

Министерство образования и науки Республики Казахстан
Восточно-Казахстанский государственный технический университет
им. Д. Серикбаева

УДК 553.42

На правах рукописи

ФРОЛОВА ОЛЬГА ВЯЧЕСЛАВОВНА

**Изучение геологического строения и вещественного состава руд
редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-
поисковой модели (Восточный Казахстан)**

6D070600-Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:
Гавриленко О.Д., к.г.-м.н.,
проректор по НРиИ ВКГТУ

Reimar Seltmann, PhD,
профессор, директор
CERCAMS

Республика Казахстан
Усть-Каменогорск, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
1 КОМПЛЕКСНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ КАЗАХСТАНА НА РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	10
1.1 Геологическая изученность	10
1.2 Геофизическая изученность	16
2 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	19
2.1 Геологическая характеристика	24
2.1.1 Стратиграфия	25
2.1.2 Магматизм	27
2.1.3 Тектоника и история геологического развития района	30
2.1.4 Полезные ископаемые	37
2.1.5 Морфология рудных тел	39
2.2 Гидрогеологическая характеристика	41
2.3 Геофизическая характеристика	44
3 МЕТОДОЛОГИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	49
3.1 Предполевая подготовка (подготовительный период)	49
3.2 Поисковые маршруты	49
3.3 Отбор и пробоподготовка образцов	50
3.4 Аналитические исследования пород и руд	56
3.5 Исследования по определению абсолютного возраста	57
3.6 Формирование ГИС	60
4 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ	62
4.1 Минеральный состав руд	62
4.2 Геохимические особенности	79
4.3 Петрографические особенности	90
4.4 Геохронологические характеристики	96
4.5 Анализ геоинформационной системы	102
5 КРИТЕРИИ ПОИСКА РЕДКОМЕТАЛЬНО – РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	107
5.1 Геолого-структурные критерии	107
5.2 Петрографические критерии	111
5.3 Минералого-геохимические критерии	112
5.4 Геохронологические критерии	116
5.5 Характеристика перспективных площадей	116
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	125

ПРИЛОЖЕНИЕ А
ПРИЛОЖЕНИЕ Б
ПРИЛОЖЕНИЕ В

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

РЗЭ – редкоземельные элементы

РЗМ - редкоземельные металлы

РЗ - редкие земли

МОиН РК – Министерство Образования и Науки Республики Казахстан

ЦНИГРИ - Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

СССР - Союз Советских Социалистических Республик

ПСП ЮКГУ - приёмо-сдаточный пункт Южно-Казахстанского Государственного Университета

ВКГУ - Восточно-Казахстанский государственный университет

ВКГУТ - Восточно-Казахстанский государственный технический университет

КазИМС - Казахский НИИ минерального сырья

ВНИИцветмет - Восточный научно-исследовательский горно-металлургический институт цветных металлов

ВСЕГЕИ - Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

ГИС - Геоинформационная система (географическая информационная система)

VAG – вулканические дуги

ORG – океанические хребты

WPG – внутриплитовые поля гранитоидов

syn-COLG – синколлизийные поля гранитоидов

ICP-MS - масс-спектрометрия с индуктивно- связанной плазмой

мЭ – миллиэрстед

БА - Большой Алтай

ГРР - Геологоразведочные работы

ГКЗ - Государственная комиссия по запасам

LREE - лёгкие редкоземельные элементы

HREE – тяжёлые редкоземельные элементы

ВВЕДЕНИЕ

Казахстан занимает площадь 2700 млн. км² и воспринимается как государство с крупным минерально-сырьевым комплексом и большими перспективами развития минерально-сырьевой базы. В настоящее время всё мировое сообщество проявляет неподдельный интерес к Казахстанским недрам. Крупный потенциал минерально-сырьевого комплекса имеет фундаментальное значение для экономического развития Республики. Однако в результате интенсивной добычи, по некоторым видам полезных ископаемых намечается дефицит. По заключению профилирующих в области минерально-сырьевых ресурсов организаций Казахстана – если эта тенденция будет продолжаться, то к 2050 г. промышленно-активные запасы по отдельным видам полезных ископаемых (медь, свинец, цинк, хромиты, уран, редкие металлы и редкие земли, золото и др.) будут отработаны. Вопрос истощения минеральных ресурсов не раз поднимался на государственном и международном уровнях. Были организованы конференции, проведены совещания и геологические конгрессы, на которых был сделан общий вывод о том, что при нарастающих масштабах потребления минерального сырья, уже «через 50 лет человечество будет употреблять в 5 раз больше различных металлов по сравнению с потребностями настоящего времени».

В связи со сложившейся ситуацией необходимым условием для выхода из создавшегося состояния и дальнейшего благоприятного развития является повышение эффективности поисково-разведочных работ на базе металлогенических исследований с применением новых современных технологий и методов для оценки перспективности, как Казахстана в целом, так и отдельных его регионов на обнаружение новых месторождений. Особенно актуальны подобные научные исследования в настоящее время, учитывая значительное внимание научно-исследовательских учреждений на всем постсоветском пространстве к решению генетических задач с использованием наноминералогии и других современных методов исследования.

Одним из приоритетных направлений металлогенических исследований в настоящее время являются редкие земли и редкие металлы [1].

Актуальность работы. Сегодня трудно назвать область техники, в которой бы не применялись редкие и редкоземельные элементы. Они активно используются в атомной энергетике, радиоэлектронике, авиационной и ракетной технике, машино- и приборостроении. Так, неодим – основной компонент магнитов, используемых в ветротурбинах и драйверах жестких дисков. Лантан – важнейший компонент катализаторов, применяемых в нефтеперерабатывающей промышленности и фильтрах-нейтрализаторах выхлопных газов автомобилей. Иттрий, европий и тербий задействованы в производстве люминофоров для мониторов компьютеров. Ниобий находит широкое применение в выпуске ниобиевой стали. Добавка даже 0,5 % этого металла исключает внутреннюю коррозию швов нефтегазопроводов, и они служат в 4–5 раз дольше обычного. Редкие земли являются также важными

стратегическими материалами, используемыми в производстве оружия точного наведения, коммуникационных систем, лазеров, радаров, спутников и приборов ночного видения. Согласно прогнозам австралийской консалтинговой компании Industrial Minerals Company of Australia (IMCOA), цены на многие редкоземельные элементы и оксиды в течение ближайших 20 лет могут подняться в два, а то и три раза. Причем, по мнению аналитиков, – это долгосрочный тренд. В рамках Программы индустриально-инновационного развития на 2015-2019 годы решено принять планы развития высокотехнологичных отраслей горнодобывающего сектора: наращивание разработки редких и редкоземельных металлов. Это говорит о том, что огромный редкометалльный и редкоземельный потенциал Казахстана становится востребованным [2,3,4,5].

Цель работы. Целью работы является разработка улучшенной прогнозно-поисковой модели редкометалльно-редкоземельных месторождений на примере месторождения Верхнее Эспе, а также оценка перспектив Восточного Казахстана на обнаружение месторождений редких земель на основании предыдущих исследований и полученных новых геологических, геохимических, минералогических и петрографических данных.

Задачи исследования:

1 Изучение геологического строения и вещественного состава руд месторождения Верхнее Эспе.

2. Получение новых данных по изотопной геохимии, геохронологическим датировкам и другим современным методам.

3. Выявление особенностей формирования месторождений редких металлов и редких земель.

4. Разработка критериев прогнозирования и поиска месторождений РЗ для повышения эффективности геологоразведочных работ.

Научная новизна работы. Впервые применены ранее недоступные современные высокоточные методы для изучения геохимии рассеянных элементов (ICP-MS/-AES) и характеристики магматических и метасоматических процессов. Проведено пробное U–Pb SHRIMP-датирование возраста цирконов и применена геохимия изотопов (Sr-Nd) для определения времени и возможных источников формирования месторождения в земной коре и влиянии мантии. Была произведена переоценка геологических характеристик месторождения, опираясь на существующие материалы, собственные новые данные, а также зарубежные исследования щелочных комплексов для усовершенствования поисково-разведочной модели. Составлены ГИС регионального и локального масштабов.

Практическая значимость работы. Улучшенная модель месторождения позволит сформулировать ряд критериев для дальнейших поисков и обнаружения подобных месторождений на глубине и на флангах объекта в Восточном Казахстане, а также за его пределами.

Основные защищаемые положения:

1. Месторождение редких земель Верхнее Эспе представлено эпимагматической альбитит-грейзеновой ниобий цирконий-редкоземельной формацией, генетически связано с щелочными и субщелочными гранитами керегетас-эспинского комплекса, характеризующимися сложным соотношением распределения редкометалльных и редкоземельных элементов; возраст гранитов по данным SHRIMP определений составил $291,6 \pm 2,4$ млн. лет.

2. Основные рудные тела имеют штокверковую морфологию, Zr, Nb, Ta, TR минерализацию, сформировались в процессе интенсивных метасоматических изменений средне-зернистых рибекитовых гранитов (альбитизация, рибекитизация, окварцевание и др.), пространственно приурочены к эндо - и экзоконтактовым зонам гранитоидного массива, который локализуется в карбоновых терригенных отложениях и контролируется зонами глубинных разломов.

3. В результате выполненных исследований разработаны геолого-структурные, петрографические, минералого-геохимические и геохронологические критерии прогноза и поиска ведущего геолого-промышленного верхне-эспинского типа редкоземельных месторождений с выделением перспективных участков для постановки дальнейших поисково-оценочных работ.

Методика исследования: состояла в сборе, систематизации и анализе имеющихся данных о редкоземельных месторождениях, в геохимическом изучении методами ICP-MS и ICP-AES, в минералогическом изучении минералов (микрозондовый анализ, рентгенография минералов), в петрофизической характеристике пород (оптическая микроскопия), в составлении ГИС.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертации положен фактический материал, собранный автором или с его участием при выполнении госбюджетной научно-исследовательской работы (от полевых работ до написания отчёта) по бюджетной программе 055 «Научная и/или научно-техническая деятельность» по заказу комитета науки МОиН РК в теме №51-313-15 «Системный металлогенический анализ щелочного магматизма и редкометального оруденения северных отрогов Тарбагатай (месторождения Верхнее Эспе, Ийсор, Сандыктас, Кызылсай, Северное, северная часть Акжайляутасского массива и ближайшие редкометальные проявления)» (руководитель Гавриленко О.Д.).

Автором в 2013 и в 2014 году были пройдены зарубежные научные стажировки (Университет г. Уппсала, Швеция, Музей Естественной Истории г. Лондон, Великобритания), имеющие большое значение в выполнении научных и аналитических исследований.

Автором лично:

- систематизированы и проанализированы монографические, литературные и справочные данные по особенностям формирования месторождений редких металлов и редких земель;

- принято участие в полевых работах с отбором образцов для дальнейших аналитических исследований на месторождение Верхнее Эспе, а также на других редкометалльных месторождениях в пределах Северного Тарбагатая;

- проинтерпретированы результаты аналитических исследований и составлены ГИС регионального и локального масштабов;

- на основе полученных данных установлены прогнозно-поисковые критерии для повышения эффективности геологоразведочных работ.

Апробация работы. Основные положения и результаты исследований докладывались и обсуждались на Международной научно-практической конференции «Инновационные технологии и проекты в горно-металлургическом комплексе, их научное и кадровое сопровождение» (Алматы, 2014 г.), Международных Сатпаевских чтениях «Научное наследие Шахмардана Есенова» (Алматы, 2017 г.), IX Международной конференции "Эффективное использование ресурсов и охрана окружающей среды - ключевые вопросы развития горно-металлургического комплекса" и XII Международной научной конференции "Перспективные технологии, оборудование и аналитические системы для материала-ловедения и наноматериалов" (Усть-Каменогорск, 2015 г.), Международной научно-практической конференции «Зелёная экономика – будущее человечества» (Усть-Каменогорск, 2014 г.), 37th Annual Meeting Mineral Deposit Studies Group (Oxford, 2014г.), II Международной научно-технической конференции студентов, магистрантов и молодых учёных «Творчество молодых – инновационному развитию Казахстана» (Усть-Каменогорск, 2013 г.), 17th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017 (Болгария, 2017 г.), SEG 2017 Annual Meeting Ore deposit of Asia: China and Beyond (Китай, 2017 г.).

По результатам работы опубликовано 21 статья, из них 5 – в изданиях, рекомендованных ККСОН МОН РК (Вестник ВКГТУ, Вестник КазНТУ, Горный журнал Казахстана), 1 – в журнале, входящем в базу данных Scopus (Горный журнал), 1 – тезисы доклада в журнале, входящем в базу данных Scopus, 3 – в материалах республиканских научно-технических конференций, 10 – в материалах международных научных конференций ближнего и дальнего зарубежья, 1 монография в соавторстве.

Результаты работы внедрены в учебный процесс для проведения лекционных и практических занятий по дисциплине «Геоинформационные технологии в геологии», в практику работы АО «Национальная геологоразведочная компания «КАЗГЕОЛОГИЯ».

По результатам диссертационной работы была подана заявка на патент «Способ поиска редкометалльно-редкоземельного оруденения» и получено уведомление о положительном результате формальной экспертизы. На данный момент проходит экспертиза по существу.

Структура и объём работы. Диссертационная работа изложена на 132 страницах, состоит из введения, 5 глав, заключения и списка использованных источников (93 наименования), содержит 64 рисунка и 10 таблиц.

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

- научным консультантам: Гавриленко О.Д. (Казахстан), Reimar Seltmann (Великобритания);

- работникам кафедры «Геология и горное дело» ВКГТУ им. Д.Серикбаева и непосредственно кандидату геолого-минералогических наук Мизерной М.А., академику НАН РК Дьячкову Б.А. и зав. кафедрой Нуршайыковой Г.Т.;

- Долгополовой А.В. – доктору PhD, Музей Естественной Истории (Великобритания)

- Бекеновой Г.К. доктору геолого-минералогических наук, член-корр. НАЕН РК, руководителю сектора минералогии Института геологических наук им. К. И. Сатпаева;

- сотрудникам регионального филиала АО «КАЗГЕОЛОГИЯ» «ВОСТОКГЕОЛОГИЯ»: Губайдуллину Р.А., Антонову Ю. А., Осёнову Ю.В.;

Автор благодарен составу лаборатории инженерного профиля «IPGETAS» ВКГТУ им.Д.Серикбаева за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований.

Диссертационная работа выполнялась в ВКГТУ им. Д. Серикбаева на кафедре «Геологии и горного дела».

1 КОМПЛЕКСНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ КАЗАХСТАНА НА РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

С каждым годом растёт производство и потребление редкоземельных элементов. Они эффективно применяются в высокотехнологичных производствах.

К сожалению, в Казахстане отсутствует собственная редкоземельная добывающая промышленность.

Редкоземельные объекты в республике представлены корами выветривания в древних метаморфических породах (Куидыбай, Кызымшек, Жанааркалык) и редкометалльно-редкоземельными метасоматитами, связанными с лейкократовыми и щелочными гранитами (Верхнее Эспе, Ийсор, Северное, Сандыктас, Кызылсай) [6].

1.1 Геологическая изученность

Общекзахстанские исследования редкометалльных и редкоземельных объектов начались в середине 20-х – начале 30-х годов (Центральный Казахстан - с 1926 г., Восточный – с 1929 г., Южный - с 1930 г., Западный - с 1932 г.). В это время были найдены первые точки редкометалльной минерализации, рудопроявления, организованы систематические поиски с применением шлиховой съемки, приведшие к открытию первых промышленных месторождений и крупных рудопоявлений: Восточный Конырат, Акшатауское, Акмаинское, Коккольское, Карашское, Убинское, Заилийское (М. М. Бакулина, А. В. Безлюдный, В. Ф. Беспалов, Г. И. Водорезов, Б. П. Ерофеев, А. К. Жерденко, М. И. Ионов, В. А. Калюжный, Ф. Ф. Карпенко, А. К. Каюпов, Н. М. Киселев, С. П. Колов, Г. П. Кондратьева, С. С. Ларк, М. Т. Лякин, Ф. М. Малиновский, С. Ф. Машковцев, Н. И. Наковник, Н. И. Нечаев, А. П. Никольский, В. М. Новоселова, А. С. Осипов, В. М. Попов, К. И. Постоев, М. П. Русаков, И. Д. Рогожин, Н. К. Скаковский, Д. Я. Суражский, Н. П. Скворцов, И. Ф. Трусова, Е. Н. Федоров, А. С. Федоренко, Н. И. Хомизури, М. В. Шевцов, С. С. Шульц и др.) [1, с.6].

На востоке Казахстана, а также приграничных территориях Российской Федерации на начальном этапе исследований, в конце 20-х годов, было известно лишь два рудопоявления W и Ta, Nb (Колывань и Карагоин). В 1932 г. была составлена мелкомасштабная геологическая карта Калбы (М.Э. Янишевский, Н.Н.Павлов и др.), работы по которой были начаты Геологическим комитетом, и завершены геологами ЦНИГРИ. За период исследований первого этапа в Восточном Казахстане: в Горном Алтае, Калба-Нарымской зоне и Чингиз-Тарбагатайской складной системе в 1929- 1935 гг. были открыты кварцевожильно-грейзеновые рудопоявления и мелкие месторождения: Коккольское (Н. А. Николаев), Чиндагатуйское (М. А. Азербайев) - Mo-W; Убинское, Карашское (Н. П. Никольский); Чердолак (П. К. Калик), Белогорское (Н. И. Нечаев, Е. С. Павлов); Карасу (Ю. С. Желубовский) - W-Sn, Ta, Nb; Каражал (Б. В. Колокольников) Sn, W, Be. К 1935 г. таких

рудопроявлений было 14. В 1932 г. в Центральной Калбе было открыто месторождение редкометалльных пегматитов Аккезень (А. В. Безлюдный, А. М. Шурыгин)- Ta, Nb, Li, Cs, Sn.

Также в довоенный период (1917-1941гг.) были найдены первые точки редкометалльной минерализации, рудопроявления, организованы систематические поиски с применением шлиховой съемки, приведшие к открытию первых промышленных месторождений и крупных рудопроявлений: Восточный Конырат, Акшатауское, Акмаинское, Коккольское, Карашское, Убинское, Заилийское.

Второй этап исследований охватывает военные годы (Центральный Казахстан - с 1944 г., Восточный – с 1935 г., Южный- с 1937 г., Западный - с 1955 г.) характеризуется организацией массовых поисков редких металлов с применением среднемасштабных шлиховых и металлометрических съемок. В это время была открыта подавляющая часть редкометалльных месторождений и рудопроявлений, считающихся сейчас наиболее интересными. Разведка и изучение найденных месторождений сопровождалась дальнейшим наращиванием объемов поисково-разведочных работ, развертыванием средне- и крупномасштабных кондиционных геологических съемок, появлением первых обобщений по редким металлам (для отдельных районов). В исследованиях принимали участие М. А. Абдулкабирова, Ж. А. Айтиалиев, Н. Т. Бакулин, Г. И. Бедров, Г. Р. Бекжанов, П. А. Белых, Е. Д. Белякова, Я. И. Бойко, В. Е. Бочаров, А. Р. Бутко, Н. И. Большаков, С. В. Бритвина, Ю. А. Бурмин, В. И. Волобуев, З. Н. Гамова, А. И. Гинзбург, М. Ш. Гильманов, В. В. Груза, Б. В. Гусарин, А. В. Степанов, В. В. Степанов, Р. Н. Торчинюк, К. Н. Фаткулин, В. А. Филиппов, Г. К. Чертушкин, Г. Н. Щерба и др.

Третий этап (Центральный Казахстан - с 1957 г., Восточный – с 1957 г., Южный- с 1953 г., Западный - с 1964 г.) отличается резким снижением эффективности поисков редких металлов, увеличением объемов кондиционных среднемасштабных геологических съемок, появлением многочисленных сводок по редким металлам и комплексам полезных ископаемых с прогнозами и рекомендациями (Д. Г. Ажгирей, Ж. А. Айтиалиев, Г. И. Бедров, Г. Р. Бекжанов, Я. В. Беляева, Е. Д. Белякова, В. Г. Боголепов, В. Е. Бочаров, А. Н. Бутаец, А. Р. Бутко, А. В. Богданова, В. И. Волобуев, В. И. Гальченко, Ф. Г. Губайдулин, К. И. Дворцова, В. К. Денисенко, Б. А. Дьячков, Н. А. Елисеева, Ю. М. Зорин, К. Н. Иванова, О. В. Иванов, Л. Б. Иванов, Г. П. Клейман, Г. И. Казарян, В. В. Степанов, В. И. Титов, Р. Н. Торчинюк, О. М. Тюгай, К. Н. Фаткулин, В. Д. Филиппов, С. Г. Шавло, Г. Н. Щерба, Ю. Е. Яренский).

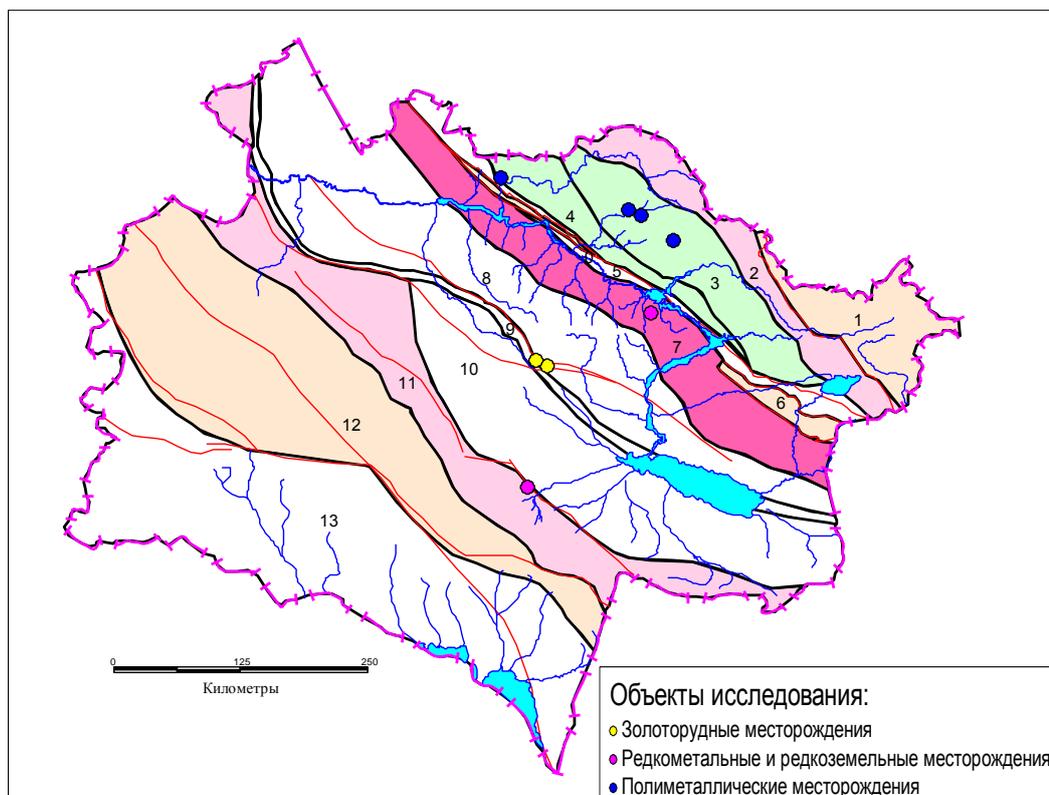
В четвертый этап (Центральный Казахстан - с 1969 г., Восточный - с 1967 г., Южный - с 1968 г., Западный - с 1970 г.) наблюдается сокращение объемов кондиционных геологических съемок в обстановке продолжающегося спада эффективности поисков (месторождения находят редко на закрытых покровами рыхлых отложений территориях), появление новых сводок по регионам, покрытым кондиционными геологическими съемками. Отмечается переход к специальным геолого-металлогеническим исследованиям в перспективных

рудных районах с применением литогеохимических (по коренным породам) съемок, пространственно-статистических методов регионального анализа, площадных комплексных геолого-геофизических исследований (объемного картирования) и т. д. Проводятся работы по обобщению материалов (на комплекс полезных ископаемых, в том числе и на редкие металлы) для всего Казахстана. В связи с этим этапом, продолжающимся до настоящего времени, следует отметить работы А. Абеуова, Н. Х. Адамяна, С. Л. Авдеева, Е. В. Альперовича, Г. Р. Бекжанова, Е. Д. Беляковой, В. М. Бирюкова, В. Г. Боголепова, В. Е. Бочарова, А. Р. Бутко, Ф. Г. Губайдулина, В. К. Денисенко, Е. А. Дидоренко, А. А. Духовского, Б. А. Дьячкова, В. Т. Ермолина, Б. В. Ершова, А. А. Зайчковского, Ю. М. Зорина, К. Н. Ивановой, Л. Б. Иванова, О. В. Иванова, А. В. Тупицына, О. М. Тюгая, М. М. Уколова, Л. В. Файнгольда, В. А. Филиппова, Г. Н. Щербы [1, с.7,7].

За 70 лет исследований Казахстан вышел на первое место в СССР по запасам вольфрама, молибдена и олова. В Республике также были обнаружены значительные ресурсы Та, Nb, Li, Cs, РЗЭ, Ti, Zr, которые представлены десятками средних, крупных и очень крупных (уникальных) месторождений, размещенных относительно компактно в пределах трех провинций: Центрально-Казахстанской, Северо-Казахстанской и Восточно-Казахстанской. Это очень важно, так как строительство крупных горно-обогатительных и горно-металлургических комплексов возможно лишь на долговременной минеральной базе, представленной группами месторождений. Кроме того, на юге и западе Казахстана выявлено по одному крупному месторождению W и Mo, и известны многочисленные редкометалльные проявления, которые требуют дальнейшего изучения [8].

История геологической и металлогенической изученности Восточного Казахстана описана в ряде работ и публикаций Щербы Г.Н., Дьячкова Б.А., Беспяев Х.А., Стучевский Н.И., Белова В.А., Ермолова П.В. и др.

Региональным рудоносные структуры, к которым можно отнести металлогенические зоны, характеризуются своей спецификой рудных месторождений (рисунок 1). Так, Рудноалтайский пояс имеет медно-полиметаллический характер оруденения. Западно-Калбинский пояс характеризуется золоторудным профилем металлогении и представлен промышленными золоторудными объектами различных генетических типов, связанных с малыми интрузиями и дайками коллизионных геодинамических режимов и обстановок. Калба-Нарымский пояс сопровождается многими редкометалльными месторождениями и рудопроявлениями (Ta, Nb, Be, Li, Sn и др.). Жарма-Саурский пояс отличается многометалльной спецификой оруденения, объединяет магматические медно-никелевые, медно-порфировые и золоторудные месторождения коллизионного типа, а также редкометалльные и редкоземельные объекты постколлизионной геодинамической обстановки (W, Mo, Zr, Nb, TR) [9].



Структурные подразделения: 1-Холзунско-Чуйско-Сицихская зона Горноалтайской провинции; 2-6 – Рудноалатайский пояс: 2-Белоубинско (Колывань-Тигирецко) - Сарымсақты-Куртинская зона, 3-4 – Рудноалтайско-Ашалинская зона (3-Змеиногорско-Зыряновско-Конденунская, 4-Алейско-Ашалинская подзоны), 5-6 – Иртыш-Фуюнская (шовная) зона (5-Прииртышская, 6-Курчум-Фуюнская подзоны); 7-Калба-Нарымский пояс; 8-Западно-Калбинский пояс; 9-11 – Жарма-Саурский пояс (9-Чарско-Зимунайская, 10-Жарма-Саур-Харатунгская, 11-Сирекетас-Сарсазан-Кобукская зоны); 12-Чингиз-Тарбагатайский пояс; 13-Джунгаро-Балхашская провинция

Рисунок 1 – Металлогеническое районирование Восточного Казахстана

В период 60-80-х годов прошлого века были проведены планомерные средне- и крупномасштабные геологические съемки и научные исследования, более детально изучены вопросы магматизма и редкометалльной металлогении, составлены различные своды, геологических, тектонических и прогнозно-металлогенических карт.

Крупномасштабные геологические съёмки, а также разного исследования были проведены коллективом Алтайской геолого-съёмочной экспедиции Восточно-Казахстанского Государственного Университета им.С.Аманжолова (А.Г. Алексеев, Б.А. Дьячков, А.В. Зобков, Н.П. Киселев, В.В. Лопатников, О.В. Навозов и др.). По результатам этих работ были составлены карты перспективных участков и объектов, особое внимание уделялось Калба-Нарымским гранитоидам [10,11].

Приведённую схему последовательности исследований по редким металлам можно считать общей для всех регионов Казахстана. Имеющиеся отличия частного характера, обусловлены различным значением регионов в

промышленном отношении (неодинаковая полнота комплекса исследований по этапам), сдвигом во времени этапов исследований в разных районах (в Мугоджарах массовые поиски начались лишь в 1955 г. и совпали с началом среднемасштабных кондиционных геологических съемок и т. д.).

Путь к открытию редкометалльных провинций и рудных районов в республике был долгим и трудным: были здесь ошибки и недопонимание, приводившие к многолетнему "топтанию на месте" (искали месторождения только в гранитах), были и прозрения (штокверковая эпопея в Северо-Западном Прибалхашье). Имела место недооценка, вернее неправильная промышленная оценка крупных и средних штокверков нового структурного типа, названного позднее "гетерогенным", которая привела к значительной потере темпов в развитии минерально-сырьевой базы республики. Месторождения прекращали разведывать на поисково-разведочной стадии как очередные объекты с рядовыми для штокверков рудами, подсчитанными на массу, не разглядев имеющихся потенциальных возможностей для селективной отработки подземным способом относительно богатых руд из минерализованных зон.

Проводимые исследования по проблеме «Большой Алтай» (геология и металлогения) показывают [8-18], что в Восточном Казахстане сохраняются перспективы на обнаружение новых редкометалльных и редкоземельных месторождений [7, с.13].

Главная задача дальнейших исследований – проведение детальных прогнозно-металлогенических и поисковых работ на выделенных рудоносных структурах, перспективных участках и объектах.

На редкие и редкоземельные металлы рекомендуется возобновить геологоразведочные работы в Горном Алтае, а также Белоубинско (Колывань-Тигирецко)-Сарымсакты-Куртинской, Калба-Нарымской и Сирекетас-Сарсазан-Кобукской зонах с целью поиска месторождений и ускоренной оценки для вовлечения их в эксплуатацию. Рентабельность производства может быть существенно повышена при комплексной оценке и переработке руд. Целесообразно начать разработку техногенных отвалов (хранилищ) обогатительного производства. Общие минеральные ресурсы региона еще значительные.

Также на современном научно-техническом уровне необходимо вовлечение в оценку закрытых и полужакрытых площадей, которые являются резервными для обнаружения скрытых и погребённых редкометалльных месторождений (коры выветривания, погребённые россыпи, нетрадиционные типы оруденения). Но для успешных результатов необходимы надежные поисково-оценочные критерии [1, с.9].

Одной из перспективных региональных структур на выявление месторождений редких и редкоземельных металлов является Сирекетас-Сарсазан-Кобукская зона, южная часть которой пространственно приурочена к северным отрогам Тарбагатай. В 50-х годах здесь были открыты месторождения гидротермалитовой формации в связи со щелочными гранитами (ниобий, цирконий, редкие земли, преимущественно иттриевые - циркон-

пирохлор-гагаринитовый тип): Верхнее Эспе (А. В. Степанов), Азутау, Аршалы. Объекты изучались А. В. Степановым, В. А. Беловым, А. М. Смирновым, Д. А. Минеевым, Я. А. Косалсом, Э. Г. Новиковым, А. А. Шатовым, О. Б. Бейсеевым, А. М. Марьиным [6, с.27].

В 1957 г. проводятся поисково-оценочные работы на северных отрогах Тарбагатай (Гринвальд И.Н., Ткаченко Н.Н. и др., 1957 г.), в результате которых получены данные о наличии на Верхнеэспинском массиве редкометалльного оруденения предположительно промышленного масштаба. В результате продолжавшихся работ под руководством Ткаченко К.Н. в 1958 г. получены данные о масштабе ниобий-циркониевого оруденения.

В Верхнеэспинском рудном поле было обнаружено еще несколько рудных тел с высоким содержанием РЗЭ, Nb и Zr. В последние годы жизни Я. А. Косалс занимался анализом данных по Верхнему Эспе и сделал вывод, что месторождение недоразведано и может быть оценено как крупный объект [1, с.11, 6, с.27].

Общие представления о геологическом строении района даны по результатам геологической съемки масштаба 1:200 000 (Степанов А.В. и др., 1955 г.), тогда же при опробовании измененных пород в эндоконтакте Верхнеэспинского гранитного массива было выявлено месторождение редких земель Верхнее-Эспе. Более детально район был изучен при кондиционных геологосъемочных работах масштаба 1: 50000, проведенных Эспинской ПСП ЮКГУ в 1959-1960 гг. (Смирнов А.В. и др.) и Жарминской ПСП АПСЭ ВКГУ в 1960-1961 гг. (Шугрин Э.К. и др.).

Благодаря проведенным работам Верхнеэспинской ПРП в 1959-1963 гг. был обобщен весь фактический материал, полученный в разные годы разными исследователями, дана оценка Верхнеэспинскому месторождению (Белов В.А. и др., 1963 г.).

