Mongolian–Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U–Pb geochronology and whole rock geochemistry.// *Chemical Geology* 273. – 2010. – P. 120-135.

36. Subhash Jaireth, Dean M. Hoatson, Yanis Miezeitis. Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia// *Ore Geology Reviews*. – 2014. – P. 72-128.

37. Ping Jian, Alfred Kröner, Brian F. Windley, Yuruo Shi, Wei Zhang, Liqiao Zhang, Weiran Yang. Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic

massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite”.// *Lithos*. – 2012. – P. 48-66.

38. Ping Jian, Alfred Kröner, Bor-ming Jahn, Dunyi Liu, Wei Zhang, Yuruo Shi, Huadong Ma. Zircon ages of metamorphic and magmatic rocks within peridotite-bearing mélanges: Crucial time constraints on early Carboniferous extensional tectonics in the Chinese Tianshan. // *Lithos*. – 2013. – P. 243-266.

39. Ping Jian, Dunyi Liu, Alfred Kröner, Qi Zhang, Yizhao Wang, Xiaomeng Sun, Wei Zhang. Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province. // *Lithos* 239. – 2009. – P. 267-284.

40. Y. Rojas-Agramonte, A. Kröner, D.V. Alexeiev, T. Jeffreys, A.K. Khudoley, J.Wong, H.Geng, L. Shu, S.A. Semiletkin, A.V. Mikolaichuk, V.V. Kiselev, J. Yang, R. Seltnann. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications. // *Gondwana Research* 26. – 2014. – P. 957-974.

41. D. Gagnevin, J.S. Daly, M.S.A. Horstwood, M.J. Whitehouse. In-situ zircon U–Pb, oxygen and hafnium isotopic evidence for magma mixing and mantle metasomatism in the Tuscan Magmatic Province, Italy.// *Earth and Planetary Science Letters* 305. – 2011. – P. 45-56.

42. J.M. Batumike, W.L. Griffin, E.A. Belousova, N.J. Pearson, Suzanne Y. O'Reilly, S.R. Shee. LAM-ICPMS U–Pb dating of kimberlitic perovskite: Eocene–Oligocene kimberlites from the Kundelungu Plateau, D.R. Congo. // *Earth and Planetary Science Letters* 267. – 2008. – P. 609–619.

43. J.J. Veevers\*, A. Saeed, E.A. Belousova, W.L. Griffin. U–Pb ages and source composition by Hf-isotope and trace-element analysis of detrital zircons in Permian sandstone and modern sand from southwestern Australia and a review of the paleogeographical and denudational history of the Yilgarn Craton. // *Earth-Science Reviews* 68. – 2005. – P. 245–279.

44. W.L. Griffin, N.J. Pearson, E.A. Belousova, A. Saeed. Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. // *Chemical Geology* 233. – 2006. – P. 358–363.

45. D. GAGNEVIN, J. S. DALY, T. E. WAIGHT, D. MORGAN, and G. POLI. Pb isotopic zoning of K-feldspar megacrysts determined by Laser Ablation Multi-Collector ICP-MS: Insights into granite petrogenesis. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69. No. 7, – 2005. – P. 1899–1915.

46. P. Castiñeiras, F. Díaz García, J. Gómez Barreiro. REE-assisted U–Pb zircon age (SHRIMP) of an anatectic granodiorite: Constraints on the evolution of the A Silva granodiorite, Iberian allochthonous compl. // *Lithos* 116. – 2010. – P. 153–166.

47. E.A. Belousova, Y.A. Kostitsyn, W.L. Griffin, G.C. Begg, S.Y. O'Reilly, N.J. Pearson. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. // *Lithos* 119. –2010. – P. 457–466.

48. J.M. Batumikea, W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly, E.A. Belousova, M. Pawlitschek. Crustal evolution in the central Congo-Kasai Craton, Luebo, D.R. Congo: Insights from zircon U–Pb ages, Hf-isotope and trace-element data. // *Precambrian Research* 170. – 2009. – P. 107–115.