Предварительные запасы месторождения Верхнее Эспе оцениваются в следующих цифрах:

Циркон-редкоземельный-ниобиевой руды	- 13171 тыс. тонн
Пятиокиси ниобия	- 18290 тонн
Пятиокиси тантала	- 1088 тонн
Оксида циркония	- 3100 тонн
Оксидов редких земель	- 24055 тонн

Среднее содержание: Nb₂O₅ - 0,139%; Ta₂O₅ - 0,008%; ZrO₂ - 0,023%; сумма TR₂O₃ - 0,179%.

Таким образом, месторождение Верхнее Эспе является одним из крупнейших и многокомпонентным месторождением редких металлов и редких земель в Казахстане, с промышленными содержаниями ниобия, тантала, циркония, редких земель и нуждается в доразведке.

В "советское" время также проводилось изучение вещественного состава руд месторождения многими исследователями разных организаций (Степанов А.В. и др., 1959 г.; Степанов А.В., Чернов В.И. и др., 1962 г.; Камышева З.М., 1962 г.; Кроль О.Ф., Степанов А.В., 1963 г.; Баханова Е.В., Галкина Л.П.,

1963г.; Минеев Д.А., 1963г.). Однако наиболее значительный вклад в изучении геологии и минералогии внесли сотрудники КазИМСа Степанов А.В. и Кроль О.Ф. Ими месторождение Верхнее Эспе рассматривается как метасоматическое, в пределах гипабиссальной малой интрузии щелочных лейкократовых гранитов.

В связи с прекращением работ на месторождении в 1963-1964 гг. все аналитические работы были также законсервированы и практически не возобновлялись.

В 1991 г. сотрудниками КазИМСа (Косалс Я.А. и др.) проведены работы по обобщению данных на редкие и редкоземельные элементы для обширной территории, включающей месторождение Верхнее Эспе. Конкретно по данному месторождению изложены результаты, полученные предыдущими исследователями при разведке, изучении минерального состава и его геохимических особенностей.

Исследования руд месторождения на обогатимость и извлечение полезных компонентов, весьма активно начатые почти одновременно с поисково-оценочными работами, также были прекращены к 1964 г. Наиболее значимыми из них представляются работы сотрудников ВНИИцветмета: - Ковырина В.Л., Марининой К.И., 1961 г.; Николаевой Н.Б., Михайловой И.Б., Смирновой Г.В., 1961 г.; Николаевой Н.Б., Смирновой Г.В., 1962 г.; КазИМСа - Левина И.Н., 1959 г.; Иващенко В.И., Мулдагуловой А.Д., 1961 г.; Иващенко В.И., Ивановой Г.А., Мулдагуловой А.Д., 1961 г., Бахановой Е.В., Галкиной Л.П., 1963 г.; ЦНИГРИ - Россовского С.Н., Урусовой С.М., 1959 г. Последние исследования на обогатимость были выполнены специалистами ВНИИцветмет (1994 г.). Выводы о трудной обогатимости руд традиционным гравитационно-флотационным способом, сохранились [1, с.14].

1.2 Геофизическая изученность

К наиболее ранним геофизическим работам в районе участка Верхнеэспинский относятся исследования Западно-Прибалхашской партии, которая в 1949 г. выполняла аэрогеофизические поиски масштаба 1:50000. В результате этих работ не было выявлено аномалий естественной радиоактивности.

В 1955 г. район покрывается аэрогамма–радиометрической съемкой Березовской экспедицией 1-го Главка. В результате этих работ были выявлены аномалия радиоактивности Белтанар (в 4-х километрах севернее месторождения Верхнее Эспе и аномалия в юго-западной части гранитного массива Большого выхода). После наземного обследования этих аномалий было сделано заключение об их бесперспективности ввиду ториевой природы гамма-активности. В то же время точки рекомендованы для детальных поисковых работ на редкие элементы, так как анализы штучных проб показали наличие циркония, ниобия, иттрия, церия (более 0,1%).

В 1957 г. восточная часть площади покрывается аэрогамма-радиометрической съемкой 31-й партией Волковской экспедиции. В результате

была выявлена аномалия радиоактивности Сандыктас. При наземной проверке она оказалась бесперспективной на уран. В то же время здесь было установлено повышенное содержание ниобия, циркония, иттрия, иттербия и ниобия (до 0,1%), связанное с небольшими телами гранит-аплитов среди зоны эруптивной брекчии. Аномалия была передана Южно-Казахстанскому управлению как рудопроявление редких элементов.

В 1957-1958 гг. в пределах площади участка Верхнеэспинский партиями Казгеофизтреста проведен комплекс геофизических работ, включающий аэрогамма-радиометрическую съемку, металлометрию, радиометрию, частично гравиразведку и электроразведку. Так в 1958 г. площадь месторождения Верхнее Эспе была покрыта геофизической съемкой масштаба 1:50000 (магниторазведка, рыхлая металлометрия и радиометрия) по сети 500x100м. В пределах выходов Эспинского массива на поверхность, четко фиксируется аномальное поле с резким повышением фона радиоактивности. В этих же контурах отмечается ореол рассеяния с аномальными содержаниями свинца, цинка, циркония, ниобия, иттрия и олова. Важно подчеркнуть, что ряд мелких редкометалльных рудопроявлений, не фиксирующиеся ореолами по металлометрии, обнаружены и оконтурены с помощью радиометрии. Апограниты Эспинского массива в магнитном поле не выделяются на фоне вмещающих пород.

В 1960-1962 гг. сотрудниками Казахского филиала ВИРГ под руководством Кошелева И.Т. на месторождении Верхнее Эспе проведены исследования по разработке рационального комплекса радиоактивных каротажей для выявления руд, обогащенных редкими землями. Оптимальным признан нейтронный каротаж скважин, для количественной оценки – на основании определения гадолиния (нейтронный каротаж по тепловым нейтронам) и диспрозия (активационный каротаж).

В 1962 г. на территории окрестностей Верхнеэспинского месторождения проводились гравико-магнитные исследования с целью поиска куполов щелочных гранитов, не выходящих на эрозионный срез. Съемкой масштаба 1:50000 было покрыто 25 км², по результатам которой составлены гравитационная и магнитная карты месторождения. По заключению авторов, комплекс грави-магниторазведки, не решает задачи поисков массивов рибекитовых гранитов, скрытых под осадочной толщей.

При проведении разведочных работ в 1959-1962 гг. во всех разведочных скважинах проводилась инклинометрия с шагом 25 м. Во всех скважинах проведен гамма-каротаж (ГК), по отдельным скважинам – нейтронный каротаж.

Начиная с 1957 г. до завершения разведки в 1962 г. все виды поисково-оценочных работ сопровождалась радиометрическими наблюдениями: маршрутная гамма-съемка; гамма-каротаж скважин; гамма-прослушивание горных выработок; бета-промер керна; порошок радиометрический анализ проб и образцов; радиогидрогеологические исследования; детализация радиоактивных аномалий [1, с.13].

2 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Наиболее крупные редкоземельные месторождения расположены в Китае (Баян-Обо, Цзянси), России (Ловозеро, Томтор, Чадобец), США (Маунтин-Пасс), Австралии (Маунт-Вельд, Хоршем), Канаде (Стрейндж-Лейк). Мировые запасы и ресурсы РЗЭ оцениваются в 88 и 150 млн. т. TR_2O_3 . Китай обладает крупнейшими в мире природными запасами редких земель (около 80% мировых) [19].

Редкоземельные объекты в Казахстане представлены корами выветривания в древних метаморфических породах (Кундыбай, Кызымшек, Жанааркалык) и редкометалльно - редкоземельными метасоматитами, связанными с лейкократовыми и щелочными гранитами (Верхнее Эспе, Ийсор, Северное, Сандыктас, Кызылсай).

В пределах Восточного Казахстана известно значительное количество проявлений редких и редкоземельных металлов (Ta, Nb, Cs, Sn, W, TR, Mo и др.) различных морфогенетических типов, которые имеют чёткую пространственную связь с позднегерцинскими гранитами нормальной и повышенной щелочности. Близ города Усть-Каменогорска (п.Ново-Ахмировское) расположено Ново-Ахмировское проявление. Оно связано со штоком топазовых, цинвальдит-лепидолитовых гранитов, в котором рудоносными являются сами граниты, содержащие повышенные количества Li, Rb, Sn, Ta [20]. Как перспективный на циркон-ильменит-полевошпатовое сырьё выдвигается Буранский участок, расположенный южнее одноимённого посёлка на площади 100км². Возможны проявления золота, олова и редких земель [21]. Большой вклад в изучение редкометалльной металлогении внесли Н. А. Елисеев, В. П. Нехорошев, А. П. Никольский, Ж. А. Айталиев, Г. Н. Щерба, А. В. Безлюдный, В. А. Калюжный, А. И. Гинзбург, В. А. Кузнецов, В. И. Кузнецов и многие другие.

Большинство из изученных морфогенетических типов редкометалльных месторождений пространственно и генетически связано с позднегерцинскими гранитами нормальной и повышенной щелочности. Наиболее полно они проявлены в Калба-Нарымской зоне (Белогорское, Юбилейное и др. месторождения) [22], типовые объекты также присущи Жарма-Сауру, Чингиз-Тарбагатаю, Иртышской и Холзунско-Сарымсактинской зонам [23].

Калба-Нарымский гранитоидный пояс размещается на юго-западном обрамлении Рудного Алтая, от которого отделяется Иртышской зоной смятия. Редкометалльные объекты формируются в четырех рудных районах (Шульбинский, Северо-Западно-Калбинский, Центральном-Калбинский и Нарымский), двух рудных зонах и 22 рудных узлах. В настоящее время основным источником редких металлов (Ta, Nb, Be, Li, Cs) являются гранитные пегматиты. Грейзеновые и кварцевожилые объекты (Sn, W) имеют меньшую масштабность оруденения, а известные россыпи танталита, касситерита и шеелита в основном отработаны (таблица 1) [24-28].

Таблица 1 - Формационные типы редкометаллоносных гранитоидов Калба - Нарымской зоны и Жарма-Саура [25,29]

Геологическая формация	Петрографический тип	Оруденение	Месторождения, рудопроявления
Гранитовая (калбинский комплекс, P ₁) 290-283 Мл Гранодиорит-гранитовая подформация	Нормальный ряд К-Na серии, низкоплюмазитовый, умеренной основности, высокоглиноземистый, гранат-ильменит-апатитовой акцессорной специализации	Пегматитовое редкометалльное (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn)	Бакенное, Юбилейное, Белая Гора
		Блоковых микроклиновых пегматитов (Nb, Be, микроклин, кварц)	Нижне-Лайбулак
		Кварцево-жильное	Чудское
Гранитовая подформация	Нормальный ряд К-Na серии, низкой основности, весьма высокоглиноземистый, ильменит-апатитовой акцессорной специализации	Пегматитовое литий-танталловое (Ta, Li, Nb, Be)	Кварцевое, Ахметкино
		Альбитит-грейзеновое (Sn, Ta, Li)	Карасу, Ахмировское
		Грейзеново-кварцевожильное (Sn, W)	Караш, Козловское
Лейкогранитовая (монастырский комплекс, P ₂) 239 Мл (U-Pb)	Субщелочной ряд К-Na серии, высокоплюмазитовый, и весьма высокоглиноземистый, ильменит-флюорит-монацитовой акцессорной специализации	Пегматитовое хрусталеносное	Жанатас, Дубыгалы
		Кварцево-жильное вольфрамовое (W)	Большевик
Щелочногранитовая (Керегетас-Эспинский комплекс, P ₂ -T ₁) 223 Мл (U-Pb)	Щелочной ряд К-Na серии, субщелочной агпаитности, высокой глиноземистости, циркон-флюорит-редкоземельной акцессорной специализации	Эпимагматическое ниобий-цирконий-редкоземельное (Nb, Zr, Ta, TR)	Верхнее Эспе
		Пегматитовое редкоземельное (Zr, Nb, Ta, TR)	Ийсор, Биесимас

Жарма-Саурский рудный пояс сформировался в юго-западной части Большого Алтая, в борту Казахстанского микроконтинента. С северо-востока ограничен Чарским глубинным разломом, а на юго-западе по Чингиз-Саурскому разлому отделяется от каледонид Чингиз-Тарбагатая. Пояс подразделяется на три металлогенические зоны (с северо-востока на юго-запад): 1) Чарско-Зимунайскую (хром-никель-ртуть-золоторудную), 2) Жарма-

Саурскую (медь-никель-золоторудную) и 3) Сиректас-Сарсазанскую (медь-золото-редкоземельную) [29].

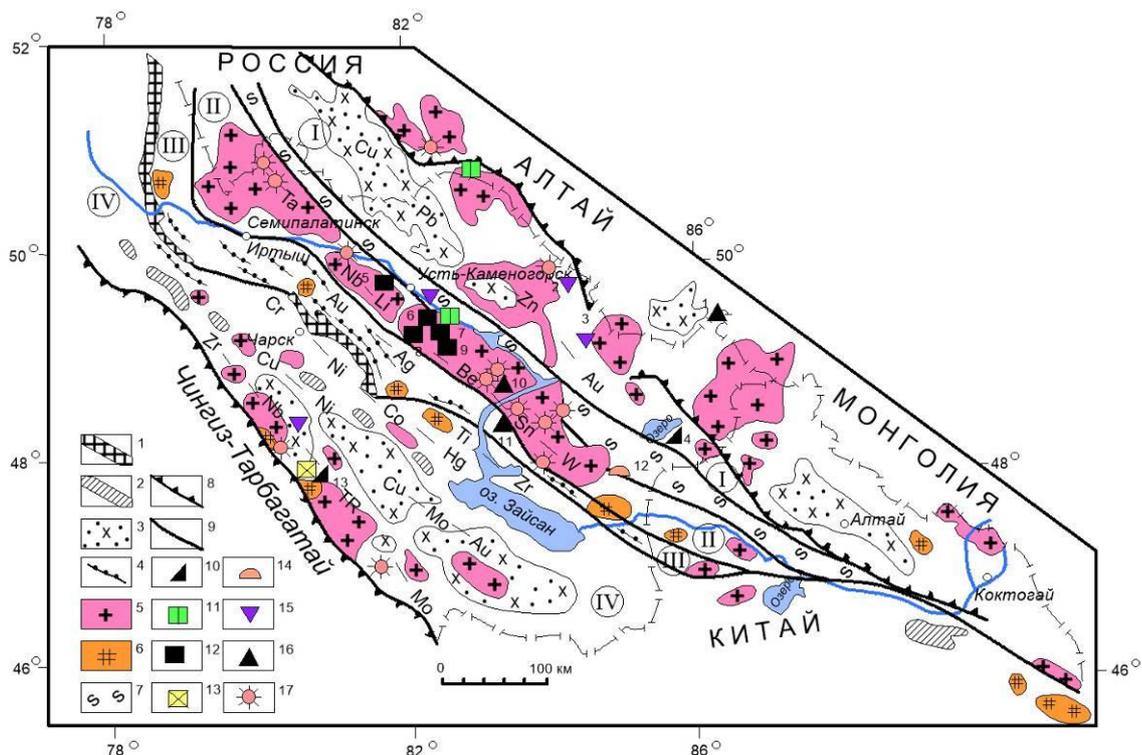
Жарма-Саурская металлогеническая зона является юго-западной частью Зайсанской металлогенической провинции и ограничена с северо-востока Чарским глубинным разломом, а на юго-западе отделена от Чингиз-Тарбагатайской провинции Чингиз-Саурским разломом. Длина данной зоны более 600 км при средней ширине около 130 км. Географически она охватывает Семипалатинское Прииртышье, далее к юго-востоку Жарминские горы, Зайсанскую впадину и хребет Саур.

Главными редкометаллоносными структурами Жарма-Саура являются гранитоидные пояса позднегерцинской (постколлизийной) активизации, различающиеся по геотектонической позиции, масштабности развития, внутреннему строению, вещественно-формационному составу и рудоносности.

Установлена закономерная пространственная приуроченность редкометалльных поясов к тектонически ослабленным зонам в континентальных блоках ЗК повышенной сиаличности, подчеркивается их северо-западная линейность и значительная протяженность (500-800 км). Они охватывают плитно-тектонические структуры, отвечающие зонам коллизий сиалических блоков (Лаумулин Т.М. и др.) [27, с.10].

Некоторые вопросы металлогении Жарма-Саурской зоны рассмотрены в данной работе.

Акбийик-Акжайляуский пояс в Жарма-Сауре, расположенный на границе с каледонидами Чингиз-Тарбагатай, отличается редкометалльно-редкоземельным профилем оруденения (Nb, Zr, TR, W, Mo) и генетической связью с щелочногранитовой формацией (месторождение Верхнее Эспе и др.) (рисунок 2) [30].



1 – гипербазитовый пояс докембрия?; 2 – габбро-диорит-диабазовый и 3 – габбро-диорит-гранодиоритовый ($C_1 - C_{2-3}$), 4 – гранодиорит-плагиогранит-гранодиоритовый (C_3) коллизионной стадии; 5 – гранит-лейкогранитовый (P_1-P_2) и 6 – гранит-граносиенит-щелочногранитовый (P_2-T_1) постколлизионной стадии; 7 – Иртышская зона смятия; 8 – границы Большого Алтая и 9 – рудных поясов (I – Рудноалтайский медно-поллиметаллический, II – Калба-Нарымский редкометалльный, III – Западно-Калбинский золоторудный, IV – Жарма-Саурский многометалльный).

Рудные формации: 10 – эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная; 11 – блоковых микроклиновых пегматитов; 12 – пегматитовая редкометалльная и 13 – редкоземельная; 14 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая; 15 – скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрамовая; 16 – грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая; 17 – кварцевожильная оловянная.

Месторождения: 1 – Алаха, 2 – Экипетское, 3 – Ивановское, 4 – Азутау, 5 – Кварцевое, 6 – Бакенное, 7 – Огневское, 8 – Юбилейное, 9 – Белая Гора, 10 – Палатцы, 11 – Чердоjak, 12 – Карасу, 13-Верхнее Эспе

Рисунок 2 - Ареалы размещения гранитоидного магматизма и редкометалльных месторождений Большого Алтая (Б. А. Дьячков) [27, с.11]

Особое значение имеет изучение щелочных гранитов Жарма-Саура, специализированных на редкоземельное оруденение.

Необходимо подчеркнуть, что редкие металлы связаны главным образом с среднегерцинской (Mo, W) и позднегерцинской (Mo, W, Nb, TR и др.) эпохами.

В мире многие крупные месторождения редких металлов и редких земель связаны с внутриплитовыми кольцевыми структурами щелочного состава. В Восточном Казахстане системой такого типа является месторождение Верхнее Эспе.

Эспинский рудный узел имеет эллипсоидную форму субширотной ориентировки ($S=300 \text{ км}^2$, $Kp=0,07$) и включает Верхне-Эспинское месторождение альбититовой редкоземельной формации и группу пегматитовых проявлений с редкоземельной минерализацией.

Из всех объектов наиболее детально изучено месторождение Верхнее Эспе.

Участок Верхнеэспинский расположен на территории Аягозского района Восточно-Казахстанской области и находится в 88 км к СВ от г. Аягоз (рисунок 3). Ближайшая железнодорожная станция находится в городе Аягоз (88 км).



Рисунок 3 – Обзорная карта района месторождения Верхнее Эспе

Орографически район работ относится к северным отрогам хребта Западный Тарбагатай и представляет собой типичное мелкогорье с широко развитыми межгорными долинами. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 850 до 1189 м, максимальные относительные превышения - не более 150-200 м. Непосредственно на месторождении Верхнее Эспе абсолютные отметки: минимальные - 950 м, максимальные 1070 м.

Район относится к горно-степной зоне. Основным фактором, определяющим условия формирования подземных и поверхностных вод, является климат. От количественного распределения осадков по сезонам года зависит также приходная и расходная составляющие подземного стока. Климат района резко континентальный, засушливый, с жарким летом и холодной зимой. Для освещения климата территории использованы данные метеостанции г.Аягоз.

Среднегодовая температура воздуха колеблется от +0,5 до +5,5°C и составляет +1,8°C (среднемесячная июля +21,8о, января -21,9о, максимальная достигает +40о, минимальная опускается до -50о), давление воздуха - 961,9 мм.рт.ст., количество осадков колеблется в пределах 200-280 мм (среднегодовое по метеостанции Аягузская - 275 мм). Наибольшее их количество приходится на май - до 30 мм, самые сухие - февраль, август и октябрь.

Снежный покров устанавливается в конце октября, а исчезает в конце апреля. Высота снежного покрова в пределах участка работ достигает 25–30 см. Средняя мощность снежного покрова по району составляет 23 см.

Гидрографическая сеть: Речная сеть принадлежит к двум водосборным бассейнам: Иртыш-Зайсанскому и Балхашскому. В первом она представлена истоками речки Улькенбугай; во втором - речки Эспе, Балтакара и Талды-Борлы. Все речки отличаются мелководностью. Дебит их очень непостоянен и зависит от времени года и климатических условий. В засушливые годы речки пересыхают и распадаются на ряд изолированных плесов.

Территория отличается разнообразием почвенного и растительного покрова.

Возвышенные участки и их склоны с хорошо развитой дренажной гидросетью заняты различными разновидностями каштановых почв. На менее расчлененных и слабо обводненных площадях и в пределах мелкосопочных понижениях, выполненных глинами, они сменяются солонцами и солончаками. Растительный и животный мир бедные, типичные для зоны сухих степей. В поймах рек и обводненных логах встречаются кустарники тала, шиповника, низкорослые березы, боярышник и черная смородина. Редко можно встретить архаров, сайгаков, волков, лис, корсаков и зайцев. Повсеместно распространены грызуны, а в речках водится рыба и водоплавающая птица.

Электроэнергией район обеспечен от государственной ЛЭП системы КЕГОК. Собственной топливной базы район не имеет [1, с.16-17].

2.1 Геологическая характеристика

Общая геологическая позиция района обусловлена его приуроченностью к сочленению Чингиз-Тарбагатайской и Иртышско-Зайсанской структурно-формационных зон. Это положение и обусловило многообразие стратиграфических комплексов, широкое развитие интрузивного магматизма и проявления пликативных и разрывных деформаций (рисунок 4).

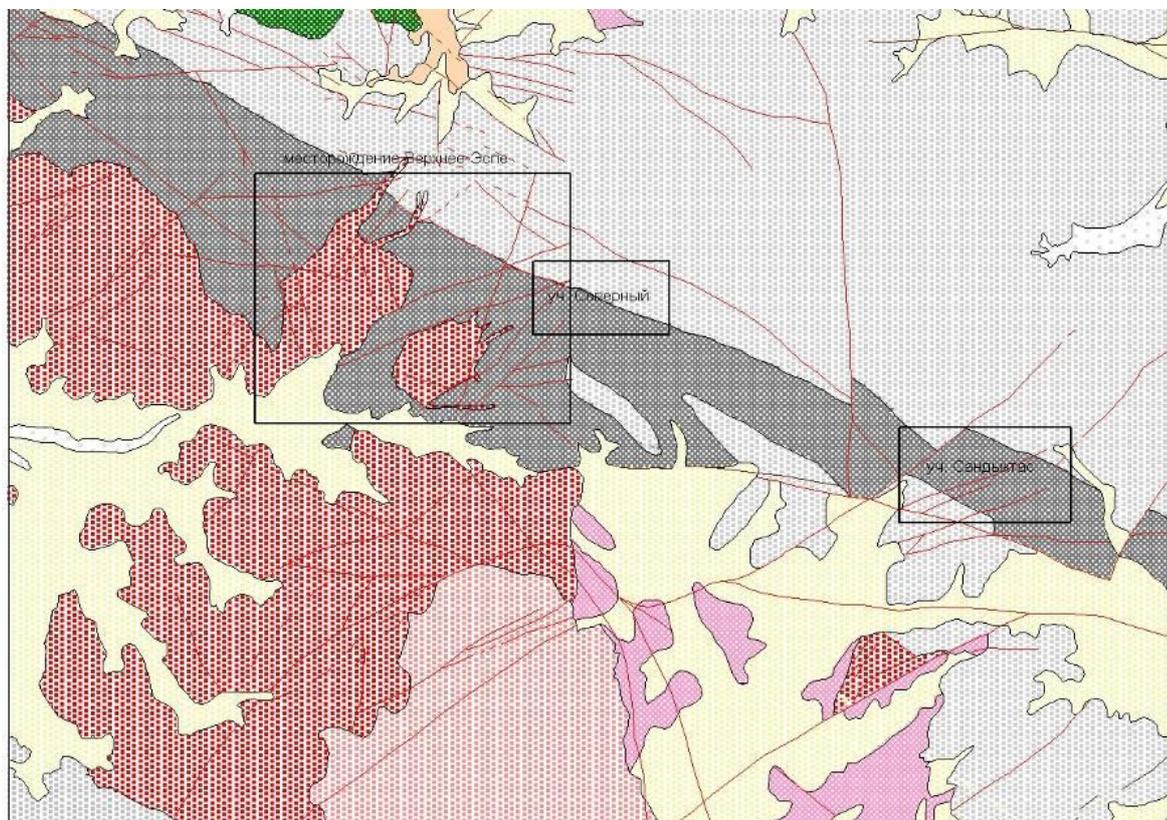


Рисунок 4 – Схематическая геологическая карта района исследований (по Антонову Ю.А)

2.1.1 Стратиграфия

Согласно стратиграфической схеме Смирнова А.М. и Шугрина Э.К., среди эффузивно-осадочной толщи палеозоя в пределах описываемого участка выделяются образования силура, девона и нижнего карбона, на значительных площадях перекрытые рыхлыми отложениями неогена и четвертичного периода.

Силур (S)

Доненжальская свита (S_{1-2dn}). Отложения доненжальской свиты встречаются в отдельных разобъённых тектонических блоках и в виде ксенолитов, среди «мелких» интрузий ранневерхнепалеозойского возраста, на юге листа М-44-138-Г, юго-западнее среднего течения р.Борлы, за пределами участка исследований.

Девон (D)

Кайдаульская свита (D_{1-2kd}). Отложения кайдаульской свиты имеют локальное развитие в юго-западной части района и слагают разобщённые участки юго-западного крыла Биесимасской синклинали, за пределами участка исследований.

Карбон (C)

Коконьская свита (C_1V_{1kk}). Отложения коконьской свиты являются наиболее молодыми палеозойскими образованиями района и пользуются широким распространением на площади участка Верхнеэспинский. Они с небольшим угловым несогласием перекрывают фаунистически охарактеризованные отложения франского яруса и занимают всю центральную и южную часть площади геологического отвода. Отложения коконьской свиты по литологическому признаку подразделяются на четыре подсвиты.

1. Первая (граувакковая) подсвита (C_1V_{1kk1}) развита между интрузивными массивами Акжайлютас и Улькен-Бугаз, слагая центральную часть Биесимасской синклинали.

Состав подсвиты: мелкозернистые полимиктовые песчаники – серые, серовато-зеленые, темно-серые; редкие прослои углисто-кремнистых и углисто-глинистых алевролитов, прослои граувакковых песчаников серовато-зеленого цвета.

В зеленовато-серых кремнистых алевролитах отмечается фауна брахиопод: *Spirifer plenus* Hall, *Spirifer (Imbrexia) forbesi* NP *Speriferina* SP, *Asurinxia Jate* (M'Coу). Общая мощность подсвиты – 470 м.

2. Средняя – вторая (песчаниковая) подсвита (C_1V_{1kk2}) занимает небольшую площадь, слагая Егин-Булакскую антиклиналь, а также в отмечается в ядре Биесимасской синклинали.

Переход первой подсвиты ко второй очень постепенный и граница между ними проведена условно по кровле последнего горизонта грубополосчатых песчаников. Состав подсвиты – мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевропесчаники, в отдельных частях разреза переслаивающиеся с углисто-глинистыми алевролитами, переполненными фрагментарными обрывками флоры. Общая мощность – 650 м.

3. Третья (песчаниково-алевролитовая) подсвита (C_1V_{1kk3}) занимает северо-восточную часть карты, имеет в общем моноклиналиное залегание с крутым падением пластов на СВ. Подсвита представлена серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями углисто-глинистых алевролитов, переслаиванием туфов, туффитов, туфопесчаников, кремнистых алевролитов и известковистых песчаников. В известковистых песчаниках найдена фауна мшанок и брахиопод. Общая мощность 505 м.

4. Верхняя – четвертая (туфогенная) подсвита (C_1V_{1kk4}) очень четко отделяется от третьей подсвиты через прослой известковистых песчаников с фауной брахиопод, мшанок и криноидей. Верхняя подсвита характеризуется переслаиванием туфогенных песчаников, туффитов и туфов андезитовых

порфириров с кремнистыми, углисто-глинистыми и глинистыми алевролитами. Последние с флорой *Lepidodendron* SP, *Knarria* SP, *Pteridarachis* SP.

Неогеновые отложения

Отложения кайнозойского возраста пользуются на территории района довольно широким развитием. Представлены эти отложения миоценовыми образованиями, расчлененными на аральскую (N11-2ar) и павлодарскую (N12-3pv) свиты.

Отложения аральской свиты залегают на размытой поверхности палеозойских пород и представлены серовато-зелеными и серыми глинами с прослоями песчанистых глин, песков, мелких галек и ракушника. Мощность свиты 60-80 м. При бурении картировочных скважин Верхне-Эспинской ПРП в долине р.Эспе, между месторождением Верхнее-Эспе и массивом Акжайляу, устанавливается уменьшение мощности неогеновых отложений к водоразделу рек Эспе-Улкен-Бугаз. Наиболее ровный разрез представлен в скважине № 7к (снизу вверх):

1. Серо-зеленые бентонитовые глины с прослоями гравия, валунов и гальки рибекитовых гранитов (мощность 15 м);
 2. Серо-зеленые бентонитовые глины загипсованные – 7 м;
 3. Серо-зеленые бентонитовые глины с маломощными прослоями красно-бурых глин со щебнем, обломками и дресвой алевролитов, реже гранитов – 4 м;
 4. Песчанистые глины – 1 м;
 5. Серо-зеленые бентонитовые глины, вязкие, жирные – 3 м;
- Общая мощность аральской свиты - 30 м.

За аральской свитой, согласно залегая, идет павлодарская свита, представляющая собой монотонную пачку красно-бурых загипсованных глин. Низы свиты характеризуются непостоянством состава глинистых отложений, отчего последние приобретают различную окраску. Кроме того, здесь присутствует мелкая выветрелая щебенка, а в некоторых случаях, прослой песчанистых глин и галечника, что, по-видимому, связано с частичным размывом и переотложением материала аральской свиты.

В той же картировочной скважине № 7к на серо-зеленые бентонитовые глины аральской свиты согласно залегают:

1. Красно-бурые глины павлодарской свиты с загипсованными участками и редкими гнездами известковистых образований мощностью 31 м;
2. Желто-бурые глины слегка загипсованные, с включением щебня и дресвы – 9м.

Четвертичные отложения

На площади исследуемого участка образования четвертичного периода выполняют узкие межгорные долины и лога, русла рек современных водотоков. В виде узкого делювиально-пролювиального шлейфа они обрамляют участки мелкогогорья и мелкосопочника. Маломощным плащом четвертичных отложений перекрываются также широкие долины района. По времени и условиям образования четвертичные отложения подразделяются на следующие генетические типы:

- а) делювиально-пролювиальные отложения, выполняющие узкие межсочные долины и лога, представленные дресвой, щебенкой и суглинками;
- б) элювиальные и элювиально-делювиальные отложения (dl-pl Q2-4) развиты повсеместно. Состав элювия разнообразен и находится в тесной зависимости от состава материнских пород;
- в) аллювиальные отложения слагают пойму современных рек и ручьев и представлены обломочным материалом различной степени окатанности и отсортированности.

2.1.2 Магматизм

Интрузивные образования района месторождения Верхнее Эспе, занимающие около 40% его площади, представлены разнообразным комплексом пород от габбро, габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов до нормальных гранитов, граносиенитов, сиенитов, субщелочных и щелочных апогранитов. Широким развитием в районе пользуется жильный тип интрузивных пород, состав которых варьирует от основного до кислого и щелочного.

Изучение интрузивных образований месторождения Верхнее Эспе велось на протяжении лет целым рядом исследователей.

На основании анализа имеющихся данных по изучению интрузивного комплекса пород района различными исследователями, с учетом результатов поисково-съёмочных и разведочных работ 1957-1962 гг., представляется возможным сделать ряд выводов относительно возрастных взаимоотношений интрузивных пород района.

1) Наиболее молодыми осадочными образованиями района (кроме третичных и четвертичных отложений), которые прорываются всеми без исключения интрузиями, являются фаунистически охарактеризованные отложения коконьской свиты нижнего визе, что датирует возраст всех интрузивных образований района, как поздне-нижнекарбоновый.

2) Почти во всех интрузивных образованиях района, кроме массива габбро, произведены определения абсолютного возраста аргоновым методом по образцам и по минералам (Степанов А.В., Семенова Т.П., Гендлер В.Е.).

Возраст отдельных разновидностей интрузивных пород колеблется в пределах от 260 до 320 млн. лет. При этом довольно отчетливо выделяются два максимума частот: главный - в 300 млн. лет и дополнительный - в 270 млн. лет. По петрографическим разновидностям наблюдается некоторая закономерность в уменьшении абсолютного возраста от гранодиоритов к щелочным гранитам. Однако при этом необходимо учесть, что порфиридные биотитовые и щелочные граниты района претерпели существенную постмагматическую метасоматическую переработку, что, естественно, могло вызвать их значительное омоложение. В последнее время некоторыми исследователями ставится под сомнение достоверность определений абсолютного возраста по биотиту, отобранному из пород в зоне гипергенеза, т.к. даже при частичной дезинтеграции биотита, он теряет аргон, что приводит

к омоложению пород при определении абсолютного возраста. С учетом этих оговорок, можно сделать вывод, что данные определений абсолютного возраста не дают оснований для выделения отдельных фаз внедрения интрузивных пород района, но в то же время позволяют с уверенностью относить их к единому верхнепалеозойскому комплексу, близкому по возрасту к пермским гранитоидам Акчатауского комплекса в Центральном Казахстане (300 млн. лет).

3) Граносиениты, занимающие обширную площадь между Большим выходом Эпинского массива и Ийсорским массивом, относимые Смирновым А.М. ко второй фазе ранневерхнепалеозойского комплекса, не имеют непосредственных контактов с интрузивными породами первой фазы (по Смирнову А.М.) и в то же время прорываются порфиридовидными и рибекит-альбитовыми гранитами Эпинского массива, которые относятся Смирновым А.М. к той же второй фазе ранневерхнепалеозойского комплекса. Среди поля граносиенитов отмечаются отдельные участки гранодиоритового состава. При детальном изучении граносиенитов установлено широкое проявление в них процессов калиевого метасоматоза, что обусловило появление значительного количества новообразованного калишпата. Интенсивная калишпатизация плагиоклазов привела к значительному увеличению щелочности пород и изменению их первичного гранодиоритового состава до граносиенитового. Приведенные данные свидетельствуют в пользу отнесения подобных граносиенитов–гранодиоритов к отдельной более ранней фазе, а не ко второй, как это делает Смирнов А.М.

4) Субщелочные граниты и граносиениты Биесимасского массива, выделяемые Смирновым А.М. в отдельный средневерхнепалеозойский комплекс, не имеют непосредственных контактов с другими интрузивными образованиями района, что очень затрудняет их конкретную возрастную привязку. Сам автор, выделяющий породы Биесимасского массива в отдельный комплекс, оговаривается об условности этого отнесения и высказывается, по ряду признаков, в пользу возможной сингенетичности их с гранитоидами ранневерхнепалеозойского комплекса Акжайляу и Ийсора.

Степановым А.В. приводится довольно логичное обоснование для отнесения интрузивных пород Биесимасского массива к эндоконтактной фации Акжайляутасской интрузии. Специфику состава пород Биесимасса он объясняет конкретным механизмом становления интрузии, степенью контаминации, явлениями ассимиляции и дифференциации магмы. Существенное значение для однозначного решения этого вопроса имеет факт обнаружения Гендлером В.Е. аналогичных пород в нижней части Акжайляутасского массива, которые он считает его эндоконтактной фацией.

В свете изложенных данных представляется более правильным относить, с некоторой долей условности, интрузивные образования Биесимасского массива к фациальной разновидности фазы крупно-среднезернистых гранитов Акжайляутасской интрузии.

5) Мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты Акжайляутасского массива (поздневерхнепалеозойский комплекс по Смирнову А.М.) имеет четкие рвущие контакты с крупно-среднезернистыми гранитами и граносиенитами (вторая фаза ранневерхнепалеозойского комплекса по Смирнову А.М.), слагающими периферическую часть этого массива. В то же время, в контактах как прорываемых, так и прорывающих пород отсутствуют сколько-нибудь заметные изменения, что свидетельствует, по-видимому, о внедрении мелкозернистых гранитов в закристаллизовавшиеся, но еще не успевшие окончательно остыть породы. Сам факт пространственной приуроченности мелкозернистых лейкократовых гранитов в виде пологих залежей только к центральной части дугообразных структур Акжайляутасского массива сложенного, в основном, крупно- среднезернистыми биотитовыми гранитами, свидетельствует об их непосредственной связи во времени со становлением интрузии в целом. Сложный процесс формирования данной интрузии определил проявление неоднократных инъекций различных дифференциатов магматического расплава из единого очага, одной разновидностью которых и являются лейкократовые аплитовидные граниты. Выделение Смирновым А.М. этих интрузивных пород в отдельный поздневерхнепалеозойский комплекс, разделенный от крупно-среднезернистых гранитов, слагающих этот же массив, и целым интрузивным комплексом (средневерхнепалеозойским), представляется, согласно приведенным рассуждениям, нелогичным и недостаточно обоснованным. Более правильным, аплитовидные лейкократовые граниты Акжайляу относить к отдельной фазе, следующей за внедрением крупно-среднезернистых гранитов. Такого же мнения придерживаются Степанов А.В. и Шугрин Э.К., выделяющие эту разновидность пород в фазу дополнительных интрузий верхнепалеозойского комплекса.

Изложенные выше выводы о возрастных взаимоотношениях интрузивных пород района позволяют отнести их к единому верхнепалеозойскому тектономагматическому комплексу, в котором намечается следующее их подразделение в порядке последовательности внедрения:

- первая фаза (νPz_3) – габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, спессартиты, диоритовые и диабазовые порфириты ($\delta\text{-}\delta\alpha Pz_3 I\text{-}\nu Pz_3 I$ по Смирнову А.М.; δPz_3 по Шугрину Э.К.);

- вторая фаза ($\gamma\delta\text{-}\gamma\xi Pz_3$) – гранодиориты, граносиениты ($\gamma\xi Pz_3 I^2$ по Смирнову А.М.; $\delta Pz_3, \gamma\delta_1 Pz_3$ по Шугрину Э.К.);

- третья фаза ($\gamma_1 Pz_3$) – крупно-среднезернистые биотитовые граниты с красной фацией граносиенитов, гранодиоритов, субщелочных гранитов и граносиенитов ($\gamma Pz_3 I^2, \gamma\xi Pz_3 I^2, \gamma\xi Pz_3 II$ по Смирнову А.М.; $\gamma\delta_1 Pz_3, \gamma\xi Pz_3, \gamma_1 Pz_3$ по Шугрину Э.К.);

- четвертая фаза ($\gamma_2 Pz_3$) – мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты ($\gamma Pz_3 III$ по Смирнову А.М.; $\gamma_2 Pz_3$ по Шугрину Э.К.);

- фаза жильных пород (γ_3Pz_3) – гранит-порфиры, гранит-аплиты, кварцевый фельзит-порфиры, гранофиры, плагиоклазовые порфиры ($\pi\text{-}\gamma_3Pz_3III^2$ по Смирнову А.М.; γ_3Pz_3 , γ_3Pz_3 по Шугрину Э.К.).

Обособленное положение среди интрузивных пород района занимают щелочные рибекитовые граниты Ийсорского и Эспинского массивов (последний представлен двумя выходами – Большим и Малым). Большинство исследователей (Белов В.А., Гендлер В.Е., Минеев Д.А., Северов Э.А., Семиврагова Л.М., Смирнов А.М., Степанов В.А.) объясняют их образование в результате интенсивно проявленных процессов постмагматического высокотемпературного щелочного метасоматоза в гранитоидных породах ранних фаз и, частично, во вмещающих осадочных породах.

Калаченко А.А. высказывает иную точку зрения на образование рибекитовых гранитов, допускающую внедрение собственно щелочной магмы в более поздний этап герцинского тектоно-магматического цикла, приведший к значительной метасоматической переработке пород эндоконтакта интрузии и вмещающей осадочной толщи. По мнению Степанова А.В. существуют щелочные рибекитовые граниты как метасоматические, являющиеся продуктом переработки порфировидных биотитовых гранитов, так и первично-интрузивные. К последним он относит, главным образом, дайковые образования в районе Ийсора, к западу от Акжайлютасского массива и к северу от Большого выхода Эспинского массива.

Проведенные на месторождении Верхнее Эспе и в его районе научно-исследовательские работы, а также результаты многолетних исследований местных геологов и геологов-съемщиков, дают основания отдать предпочтение метасоматической точке зрения на происхождение рибекитовых гранитов.

Для характеристики этой разновидности пород представляется целесообразным применять термин «апограниты», предложенный Беусом А.А. для гранитоидных пород, подвергшихся интенсивной метасоматической переработке. Необходимость этого термина для данной разновидности пород логически вытекает из полной утраты генетического смысла название «граниты», применительно к этим породам, ввиду совершенного изменения их минералогического состава и первоначальной структуры.

Таким образом, среди перечисленных выше интрузивных пород района выделяется отдельно метасоматическая разновидность – рибекит-альбитовые апограниты (по определяющим минералам).

Надо отметить, что редкометалльные граниты, нередко называемые "старыми" геологами «апогранитами», в генетическом отношении далеки от них, поскольку граниты выступают лишь как субстрат, а не как продуцент рудных растворов [34].

2.1.3 Тектоника и история геологического развития района

Общей характерной особенностью региональных тектонических зон района является их линейная вытянутость в северо-западном направлении, подчеркиваемая серией согласных с ними глубинных разломов, тяготеющих

преимущественно к краевым частям Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. По схеме Щербы Г.Н., предложенной для Восточного Казахстана, подобные глубинные разломы, имеющие длительный период развития, играли главную контролируемую роль в проявлении магматизма и распределении интрузивных комплексов.

В пределах исследуемого района (по Беспалову В.Ф.) проходит крупный Калба-Чингизский глубинный разлом, прослеженный геофизическими исследованиями по минимальным значениям поля силы тяжести и линейно вытянутым положительным аномалиям магнитного поля на сотни километров от Зайсанской впадины до г.Кокшетау. Время заложения этого разлома Севрюгин Н.А. относит к докембрию. Южнее месторождения Верхнее-Эспе, по долинам рек Егин-Булак и Эспе, проходит еще один глубинный разлом, установленный гравимагнитными наблюдениями в 1961г., являющийся ответвлением от Калба-Чингизского разлома и сочленяющийся с ним в 15 км к востоку от месторождения. В целом участок Верхнеэспинский и территория к востоку и северо-западу от него получают как бы зажатые между двумя крупными зонами глубинных разломов. Таким образом, общее структурно-тектоническое положение района месторождения Верхнее Эспе определяется его приуроченностью к стыку двух крупных структурно-фациальных зон, что обусловило проявление максимальных тектонических напряжений и подновления серий глубинных разломов. Это, в основном, и объясняет высокую степень дислоцированности пород вулканогенно-осадочного комплекса палеозоя, широкое развитие разрывной тектоники, интенсивность проявления интрузивного магматизма и окремнения и ороговикования осадочных пород в районе [35].

Пликативные структуры в районе имеют общее выдержанное северо-западное простирание и лишь на крайнем юго-западе, на площади развития силурийских и девонских отложений (за пределами участка) - близкое к субширотному.

Наиболее крупными складчатыми структурами в районе являются Биесимасская синклиналь и серия разнотипных складок (Егинды-Булакская антиклиналь, Кильтишетская синклиналь, Улькен-Бугазская антиклиналь и др.), осложняющих юго-западное крыло Сиректасской синклинали, имеющей региональное значение.

Биесимасская синклиналь, расположенная в юго-западной части района, сложена вулканогенно-осадочными образованиями силура, девона и карбона. Наиболее хорошо выражено юго-западное крыло синклинали, где на площади развития силурийских и девонских отложений пликативные образования имеют характер сравнительно пологих линейно вытянутых извилистых складок с углами падения 30-40° на северо-восток, элементы которых разбиты и перемещены разрывными нарушениями. С востока Биесимасская синклиналь ограничена серией сближенных разрывных нарушений, контролирующихся с поверхности системой вытянутых в субмеридиональном направлении сближенных даек гранитоидного состава, развитых в приконтактной зоне

Акжайлютаской интрузии. Северное крыло синклиальной структуры перекрыто толщей неогеновых и четвертичных рыхлых отложений и, по-видимому, срезается глубинным разломом, преходящи по долине реки Эспе. Осевая часть Биескмасской синклинали, сложена песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами коконьской свиты нижнего визе, смятыми в дополнительные, нередко брахиформные складки второго порядка; крылья и шарниры складок осложнены разрывными нарушениями северо-западного направления, согласными с общим простиранием осадочной толщи. Падение слоёв осадочных пород в осевой части синклинали более крутые и варьирует от 40 до 60°, иногда до 70°. К центральной части синклинали приурочен Биесимасский массив субщелочных гранитоидов, имеющий овальную форму, несколько вытянутую согласно с простиранием складки.

В северо-восточной части района наибольшим развитием пользуются алевролиты, алевропесчаники, полимиктовые песчаники и туфогенные образования коконьской свиты нижнего визе, слагающие юго-западное крыло крупной Сиректаской синклиальной зоны, осложненное к югу от Калба-Чингизского глубинного разлома Егинды-Булакской антиклинальной складкой второго порядка.

Егинды-Булакская антиклиналь, погружающаяся на юго-восток под углом 10-15°, имеет четко выраженное ассиметричное строение с углами падения северо-восточного крыла 60-80° и юго-западного 40-60°. Осевая часть антиклинальной структуры осложнена серией мелких брахискладок и выполнена отложениями второй подсвиты коконьской свиты; крылья складки сложены порода третьей подсвиты.

Необходимо подчеркнуть две важные отличительные особенности строения Егинды-Булакской антиклинали. Первая – это приуроченность к ее осевой части выходов рибекит-альбитовых апогранитов месторождения Верхнее Эспе и метасоматически переработанных гранит-аплитов в зоне эруптивной брекчии редкометалльного рудопроявления Сандыктас. Вторая – высокая степень дислоцированности пород осадочного комплекса, обусловившая образование в крыльях антиклинали многочисленных мелких, зачастую изоклиальных складок с очень крутыми (70-80°) до вертикальных углами падения слоев. Такое интенсивное проявление пликативной дислокации, особенно отчетливо выражающееся на фоне сравнительно спокойных, даже для более древних образований, складчатых структур, обрамляющих Егинды-Булакскую антиклиналь, наблюдается лишь в полосе, зажатой с двух сторон зонами глубинных разломов – Калба-Чингизского – с севера и его субширотного ответвления по долине р. Эспе с юга. В пределах Егинды-Булакской антиклинали широко развиты разрывные нарушения, преимущественно северо-западного направления, разбивающие элементы складки на ряд линейно-вытянутых тектонических блоков.

К северо-востоку от Егинды-Булакской антиклинали отмечается широкая и сложно построенная Кильтишетская синклиальная складка, ограниченная с севера Сандыктаским гранитоидным массивом. Характерной особенностью

этой структуры является широкое развитие в осевой части мелких брахискладок, которые затушевывают положение ее основной осевой линии. Простираение Кильтишетской синклинали $300-310^\circ$ на северо-запад. Углы падения крыльев весьма пологие и не превышают $20-30^\circ$. Ширина складки 4,5-6 км.

На водоразделе рек Бугаз и Егинды-Булак Шугриным Э.К. откартирована Акжайлютасская синклинальная складка, сложенная слюдистыми песчаниками коконьской свиты. Складка имеет сложное асимметричное строение с сильно деформированным северо-восточным крылом. Простираение складки - $310-330^\circ$, угол падения юго-западного крыла - $50-60^\circ$, северо-восточного - $30-40^\circ$. Ширина складки - 5-6 км. Акжайлютасская синклиналь сложена несколькими узкими, линейно-вытянутыми асимметричными складками третьего порядка.

В южной части района, ограниченной долинами рек Карагаш и Бугаз проходит Улькен-Бугазская антиклинальная складка, сложенная породами граувакковой и песчаниковой подсвит коконьской свиты. Складка зажата между Акжайлютасским и Улькен-Бугазским интрузивными массивами и при внедрении и консолидации гранитоидных масс была, по всей вероятности, значительно деформирована. Простираение складки северо-западное $330-340^\circ$, погружение под углом 28° на юго-восток, падение юго-западного крыла $70-75^\circ$, северо-восточного $50-60^\circ$. Видимая ширина складки 2 км.

Помимо перечисленных наиболее крупных складчатых структур участка Верхнеэспинский, в их пределах, особенно на площади развития осадочных образований коконьской свиты, широким развитием пользуются мелкие, большей частью брахиформные складки с размахом крыльев в пределах сотен метров.

Разрывная тектоника, широко проявленная в районе, в существенной мере определила специфику геологического строения месторождения Верхнее Эспе, особенно в положении его основных структур и размещении магматических комплексов.

Многочисленные дизъюнктивные нарушения, заложенные в различные этапы тектогенеза и подновлённые, в большинстве своём, в эпоху альпийской складчатости, привели к образованию в настоящее время сложного тектонического каркаса с множеством крупных и мелких тектонических блоков, обычно имеющих клиновидную форму, вытянутую, за небольшим исключением, в северо-западном направлении, согласно с простираением складчатых структур района.

Преимущественное северо-западное направление как складчатых, так и разрывных структур является, по-видимому, отражением ориентированности древних каледонских и варисских структур. Это подтверждается гравиметрическими исследованиями (Любецкий В.Н.), в результате которых установлено ступенчатое строение древнего складчатого основания с аналогичным северо-западным простираением блоков. Такой ступенчатый характер строения древнего фундамента, с понижением в направлении Иртыш-Зайсанского синклинория, обусловлен перемещением отдельных блоков по

глубинным разломам сбросового типа. В результате интенсивно проявленных в герцинское время процессов складкообразования, приведших к максимальному увеличению тектонических напряжений на стыке двух структурно-фациальных зон, происходит значительная активация глубинных разломов древнего заложения. При этом в блоковые перемещения по глубинным разломам частично вовлекаются герцинские образования верхнего структурного яруса.

В заключительный этап складкообразования, активизирующиеся глубинные разломы, вероятно, играли роль контролирующих структур при внедрении магматического расплава и пространственном размещении интрузивных комплексов. Подобное положение подтверждается преимущественной приуроченностью к зонам глубинных разломов гранитоидных массивов верхнепалеозойского возраста. Немаловажным фактом, подтверждающим связь магматизма с глубинными разломами, является повсеместно устанавливаемое геофизическими исследованиями широкое развитие в пределах зон разломов крупных глубинных интрузий, не выходящих на поверхность.

К подобному типу структур в районе участка Верхнеэспинский относится Калба-Чингизский глубинный разлом с его субширотными вариациями, контролирующей положение Ийсорского, Эспинского и Сандыктасского гранитоидных массивов. Биесимасский субщелочной массив, картируемый в юго-западной части площади, расположен между восточной ветвью Ащисуйского глубинного разлома, прослеженного до среднего течения реки Талды-Борлы, и юго-восточным продолжением Жосалинской зоны смятия на северо-западе.

Специфика строения и формы Акжайлютасской интрузии определяется, по-видимому, непосредственной связью ее формирования с своеобразными кольцевыми структурами, развитыми южнее месторождения Верхнее Эспе. Отсутствие достаточного фактического материала не позволяет в настоящее время установить характер взаимосвязи этих кольцевых структур с основными элементами разрывной тектоники района. Необходимо отметить, что решение вопроса структурного контроля формирования Акжайлютасской интрузии имеет принципиальное значение для выяснения связи ее с рибекит-альбитовыми апогранитами Ийсорского и Эспинского массивов и условий их образования.

Перечисленные выше элементы разрывной тектоники регионального характера, заложенные в доинтрузивный этап, сопровождаются серией сопряженных тектонических нарушений, имеющих локальное проявление. Намечается два основных направления подобных сопряженных структур – северо-западное и северо-восточное (субмеридиональное). Разрывные нарушения северо-западного направления ориентированы, как правило, согласно с общим простиранием складчатых структур и контролируют в пределах Егинды-Булакской антиклинали внедрение даек основного состава первой фазы интрузивного комплекса, что позволяет довольно точно датировать время проявления этих нарушений. Северо-восточные

субмеридиональные доинтрузивные тектонические зоны фиксируются протяженными полосами даек гранитоидного состава, прослеживающимися иногда на десятки километров (западная часть Акжайлютасского массива). К пересечению северо-восточных тектонических зон с осью Егинды-Булакской антиклинали приурочены, в частности, Большой и Малый выходы рибекит-альбитовых апогранитов Эспинского массива.

С поверхности доинтрузивные глубинные разломы и сопряженные с ними тектонические нарушения фиксируются, кроме приуроченности к ним интрузивных образований, зонами интенсивной дислоцированности пород осадочного комплекса, повышенной степенью трещиноватости, дробления и рассланцовки. В отдельных участках подобные тектонические структуры, не выраженные достаточно ясно на поверхности, устанавливаются геофизическими исследованиями.

К послеинтрузивным тектоническим нарушениям, тесно связанным с заключительной стадией формирования верхнепалеозойских интрузивных массивов, относятся многочисленные разломы северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направления, среди которых выделяются Акжайлютасская зона разлома, Сандыктасский надвиг, Ийсорская зона разломов и др.

Акжайлютасская зона является непосредственным продолжением Акжайлютасских кольцевых тектонических структур, развитых южнее территории участка Верхнеэспинский, и на местности выражена зонами милонитизации, катаклаза и повышенной трещиноватости гранитов. Амплитуда перемещения по этим нарушениям не установлена, однако величина ее была сравнительно небольшая (в пределах сотни метров).

По Сандыктасскому надвику, расположенному на северо-востоке района, гранитоиды Сандыктасского массива контактируют с осадочно-туфогенными отложениями коконьской свиты нижнего визе. На местности это нарушение выражено слабыми зонами дробления, брекчирования в осадочных породах, интенсивной милонитизацией и катаклазом гранитов. Отнесение разлома к типу надвига базируется, в основном, на отсутствии по южному контакту Сандыктасского массива полосы ороговикованных пород, что позволило высказать предположение о пологом перемещении гранитоидов массива в сторону осадочных пород карбона.

Ийсорские меридиональные зоны разломов, хорошо фиксирующиеся морфологически крупными логами, прослеживаются через весь массив с юга на север, смещая контакты его от нескольких десятков до 100 метров по горизонтали.

Широким развитием в районе пользуются мелкие послеинтрузивные разрывные нарушения, которые большей частью являются оперяющими трещинами более крупных разломов. Эти нарушения производят малоамплитудные перемещения вмещающих их пород и частей интрузий. Особенно наглядно проявление таких нарушений на территории

Верхнеэспинского месторождения, где они смещают многие жильные тела и дайки.

Морфологически послеинтрузивные тектонические нарушения фиксируются линейно-вытянутыми пониженными участками и уступами в рельефе с интенсивным дроблением, трещиноватостью, иногда рассланцеванием и милонитизацией пород.

В пределах интрузивных массивов широко проявлена первичная трещиноватость, обусловленная контракционными явлениями при формировании интрузии. Эти трещины большей частью безамплитудные и не выходят за пределы интрузии. Большое количество послеинтрузивных нарушений и оперяющих их трещин, развивающихся в пределах массивов, обычно приводит к затушевыванию первичной трещиноватости, что в значительной мере затрудняет структурное изучение интрузий.

В период альпийского орогенеза, характеризующегося глыбовыми перемещениями отдельных тектонических блоков, происходило подновление древних тектонических нарушений как доинтрузивных, так и послеинтрузивных. Подновленные тектонические зоны фиксируются линейным расположением вдоль них цепочек родников, перемещениями третичных глин и крутыми уступами в рельефе.

На основании выше изложенного выделяются следующие основные положения, определяющие структурно-тектоническую позицию Верхнеэспинского участка.

1) Участок пространственно приурочен к мобильной полосе сочленения двух крупных структурно-фациальных областей - Иртыш-Зайсанского синклиория и Чингиз-Тарбагатайского антиклиория, для которой характерно проявление региональных глубинных разломов, контролирующих внедрение магматических комплексов.

2) Вблизи от месторождения Верхнее Эспе (5-7 км к северо-востоку) проходит подобного типа Калба-Чингизский глубинный разлом, субширотное ответвление которого, проходящее по долине р. Эспе, отделяет выходы апогранитов месторождения от Акжайлютасского массива. Таким образом, площадь самого месторождения и прилегающая к нему территория от рудопроявления Сандыктас, на востоке, до Ийсорского массива, на северо-западе, оказывается как бы «зажатой» между двумя зонами глубинных разломов.

3) Малый и Большой выходы альбит-рибекитовых апогранитов Эспинского массива, с которыми связано редкометальное месторождение Верхнее Эспе, приурочены к осевой части Егинды-Булакской антиклинали. Подобную пространственную приуроченность обнаруживает и рудопроявление Сандыктас, расположенное в 7 км к востоку-юго-востоку от месторождения Верхнее Эспе.

4) На общем фоне довольно спокойных складчатых структур района, характерных как для более древних силурийских образований, так и для самых молодых нижнекарбоновых, резко выделяется очень высокой степенью

дислоцированности полоса отложений коконьской свиты, расположенная между упомянутыми глубинными разломами и слагающая часть Егинды-Буланской антиклинали, в пределах которой находится месторождение Верхнее-Эспе.

5) Выходы альбитовых апогранитов Эспинского массива приурочены к пересечению сопряжённых с глубинными разломами доинтрузивных тектонических зон с осью Егинды-Булакской антиклинали. Доинтрузивные зоны фиксируются протяжёнными полосами даек гранитоидного состава.

6) Проявление послейнтрузивной разрывной тектоники и подновление древних нарушений в альпийское время, приведшее к вертикальным глыбовым перемещениям, обусловили блоковый характер строения территории участка Верхнеэспинский.

2.1.4 Полезные ископаемые

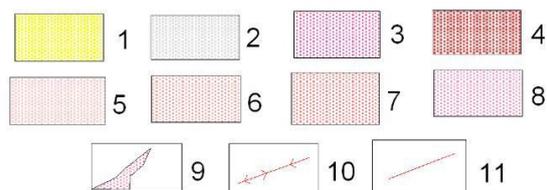
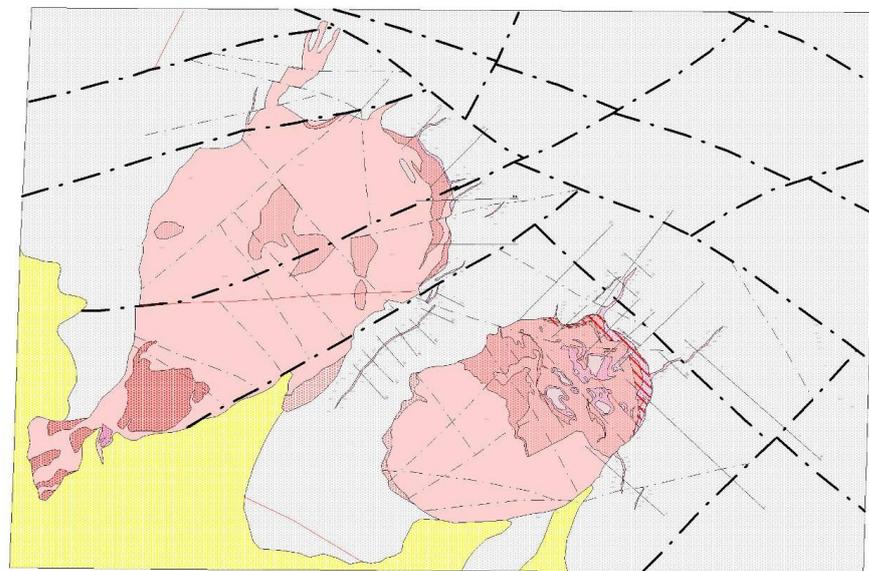
В результате проведенных на территории района геолого-съёмочных и поисковых работ установлено, что большинство рудопроявлений района имеют четко выраженную редкометалльную специфику. Наибольший практический интерес в пределах участка представляет редкометалльно-редкоземельное месторождение Верхнее Эспе.

Месторождение пространственно и генетически связано с двумя небольшими ($2,5 \times 1,2$ и $1,5 \times 0,9$ км²) овальными интрузиями (Большой и Малый выходы) щелочных гранитов (рисунок 5), находящимися недалеко друг от друга в северном экзоконтакте крупного Акжайляутасского гранитного массива. Оба выхода щелочных гранитов располагаются в поясе даек щелочногранитных пород, простирающихся в северо-северо-восточном направлении вдоль западного экзо- и эндоконтакта более чем на 20 км. Дайки щелочных гранитпорфиров при выходе с юга к оттянутому к западу выступу Акжайляутасского массива резко поворачивают на 1 км к западу, а затем снова приобретают северо-северо-восточную ориентировку и огибают жесткий выступ массива. Это позволяет предполагать, что находящиеся к северо-северо-востоку от отмеченного изгиба даек на другой стороне интрузивного выступа Акжайляутасского массива верхнеэспинские интрузии щелочных гранитов первоначально заполняли пологопадающие полости отслоения между субпараллельными крутопадающими трещинами разрыва над жестким интрузивным основанием. В пользу того, что верхнеэспинские интрузивы представляют собой плоские залежи свидетельствуют разрезы по профилям скважин, пройденным вкрест или почти вкрест к контакту в восточном экзоконтакте Малого выхода. Мощность гранитного «слоя» пологопогружающегося к востоку от 100 м (вблизи выхода на поверхность) до 20 м на удалении 700 м от контакта. О связи дайковых щелочных гранитпорфиров с верхнеэспинскими выходами свидетельствует не только локализация последних в пределах пояса даек, но и непосредственное ответвление от северной части Большого выхода апофиз, продолжающихся к северо-северо-востоку за разломом северо-западного простираения в виде серии

даек щелочных гранитпорфиров, аналогичных таковым, развитым с южной стороны.

В строении площади выходов принимают участие лейкократовые субщелочные порфировидные биотитовые граниты, щелочные граниты, пегматоидные шпиры и жилы, альбититы и кварцевые жилы, останцы кровли – песчаники, роговики и др. (рисунок 5).

Рудное поле месторождения почти полностью совпадает с выходами на поверхность щелочных «альбитизированных» гранитов обоих выходов. Здесь в пределах выходов и отчасти в относительно узкой области экзоконтакта отмечаются частые пегматоидные редкометалльнозамещенные жилы и линзы и сопровождающие их в экзоконтактах оторочки фенитизированных пород. Жилы являются каналами для наиболее легкого проникновения поздних порций остаточных расплавов и флюидов из купольных частей камер. В отличие от миароловых жильные пегматоиды явно связаны с разрывными нарушениями. Наибольшее распространение жильные пегматоидные образования имеют в северных и северо-восточных частях Малого и Большого выходов, в юго-западной части Большого выхода, а также между выходами.



Условные обозначения: 1 - пески, суглинки и глины; 2 - песчаники, алевролиты и туфопесчаники Коконьской свиты; 3 – граносиениты; 4 - порфировидные биотитовые граниты; 5 - порфировидные биотитовые граниты; 6- мелкозернистые рибекитовые граниты; 7 - пегматитовые граниты; 8 – метасоматиты; 9 - жильные тела с редкометалльным оруденением; 10 - пегматитовые жилы; 11 - линии тектонических нарушений

Рисунок 5 - Геологическая карта месторождения Верхнее Эспе

2.1.5 Морфология рудных тел

Метасоматические изменения на месторождении Верхнее Эспе захватывают интрузивные породы и роговики, образуя рибекит-альбитовые апограниты в первом случае, и фениты - во втором.

По структурно-минералогическим особенностям выделяется следующие разновидности фенитов:

1. Мелкозернистые биотит-рибекит-альбитовые, имеющие темно-серую окраску и роговиковоподобный облик. Они развиты на штоках щелочных гранитов и на выклинивании аплит-пегматитов. мощность их от I до 10-20 м, с характерно высоким содержание в них альбита.

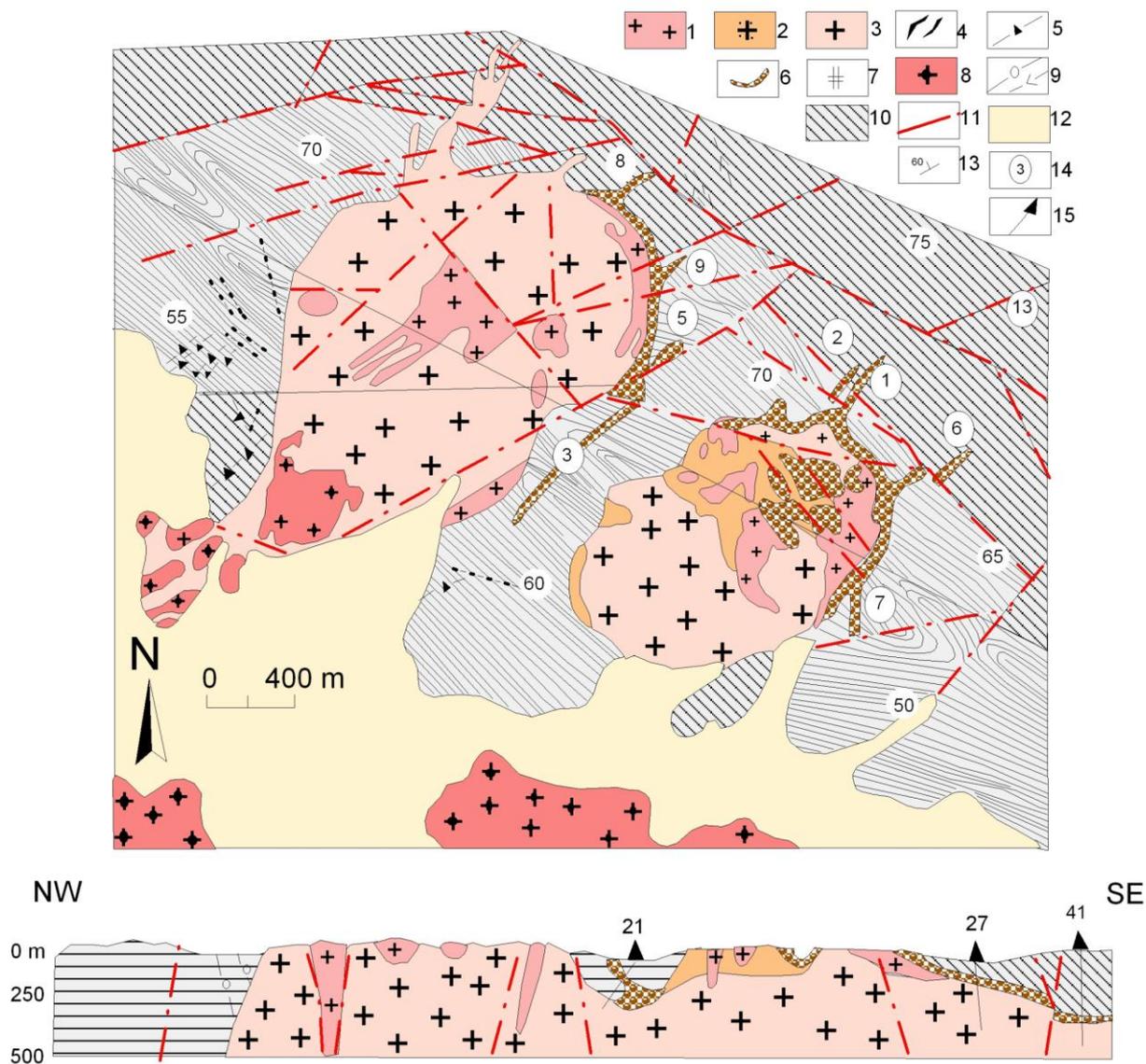
2. Полосчатые светло-серые фениты с крупными зернами рибекита, образующие жилообразные тела в роговиках и фенитах первой разновидности. Полосчатость их обусловлена чередованием микроклин-альбитовых полос с эгирин-рибекитовыми, полевошпат-рибекитовыми и полевошпат-флюоритовыми наполнением.