49. A.P. Berzina, A.N. Berzina, V.O. Gimon, T.B. Bayanova, V.Yu. Kiseleva, R.Sh. Krymskii, E.N. Lepekina, S.V. Palesskii. The Zhireken porphyry Mo ore-magmatic system (*eastern Transbaikalia*): U–Pb age, sources, and geodynamic setting. *Russian Geology and Geophysics* 56. – 2015. – P. 446–465.

49 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F. Natrotitanite, ideally  $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ , a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure// *Mineralogical Magazine*. 2012. Vol. 76(1). P. 37-44.

50 Григорьева А.А. Природные микропористые цирконо- и титаносиликаты: цеолитные свойства и структурные перестройки при катионном обмене (на примере илерита, эльпидита и родственных минералов)// Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2012. МГУ.

51 Степанов А.В., Байсалова А.О., Турсунулы Е., Стеблевская Е.В., Бекенова Г.К., Кальцийсодержащие разновидности эльпидита из Верхнеэспинского месторождения (Восточный Казахстан).

52 Baisalova A., Stepanov A., Bekenova G., Dolgopolova A. and Seltmann R. Titanium silicates from the VerkhneeEspe rare metal deposit in East Kazakhstan// *Programme and Abstracts. 39<sup>th</sup> Winter Meeting. –Dublin. -2016. -P. 16.*

53 Степанов А.В., Котельников П.Е., Добровольская Е.А., Кенишбаева А.Г. Вариации Химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатай // *Мат-лы конференции «Сатпаевские чтения»: «Актуальные проблемы наук о Земле».* – Алматы. -2008. – С.129-137.

54 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally  $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ , a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure // *Mineralogical Magazine*. -2012. -Vol. 76(1). – P. 37-44.

55 Степанов А.В., Жексембекова Д.Б., Байсалова А.О., Левин В.Л., Бекенова Г.К. Нарсарсукиит из Верхнеэспинского месторождения// *Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня».* – Бишкек. -2013. – С. 217-222.



57 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C., Dobrovolskaya E.A. Tarbagataite,  $(K\Box)Ca(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$ , a new astrophyllite group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // Canadian Mineralogist. – 2012. – Vol. 50. – P.159-168.

58 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Дюсембаева К.Ш., Добровольская Е.А. Первая находка в Казахстане бафертисита и цзиньшацзянита// Известия НАН РК. - Сер. геологическая. - 2008. -№5. - С.27-37

59 Sokolova E., Abdu Y., Hawthorne F.C., Stepanov A.V., Bekenova G.K., Kotel'nikov P.E. Camaraite,  $Ba_3NaTi_4(Fe^{2+}, Mn)_8(Si_2O_7)_4O_4(OH,F)_7$ , 1. A new Ti-silicate mineral from the Verkhnee Espe Deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan// Mineralogical Magazine. -October 2009. -Vol. 73(5). -P. 521-528.

60 Sokolova E., Camara F., Hawthorne F.C., Abdu Y. From structure topology to chemical composition. VII. Titanium silicates: the crystal structure and crystal chemistry of jinshajiangite// European Journal of Mineralogy. – 2009. -21. – P. 871-883.

61 Степанов А.В., Токшилыкова Ж., Тлегенова Д.М., Котельников П.Е., Бекенова Г.К. Минералы пироклоровой группы из Верхнеэспинского месторождения (цериопироклор, высокофтористый цериопироклор, урансодержащий цериопироклор, урансодержащий плюмбопироклор) // Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня». – Бишкек. -2014. –С. 211-216.

62 Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. - Изд. «Наука». -1981. -136 с.

63 Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь)//Геология рудных месторождений. -1993. -Т.35. -№2. -С.2-132.

64 Alexander P. Gysi, Anthony E. Williams-Jones, and Patrickn Collins Lithogeochemical Vectors for Hydrothermal Processes in the Strange Lake Peralkaline Granitic REE-Zr-Nb Deposit//Economic Geology. -2016. -V.11. -P. 1241-1276.

65 Соколов Г.А., Павлов Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе//ДАН СССР. -1962. -Т.142. -№2. -С. 445-448.