3. Лейкократовые мелкозернистые фениты развиты локально, в виде прожилков на выклинивании фенитов второй разновидности: иногда замещают ксенолиты роговиков в щелочных гранитах.

Границы со всеми вмещающими породами эти фениты имеют достаточно четкие. С фенитами связана основная масса рудных минералов: циркон, малакон, флюорит, колумбит, пироклор, гагаринит, эльпидит, торит. По существу они являются рудными телами.

По морфологическим признакам на месторождении Верхнее Эспе выделяется 2 типа оруденения:

- пологозалегающих приконтактных зон апикальных частей массива;
- крутопадающих жильных образований (рудные тела №№ 1-7) (рисунок 6).



1-5 - Керегетас-Эспе комплекс (P1-2): 1 - мелкозернистые щелочные граниты и измененные терригенные породы, 2 - пегматоидные щелочные граниты, 3 - средне-зернистые щелочные граниты, 4 - дайки щелочных гранит-порфиров, 5 - щелочные пегматиты; 6 - измененные терригенные породы; 7-8 - Жарминский комплекс (P1): 7 - граносиениты, 8 - порфировые граниты; 9 - дайки диорит и гранит-порфиров Саурского комплекса (C1); 10 - песчаники и сланцы Коконьской свиты (C1t2-v1); 11 - разломы; 12 - рыхлые отложения; 13 – элементы залегания; 14 – номера рудных тел; 15 – скважины

Рисунок 6 - Геологическое строение месторождения Верхнее Эспе (по Белов В.А., Ермолов П.В. [36])

По масштабу первый тип значительно превосходит оруденение жильных образований и наиболее изучен в апикальной части массива Малого выхода. С поверхности зона оруденения шириной 80-100 м прослежена вдоль северо-западного, северного и северо-восточного контакта к юго-востоку и юго-западу, где полностью выклинивается.

Оконтуривание рудной зоны проведено по данным опробования канав, так как отсутствуют четкие геологические границы рудных тел. Колебания мощности значительны: при средней мощности около 6,6 м, максимальная мощность составляет 45,7 м, а на выклинивании уменьшается до 0,8 м. Средние содержания полезных компонентов (%): Nb_2O_5 - 0,12, Ta_2O_5 -0,008, ZrO_2 -0,5, $\Sigma PЗЭ$ -0,3.

При этом необходимо учесть, что по скважинам не по всем интервалам выполнены анализы на оксиды тантала и циркония, а также не исследована возможность избирательного истирания керна, при его невысоком выходе.

В отличие от вышеотмеченной рудной зоны Малого выхода, в пределах массива Большого выхода рудные зоны имеют весьма ограниченные размеры. По-видимому, более глубокий эрозионный срез этой части массива представляет решающий фактор в обеднении редкометалльно-редкоземельного оруденения в целом для данного участка (Большого выхода).

Оруденение крутопадающих жильных образований и сопровождающих их фенитов располагается не более, чем в 120-150 м от контакта щелочных гранитов. На глубине рудные тела ограничены кровлей интрузива. Мощность жильных рудных тел в среднем составляет 3,5-7,5 м, в раздувах может увеличиваться в 2-3 раза, особенно в местах сочленения их с массивом. Протяженность их в плане - от 200 до 700 м.

Преобладающее простирание жильных рудных тел северо-восточное, падение от 0 до 90°, кроме рудных тел №№ 3, 4, 4а, падение которых составляет 35-50°.

Границы рудных тел оконтурены также по результатам опробования. Преобладающая форма рудных тел - неправильная плитообразная и линзообразная.

Дорудная тектоника предопределила размещение самих рудных тел, пострудные нарушения усложнили их формы перемещениями в вертикальном и горизонтальном направлениях. Отмечаются перемещения до 100 м в горизонтальном плане и до 10 м по вертикали.

2.2 Гидрогеологическая характеристика

В гидрогеологическом отношении, как район работ, так и собственно месторождение Верхнее Эспе изучены слабо, так как специальные гидрогеологические работы на этой территории не проводились.

По своим гидрогеологическим особенностям территория участка Верхнеэспинский относится к слабообводненным районам Восточного Казахстана. Резко континентальный климат с жарким летом и холодной зимой, незначительное количество осадков на протяжении всего года и сильные сухие ветры, способствующие быстрому испарению влаги, оказывают сильное влияние на водный режим. Питание вод происходит, в основном, в весенне-осенний периоды, во время снеготаяния и максимального выпадения атмосферных осадков. Подземные воды выходят на земную поверхность в виде родников у подножья сопок и, в меньшей степени, просачиваются в

четвертичные отложения долин. Пройдя по дневной поверхности незначительное расстояние, родники теряются в наносах, образуя заболоченные, поросшие зеленой травой участки «мочажин» и солончаки.

Все выходы подземных вод связаны с палеозойскими породами, а на площадях развития неогеновых и четвертичных отложений протекают только открытые водотоки и совершенно отсутствуют родники.

По условиям залегания и циркуляции, а также по приуроченности к геологическим комплексам пород, подземные воды участка Верхнеэспинский подразделяются на:

- 1) Пластово-трещинные и трещинно-жильные воды осадочных образований карбона;
- 2) Трещинные и трещинно-жильные воды интрузивного комплекса;
- 3) Грунтовые воды;
- 4) Воды открытых водоемов.

Пластово-трещинные и трещинно-жильные воды в осадочных породах коконьской свиты пользуются на территории участка наибольшим распространением, образуя водоносный горизонт осадочных трещиноватых палеозойских пород. Водовмещающие породы осадочного комплекса нижнего карбона представлены туфопесчаниками, полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, кремнистыми и углистыми алевролитами. Интенсивная расланцовка, преимущественно северо-западного простирания, широкое развитие межпластовых разрывов кливажа и трещин отдельности являются благоприятными условиями для накопления и циркуляции пластово-трещинных вод. По данным буровых скважин водоносный горизонт пластово-трещинных вод встречается с 20 до 60 м от поверхности и зависит от особенностей геологического строения отдельных участков, тектоники, характера рельефа.

Питание водоносного горизонта пластово-трещинных и трещинно-жильных вод происходит за счет инфильтрации паводковых вод и атмосферных осадков. Водообильность оси трещиноватости слабая. На дневную поверхность пластово-трещинные воды выходят преимущественно в зонах разломов, приуроченных, как правило, к пониженным участкам рельефа. Дебит родников не превышает 0,3 л/сек. В локальных зонах интенсивной трещиноватости дебит достигает 3 л/сек. Родники слабо восходящие. Вода описываемых горизонтов пресная, количество сухого остатка обычно не более 0,5 г/л. Тип вод преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый. Содержание урана в воде не превышает $1,0 \times 10^{-6}$ г/л.

Трещинные и трещинно-жильные воды интрузивного комплекса. Водовмещающими породами трещинных и трещинно-жильных вод являются щелочные граниты Малого и Большого выходов, где выходы родников просачиваются по системам сопряженных трещин, небольших зон трещиноватости и линейно вытянутых крупных тектонических нарушений. Водоносный горизонт трещинных и трещинно-жильных вод также зависит от рельефа и степени трещиноватости гранитоидных пород. По данным замеров

статистический уровень этих трещинных вод колеблется от 10 до 40 м. Этими же пределами определяется и глубина циркуляции подземных вод. Область питания водоносного горизонта трещинных вод, в основном, совпадает с площадью его распространения. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет талых вод и атмосферных осадков, а также за счет притока со стороны смежного водоносного горизонта пластово-трещинных вод, приуроченного к осадочным отложениям карбона. Направление подземного стока совпадает с поверхностным.

Относительно резкая расчлененность рельефа способствует интенсивной разгрузке водоносного горизонта, которая происходит до серии восходящих родников, наблюдаемых в основании склонов и вдоль крупных тектонических нарушений (юг Малого и Большого выхода). Родники, приуроченные к крупным тектоническим нарушениям, имеет значительный и устойчивый дебит (0,5-3,5 л/сек) на протяжении всего года и незначительную минерализацию. Среди всех родников наибольшей водообильностью характеризуется родник № 4 с дебитом 17 л/сек вблизи Большого выхода. Все обследованные родники каптажа не имеют. По химическому составу воды описываемого горизонта относятся к гидрокарбонатно-кальциевым. Величина сухого остатка не превышает 0,6 г/л. Общая жесткость не более 5 мг. экв/литр. Содержание урана в среднем составляет 13×10^{-6} г/л.

Воды описываемого горизонта хорошего качества со сравнительно высокой водообильностью и, по-видимому, могут являться одним из источников водоснабжения для будущего горнодобывающего предприятия.

Грунтовые воды. К грунтовым водам относятся воды рыхлых делювиально-пролювиальных отложений среднечетвертичного возраста (Q_{1-2}). Грунтовые воды пользуются на территории участка незначительным распространением. Запасы этих вод весьма ограничены и зависят от времени года и количества атмосферных осадков. Уровень грунтовых вод в конце весны и начале лета высокий, колеблется в пределах от 0,62 до 4,0 м. и зависит от глубины водоупорного горизонта и мощности грубообломочных четвертичных отложений. Со второй половины лета он резко понижается, а в долинах и логах мелких водотоков, не имеющих родников, грунтовые воды совсем исчезают. Грунтовые воды обнажаются в солончаковых и заболоченных участках с сочной зеленой травой. Минерализация их различная. В верхних долинах и в конусах выноса вода пресная, прозрачная с незначительной минерализацией. В поймах рек и русловых потоках вода имеет солоноватый вкус.

В гидрогеологическом отношении грунтовые воды территории участка относятся к типу гидрокарбонатнокальцевых. Величина минерализации 1,0 г/л. Жесткость не более 6,0 мг/скв.л. Водоупорным горизонтом грунтовых вод, в большинстве случаев, являются бурые, красновато-бурые, реже зеленовато-серые третичные глины.

Воды открытых водоемов. Гидрогеографическая сеть территории участка представлена истоками р. Эспе, которая весной имеет значительный сток, а к середине лета почти полностью пересыхает и отдельные водотоки

превращаются в небольшие плесы с солоноватой водой. Питание реки происходит за счет атмосферных осадков и за счет запасов трещинных, пластово-трещинных и грунтовых вод. По химическому составу воды открытых водоемов относятся к гидрокарбонатнокальциевым и гидрокарбонатнощелочным. Вода для питьевых нужд непригодна. Минеральных источников на территории участка не обнаружено.

Таким образом, наибольшим распространением на участке Верхнеэспинский пользуются трещинные и трещинно-жильные воды интрузивного комплекса, затем пластово-трещинные воды осадочных пород коконьской свиты и незначительным распространением пользуются грунтовые воды и воды грунтовых водоемов. Вопрос водоснабжения будущего горнодобывающего предприятия можно будет решить, по-видимому, за счет вод первых двух типов, главным образом, родников в южной части Большого выхода, имеющих сравнительно высокий дебит (до 61 м²/час).

Данные замеров статистического уровня воды в скважинах и отсутствие водопритока в шурфах глубиной до 20–25 м (№№ 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9) позволяют предполагать максимальную обводненность месторождений участка Верхнеэспинский на горизонтах 40-70 м. Отработка месторождений возможна карьерным способом до глубины 100-120 м. Максимально возможный водоприток в выработки, которые будут располагаться, в основном, в области транзита и области питания подземных вод, не будет превышать 10-15 м³/час.

2.3 Геофизическая характеристика

Из физических полей связь с редкометальной минерализацией установлена только для естественной гамма-активности. На площади участка выявлен ряд аномальных точек с активностью от 10 до 3000 гамм (рисунок 7). Четыре из них, характеризующиеся наибольшей активностью, детально изучались.

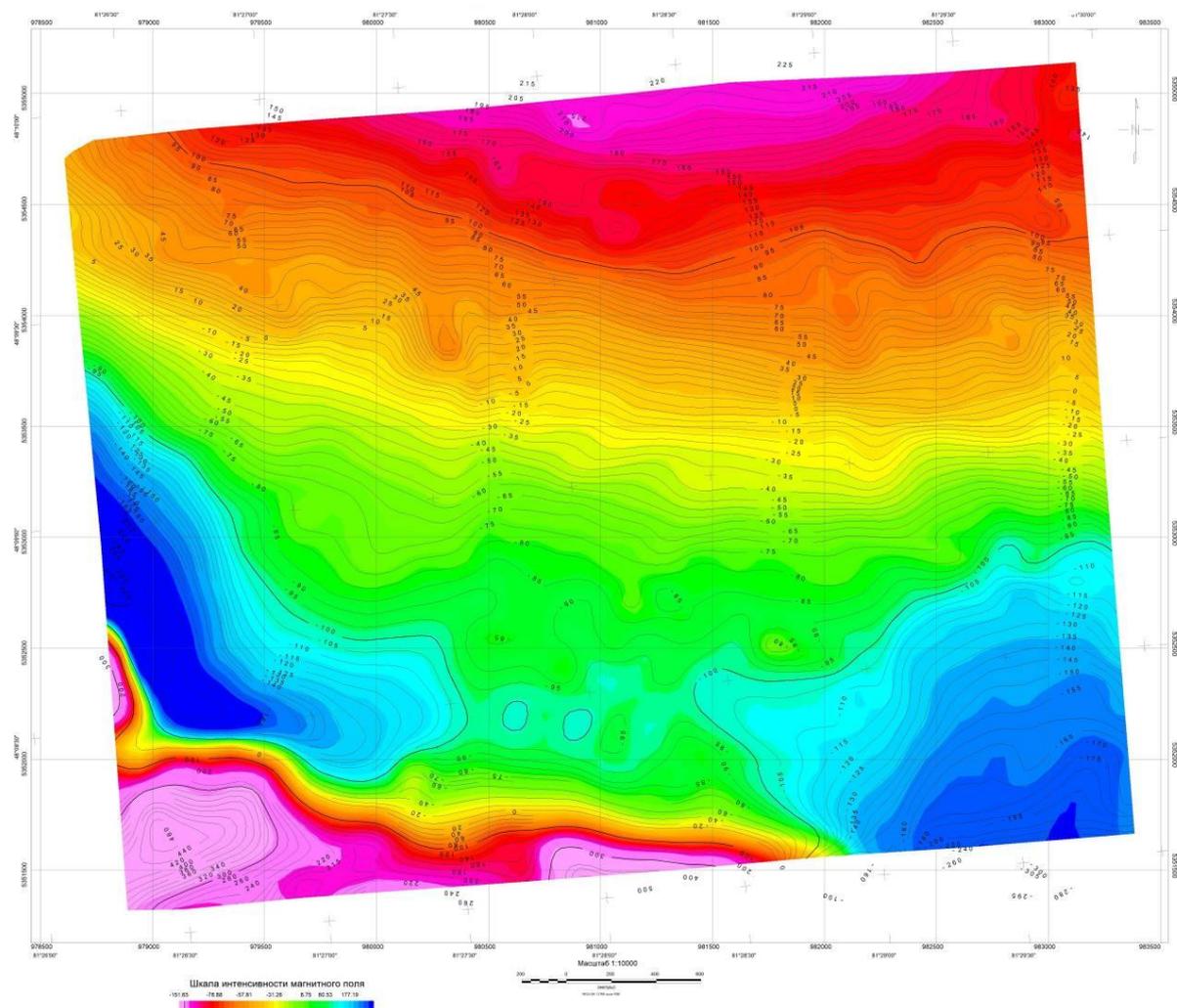


Рисунок 7 - Карта изодинам магнитного поля Верхнеэпинского участка, Т, нТл

Аномальный участок № 1 расположен в северо-западной части Большого выхода. Аномалия вытянута в северо-восточном направлении на 250 м при ширине 100 м. В пределах аномалии выделяется 4 участка с повышенной радиоактивностью. Два из них приурочены непосредственно к контакту гранитов с алевролитами, один из которых вскрыт канавой № 93. Два других соответствуют небольшим выходам метасоматитов, вскрытых канавой № 92. По данным анализов, содержание урана составляет 0,006%, тория – 0,175%.

Аномалия № 2 расположена в северо-восточной части Большого выхода и вытянута в северо-западном направлении на 600 м при ширине 210 м. Максимальная активность составляет 1640 гамм и связана с вкрапленностью торита и радиоактивных разностей циркона и пироклора в метасоматических породах жильных пегматитовых тел и приконтактной оторочке гранитоидного массива.

Аномальный участок № 3 расположен в 800 м восточнее Малого выхода. Максимальная активность приурочена к пегматоидным телам с метасоматической оторочкой и составляет 400-100 гамм. На участке пройдены

канавы. Содержания урана в пробах - до 0,01%, высокая активность связана, в основном, с торитом.

Аномальный участок № 4 находится юго-восточнее участка № 3 на расстоянии 200 м. Представлен он туфопесчаниками, алевролитами и гранит-порфирами, пересеченными большим количеством пегматоидных прожилков мощностью 10-30см с оторочкой метасоматически переработанных вмещающих пород. На участке пройдены две канавы с отбором бороздовых проб.

При прослушивании горных выработок и гамма-каротажом скважин установлена четкая фиксация участков с повышенной концентрацией редкометалльных минералов резким увеличением фона радиоактивности, что позволило с достаточной детальностью оконтурить зоны оруденения по гамма-замерам.

По данным замеров предыдущих поисково-разведочных работ устанавливаются следующие величины фона радиоактивности для литолого-петрографических разновидностей пород участка Верхнеэспийский.

1. Ороговикованные песчаники и алевролиты имеют среднюю активность 20гамм (при колебаниях 12-28 гамм). Породы, претерпевшие частичную метасоматическую переработку в приконтактной зоне массива, характеризуются несколько повышенным фоном радиоактивности.

2. Основная масса среднезернистых и мелкозернистых рибекит-альбитовых апогранитов имеет среднюю активность 30-40 гамм (при колебаниях от 25 до 60 гамм).

3. Метасоматически измененные породы обладают максимальной активностью, изменяющейся в пределах от 100 до 4000 гамм. Характерным для них является неравномерная активность: самой низкой активностью характеризуются метасоматиты Большого выхода, максимальная активность отмечается в метасоматитах жильных тел; метасоматиты Малого выхода имеют среднюю величину активности. Такая неравномерность находится в прямой зависимости от различной степени концентрации в породах редкометалльных минералов.

4. Пегматоидные граниты и пегматитовые тела обладают активностью в 200-300 гамм при максимальных значениях - 1000 гамм, минимальных - 30-50 гамм. Некоторые жильные пегматиты Большого выхода имеют зональное строение, при этом максимальная активность в них приурочена к периферическим частям, ядро жилы, сложенное молочно-белым кварцем, имеет пониженный фон активности (до 20-30 гамм).

5. Дайки альбитизированных измененных гранит-порфиров обладают радиоактивностью от 100 до 300-400 гамм.

6. Дайки неизмененных гранит-порфиров и гранит-аплитов имеют активность 30-50 гамм.

7. Дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, отмечающиеся среди осадочной толщи карбона, характеризуются активностью в 10-18 гамм.

С целью изучения природы радиоактивности, установления содержания радиоактивных элементов в породах и рудах месторождения Верхнее Эспе, а также решения вопроса возможности их практического использования производились химические анализы на уран и торий некоторой части рядовых бороздовых и керновых проб и всех групповых проб.

Распределение радиоактивных элементов – урана и тория и соотношение между ними в породах и рудах участка весьма различно.

Максимальными содержаниями урана и тория характеризуются метасоматически переработанные породы приконтактных рудных зон и жильных тел, а также мелкозернистые рибекит-альбитовые апограниты в непосредственном эндоконтакте массива, т.е. те породы, которые представляют основную массу редко-металльных руд на месторождении.

По данным спектрального анализа отмечаются повышенные содержания урана и тория в гадолините, монаците, ксенотиме (соответственно тория - 0,05%, 0,1% и 1,0%, урана - 0,05%, н/о и 5%), однако, они не играют существенной роли в балансе распределения радиоактивных элементов, ввиду незначительной распространенности в породах и рудах. Основные породообразующие минералы (кварц, полевые шпаты, рибекит, эгирин, астрофиллит) не содержат сколько-нибудь заметных концентраций урана и тория. Собственно урановых минералов в породах и рудах месторождения не обнаружено.

По редкометалльным рудам приконтактной зоны Малого выхода и рудных тел №№ 1 и 6, представляющих основную часть запасов месторождения, произведен расчет баланса распределения радиоактивных элементов в руде по основным минералам-концентраторам.

В гагарините содержания радиоактивных элементов очень незначительны. Участки рудных тел, обогащенные гагаринитом, при довольно высоких содержаниях суммы РЗЭ, будут характеризоваться сравнительно небольшой степенью радиоактивности. Из этого можно сделать вывод, что в случае наличия в рудном теле прямой взаимосвязи высоких значений радиоактивности с повышенными содержаниями суммы РЗЭ, в составе последних можно предлагать преобладание цериевой группы и, наоборот, при высоких содержаниях редких земель в рудах с небольшой величиной радиоактивности, состав РЗЭ характеризуется, по-видимому, преобладанием иттриевой составляющей. Таким образом, степень радиоактивности пород и руд месторождения является не только поисковым признаком для рудопроявлений подобного типа, но также может в какой-то мере использоваться для качественной характеристики редкометалльной минерализации.

Наблюдается слабо выраженная положительная корреляционная связь между ураном и ниобием (коэффициент +0,595), что определяется преимущественной концентрацией урана в пирохлоре.

Между ураном и суммой редких земель, торием и ниобием, торием и суммой редких земель, а также между ураном и торием корреляционная связь практически отсутствует.

Приведенные данные о результатах радиометрических исследований на месторождении позволяют сделать вывод о наличии в его породах и рудах довольно высоких концентраций радиоактивных элементов. При этом средние содержания урана в целом для месторождения примерно в 30 раз превышают кларковые (0,00035%), тория – в 10 раз (кларк – 0,0018%).

Средняя величина торий-уранового отношения в рудах месторождения Верхнее Эспе составляет 1,1. Сравнительно высокие содержания урана в редкометалльных рудах, с учетом того, что преобладающее его количество концентрируется в ниобиевом минерале – пирохлоре, дают основания считать руды месторождения возможным потенциальным источником радиоактивного сырья.

В этой связи представляется необходимым рекомендовать при технологических исследованиях руд месторождения учесть возможности попутного извлечения урана.

В 1961-1962 гг. на месторождении Верхнее Эспе проводилась экспериментальные исследования по разработке рационального комплекса радиоактивных каротажей, позволяющих производить однозначное выделение по разрезам скважин пород, обогащенных редкоземельными элементами, и количественно определять содержание суммы РЗЭ.

В результате проведенных работ установлена возможность выделения пород, обогащенных РЗЭ, проведением нейтронного каротажа по тепловым нейтронам. При наличии корреляционной зависимости между содержаниями гадолиния и суммой редких земель можно производить количественное определение последних этим методом, но в определенных пределах, а именно – до содержания суммы РЗЭ - 0,4%.

Для определения содержаний в богатых рудах (с суммой РЗЭ более 0,4%) необходимо использовать активационный каротаж, основанный на аномальной активационной способности диспрозия (на активации диспрозии).

В связи с установленным для месторождения наличием разных типов составов лантаноидов вряд ли возможно однозначное определение содержания суммы редких земель по содержанию одного из лантаноидов (гадолиния или диспрозия), так как существует ряд корреляционных зависимостей между суммой РЗЭ и отдельными лантаноидами.

3 МЕТОДОЛОГИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы, использованные в данной работе, были собраны автором лично в ходе экспедиционных работ. Полевые работы были проведены непосредственно в районе месторождения Верхнее Эспе, а также на северной части Акжайлютасского массива.

3.1 Предполевая подготовка (подготовительный период)

Предполевая подготовка проводилась перед началом первого полевого сезона.

Были выполнены следующие работы:

- выполнен сбор и анализ фондовых материалов;
- изучена информация из литературы и других открытых источников;
- подготовлены топоосновы по участку исследований;
- подготовлены и изучены космоснимки и геологические карты района;
- подготовлены журналы документации полевых работ;

В период с 8 по 11 июля 2013 года были пройдены рекогносцировочные выезды на участок Верхнеэспинский.

3.2 Поисковые маршруты

Целью поисковых геологических маршрутов являлись:

- прямые поиски рудных зон и тел редких металлов;
- прослеживание и переопробование известных редкометалльных рудных зон и тел;
- детализация, редакция, доизучение геолого-структурных позиций ранее известных и вновь выявленных рудных тел.
- редакция и уточнение существующих детальных карт участков месторождения и отдельных участков площади геологического отвода;
- отбор образцов для дальнейших лабораторных исследований.

Всего было проведено 4 полевых сезонов.

За полевой период пройдено свыше 3000 км поисковых маршрутов, отобрано и проанализировано 89 образцов. Точки наблюдений располагались по маршруту через 100-300 м в зависимости от геологического строения участка. Направление маршрутов выбиралось, по возможности, перпендикулярно контактам интрузивных пород или вкост простирания осадочных толщ. Таким образом, преобладающее количество маршрутов было пройдено в северном и южном направлениях. Кроме того небольшое количество маршрутов было пройдено перпендикулярно основному направлению (с востока на запад или наоборот) с целью увязки и уточнения контактов пород. Обнаженность на площади участка Верхнеэспинский достаточно хорошая, позволяющая вести картирование пород с достаточной точностью без применения горных работ. Геологическая документация при проведении поисковых маршрутов заключалась в описании и зарисовке

обнажений, отборе образцов, линейно-точечных проб, с занесение этих данных в полевой дневник.

Во время экспедиционных работ на участке исследований осуществлялось наблюдение «на месте» с целью подтверждения или опровержения данных, полученных на предыдущих этапах. К примеру, если местность досаточно обнажена, то можно проследить слой, особенно, если он отличается от других слоёв цветом, слоистостью и т.д., между обнажениями (рисунок 8).



Рисунок 8 – Дайка пегматоидов (рудопроявление Северное)

3.3 Отбор и пробоподготовка образцов

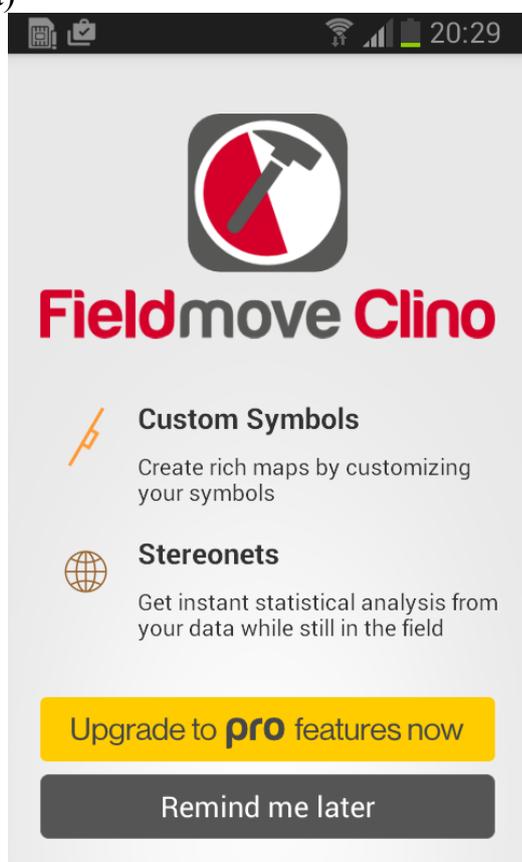
В целях качественной и количественной характеристики физических, химических, вещественных (минеральных) и технологических свойств руд, было проведено опробование обнажений коренных пород, канав.

Привязка точек опробования осуществлялась с помощью GPS-навигатора GARMIN Etrex 10 (рисунок 9). Также с помощью специального программного приложения для Android смартфона - FieldMove Clino (рисунок 10). Данное приложение позволяет использовать смартфон в качестве традиционного геологического компаса с автоматической привязкой GPS, со встроенным цифровым блокнотом для полевых наблюдений и фотоаппаратом для съёмки точек отбора и образцов. В итоге была отобрана 81 проба на исследуемой территории, были составлены каталоги образцов с описанием (рисунок 11).



Рисунок 9 - Портативный GPS-навигатор Etrex 10

а)



б)

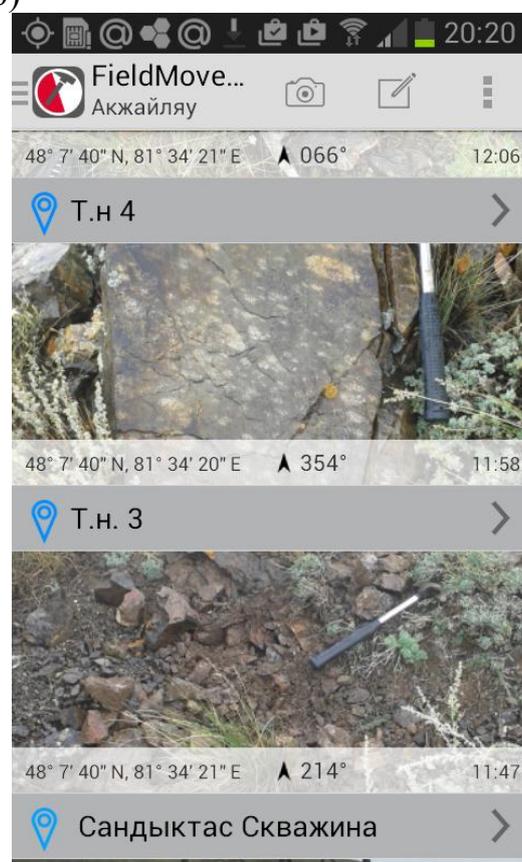


Рисунок 10 - FieldMove Clino для Android (а – стартовая страница, б – вкладка «записи и фото»)

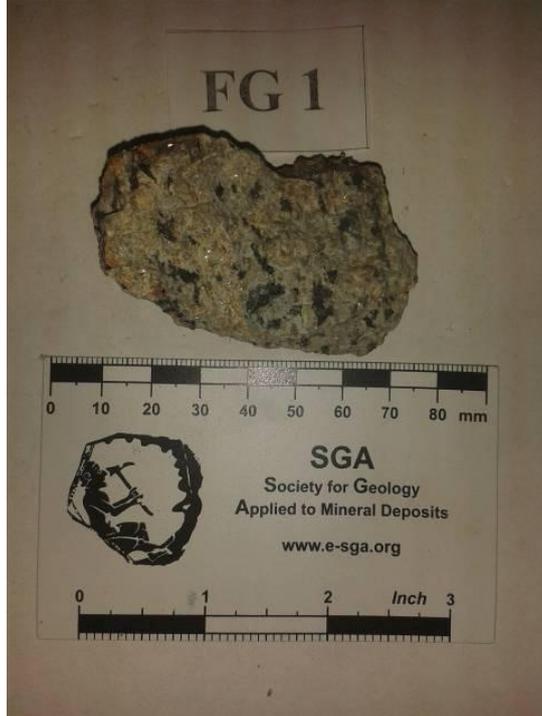
	Sample Number Номер образца	FG 1
	Sample Description Описание образца	Albitized riebeckite granite Альбитизированный рибекитовый гранит
	LOCATION МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ	Big Array (Verkhnee Espe deposit) Большой массив (месторождение Верхнее Эспе)
	Waypoint (отметка на мониторе GPS)	Т.н. 1
	Latitude Широта	48°8'34''
	Longitude Долгота	81°26'56''
	Chemical formula Химическая формула	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Fe}_{23} + \text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – Riebeckite (рибекит) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – Albite (альбит)

Рисунок 11 – Образец FG 1 (из каталога образцов месторождения Верхнее Эспе)

Пробоподготовка проводилась в секторе пробоподготовки региональной университетской лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС» на участке тонкого измельчения.

Пробоподготовка проходила в несколько этапов (рисунок 12). Исходный размер пробы составлял 4 кг.

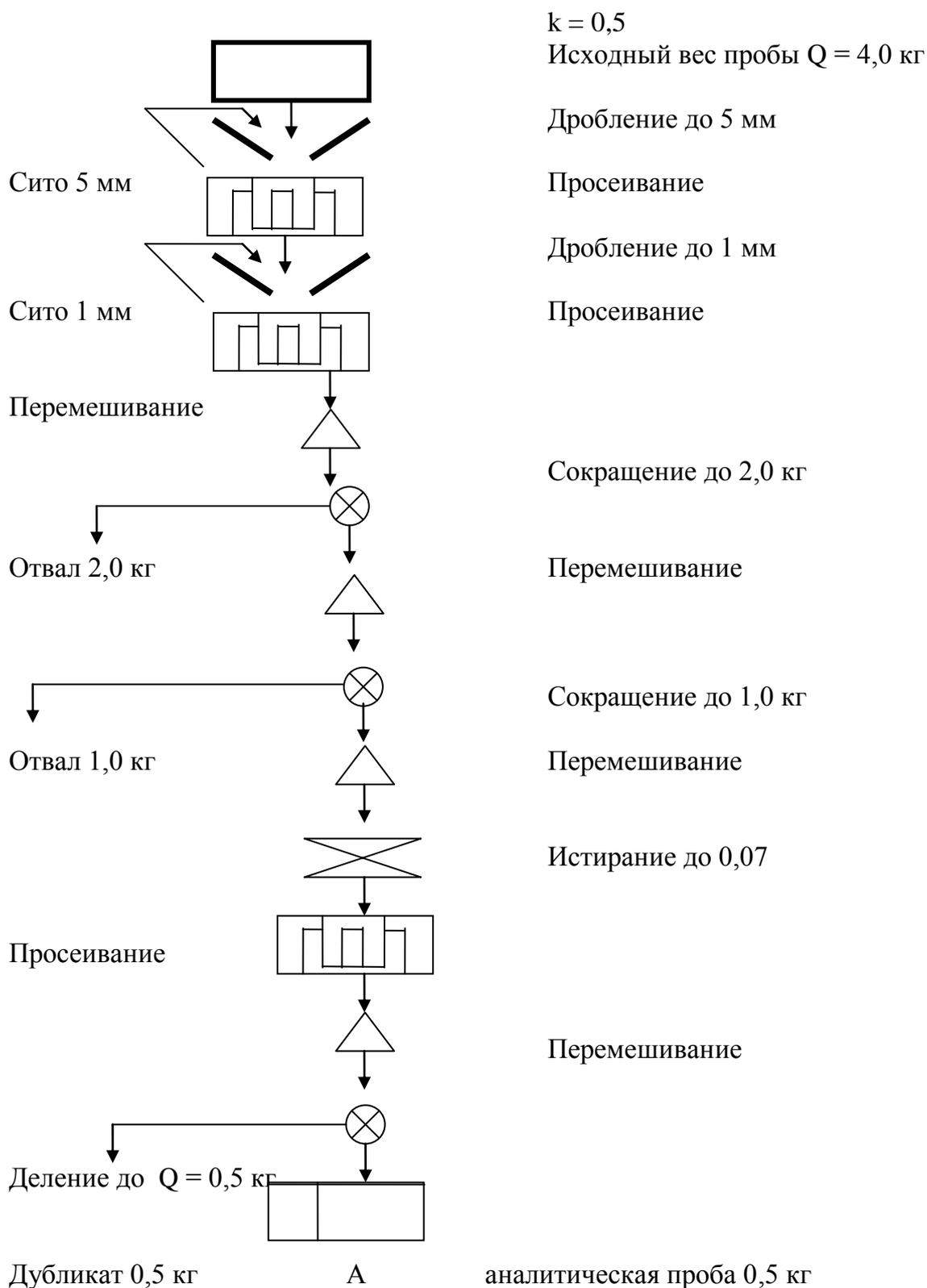


Рисунок 12 - Схема обработки геохимических проб

На первом этапе образцы дробились на щековой дробилке ЩД 6 производства ООО «ВИБРОТЕХНИК» (Россия) (рисунок 13) до фракции размером 5 мм, просеивались на сите 5 мм.



Рисунок 13 - Дробилка щековая ЩД 6

Далее дробление осуществлялось до фракции размером 1 мм, просеивались на сите 1 мм, затем перемешивались. Пробы были сокращены до 1 кг. На втором этапе на измельчителе вибрационном ИВ-4 производства ОАО «Грант» (Россия) (рисунок 14) был произведено истирание до 0,07 мм.



Рисунок 14 - Измельчитель вибрационный ИВ-4

И в заключении пробы просеивались, перемешивались и делились до 0,5 кг. Аналитическая проба составила 0,5 кг.

Пробоподготовка образцов для растровой электронной микроскопии осуществлялась проводилась на участке микрошлифов. Для резки образцов были использованы: станок отрезной минералогический МС-120 (рисунок 15) и станок отрезной высокоточный Minitom (рисунок 16).



Рисунок 15 - Станок отрезной минералогический МС-120 производства компании «Maruta» (Япония)



Рисунок 16 - Станок отрезной высокоточный Minitom производства компании «Struers» (Дания)

Для шлифовки и полировки образцов был использован станок шлифовально-полировальный LaboPol-5 с устройством для автоматической шлифовки и полировки образцов LaboForce-3 производства компании «Struers» (Дания) (рисунок 17).



Рисунок 17 - Станок шлифовально-полировальный LaboPol-5 с устройством для автоматической шлифовки и полировки образцов LaboForce-3

3.4 Аналитические исследования пород и руд

Аналитические исследования пород и руд редкометалльного месторождения Верхнее Эспе выполнялись в лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС», а также в лаборатории «ALS Life Science» (г. Клонмел, Ирландия). Для определения минералого-петрологических и геохимических характеристик были использованы масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500сх, определяющий 70 элементов с высокой чувствительностью (до 1 ppb) и растровый электронный микроскоп.

Перед непосредственным выполнением анализа осуществлялся процесс пробоподготовки, который включал подготовку стандартных растворов азотной кислоты для разложения проб и само кислотное разложение.

Измерения выполнялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500сх, который готовился к работе в соответствии с инструкцией по эксплуатации. Измерения проводили в соответствии с программным обеспечением прибора.

Результаты измерений обрабатывались автоматически с выдачей данных на монитор компьютера (и принтер) в виде таблицы значений концентраций определяемых элементов в млн-1 (ppm) в пробах согласно программному обеспечению прибора.

Для качественного, количественного элементного микроанализа и определения минерального состава руд и пород использовался растровый (сканирующий) электронный микроскоп JSM-6390LV производства японской фирмы JEOL с приставкой энергодисперсионного анализа INCA Energy фирмы OXFORD Instruments.

Для выполнения аналитического определения содержания элементов образец переводился в раствор многокислотным разложением. Для этого после отбора проба высушивалась при температуре 1050С до воздушно-сухого состояния и измельчалась до крупности частиц 1 мм. Рабочий образец

дополнительно истирался до крупности не менее 71 мкм. Пробы хранились в соответствии с СТ РК 1289 [37].

Петраграфическое исследование было проведено в отделе петрологии ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург, Россия). Из образцов, которые были отобраны во время полевых экспедиций были изготовлены прозрачные шлифы для петраграфического исследования на оптическом микроскопе Polam – MСP300.

Уточнение химического состава минералов было проведено в секторе минералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева (аналитики к.г.-м.н. В.Л. Левин и П.Е. Котельников) с помощью электроннозондового микроанализатора JСХА 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 использованы: CaF₂ (F); альбит (Na); адуляр (K); CaSiO₃ (Ca); MgO (Mg); Al₂O₃ (Al); SiO₂ (Si); TiO₂ (Ti); Fe₂O₃•MnO (Fe, Mn), металлический Zn (Zn); BaSO₄ (Ba), x(PO₄) (x - P3Э) [38].

3.5 Исследования по определению абсолютного возраста

Проведена уран-свинцовая датировка по циркону локальным методом SIMS (вторично-ионная масс-спектрометрия) на инструменте SHRIMP-II (чувствительный высоко-разрешающий ионный микрозонд второго поколения) в ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург, Россия).

Для датировки были отобраны 4 образца альбитизированных гранитов (F42, F48, F50, F56), но из высокого содержания U Pb проанализировать и получить достоверные результаты получилось только по 2 образцам с наиболее достоверными результатами датировок, с конкордантными значениями. Так как среди отобранных зёрен циркона (рисунок 18) не оказалось сохранных кристаллов вследствие псевдоморфной замены матрицы циркона аморфным материалом, обогащённым смесью U – и Pb минералов (рисунок 19).

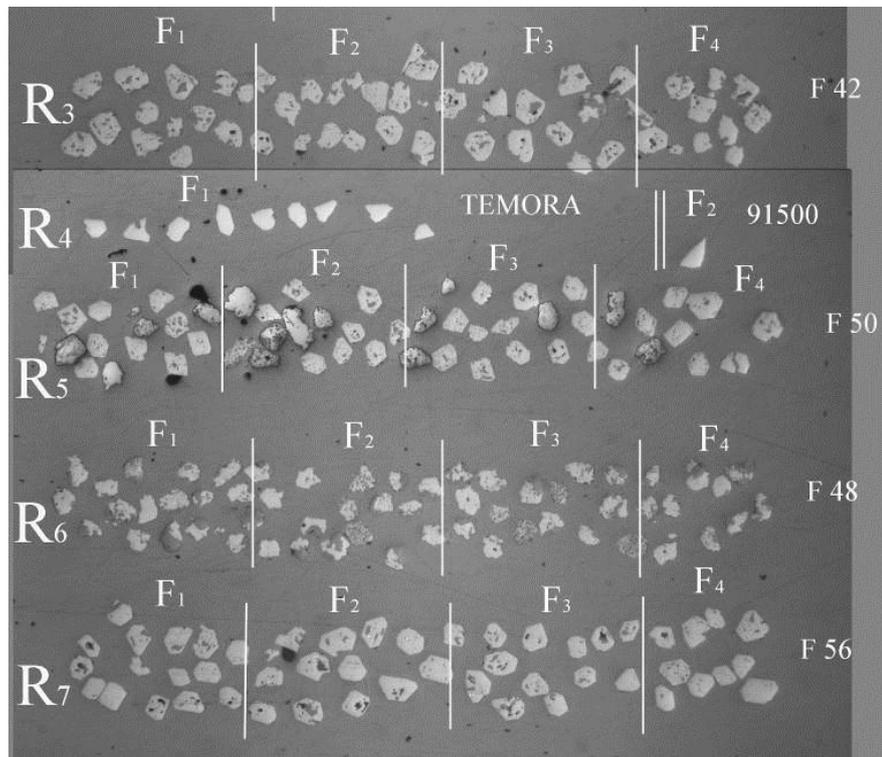


Рисунок 18 - Кристаллы циркона образцов F42, F48, F50, F56 (шайба 2167)

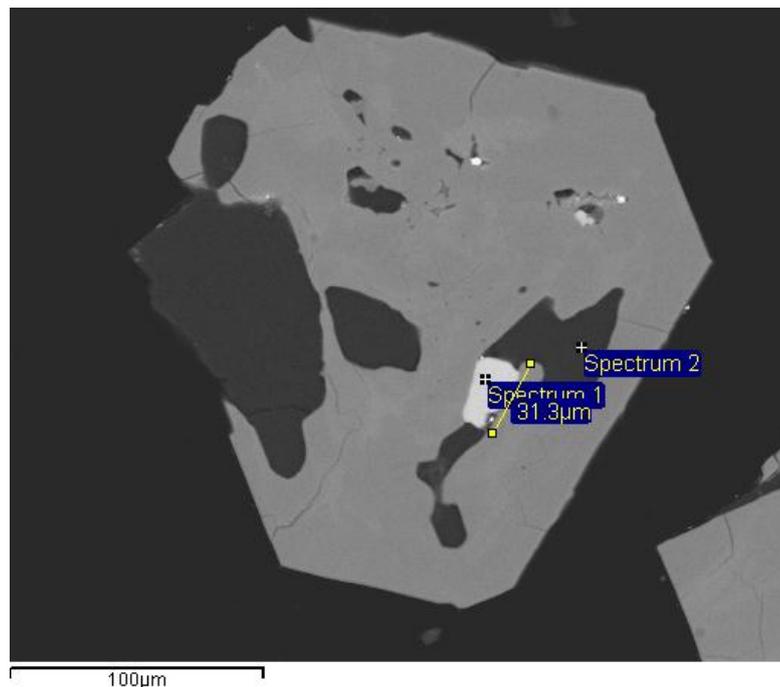


Рисунок 19 - Кристалл циркона образца F-42 (шайба 2167) с примесью плумбобетафита

Зерна анализируемых минералов наклеивались на двустороннюю ленту, после чего устанавливалась тефлоновая цилиндрическая формочка диаметром 25 и высотой 15-25 мм. Для заполнения формочки использовалась эпоксидная

смола фирмы Struers. После окончательного застывания смолы (примерно 1 сутки) полученная матрица (шайба) с зёрнами цирконов была извлечена из формочки. Остатки липкой ленты были смыты этанолом.

Полученная шайба (рисунок 20) шлифовалась со стороны противоположной пробе.



Рисунок 20 - Шайба с образцами для измерений на SHRIMP-II [32]

Шлифовка шайбы на лицевой стороне начиналась с абразива 10мкм, а когда зёрна оказались вскрытыми почти наполовину, шлифовка продолжалась на более мелком абразиве 5 мкм и 3 мкм.

Финальная полировка осуществлялась с 1 микронным абразивом для удаления грубых царапин с поверхности анализируемых зерен циркона [39].

Определение содержания рассеянных элементов в цирконах месторождения Верхнее Эспе методом лазерной абляции было проведено в Центре российских и Центрально-Евразийских минеральных исследований (CERCAMS), Музей Естественного, (Natural History Museum, Великобритания, Лондон). В качестве внешнего эталонного стандарта был использован NIST 612 и в качестве внутреннего стандарта - SiO_2 . Транспортировка проб осуществлялась с использованием потока газа гелия. В качестве образцов были использованы цирконы образца F56, по которому были получены достоверные результаты датировок с конкордантными значениями (рисунок 21).

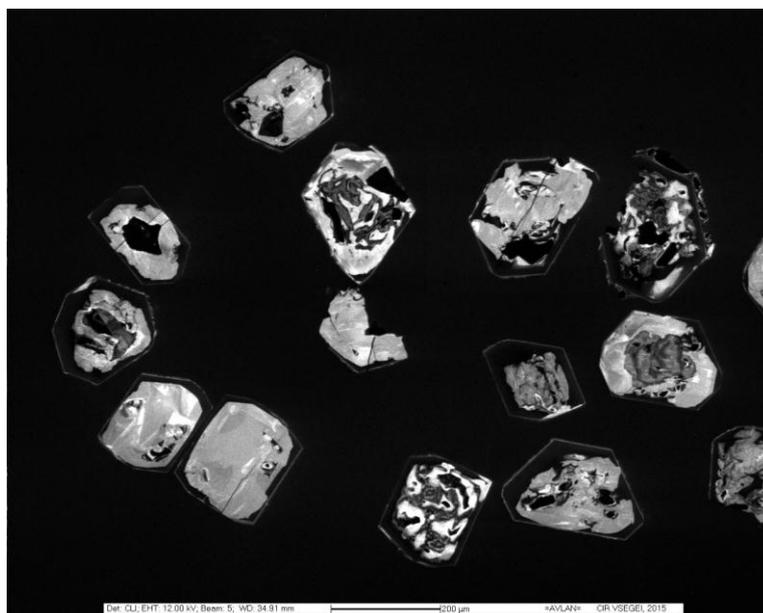


Рисунок 21 - Кристаллы циркона образца F56

3.6 Формирование ГИС

Заключительным этапом исследований стало обобщение всех полученных данных в единую базу, систему. Авторами все эти данные были сведены в ГИС MapInfo. ГИС MapInfo – высокоэффективное средство для визуализации и анализа пространственных данных, предназначенная для сбора, хранения, отображения, редактирования и анализа пространственных данных.

Исходными данными для составления ГИС послужили геологические карты масштаба 1:200 000, 1:10 000 000, карты аномального магнитного поля масштаба 1:200 000, космоснимки, аэрофотоснимки, полученные с помощью ресурсного спутника Landsat 8 на портале Геологической службы США (USGS), SAS.Planet и GoogleEarth. (рисунок 22).



Рисунок 22 – Космоснимок SAS.Planet. Большой и малый массив месторождения Верхнее Эспе, рудопроявление Северное

ГИС включает в себя все данные по району исследования: геологические, тектонические, геохимические, геофизические характеристики (рисунок 23).

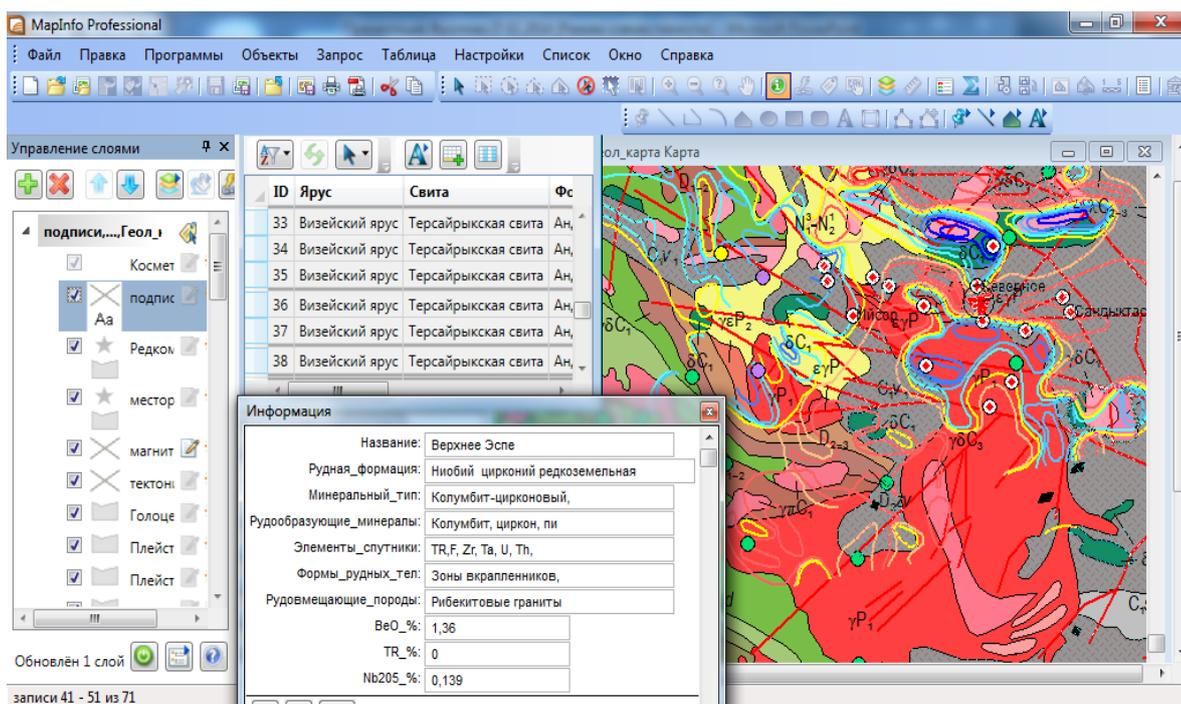


Рисунок 23 – Интерфейс ГИС MapInfo

ГИС является наглядным обобщением всех результатов исследования, а её анализ и обработка данных позволяют выявить особенности формирования месторождений редких и редкоземельных элементов.

4 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ

4.1 Минеральный состав руд

Геологическое и минералогическое изучение гранитоидов района проводились Д.С. Коржинским, А.В. Степановым, В.А. Беловым, К.Н. Ерджановым, Л.М. Семивраговой, А.А. Калаченко, А.Г. Малышквым, В.Е. Гендлером, О.М. Канфель, Э.А. Северовым, Н.А. Севрюгиным, О.Ф. Кролем, З.В. Камышевой, В.И. Черновым, Т.П. Семёновой, Е.В. Бахановой, Л.П. Галкиной и др. По результатам исследований были выявлены особенности: чётко выраженная зональность, значительное многообразие редкометальной акцессорной минерализации, многочисленные свидетельства проявления метасоматических процессов и др. Геолого-петрографическая и минералогическая характеристика массивов метасоматически изменённых биотитовых, рибекитовых и эгириновых гранитоидов и редкометалльных экзоконтактовых метасоматитов приводится в работе Д.А. Минеева «Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая» [40].

Достаточно подробно минеральный состав редкометалльных апогранитов Тарбагатая с 1956 г. изучается А.В. Степановым, первооткрывателем Верхнеэспинского месторождения редких элементов, а также сотрудниками Института геологических наук им. К.И. Сатпаева [41-50].

Из всех, находящихся у северной окраины Акжайлютасского массива, мелких тел метасоматически изменённых гранитоидов наиболее детально в минералогическом отношении изучено Верхнеэспинское месторождение, которое по праву является уникальным геохимическим, минералогическим, петрографическим объектом для научных исследований процессов фенитизации и, связанного с ними, редкометалльного рудообразования [51].

Минеральный состав месторождения характеризуется значительным многообразием и включает более 120 минералов. Среди них имеются редкие, очень редкие и вновь открытые минеральные виды и разновидности.

Редкометалльная минерализация на месторождении Верхнее Эспе связана с зонами изменённых щелочных гранитов с минералами Nb, Ta, Zr, TR и др. в северной апикальной части гранитного массива Акжайлю [52-55].

Особенностью месторождения Верхнее Эспе являются щелочные метасоматические изменения, которые затронули и гранитные, и вмещающие породы и привели к повышенным содержанием Li_2O в слюде и амфиболе и к обогащению гранитов Li, Rb, PЗЭ, Y, Nb, Zr. Рудные тела представлены щелочными изменёнными вмещающими породами, образующимися приконтактовыми рудными жилами и прожилками, состоящие из альбита и щелочных темноцветных минералов. Относительное содержание породообразующих минералов в изменённых породах варьируются в следующих пределах (%): альбит (15-70), микроклин (10-70), кварц (5-35), рибекит (5-50), эгирин (3-5), биотит (0-3), астрофиллит (0-10), флюорит (3-4).

Гагаринит, циркон, пирохлор, рутил, титанит, ксенотим, фторосиликат, фтороуглерод являются наиболее распространенными аксессуарными минералами. Рудовмещающими оказались среднезернистые, равномернозернистые рибекитовые граниты повышенной кислотности и щелочности, обогащённые Zr, Nb, Ta, TR. Для рудной локализации наиболее благоприятны пологие контакты массивов с осадочными породами. Различаются два морфологических типа руд: 1) пластообразные залежи приконтактовых зон массивов и 2) жильные тела [54, р.147].

Редкометалльнозамещенные пегматиты и фенитизированные (и гранитизированные) вмещающие породы несут разнообразную, богатую видами минерализацию. Однако сравнительно ограниченный объем первичных камер (источника) обусловили небольшую мощность ореола фенитизации по сравнению с таковыми для классических районов развития метасоматитов этого типа [56].

Основными рудными минералами являются циркон, пирохлор, гагаринит (рисунок 24). Из второстепенных рудных наиболее распространенные – торит, монацит, ксенотим, бастнезит, рутил, галенит (рисунок 25). Размеры вкраплений рудных минералов в наиболее важном типе концентрации – от нескольких мкм до 1-1,5 мм, но чаще – сотые доли мм. В редкометалльнозамещенных пегматитах вкрапления рудных минералов заметно крупнее – от десятых долей до 1-5 мм и более [52, с.83, 57].

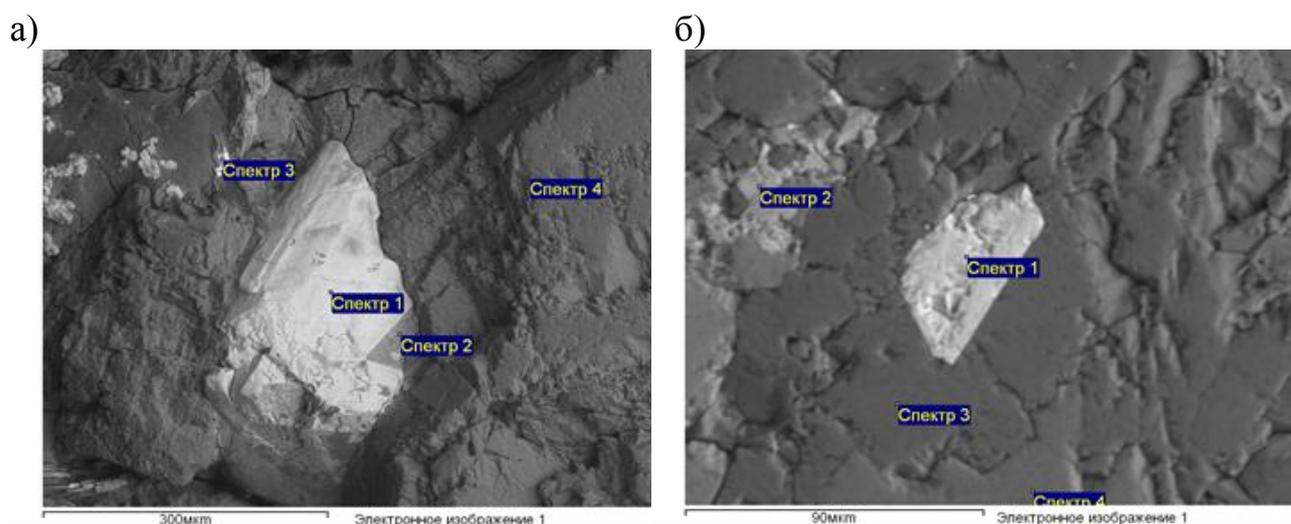


Рисунок 24- Микровключения циркона в породах рудопроявления Ийсор (а) и месторождения Верхнее Эспе (б)

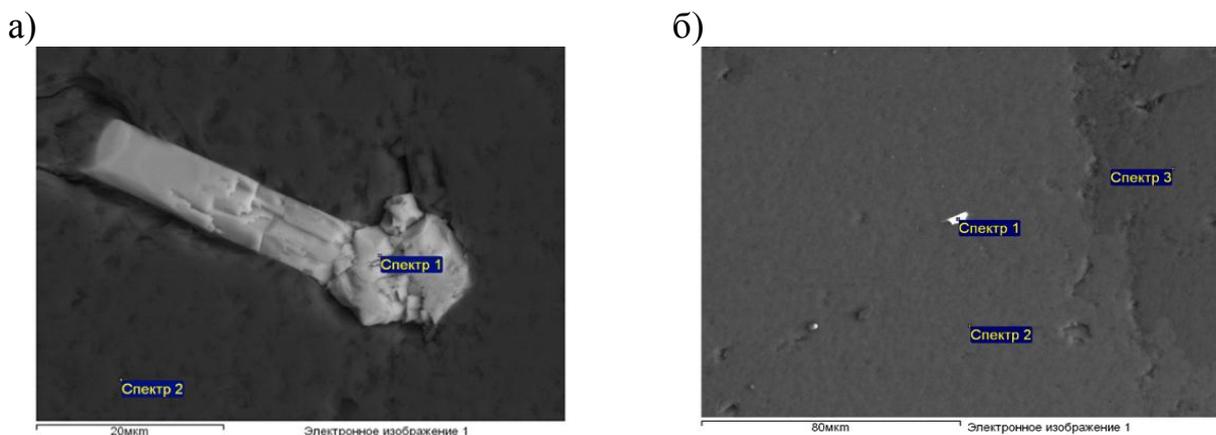


Рисунок 25- Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав): а- монацит и б- торит из пород месторождения Верхнее Эспе

Рудоносные приконтактные залежи прослеживаются в виде непрерывных дугообразных полос в северо-восточных эндо-экзоконтактах Большого и Малых штоков, представленные пологими телами метасоматитов с шириной выхода до 100-250 и при мощности до 1.5 – 15 м. Макроскопически выделяются полосчатые кварц-альбитовые, рибекит-альбитовые, астрофилит-эгириновые и др. метасоматиты различной окраски. Рудная минерализация образована мелкой вкрапленностью циркона, пироклора, торита, гагаринита и др. Максимальные концентрации оруденения связаны с полосчатыми метасоматитами и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми апогранитами (Ta_2O_5 – 0,006-0,025%; Nb_2O_5 – 0,07-0,4%; Zr_2O – 0,7-2,5%; TR – до 0,1-1%) (рисунок 26).



Рисунок 26 – Образцы рибекитового альбитита (FG-4) и альбитизированного щелочного гранита (FG-3). Большой массив месторождения Верхнее Эспе

Процессы минералообразования, установленные на месторождении.

Заполнившая первоначальную более или менее значительную по объему пологую полость щелочногранитная магма, обогащенная летучими минерализаторами и легкоподвижными компонентами, в ходе кристаллизационной дифференциации, в условиях близповерхностного залегания, способствующих «вскипанию», явилась основным источником послемагматических флюидов. Отделение и накопление этих флюидов, а также, вероятно, частичное вовлечение в процесс поровых растворов вмещающих пород, привело к интенсивной послемагматической переработке, как самих только что образовавшихся гранитов и их производных пегматитов, так и вмещающих пород, затронутых потоком этих флюидов. Щелочные граниты на данном участке заполняют пологозалегающие трещины срывов, что способствует быстрому «вскипанию» и многообразию контактовых жильных и метасоматических новообразований.

Изменения в гранитах выразились в более или менее сильной кристаллизации. Химический состав пород при этом почти не изменился, но заметно увеличивалось содержания фтора, лития, редких элементов. Гипидиоморфнозернистые структуры, свойственные нормальным интрузивным гранитам, при изменении не сохранились или сохранились частично. Новообразованные породы обычно имеют гранобластовую структуру. Из первичных минералов иногда сохраняются ядра крупных вкраплений первичного кварца и микроклина. Первичные полевые шпаты замещались вторичными - лейстовым альбитом и решетчатым микроклином. Вместо первичных темноцветных – биотита и полущелочных амфиболов возникли вторичные – литиевый рибекит, эгирин, арфведсонит и астрофиллит. Вторичные полевые шпаты, в отличие от первичных, лишены пертитовых (и антипертитовых) вростков, пелитоморфных частиц, микрочешуек гематита и, вообще, лишены признаков разложения или замещения. Благодаря «свежести» таких полевых шпатов образовавшиеся щелочные апограниты (по терминологии А.А. Беуса, Э.А. Северова) приобретают белый или голубовато-белый цвет. Такие породы по существу являются фенитизированными гранитами более раннего происхождения [52, с.83].

Автомета- и метасоматические преобразования гранитов происходили в условиях одностороннего стресса, ориентированного в юго-запад-северо-восточном направлении. Свидетельством этого служит отчетливо наблюдаемая директивная ориентированность призм рибекита, эгирина и лейст альбита в одном северо-западном направлении независимо от ориентировки линии контакта интрузивов.

Многочисленные пегматоидные тела и жилы при автосоматических изменениях сохранились лучше, чем граниты, но во многих случаях подверглись тоже интенсивной альбитизации. Она происходила с привносом и без привноса циркония, тория, ниобия, редких земель и последующим развитием кислотного выщелачивания (грейзенизации). Грейзенизация была слабо развита и далеко не везде проявлялась одинаково. Процесс

сопровождался частичным или полным разложением рибекита, эгирина, эльпидита, астрофиллита и новообразованием литиевой слюды – полилитионита, кварца, рутила и др. минералов. До образования настоящих грейзенов процесс не доходил или доходил на локальных участках [43, с.305].

Во вмещающих породах воздействие послемагматических фенитизирующих флюидов, выделявшихся из относительно крупной камеры, привело к образованию метасоматических пород в экзоконтактовой зоне. Мощность сплошных измененных ореолов, даже на самых глубоко преобразованных участках составляет несколько метров и редко более. Обычные мощности метасоматитов над пологой кровлей, если в них не было легко проницаемых зон, составляет 1-2 м. Вдоль трещин или по более проницаемым прослоям локальная фенитизация прослеживается значительно дальше, до десятков метров.

В местах наиболее глубокой для данного месторождения и последовательной переработки вмещающих пород можно выделить несколько зон:

1. Внешняя зона, граничащая с ороговикованными алевролитами, сланцами, песчаниками затронута только начальной стадией метасоматоза. Образования этой зоны еще сохраняют старое сложение и визуально мало, чем отличаются от ороговикованных вмещающих пород. Первичные полевые шпаты в ней замещены альбитом и микроклином. Кварц, если он был в породе, корродируется щелочными полевыми шпатами. В небольшом количестве появляются щелочные темноцветные – биотит, рибекит, а также несвойственные первичным породам – флюорит, циркон, торит;

2. В следующей по приближению к контакту зоне роговикоподобные фениты сменяются более раскристаллизованными, более крупнозернистыми, щелочнополевошпатовыми, обычно безкварцевыми фенитами с большим или меньшим количеством фенокрист рибекита или астрофиллита. Перекристаллизация с укрупнением зерен сопровождается существенным осветлением породы в результате уменьшения красящей способности темноцветных минералов и, возможно, частичного выгорания и возгонки углеродистого вещества. По соотношению главных породообразующих минералов такие породы отвечают щелочным сиенитам. Значительно обильней по сравнению с предыдущей в этой зоне проявлена акцессорная минерализация. К ней относятся циркон, торит, пирохлор, монацит, ксенотим, гагаринит и др.;

3. Еще ближе к контакту находится зона с постепенно увеличивающимся содержанием кварца и сильнее проявленной перекристаллизацией. С этой зоной связаны максимальные концентрации привнесенных редких элементов, разнообразие минеральных видов и их ассоциаций;

4. Далее развиты перекристаллизованные, сильно обогащенные кварцем (до 30-40%) гранитовидные мелкозернистые породы, сохраняющие, однако, наследованную от исходных пород «слоистость» с остатками параллельных линзочек не полностью переработанных пород предыдущих зон.