66 Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia//Ore Geology Reviews. Journal homepage: [www.elsevier.com/locate/oregeo](http://www.elsevier.com/locate/oregeo)

67 Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. – Автореферат дисс. докт. геол.-минер. наук. – М. – МГУ. – 2005. – 652 с.

68 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally  $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ , a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure // Mineralogical Magazine. – 2012. – Vol. 76(1). – P. 37-44.

69 Степанов А.В., Северов Э.А. Гагаринит – новый редкоземельный минерал. // Доклады АН СССР. 1961. Т. 141. №4. С. 954-957.

70 Воронков А.А., Шумятская Н.Г., Пятенко Ю.А. Кристаллическая структура гагаринита // Структурная химия. 1962. № 3. С. 665-669.

71 Hughes J.M., Drexler J.W. Refinement of the structure of gagarinite-(Y),  $\text{Na}_x(\text{Ca}_x\text{REE}_{2-x})\text{F}_6$  // Canadian Mineralogist. 1994. Vol.32. P.563-565.

72 Булах А.Г. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии: Практическое руководство и справочник / А.Г. Булах, В.Г. Кривовичев, А.А. Золотарёв. СПб: Изд-во СПбГУ, 1995. 260 с

73 Гинзбург А.И. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ / А.И. Гинзбург, В.И. Кузьмин, Г.А. Сидоренко. М.: Недра, 1981. 239 с.

74 Павлова Л.А. и др. Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ природных объектов. Новосибирск: Наука, 2000. 224 с.

75 Статья Бейсеев О.Б., Ведерников Н.Н., Кроль О.Ф., Степанов А.В., Халтурина И.И. Минералогические исследования в Казахском научно-исследовательском институте минерального сырья // Сборник «Материалы по минералогии Казахстана» Мингео Каз.ССР. Алма-Ата. 1974. С. 3-22. (302 с.)

76 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally  $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$ , a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure // Mineralogical Magazine. – 2012. – Vol. 76(1). – P. 37-44.

77 Степанов А.В., Жексембекова Д.Б., Байсалова А.О., Левин В.Л., Бекенова Г.К. Нарсарсукиит из Верхнеэспинского месторождения // Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня». – Бишкек. – 2013. – С. 217-222.

78 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C., Dobrovolskaya E.A. Tarbagataite,  $(\text{K}\square)\text{Ca}(\text{Fe}^{2+},\text{Mn})_7\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_5$ , a new astrophyllite group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // Canadian Mineralogist. – 2012. – Vol. 50. – P.159-168.

79 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Дюсембаева К.Ш., Добровольская Е.А. Первая находка в Казахстане бафертисита и цзиньшацзянита// Известия НАН РК. -Сер. геологическая. -2008. -№5. -С.27-37

80 Sokolova E., Abdu Y., Hawthorne F.C., Stepanov A.V., Bekenova G.K., Kotel'nikov P.E. Camaraite,  $\text{Ba}_3\text{NaTi}_4(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_8(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{OH}, \text{F})_7$ , 1. A new Ti-silicate mineral from the Verkhnee Espe Deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan// Mineralogical Magazine. -October 2009. -Vol.73(5). -P. 521-528.

81 Sokolova E., Camara F., Hawthorne F.C., Abdu Y. From structure topology to chemical composition. VII. Titanium silicates: the crystal structure and crystal chemistry of jinshajiangite// European Journal of Mineralogy. – 2009. -21. – P. 871-883.

82 Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. -Изд. «Наука». -1981. -136 с.

83 Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь)//Геология рудных месторождений. -1993. -Т.35. -№2. -С.2-132.

84 Alexander P. Gysi, Anthony E. Williams-Jones, and Patrickn Collins Lithochemical Vectors for Hydrothermal Processes in the Strange Lake Peralkaline Granitic REE-Zr-Nb Deposit//Economic Geology. -2016. -V.11. -P. 1241-1276.

85 Соколов Г.А., Павлов Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе//ДАН СССР. -1962. -Т.142. -№2. -С. 445-448.

86 Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia//Ore Geology Reviews. -2017 (82). –P.181-197.