Редкометалльная минерализация здесь заметно слабее и приближается в количественном отношении к таковой в щелочных апогранитах.

Главная особенность описанной последовательности – четкое обособление зоны повышенной щелочности на внешней, по отношению к флюидопроизводящему интрузиву, стороне и последующая смена ее зоной, обогащенной кварцем. Очевидно, одной из причин возникновения такого передового щелочного «фронта» является повышенная миграционная способность калия, натрия, лития как из интрузива, так и из вмещающих пород (вместе с поровыми растворами) при их прогреве. Это обстоятельство играет важную роль в появлении и последующем исчезновении ряда минералов при поступательном движении метасоматической колонки. Так, в щелочной среде образуются разнообразные щелочные минералы, которые при поступательном движении метасоматической колонки и подходом следующей зоны с высоким химическим потенциалом кремнезема и других кислотных компонентов становятся неустойчивыми и далее растворяются и переотлагаются или разлагаются. Многие из найденных здесь новых минералов, как раз являются именно такими.

Из темноцветных и в той, и в другой породах обычно в том или ином количестве присутствуют литиевый рибекит, эгирин, арфведсонит, астрофиллит, литиевый биотит, которые возникали в зависимости от состава исходных пород. Так, если исходная порода содержала много извести (известковистые песчаники, дайки диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов, пересекающих толщи ороговикованных осадочных отложений), вновь образованная порода состоит из флюорита (40-60%) и тех же альбита, микроклина, рибекита и др. Если исходная порода – диабаз или диоритовый порфирит (дайки), то вновь образованная состоит из альбита, микроклина, флюорита, биотита и очень редко арфведсонита, рибекита. Если исходная порода – углеродисто-глинистые туфосланцы, то вновь образованная - альбит-микроклиновая с большим или меньшим количеством рибекита или арфведсонита, иногда астрофиллита. По кварцсодержащим полимиктовым песчаникам образуются альбит-микроклиновые бескварцевые или с небольшим количеством его метасоматиты [44, с.252].

Кроме этого, в пределах массива, в нижних его горизонтах, а также в некоторых пегматоидных телах проявлены среднетемпературные изменения типа пропилитизации: замещение щелочных темноцветных агрегатом пирита, гидрослюд, хлорита, окварцевание, образование галенита, арсенопирита, геарксутита, прозопита, лейфита, а в некоторых местах криолита и томсенолита.

Одновременно с щелочными и щелочноземельными элементами и фтором во все эти породы привносилось сравнительно много рудных компонентов, особенно, циркония, ниобия, тория, иттрия и редких земель (преимущественно иттриевой группы) и, в меньшем количестве, олово, свинец, цинк, титан, серебро и др.

Жильные тела – это интенсивно переработанные осадочные породы вдоль зон повышенной трещиноватости и гранитных апофиз в надинтрузивной части массива, имеющими постепенные контакты с вмещающими породами. Выделяются неправильно плитообразной, реже линзовидной формой (мощностью 3-7 м), преимущественно крутым падением и выдержанной длиной (120-150 м).

Поскольку процессы минералообразования во многом связаны с послемагматическими флюидами, образовавшиеся за счет выделения летучих минерализаторов и легкоподвижных компонентов, в ходе кристаллизационной дифференциации, щелочногранитной магмы. Отделение и накопление этих флюидов, а также, вероятно, частичное вовлечение в процесс поровых растворов вмещающих пород, привело к интенсивной послемагматической переработке, как самих только что образовавшихся гранитов и их производных пегматитов, так и вмещающих пород, затронутых потоком этих флюидов.

На изученных объектах выявлены следующие рудные минералы редких и рассеянных элементов (таблица 2).

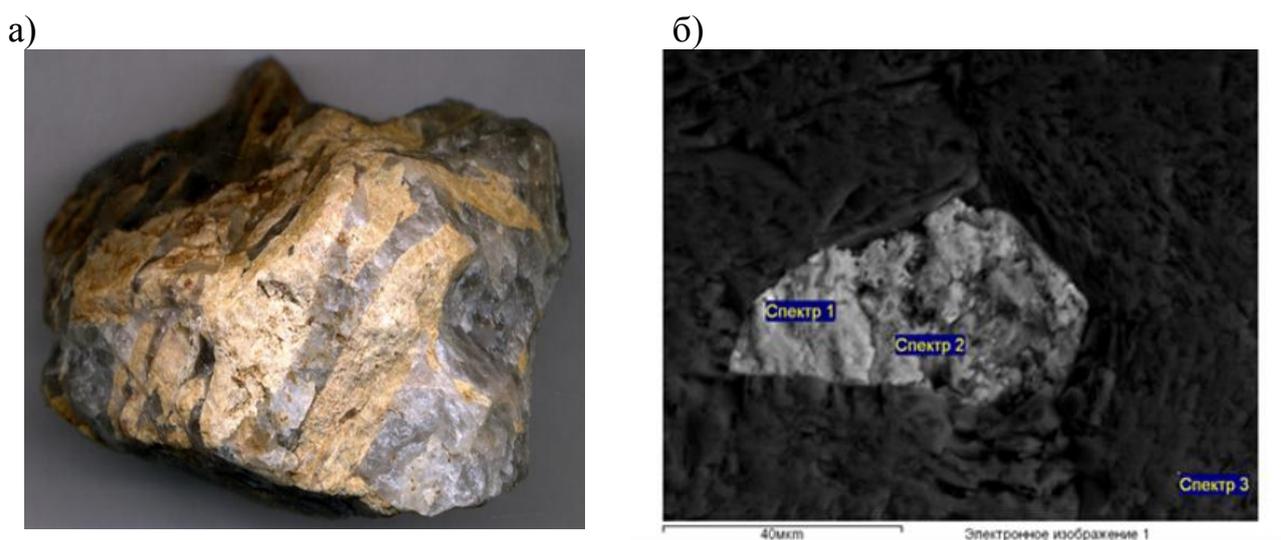
Таблица 2 - Минералы редких и рассеянных элементов

Название минералов	
1	2
<i>минералы редких элементов</i>	
Zr	циртолит, циркон, эльпидит, бацитрит, эвдиалит, циркелит
Nb	минералы группы пирохлора, фергусонит, колумбит, манганколумбит, ферсмит, ильменорутит, ниобофиллит, натротитанит, минералы группы астрофиллита, бафертисит, цзиньшацзянит
Th	торит, хюттонит, монацит, ксенотим, гадолинит, бастнезит, паризит, синхизит
Y, La	иттрофлюорит, гагаринит, флюоцеорит, ксенотим, монацит, фергусонит, минералы группы пирохлора и ферсмит, гадолинит, роуландит, таленит, натро-иттриевый титанит, капеленит, ивтисит и его разновидности, бастнезит и его разновидности, паризит, синхизит, кайнозит, кайсикхит, кейвиит, водный карбонат-(Ca, Y) (неназванный минерал)
Ti	рутил, ильменорутит, анатаз, ильменит, пирофанит, экандрюсит; титаносиликаты – нарсарсукит, лоренценит, нептунит, титанит и его разновидности, минералы группы астрофиллита, тарбагатаит, бафертисит, камараит, цзиньшацзянит, пирохлор и его разновидности
Be	фенакит, бертрандит, берилл, барилит, гадолинит, эвклаз, минералы группы гельвина, бавенит, миларит, лейкофан, лейфит
<i>минералы рассеянных элементов</i>	
Сульфиды	висмутин, галенит, молибденит, пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит
Оксиды и гидроксиды	касситерит, лимонит, коронадит, вад
Галогениды	криолит, флюорит, томсенолит, пахнолит, прозопит, геарксутит, кридит
Фосфаты	Апатит
Карбонаты	кальцит, водный карбонат-(Ca, Y) (неназванный минерал), церуссит

Продолжение таблицы 2

1	2
Сульфаты	кридит, геарксутит, англезит, барит, ярозит
ванадаты, молибдаты	ванадинит, вульфенит, повелит
Силикаты	минералы группы астрофиллита, тарбагатаит, бафертисит, камараит, цзиньшацзянит, эгирин, рибекит, флюороликит
Боросиликаты	турмалин, аксенит, капшелинит, гадолинит и др.

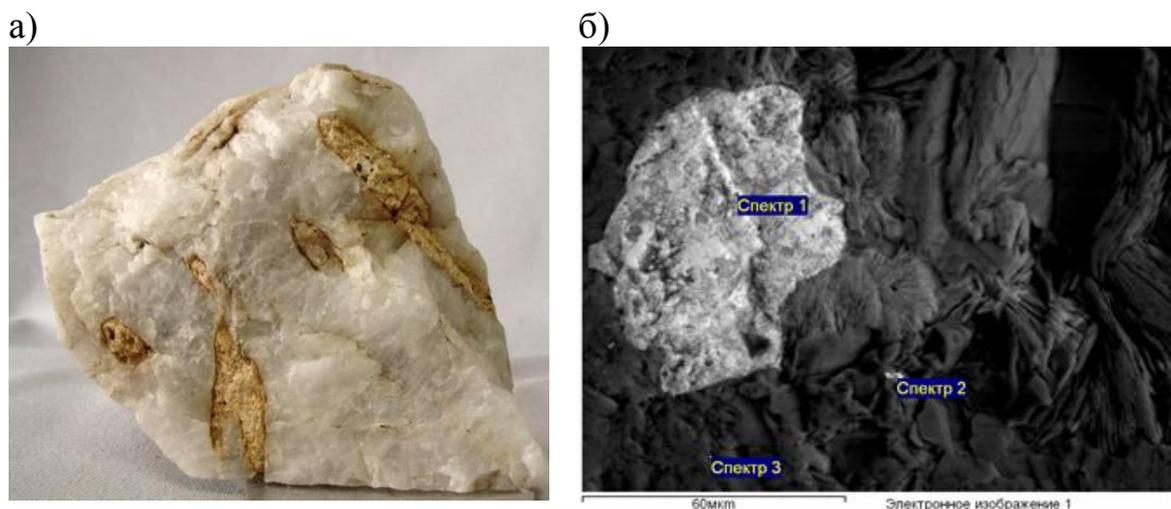
Гагаринит-(Y) –бесцветный минерал кремового или розового цвета. Встречается в альбитизированных гранитах в ассоциации с рибекитом, эгирином, цирконом, пирохлором, бастнезитом (рисунок 27).



а - сечения кремновых сигарообразных кристаллов гагаринита-(Y) в сером кварце из щелочногранитного пегматита (сбор Степанова А.В.), б - изображение в обратнорассеянных электронах зерна гагаринита

Рисунок 27 - Кристаллы гагаринита-(Y) из щелочногранитного пегматита месторождения Верхнее Эспе

В пегматитовых жилах среди апогранитов Верхнеэспинского массива в ассоциации с микроклином, кварцем, флюоритом встречается иттриевый минерал - бастнезит, образуя красно-коричневый агрегат (рисунок 28).



а - псевдоморфозы бастнезита-(Y) по кристаллам гагаринита в массивном кварце, б- изображение в обратнорассеянных электронах зерна бастнезита (спектр 1)

Рисунок 28 - Бастнезит-(Y) месторождения Верхнее Эспе

Примеры влияния различных контрастных контактирующих сред на общий поток флюидов с фиксируемыми сопутствующими изменениями составов отдельных минералов из эндоконтактных зон и вмещающих пород были рассмотрены на объектах изучения:

- ильменит из линзовидного пегматоидного тела в интрузиве и жилы пегматоидного типа во вмещающих породах;
- колумбит из пегматоидной жилы и столбообразной крутопадающей зоны прорыва флюидов в щелочном граните;
- астрофиллит из пегматоидной жилы и из фенитизированных вмещающих пород;
- новые минеральные виды: тарбагатаит - кальциевый аналог астрофиллита и натротитанит, обогащенный иттрием и натрием, встреченные только в контактах с породами с высоким содержанием кальция.

Изучение влияния вмещающих пород на химический состав различных минералов из эндоконтактных зон и обратно стало возможным благодаря применению методов электроннозондового микроанализа и рентгенографии, спектрального полуколичественного и количественного анализов, а для определения содержания легких элементов в составе астрофиллита, таких как бериллий и литий, атомно-эмиссионной спектроскопии с использованием индуктивно-связанной плазмы.

Ионообменная способность минералов – индикатор местных геохимических обстановок.

Изменения химического состава оксидов: ильменита и колумбита из разных зон фенитизации и воздействия флюидов являются индикаторами геохимического фона вмещающих пород. Минералы содержат значительные

количества Mn и Zn только в тех местах, где породы обогащены этими элементами. Здесь же, встречены вкрапления марганцовисто-цинковых разновидностей ильменита (таблица 3, рисунок 29) и марганцовистых разновидностей колумбита (таблица 4), свидетельствующие о значительном привносе в их состав этих элементов, также, вероятно, из вмещающих пород.

Таблица 3 – Химический состав (мас. %) марганцовистоцинковых разновидностей ильменита из линзовидного пегматоидного тела в интрузиве (анализы 1-2) и из жилы пегматоидного типа во вмещающих породах (анализ 3)

Элемент	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3
O	32,90	32,67	33,16
Si	0,00	0,00	0,09
Ti	32,84	32,87	32,49
Mn	5,77	4,86	8,20
Fe	28,38	29,75	15,42
Zn	0,28	0,33	12,14
Nb	0,57	0,45	0,00
Σ	100,75	100,94	101,49

Кристаллохимическая формула марганцовистоцинковых разновидностей ильменита (номер формулы соответствует номеру анализа) имеет вид:

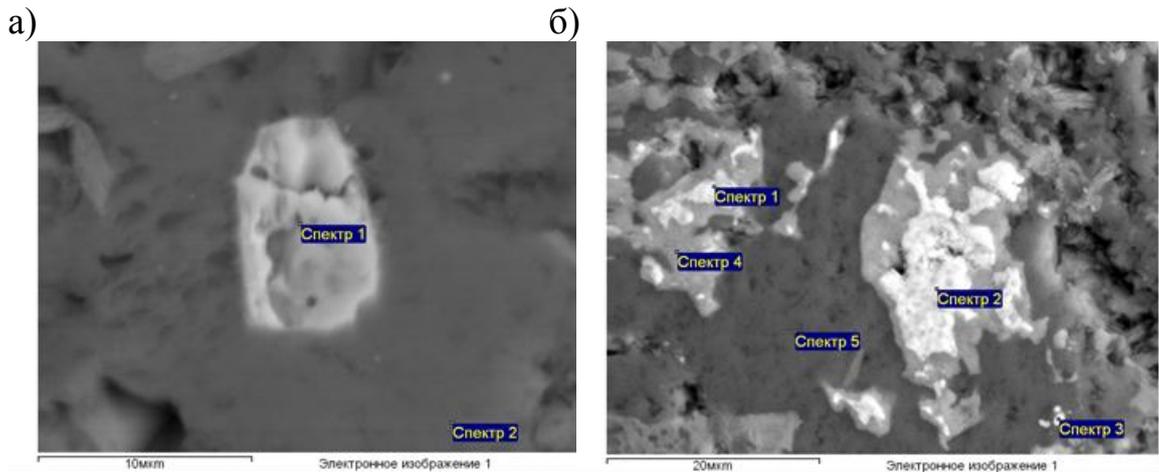
1. $(\text{Fe}_{0,78}\text{Mn}_{0,16}\text{Zn}_{0,01})_{0,95}(\text{Ti}_{1,05}\text{Nb}_{0,01})_{1,06}\text{O}_{3,08}$;
2. $(\text{Fe}_{0,81}\text{Mn}_{0,13}\text{Zn}_{0,01})_{0,95}(\text{Ti}_{1,04}\text{Nb}_{0,01})_{1,05}\text{O}_{3,06}$;
3. $(\text{Fe}_{0,41}\text{Zn}_{0,27}\text{Mn}_{0,22})_{0,90}\text{Ti}_{1,00}\text{O}_{2,90}$.

Таблица 4- Химический состав (мас.%) марганцовистой разновидности колумбита из пегматоидной жилы (анализ 1) и колумбита-(Mn) из места прорыва флюидов в щелочном граните (анализ 2)

Элемент	Анализ 1	Анализ 2
O	26,07	29,29
Si	0,62	1,00
P	1,06	0,00
Ca	0,00	0,33
Ti	1,54	2,98
Mn	6,13	13,10
Fe	8,94	2,63
Y	1,64	2,57
Nb	50,80	47,80
Dy	0,00	1,02
Ta	2,54	0,00
U	0,82	0,00
Σ	100,16	100,73

Кристаллохимическая формула колумбита (номер формулы соответствует номеру анализа) имеет вид:

1. $(\text{Fe}_{0,52}\text{Mn}_{0,36}\text{Y}_{0,06}\text{U}_{0,01})_{0,95}(\text{Nb}_{1,78}\text{Ti}_{0,10}\text{Si}_{0,07}\text{Ta}_{0,05})_{2,00}\text{O}_{5,91}$;
2. $\text{Mn}_{0,76}\text{Fe}_{0,15}\text{Ca}_{0,03}\text{Y}_{0,09}\text{Dy}_{0,02})_{1,05}(\text{Nb}_{1,64}\text{Ti}_{0,20}\text{Si}_{0,11})_{1,95}\text{O}_{5,83}$.



Микровключения марганцовистоцинковой разновидности ильменита (светлое) в измененных породах месторождения Верхнее Эспе (а) и рудопроявления Сандыктас (б)

Рисунок 29 - Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Колумбит встречается сравнительно часто в различных породах, не образуя значительных скоплений (рисунок 30). Изучен химический состав (таблица 5) марганцовистой разновидности колумбита из жилы пегматитов и колумбита-(Mn).

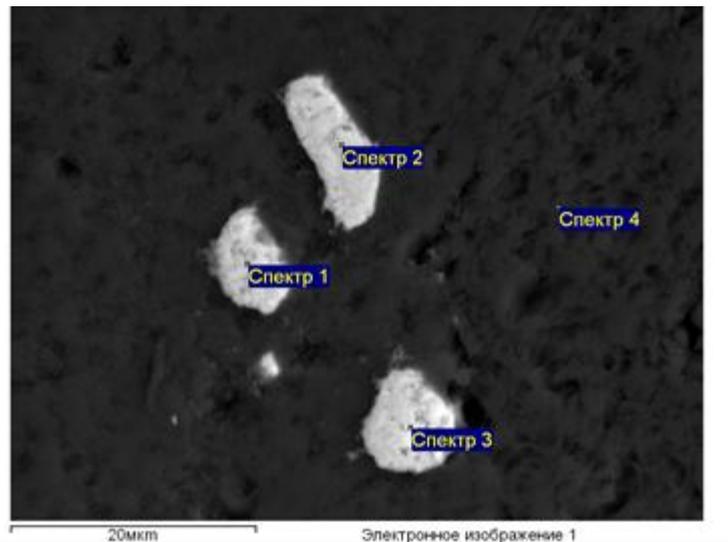


Рисунок 30 - Микровключения колумбита (белое) в кварце (чёрное) из рибекитовых гранитов месторождения Верхнее Эспе

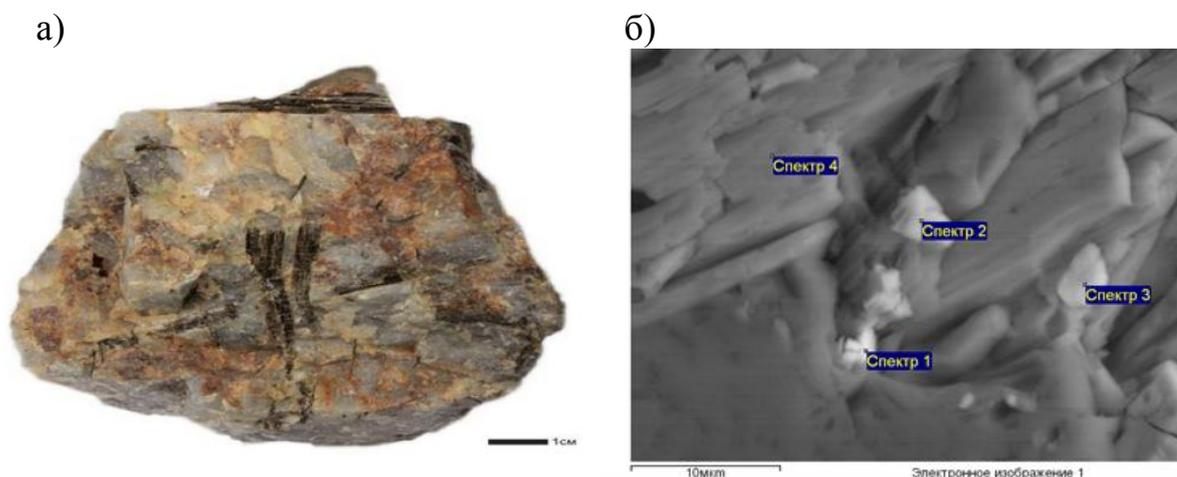
Таблица 5 - Химический состав (мас.%) марганцевистой разновидности колумбита из пегматоидной жилы (анализ 1) и колумбита-(Mn) из места прорыва флюидов в щелочном граните (анализ 2)

Элемент	Анализ 1	Анализ 2
O	26,07	29,29
Si	0,62	1,00
P	1,06	0,00
Ca	0,00	0,33
Ti	1,54	2,98
Mn	6,13	13,10
Fe	8,94	2,63
Y	1,64	2,57
Nb	50,80	47,80
Dy	0,00	1,02
Ta	2,54	0,00
U	0,82	0,00
Σ	100,16	100,73

Кристаллохимическая формула колумбита (номер формулы соответствует номеру анализа) имеет вид:

1. $(\text{Fe}_{0,52}\text{Mn}_{0,36}\text{Y}_{0,06}\text{U}_{0,01})_{0,95}(\text{Nb}_{1,78}\text{Ti}_{0,10}\text{Si}_{0,07}\text{Ta}_{0,05})_{2,00}\text{O}_{5,91}$;
2. $(\text{Mn}_{0,76}\text{Fe}_{0,15}\text{Ca}_{0,03}\text{Y}_{0,09}\text{Dy}_{0,02})_{1,05}(\text{Nb}_{1,64}\text{Ti}_{0,20}\text{Si}_{0,11})_{1,95}\text{O}_{5,83}$.

Для образцов астрофиллита из разных зон характерна значительная изменчивость состава с почти 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. Химический состав образцов астрофиллита из разных пород различных частей месторождения показал чёткую зависимость от состава вмещающих пород. Астрофиллит на месторождении - распространенный минерал. В гранитах встречается в виде отдельных редких удлиненных листочков или звездчатых скоплений размером до 1 мм (рисунок 31) [43,62,61].



а - астрofilлит в кварце из пегматоидных жил, б- изображение в обратнорассеянных электронах тонких пластинок астрofilлита

Рисунок 31 - Тонкие и длинные пластинки астрofilлита

Собственно астрofilлит 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 астрofilлит, содержащий эти элементы в существенно повышенных количествах, так и минералы группы астрofilлита, такие как куплетскит - марганцевый аналог и недавно открытый кальциевый аналог – тарбагатаит $(K□)Ca(Fe^{2+},Mn)7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$, утверждённый Комиссией по новым минералам, классификации и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации.

Самостоятельные кристаллы тарбагатаита не встречались. Однако постоянно встречаются с листочками и пачками листочков минерала. Толщина отдельных пачек тарбагатаита редко превышает 0,03 мм (таблица 6)-. При визуальном просмотре аншлифов, где сростки ориентированы поперек плоскости среза аншлифа, наблюдается слабое различие в отражательной способности и в твердости полосок астрofilлита и тарбагатаита.

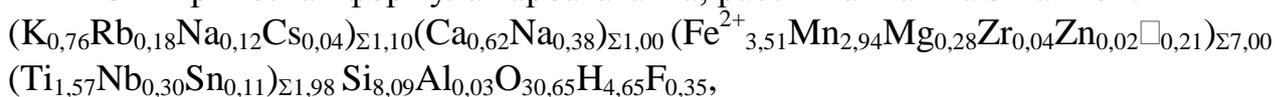
Таблица 6– Химический состав (мас.%) тарбагатаита (по 10 анализам) [61]

Компоненты	Среднее значение	Область изменения
1	2	3
Nb ₂ O ₅	2,98	2,64 – 3,59
TiO ₂	9,29	8,89 – 9,53
SiO ₂	36,11	35,83 – 36,30
ZrO ₂	0,32	0,29 – 0,36
SnO ₂	1,20	1,11 – 1,29
Al ₂ O ₃	0,12	0,09 – 0,14
FeO	18,71	18,09 – 19,49*
MnO	15,48	14,71 – 16,11
MgO	0,83	0,76 – 0,93

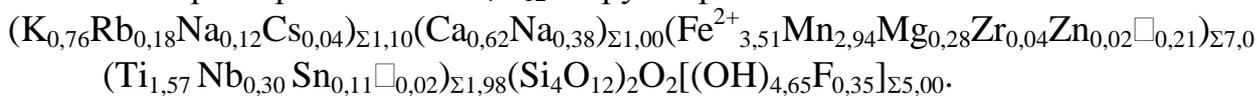
Продолжение таблицы 6

1	2	3
ZnO	0,12	0,06 – 0,16
CaO	2,58	2,47 – 2,77
Cs ₂ O	0,38	0,35 – 0,43
Rb ₂ O	1,28	1,00 – 1,46
K ₂ O	2,67	2,45 – 2,88
Na ₂ O	1,14	0,90 – 1,28
H ₂ O**	3,11	-
F	0,49	0,2 – 0,78
O = F	-0,21	-
Σ	96,60	-

Эмпирическая формула тарбагатаита, рассчитанная на 31 анион:



или при пересчете на Si₄O₁₂ и группировке OH и F:



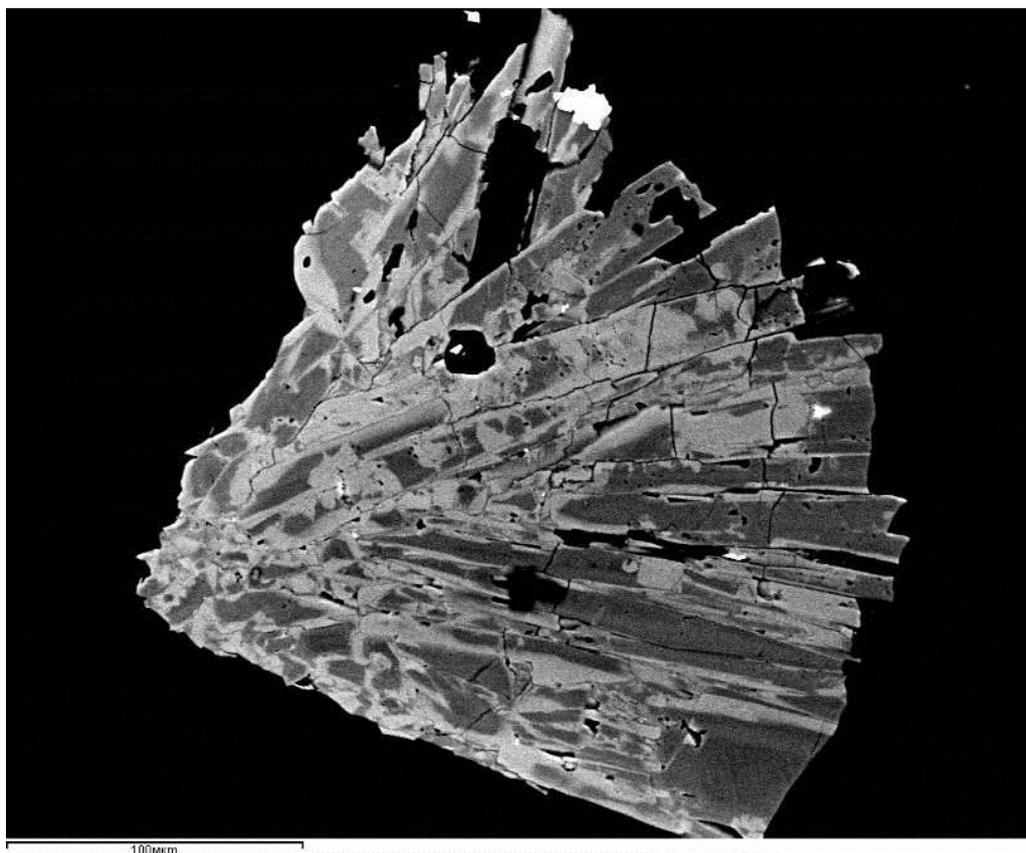
Упрощенная формула: $(K\square)Ca(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$, для члена конечного ряда: $CaFe^{2+}_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_5$.

Разнообразие и вариации в количественном отношении элементов-примесей рассмотренных астрофиллита и тарбагатаита из месторождения обусловлены ионообменной способностью этих слоистых титаносиликатов и специфическими генетическими условиями. В щелочных гранитах титана сравнительно мало и он не может обеспечить, по-видимому, такое обилие титансодержащих минералов, находящихся в данных проявлениях, таких как ильменит, рутил, ильменорутит, пироклор, нарсарсукит, нептунит, титанит, лоренценит; минералов группы астрофиллита, бафертисит, камараит, цзиньшацзянит и др. Главным же источником титана, по-видимому, являются не столько сами щелочные граниты, сколько вмещающие породы – гранодиориты, габбродиориты, жильные породы основного состава и туфогенные осадочные породы. Постоянное присутствие цинка в структуре астрофиллита и тарбагатаита можно также отнести за счет заимствования из вмещающих пород.

Примером другого титаносиликата, встреченного в столбообразном пегматоидном теле в небольшом останце глубоко фенитизированных вмещающих пород (пример вероятного бестрещинного проявления метасоматоза), является сравнительно недавно открытый минерал натротитанит $(Na,Ca,Y)TiSiO_4(O,F,OH)$. Минерал встречен в продуктах разложения нарсарсукита – «эфемерного» минерала, образованного в одной из зон метасоматической колонки, возникающей при воздействии флюидов, выделившихся в результате внедрения щелочных гранитпорфиров [46]. Вслед за возникновением нарсарсукит сравнительно быстро становится неустойчивым

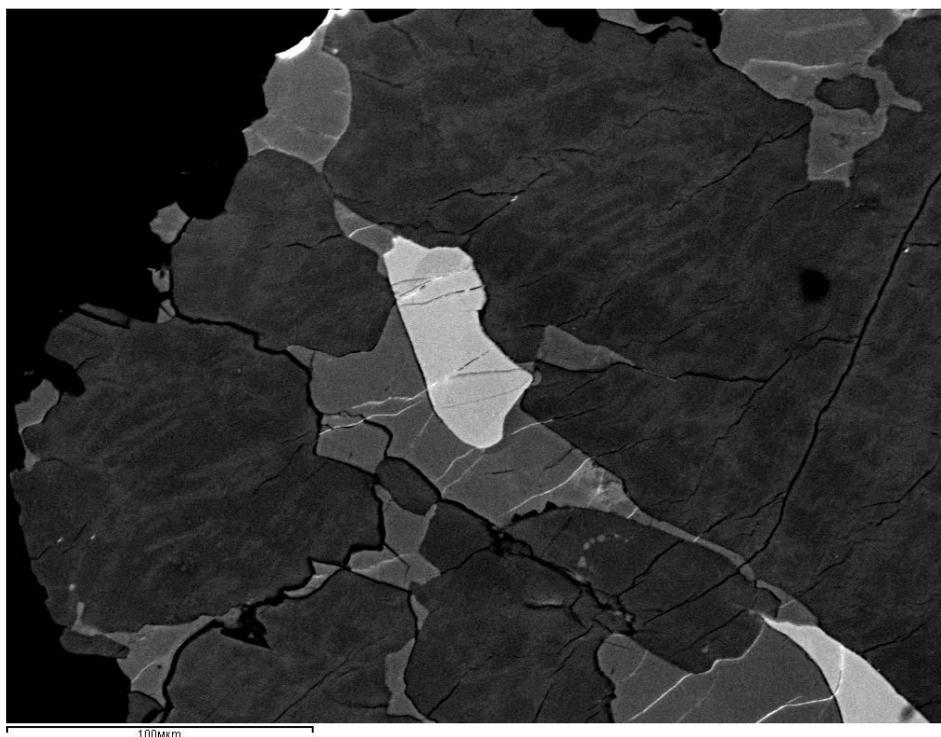
и разлагается с выносом основной части щелочей и оставлением «каркаса» из титансодержащих минералов, главным образом, рутила, анатаза и, реже, др. Заполнение объёма бывших кристаллов нарсарсукиита разнообразное и варьирует от места к месту довольно в широких пределах. Натротитанит чаще полностью или частично заполняет объемы звездчатыми сrostками желтых или желтовато-белых мелких призмочек. Изображение в обратнорассеянных электронах (состав) агрегатов минерала с электроннозондовым микроанализом показало, что натротитанит развивается, как по периферии и по отдельным трещинкам натроиттросодержащего титанита, составляющего основу кристалликов (рисунок 32), так и виде самостоятельных зёрен в ассоциации с эльпидитом и флюоритом (рисунок 33). Максимальный размер отдельных призмочек натротитанита с натроиттросодержащим титанитом до 5 мм в длину и 1 мм в поперечнике.

Химический состав натротитанита приведен в таблице 7.



Фрагмент агрегата сrostков натротитанита с натроиттросодержащим титанитом. Срез близкий к продольному расположению призм. Натротитанит в пограничных зонах кристаллов (серое); кристаллы натроиттросодержащего титанита (тёмно-серое); эпоксидная смола (черное)

Рисунок 32 – Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)



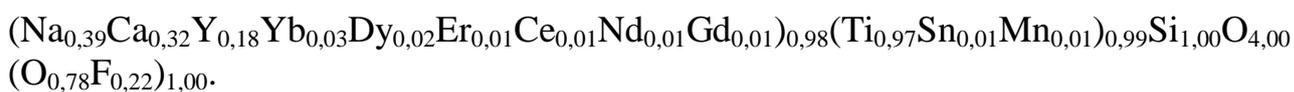
Натротитанит (светло-серое), иттрийсодержащий флюорит (серое), кальцийсодержащий эльпидит (темно-серое), пронизанные трещинками

Рисунок 33 – Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Таблица 7 - Химический состав (мас.%) натротитанита из фенита из 1-го рудного тела

Компоненты	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3
TiO ₂	35,12	36,15	35,92
SnO ₂	0,60	0,68	0,97
SiO ₂	27,49	27,16	28,30
Y ₂ O ₃	9,36	8,75	9,91
Ce ₂ O ₃	0,08	0,64	0,91
Nd ₂ O ₃	0,66	0,31	0,20
Sm ₂ O ₃	0,47	0,22	0,13
Gd ₂ O ₃	0,65	0,66	0,73
Dy ₂ O ₃	1,80	1,68	2,30
Er ₂ O ₃	1,51	1,45	0,96
Yb ₂ O ₃	2,43	2,51	2,78
MnO	0,40	0,49	0,23
CaO	7,76	8,90	8,01
Na ₂ O	5,63	5,76	5,20
F	0,98	1,08	1,17
Σ	94,94	96,44	97,73

Средняя по 3 анализам кристаллохимическая формула натротитанита имеет вид:



Формульные коэффициенты натротитанита колеблются: у кальция в пределах 0,32-0,43; натрия 0,26-0,42; сумма иттрия с РЗЭ 0,21-0,29. Таким образом, суммарная доля натрия и иттрия (плюс РЗЭ) в катионной группе составляет 2/3, а кальция, в среднем, 1/3. В этом случае должна быть реализована схема замещения: $\text{NaY} \square 2\text{Ca}$. Однако, относительное количество атомов натрия нередко превышает количество атомов иттрия (плюс РЗЭ) почти вдвое, что требует компенсации в формуле по схеме: $\text{Na}(\text{F},\text{OH}) \square \text{CaO}$ [61,62].

В первоначальные моменты активного воздействия на вмещающие породы метаморфизирующих флюидов, выделявшихся из внедрившейся магмы щелочных гранитов, образуются метаморфические породы несколько пересыщенные щелочами и отвечающие, приблизительно по химизму, щелочным сиенитам. Исходный минерал нарсарсукит образуется в момент окончания щелочного и наступления кремнекислотного пересыщения. Образующие в этот период породы приближаются по составу уже к щелочным гранитам, постепенно заменяя первые. А со сменой кремнекислотного кислотным насыщением нарсарсукит разлагается чаще всего с переносом всех элементов, кроме титана, остающегося в объеме «бывших» кристаллов в форме разнообразных титансодержащих минералов. Остальное пространство кристаллов заполнено разнообразными комбинациями породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, амфиболы и редко даже сульфиды). Двухфазное строение кристаллов титанита, выявленное при изучении химического состава, можно объяснить пульсационным поступлением метаморфизирующих растворов, как из самой активной интрузии, так и из метаморфизируемых вмещающих пород.

На первом этапе воздействия метаморфизирующих растворов на вмещающие породы, когда температура и давление (атмосферное и осмотическое активных подвижных элементов: лития, натрия, калия, хлора, фтора, CO_2 , кремнекислоты и др.) возрастают, происходит перекристаллизация одних минералов на другие, устойчивые при возникших условиях в частях системы. Относительно быстрое изменение термодинамических условий влечет за собой смену неустойчивых минеральных ассоциаций по объему метаморфизируемых частей пространства. Когда поступление кальция, натрия и иттрия из растворов было относительно равномерным, стала возможной кристаллизация титанита относительно бедного натрием и иттрием (плюс РЗЭ). Наблюдаемый зональный рост кристаллов (рисунок 32), свидетельствует об относительно «спокойном» периоде кристаллизации. С падением внутреннего (со стороны активной интрузии) и внешнего (со стороны вмещающих пород) давления уменьшается поступление в раствор кальция, что приводит к пересыщению в нем натрия и иттрия. Этим и объясняется, по-видимому, развитие более позднего натроиттрового титанита по краям и трещинам кристаллов. Основным источником кальция, очевидно, служили богатые этим и др. элементами породы габбро-диориты, диабазовые порфириты и

лампрофировые породы, образующие вблизи проявлений титанита сравнительно частые жильные интрузии, пересекающие толщу нижнекаменноугольных туфоалевролитов в различных направлениях. Усиление натроиттровой доли в натротитаните целиком обязано поступлению из внутреннего источника – активной интрузии [61].

Наряду с полевыми наблюдениями, петрографическим и минералогическим изучением пород и минералов, детальное исследование химического состава минералов, выполненное электронно-зондовым микроанализом, позволяет в ряде случаев выявить вариации составов и зональную последовательность минералообразования, что способствует выяснению происходящих процессов на месторождении.

Приведенные примеры ионообменных способностей минералов наглядно показывают воздействие активных компонентов флюидов интрузии на вмещающие породы и обратный процесс влияния контрастного состава вмещающих пород на новообразования прилегающей части интрузии.

При онтогеническом подходе в моделировании месторождений помимо выявления типоморфных морфологических признаков минералов важно учитывать вариации химического состава и изменения структурных параметров минералов для понимания сложившихся на месте физико-химических условий и сопровождающих их процессов.

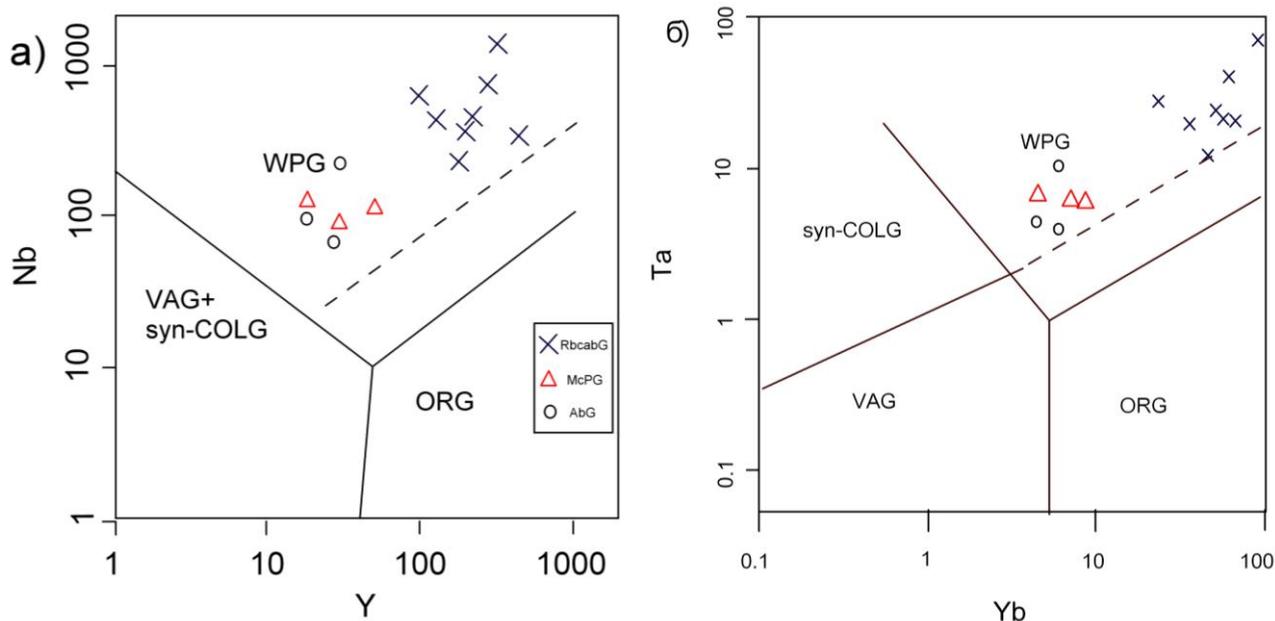
4.2 Геохимические особенности

Химический состав руд определялся методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES). Составы проанализированных образцов представлены в приложении Б.

Опираясь на результаты гелогических и петрологических наблюдений, отобранные образцы были разделены на 4 группы: альбитизированные граниты, метасоматиты, рибекитовые альбитизированные граниты, микроклиновые порфир-граниты. Данное разделение было подтверждено петрогеохимическими характеристиками полученных групп.

Систематика гранитоидов на геодинамической основе базируется на соотношении редких элементов, т.к. граниты различных геодинамических обстановок имеют различные редкоэлементные характеристики.

Граниты месторождения Верхнее Эспе связаны к внутриплитовыми интрузиями постколлизийной стадии (рисунок 34).



Условные обозначения:

AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

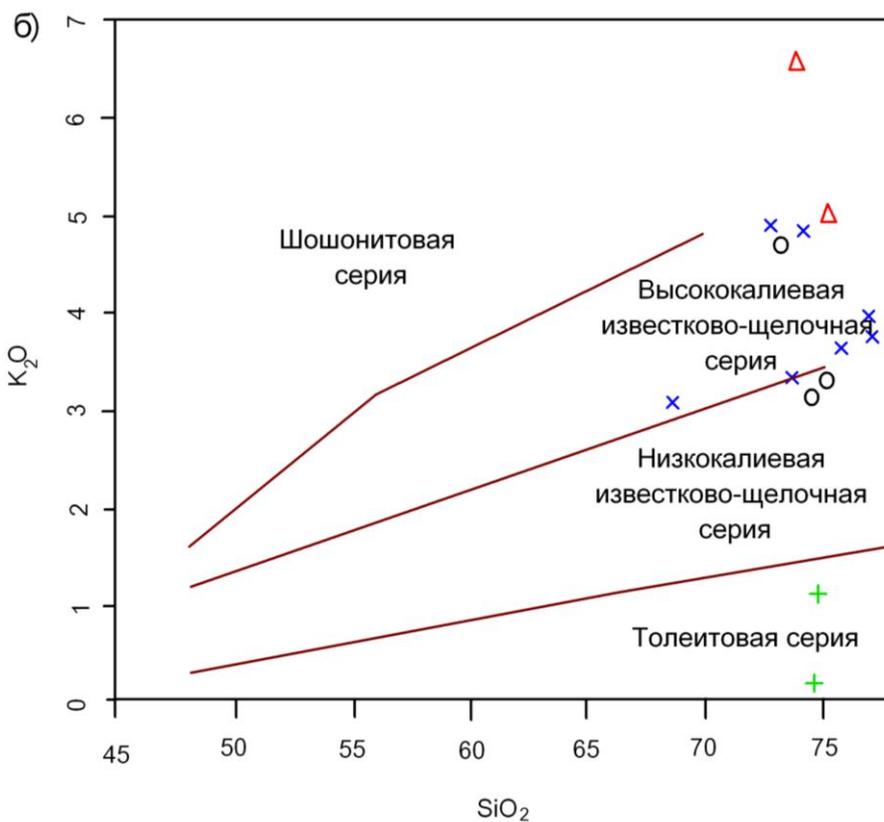
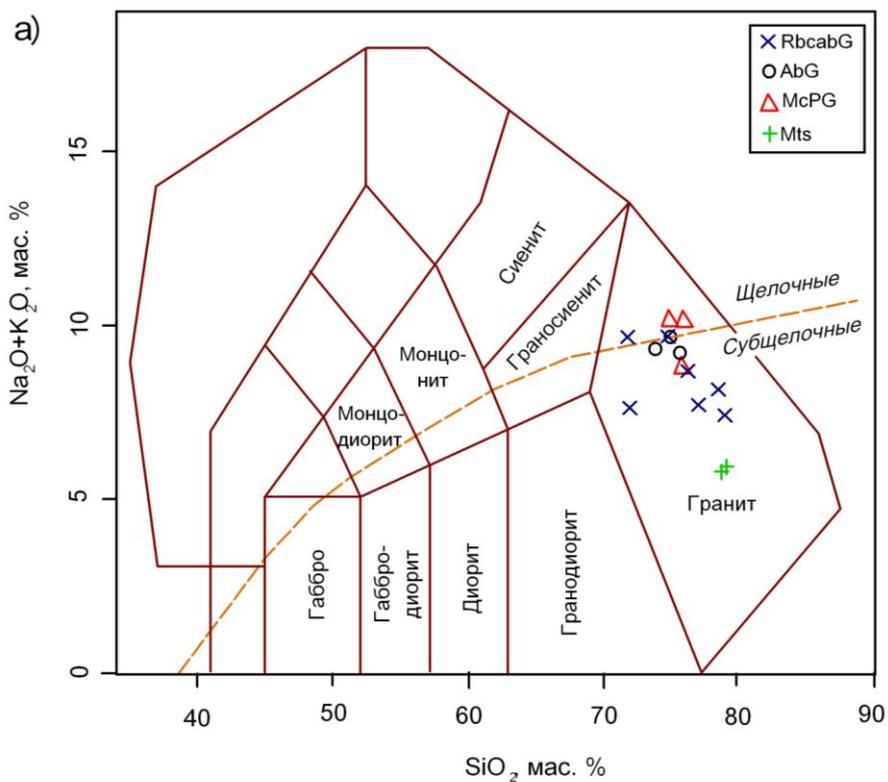
Рисунок 34 - Диаграммы по определению геотектонической обстановки: Y –Nb и Yb-Ta (Pearce et al., 1984)

Результаты количественного элементного анализа отражают распределение щелочей в породах месторождения Верхнее Эспе. В породах месторождения отмечается повышенное содержание редких элементов, а также K и Na. В составе альбитизированных и рибекитовых альбитизированных гранитов превышено содержание натрия. Содержание SiO₂ охватывает диапазон значений от 68,6 до 77,1 мас. %, среднее содержание 74,06 мас. %.

По петрохимическим данным рибекитовые граниты относятся к щелочному ряду K₂O+Na₂O=5,48-10,05 мас.% (рисунок 35а), при среднем содержании 8,4 мас.% калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые (a11=6,8) и умеренной основности, высоко и средне-калиевые, отвечающие седьмой группе по квалификации А.А. Маракушева (1976г.) (рисунок 35б) [63,64].

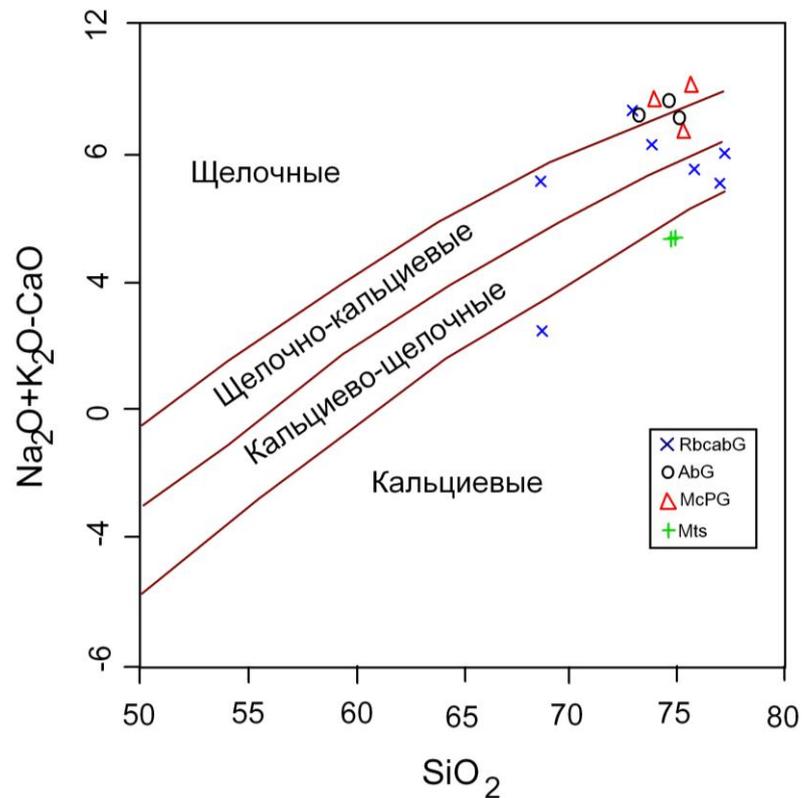
На диаграмме (N₂O + K₂O)-SiO₂ (рисунок 35а) составы пород Верхнеэспинского массива попадают в поле как щелочной, так и субщелочной серии. Однако субщелочная серия значительно преобладает.

Граниты месторождения Верхнее Эспе соответствуют высококалиевой известково-щелочной серии. Часть образцов попадает в область низкокалиевых известковисто-щелочных пород, а метасоматиты соответствуют толеитовой серии пород (рисунок 35б). В то же время, граниты, подвергшиеся сильной фенитизации, относятся к кальциевым, а содержащие циркон и пироклор – к кальциево-щелочным (рисунок 36).



AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

Рисунок 35 – а – TAS диаграмма (Middlemost, 1985) с линией разделения на щелочные и субщелочные; б – диаграмма SiO₂ – K₂O (Peccherillo and Taylor, 1976) [65]



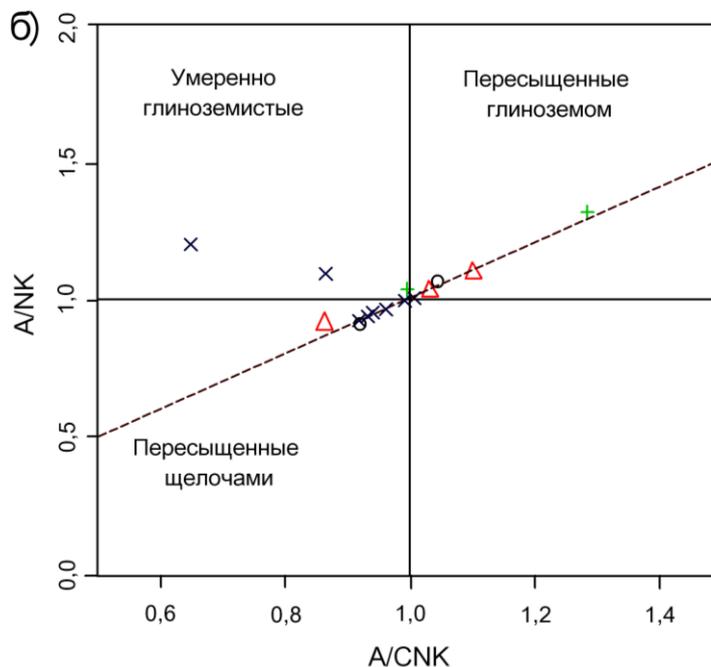
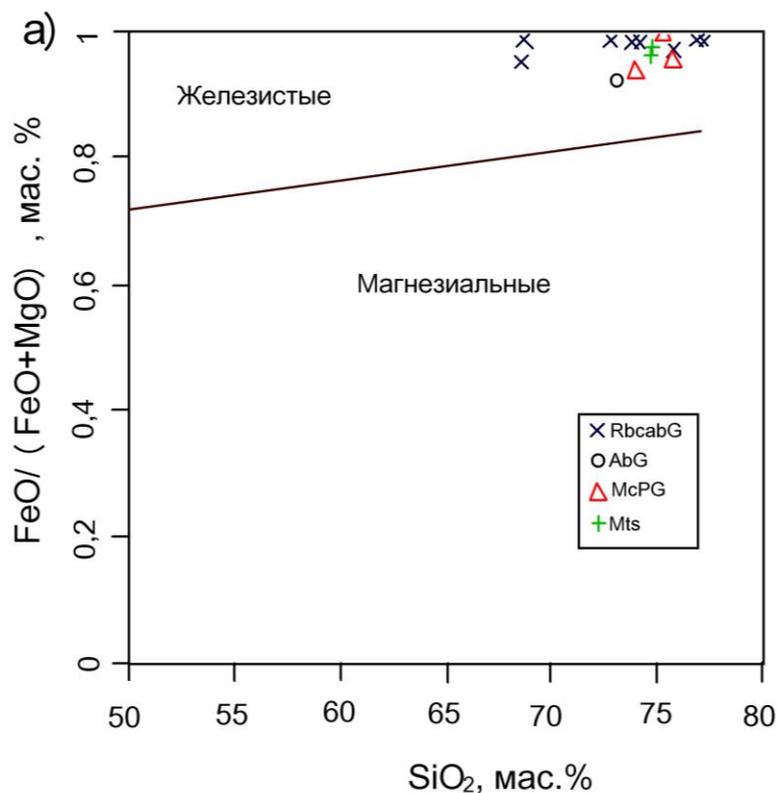
AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

Рисунок 36 – Диаграмма SiO_2 – MALI по Frost et. al. 2001

На классификационной диаграмме (Frost et. al., 2001) [66] (рисунок 37а) породы Верхнеэспинского месторождения попадают в поле железистых.

Характерными петрогеохмическими особенностями пород месторождения Верхнее Эспе является повышенная глиноземистость.

Диаграмма на рисунке 37б показывает, что часть пород главной фазы и сходные по составу дайки пересыщены глиноземом составы пород массива образуют тренд от пересыщенных щелочами к пересыщенным глиноземом составам, тогда как часть пород попадает в поле умеренно глиноземистых.



AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

Рисунок 37 – Классификационные диаграммы (Frost et.al., 2001): а- диаграмма SiO₂ - FeO/(FeO+MgO) с линией разделения пород на железистые и магнезиальные; б – диаграмма A/CNK - A/NK (Shand, 1943) с разделением пород на умеренно глинозёмистые, пересыщенные щелочами, пересыщенные глинозёмом

Различные фациальные разности пород Верхнеэспинского массива также имеют свою специфику в распределении редкоземельных элементов. Данные закономерности хорошо иллюстрируются на REE-спайдер диаграммах, на которых распределение редкоземельных элементов представлено в виде концентраций, нормированных по хондриту (рисунок 38а), состав которого приведён в таблице 8.

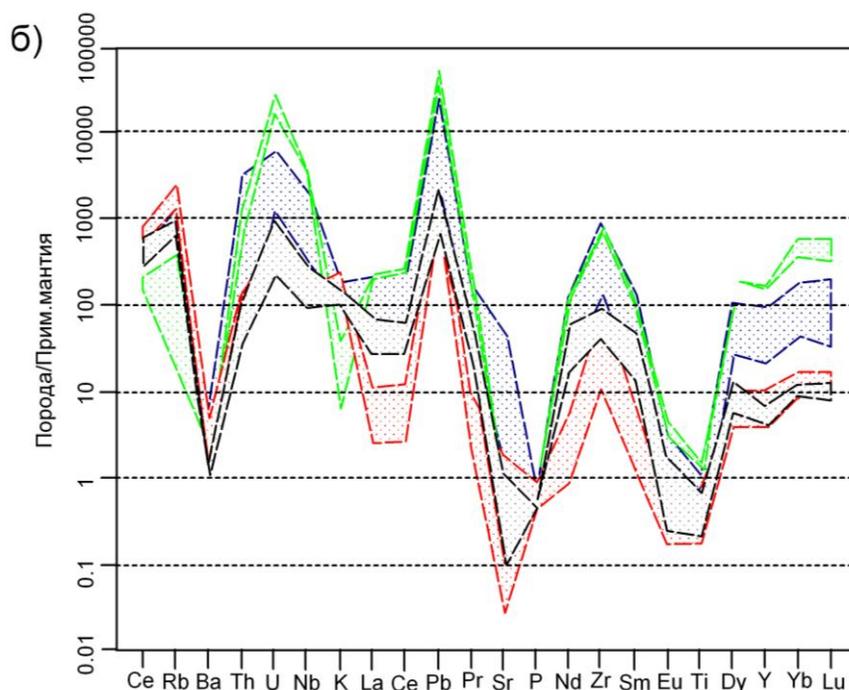
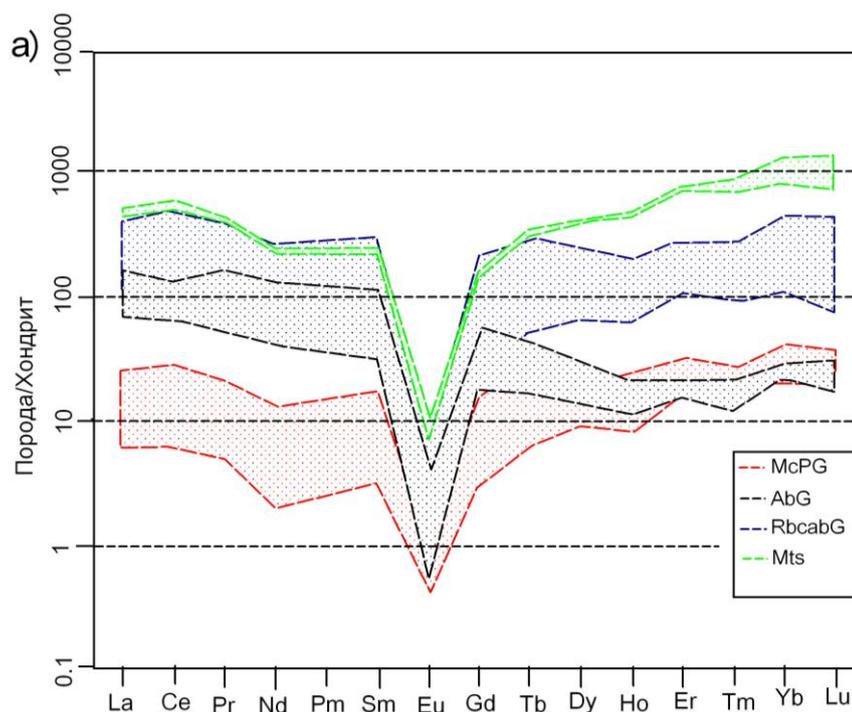
Таблица 8 – Содержание петрогенных и редких элементов в хондрите

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1*	0,31	0,81	0,12	0,60	0,20	0,07	0,26	0,05	0,32	0,07	0,21	0,03	0,21	0,03
2*	20	43	4,9	20	3,9	1,1	3,7	0,6	3,6	0,77	2,1	0,28	1,9	0,3
Примечание - 1 - Boynton W. V. (1985); 2 - Rudnick R.L. and Gao S. (2003) [67]														

Характерная черта гранитов верхнеэспинского типа - это прежде всего высокая железистость, обогащение высокозарядными элементами (Nb, Na, Zr, Y) в сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti с отчётливо проявленной отрицательной европиевой аномалией, которая говорит о том, что при образовании гранитов плагиоклаз остался в источнике в результате фракционной кристаллизации или частичного плавления [68,69] (рисунок 38а).

Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту (Boynton, 1984) [70] для рибекитовых альбитизированных гранитов имеют практически горизонтальную ось. Для метасоматитов и микроклиновых порфир-гранитов месторождения Верхнее Эспе характерно преобладание тяжёлых РЗЭ над лёгкими. В то время как, для альбитизированных гранитов отмечается обратное – деплетирование тяжёлых РЗЭ относительно лёгких (рисунок 38а).

Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями Ba, Sr и положительной аномалией U, Pb, Zr (рисунок 38б).

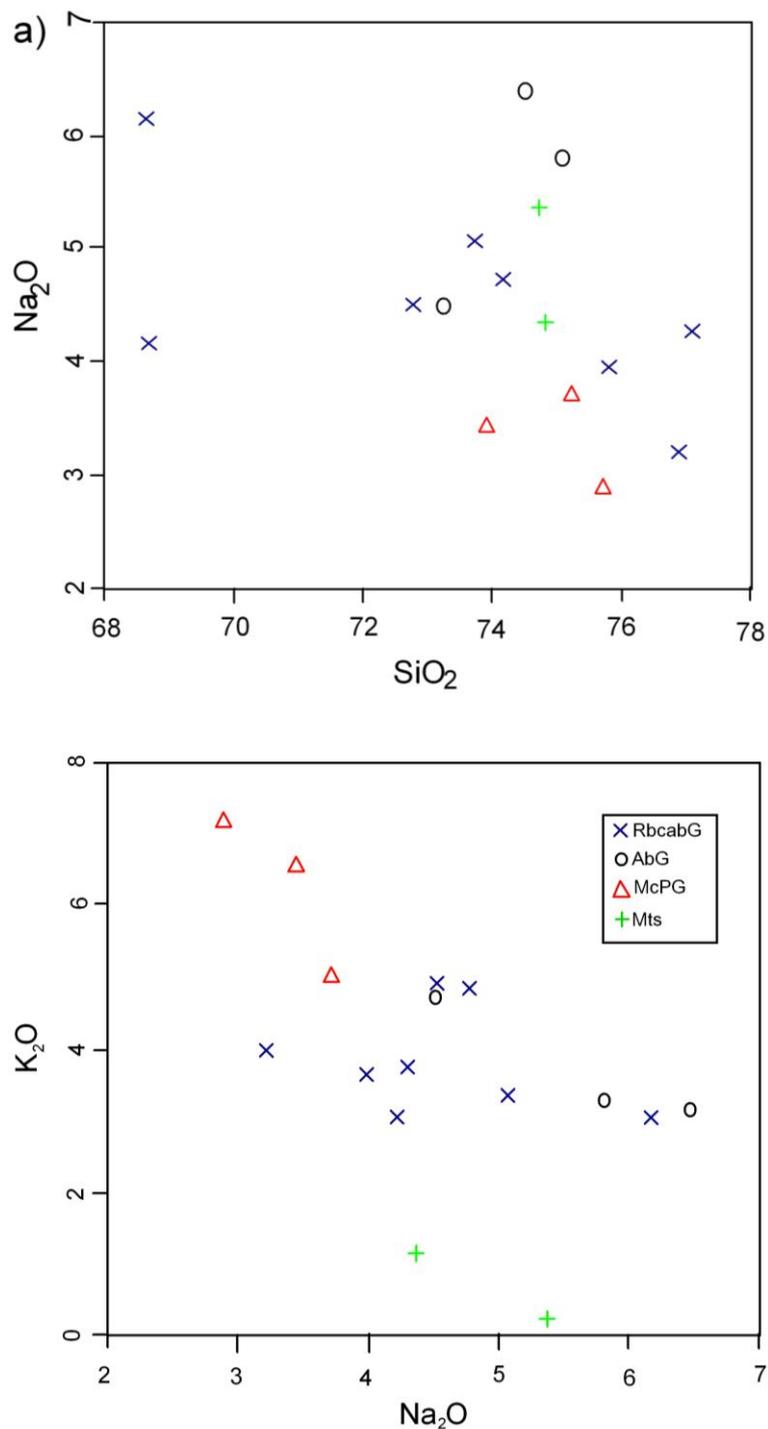


AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

Рисунок 38 – Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984) (а) и мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) [71] (б)

Породы Верхнеэспинского месторождения по содержанию Na_2O образуют тренд от микроклиновых порфир-гранитов до альбитизированных гранитов. Содержание натрия в составе альбитизированных гранитов,

метасоматитов и рибекитовых альбитизированных гранитах значительно увеличено (рисунок 39а). На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ содержание калия значительно увеличено в составе микроклиновых порфир-гранитов (рисунок 39б). Содержание калия в рибекитовых альбитизированных гранитах образует кривую практически параллельную оси x (рисунок 39б).

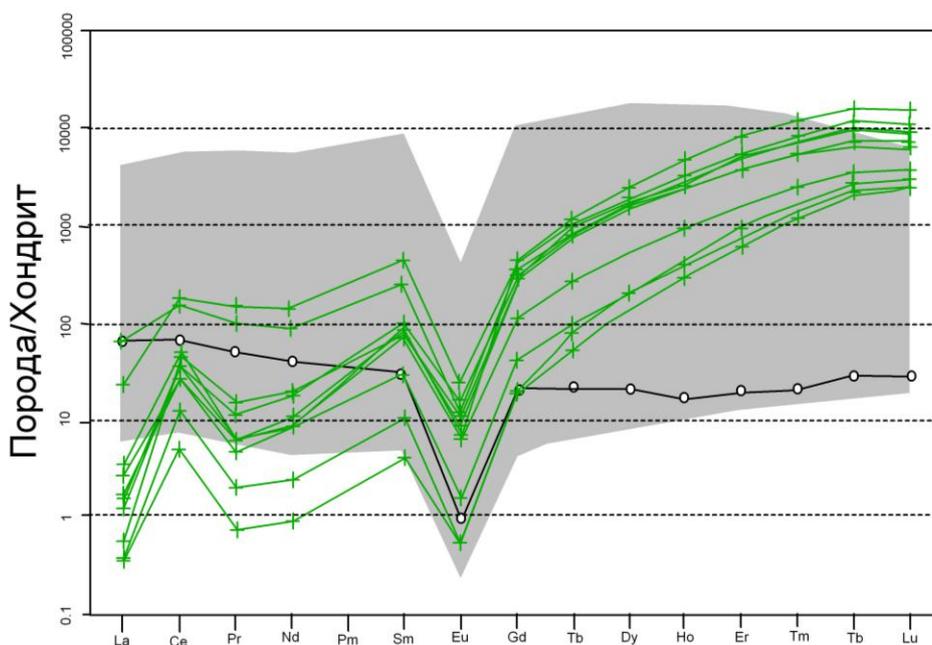


AbG – альбитизированный гранит, Mts – метасоматит, RbcabG – рибекитовый альбитизированный гранит, McPG – микроклиновый порфир-гранит

Рисунок 39 – Диаграммы: а) $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$; б) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$

Исследование кристаллов циркона для определения в них содержания рассеянных элементов было проведено методом лазерной абляции.

Спектр распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Boynnton, 1984) [70] для гранитов Верхнеэспинского месторождения имеет практически горизонтальную ось, с незначительным преобладанием LREE. В отличие от цирконов. На диаграмме чётко видно, что содержание HREE в цирконах значительно выше лёгких. Это говорит о том, что тяжёлые РЗЭ накапливались в цирконах. Как цирконы, так и породы месторождения Верхнее Эспе характеризуются ярко выраженной отрицательной европиевой аномалией. Для цирконом также характерны спектры распределения РЗЭ с отчётливой положительной аномалией Се (рисунок 40).



Условные обозначения:

o – распределение элементов в гранитах

+ - распределение элементов в цирконах



– диапазон распределения элементов в разных породах месторождения

Рисунок 40 – Диаграмма распределения РЗЭ с полями концентраций рассеянных элементов в цирконах и породах месторождения Верхнее Эспе

В распределение редких металлов на месторождении видно четкое зонирование. От внутренней части гранитного купола к апикальной части и далее к жиллообразным телам щелочных измененных пород, изменения состава РЗЭ от церия к иттрию - увеличивалось. Изменения соотношения тяжёлых РЗЭ-лёгким РЗЭ изменяется в том же направлении от 0,3 до 0,7, а затем до 1,6; концентрации Dy, Yb и Y увеличиваются более интенсивно. Одновременно происходит увеличение содержание РЗЭ от фонового значения во внутренней части гранитного купола до рудных концентрации в апикальной части купола и в зонах, расположенных над ними (рисунок 41). По данным Минева Д.А.,

который использовал неопубликованные данные Белова В.А., в том числе 300 анализов РЗЭ в породах и рудах, можно установить семь зон с различным содержанием ТРЗЭ (рисунок 42).

Распределение других редких металлов, как правило, не совпадают с РЗЭ зонированием. Их концентрации увеличиваются с зоны 1 к зоне 3. В зоне 3, где $Ce \gg Nd > Dy$ и $Ce \gg Nd > Yb$, он достигает максимума и затем остается постоянным до зоны 7. В то же время, общий объем РЗЭ и содержание тяжёлых РЗЭ неуклонно возрастать из зоны 3 к зоне 7. Эти отношения можно объяснить тесной корреляции Nb, Ta, и циркония с РЗЭ (коэффициенты корреляции этих трех элементов с РЗЭ- 0,79, 0,82 и 0,82 соответственно) и отсутствия корреляции с тяжёлыми РЗЭ (коэффициенты корреляции 0,29, 0,06, 0,27, соответственно). Как было показано выше, есть обогащение РЗЭ от зоны 1 к зоне 3. Далее, из зоны 3 к зоне 7, прирост суммы РЗЭ в основном обеспечивается за счет тяжёлых РЗЭ. Редкие металлы накапливаются вместе с РЗЭ, достигая максимума в зоне 3. Кроме того, в зонах 4-7 их концентрации остаются высокими и стабильными [36, p.227].

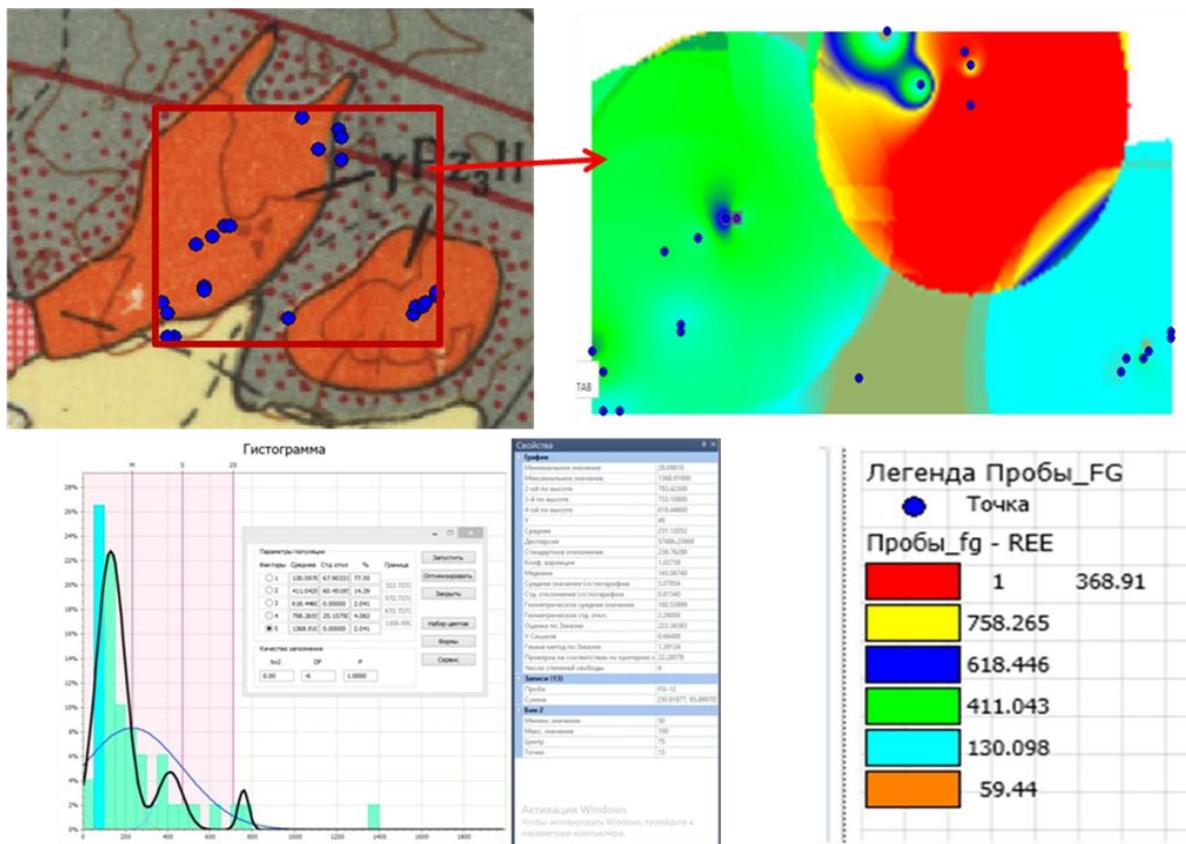
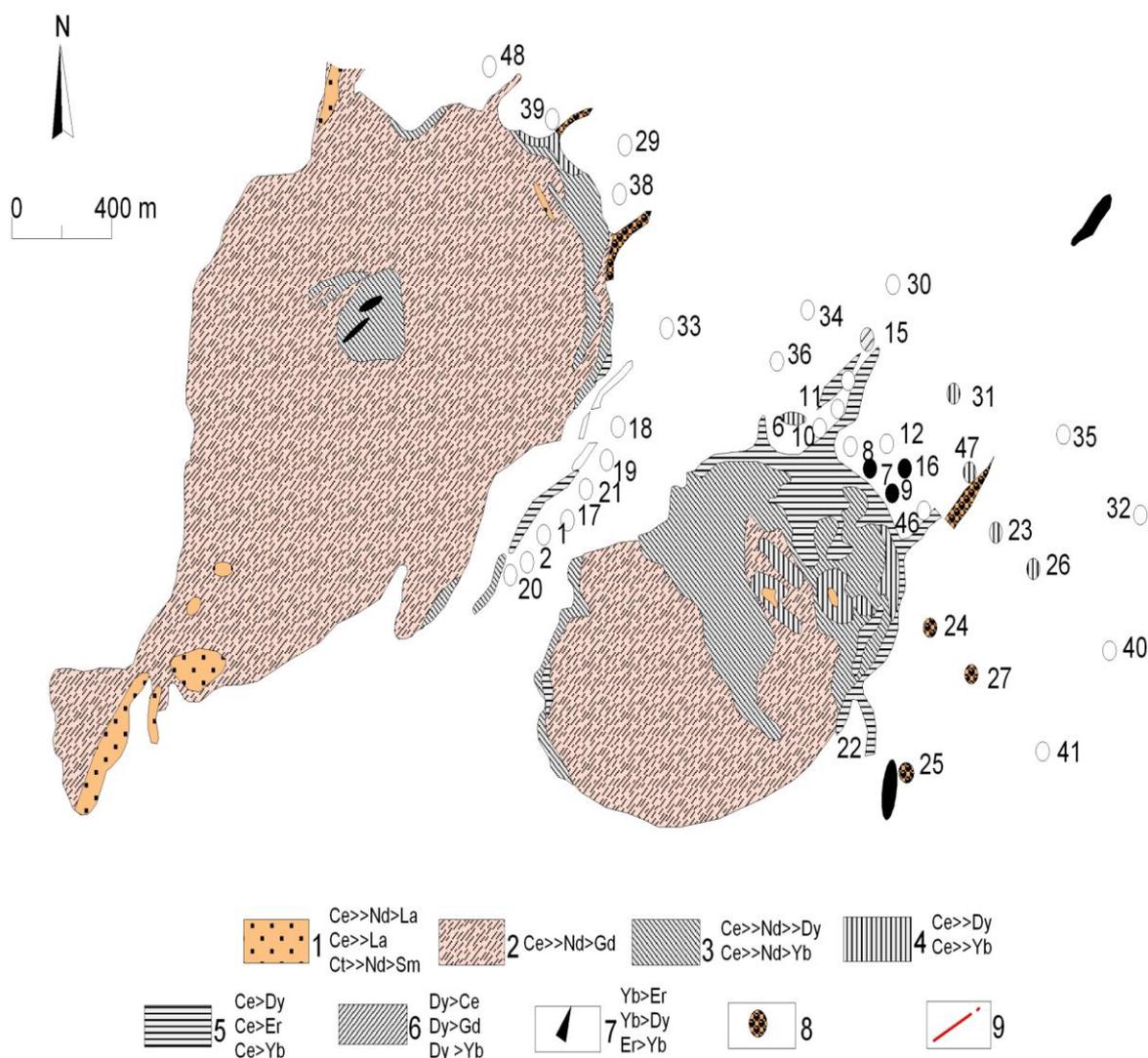


Рисунок 41 - Геохимические популяции в пределах Большого и Малого массивов Верхнего Эспе (по сумме РЗЭ)



1-7 - зоны с различной РЗЭ минерализацией; 8 - скважины; 9 – разломы

Рисунок 42 - Зональное распределение РЗЭ на месторождении Верхнее Эспе (составитель Минеев Д.А. из неопубликованных данных Белова В.А.)

Микрозональность оруденения в целом по месторождению проявляется нарастанием концентрации руд от внутренней зоны к кромке массива.

Для гранитов Верхнеэспинского месторождения характерна последовательность формирования от среднезернистых лейкократовых к мелкозернистым гранитам и затем-к дайкам аплитов. В составе гранитов преобладает калиевый полевой шпат, плагиоклаз.

Исследование распределения редких элементов в гранитах данного типа показывает зависимость концентрации элементов от глубины их становления. Наиболее обогащены редкими элементами апикальные части [72]. Микрозональность оруденения в целом по месторождению проявляется нарастанием концентрации руд от внутренней зоны к кромке массива.

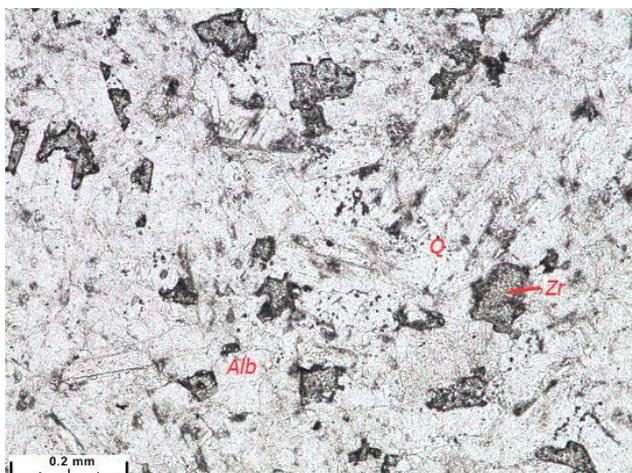
Таким образом, геохимическими индикаторами редкоземельного оруденения на Верхнеэспинском месторождении является повышенная

глиноземистость и щелочность, а также увеличение концентраций тяжелых лантоидов по отношению к легким от периферических частей к наиболее богатым рудам [73].

4.3 Петрографические особенности

В результате проведенных в ФГУП ВСЕГЕИ петрографических исследований были определены следующие группы пород среди анализируемых образцов: 1) граниты лейкократовые; 2) Граниты лейкократовые «слоистые»; 3) граниты щелочные; 4) гранит-порфиры щелочные; 5) граносиенит-порфиры щелочные. Петрографическое описание образцов приведено в приложении В.

Группа лейкократовых гранитов представлена гранитами крупно-среднезернистые с реликтовой гранитной и порфировой, порфиробластической и пойкилобластической структурами. Порфирокластическая структура обусловлена порфирокластами («снежный ком») кварц-альбитового (Q-Alb) состава, которые образуются из-за суммарной рекристаллизации породообразующих минералов. Главные минералы: кварц (30-40%), альбит (25-30%), микроклин (25-30%). Вторичные минералы (кварц, серицит, флюорит, магнетит, гематит) - 1-2% в общем. Породы сильно альбитизированы, слабо серицитизированы и флюоритизированы. По альбиту развивается агрегат кварц-серицит-хлоритового состава, по микроклину – альбит, по рудным минералам – гематит. В породе встречаются флюоритовые прожилки и альбит-циркониевые агрегаты, в которых зерна циркона связаны со скоплениями случайно ориентированных пластинок альбита. Акцессорные и рудные минералы: рутил, циркон (1-3%), лопарит, пирохлор (рисунок 43, 44).

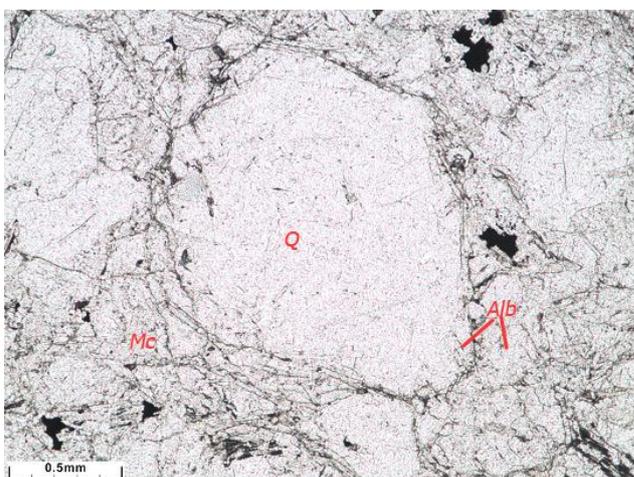


1 - николи параллельны

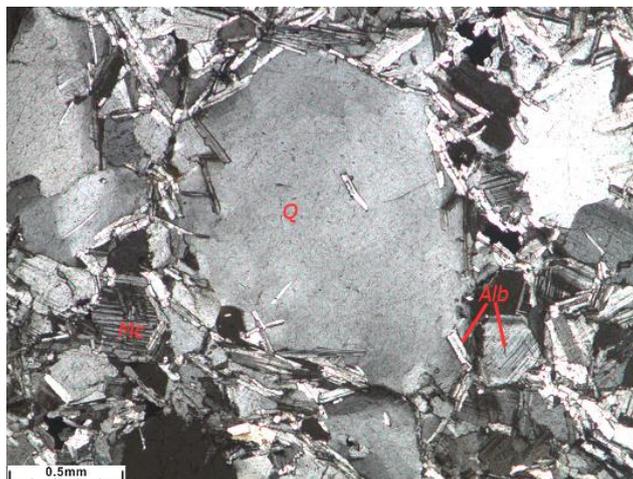


2 - николи скрещены

Рисунок 43 - Мелкозернистый агрегат из альбита (Alb) и циркона (Zr), в котором зерна циркона связаны с интерстициями случайно ориентированных удлиненных пластинок альбита, x10 (образец F-42)



1 - николи параллельны

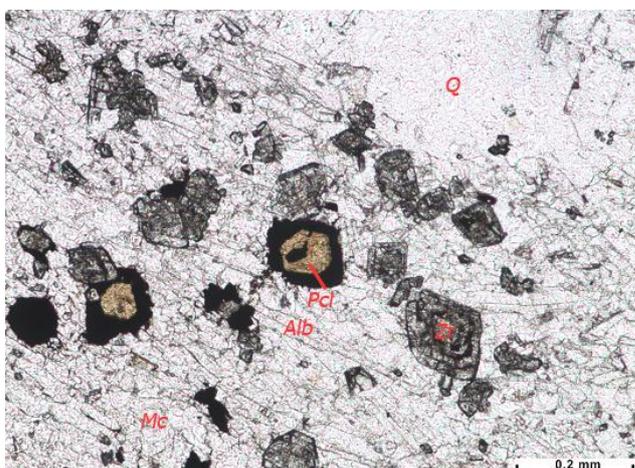


2 - николи скрещены

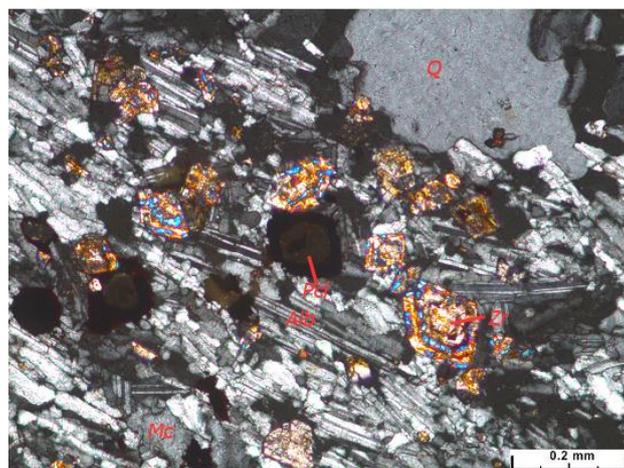
Рисунок 44 - "Шарообразный" кварц-альбитовый (Q-Alb) порфиробластовый кристалл, составленный ойкокристаллом кварца, включая ксенокристы альбита (Alb) из среднезернистого порфирового микроклина-альбитового лейкократового гранита, х5 (образец F-44)

Вторая группа представлена *лейкократовыми «слоистыми» гранитами*.

Граниты с реликтовой гранитной и порфировой, порфиробластической и пойкилобластической структурами. Порфирокластическая структура обусловлена порфирокластами («снежный ком») кварц-альбитового (Q-Alb) состава, которые образуются из-за суммарной рекристаллизации породообразующих минералов. «Слоистость» обусловлена сочетанием тонких слоев пойкилобластического агрегата кварц, кварц-альбитового составов и микрокристаллического трахитового агрегата альбит-микроклинового, альбит-арфедсонит-рибекит-циркониевого, альбит-циркон-пироклорового составов. Главные минералы: кварц (35-50%), альбит (20-43%), микроклин (1-25%), арфедсонит-рибекит (1-12%), мусковит (1-5%), биотит (1-3%), эгирин (1-3%). Вторичные минералы (мусковит, серицит, флюорит, гематит, магнетит, кварц, биотит, хлорит, ярозит) - 1-10% в общем. Породы сильно фенитизированы, средне альбизированы, слабо флюоритизированы, мусковитизированы. По микроклину развиваются альбит, кварц-альбитовые скопления, флюорит и флюорит-кварцевые агрегаты. По биотиту развиваются хлорит, мусковит с серицитом. По рибекиту – гематит с магнетитом. По пириту – магнетит, ярозит, магнетит. В породе встречаются флюорит-биотитовые и магнетит-гематитовые прожилки, микроклин-альбит-циркониевые агрегаты, в которых зерна циркона связаны со скоплениями случайно ориентированных пластинок альбита. Акцессорные и рудные минералы: рутил, циркон (1-10%), лопарит (3-5%), пироклор (<1%) (рисунки 45, 46).

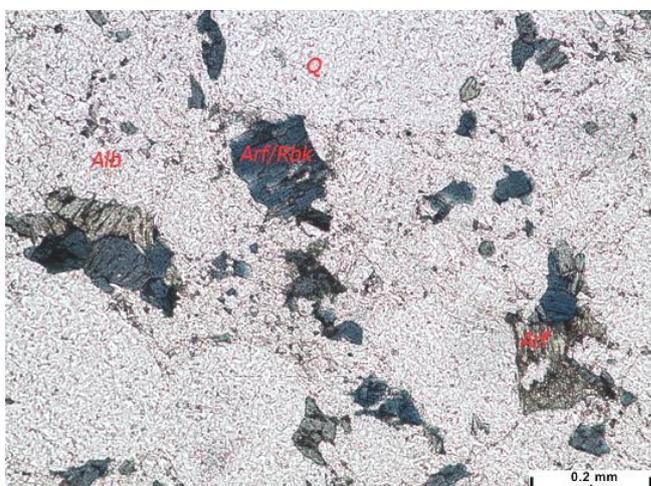


1 - николи параллельны

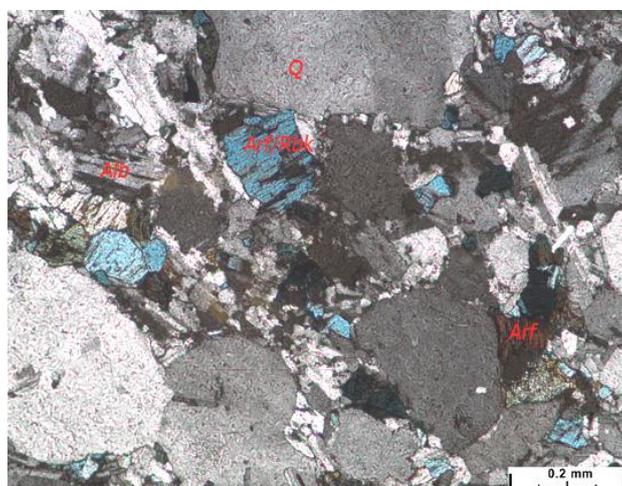


2 - николи скрещены

Рисунок 45 - Эвгдральные хорошо сформированные (алмазообразные) кристаллы циркона (Zr) в ассоциации с зёрнами пироклора (Pcl) в трахитовой альбитовой (Alb) матрице в "слоистом" микроклина-альбитового (Mc-Alb) лейкократовом граните, x10 (образец F-45)



1 - николи параллельны

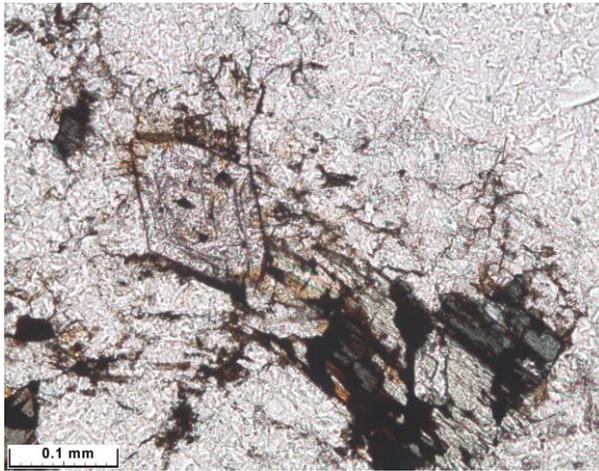


2 - николи скрещены

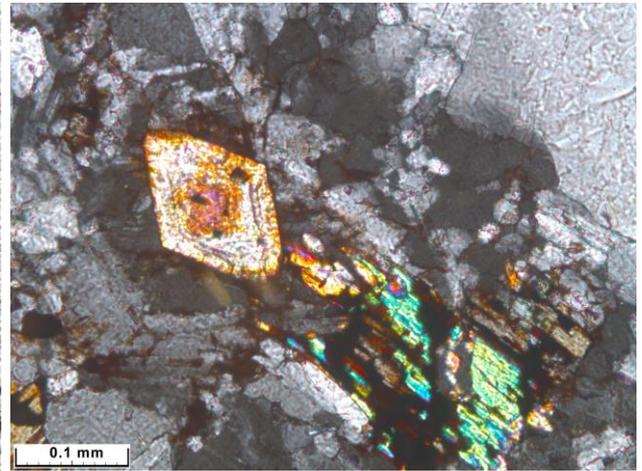
Рисунок 46 - Альбит-арфведсонит-рибекитовый (Alb-Arf/Rbk) агрегат в междоузлиях крупных округлых кварцевых (Q) зерен из мелко-среднезернистого порфиروهого арфредсонита / рибекита щелочного гранита, x10 (образец F-48)

Минералами-носителями Zr являются циркон и эльпидит (рисунок 47).

Содержание циркона в рудах составляет от 1 до 3% объема, редко 5% объема; однако, пегматитовые жилы в юго-западной части Большого Купола содержат до 20-30% объема циркона. Размер кристаллов циркона из измененных пород 0,01-0,02 мм, из пегматоидных гранитных тел и жил - 3-5 мм. Содержание ZrO_2 (в мас%) меняется от 59 до 67 (среднее значение 63,5), Nb_2O_5 - 0,04, 0,03 - Ta_2O_5 , всего РЗЭ - 2,2, Th - 0,015, U - 0,12, Be - 0,001, Pb - 0,1. Низкое содержание Hf (не выше 0,1 мас%) и высокое содержание РЗЭ являются типичными.



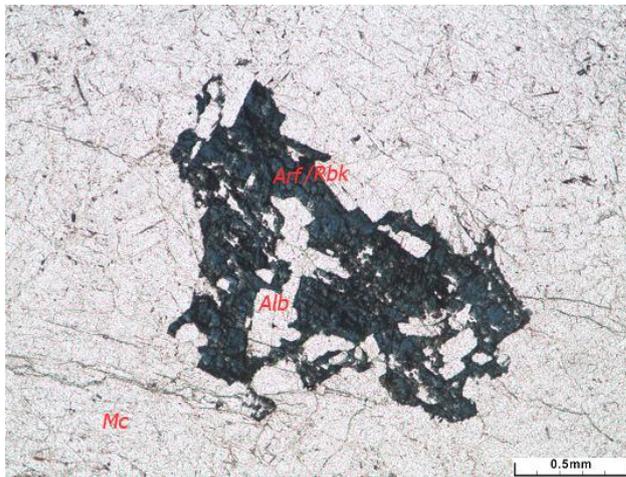
1 - николи параллельны



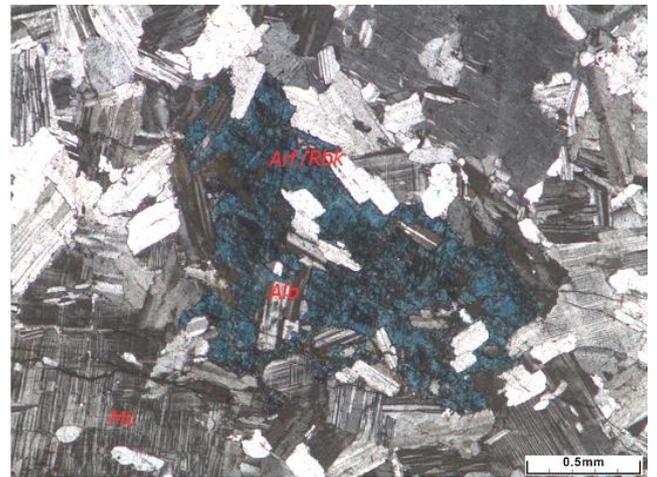
2 - николи скрещены

Рисунок 47 - Хорошо сформированный (в форме ромба) кристалл циркона как включение в альбит-рибекит-эгирин совокупность образующую матрицу щелочного гранита

Третья группа - граниты щелочные. Граниты крупно-среднезернистые с реликтовой гранитной и порфировой, порфиробластической и пойкилобластической структурами. Порфирокластическая структура обусловлена порфирокластами («снежный ком») кварц-альбитового (Q-Alb) состава, которые образуются из-за суммарной рекристаллизации породообразующих минералов. Главные минералы: кварц (30-38%), альбит (15-27%), микроклин (25-35%), арфедсонит-рибекит (1-5%), биотит (2-3%), эгириин (<1%). Вторичные минералы (кварц, мусковит, серицит, флюорит, гематит, магнетит) - 1-5% в общем. Породы средне альбитизированы, слабо флюоритизированы, мусковитизированы и серицитизированы. По альбиту развивается агрегат кварц-серицит-мусковитового состава, альбит и флюорит замещают микроклин, а серицит с мусковитом – биотит. В породе встречаются флюоритовые прожилки, альбит-циркониевые агрегаты. Акцессорные и рудные минералы: рутил, циркон (1-2%), пирит (рисунки 48, 49).

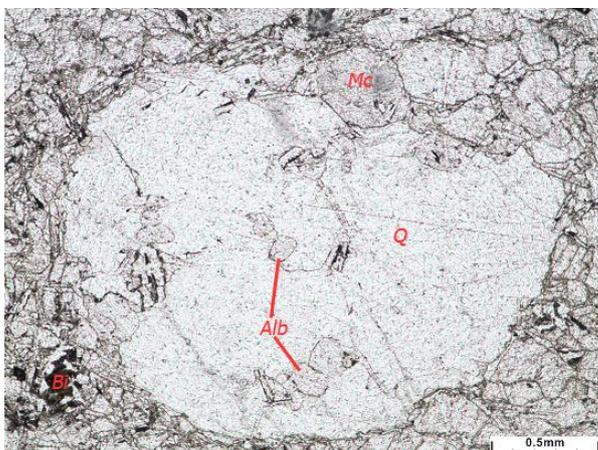


1 - николи параллельны

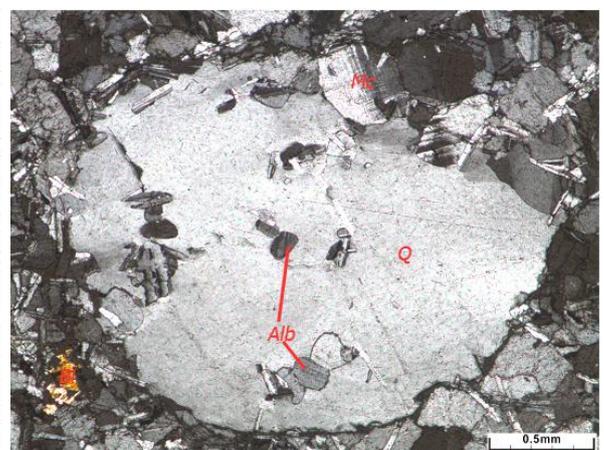


2 - николи скрещены

Рисунок 48 - Арфведсонит-рибекит (Arf/Rbk) образует субофитовый сросток с платовидными альбититовыми (Alb) зернами в мелкозернистой микроклин-альбитовой (Mc-Alb) матрице из щелочного гранита, х5 (образец F-43)



1 - николи параллельны

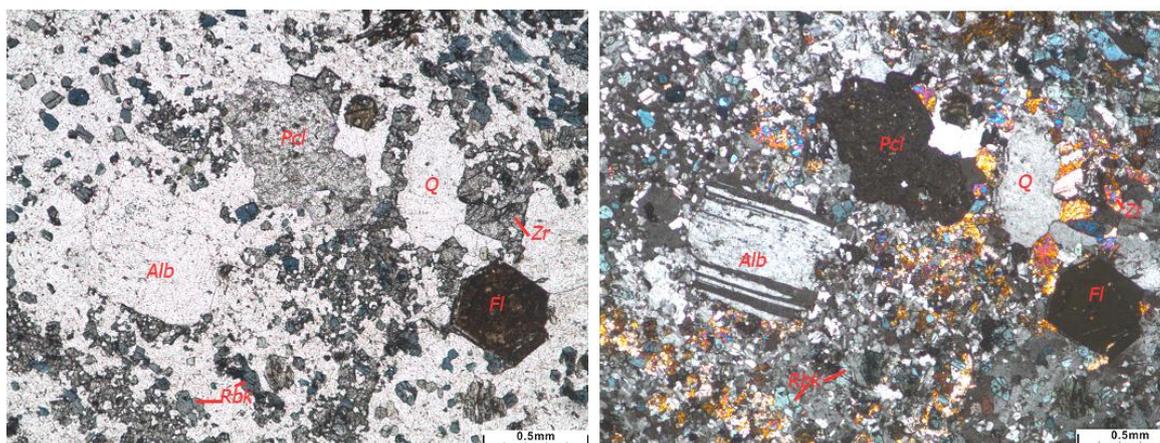


2 - николи скрещены

Рисунок 49 - Кварц-альбит (Q-Alb) («шарообразные») пойкилокристаллы, окруженные микрокристаллической трахитовой матрицей альбит-микроклин-биотитового (Alb-Mc-Bi) состава из щелочного гранита, х5 (образец F-54)

Четвёртая группа представлена *гранит-порфирами щелочными*.

Граниты крупно-среднезернистые с реликтовой гранитной и порфировые, порфиробластической и пойкилобластической структурами. Общая рекристаллизация породы и замена породообразующих минералов кварцем, альбитом, рибекитом и флюоритом. Главные минералы: кварц (40-43%), альбит (18-20%), микроклин (7-10%), арфведсонит-рибекит (10-12%), мусковит (1-5%). Вторичные минералы (флюорит, серицит) - 1-2% в общем. Породы сильно фенитизированы, слабо флюоритизированы. По микроклину развиваются кварц-альбитовые скопления. В породе встречаются флюоритовые прожилки, альбит-циркон-пирохлоровые агрегаты. Акцессорные и рудные минералы: циркон (1-7%), пирохлор (1-3%) (рисунок 50).



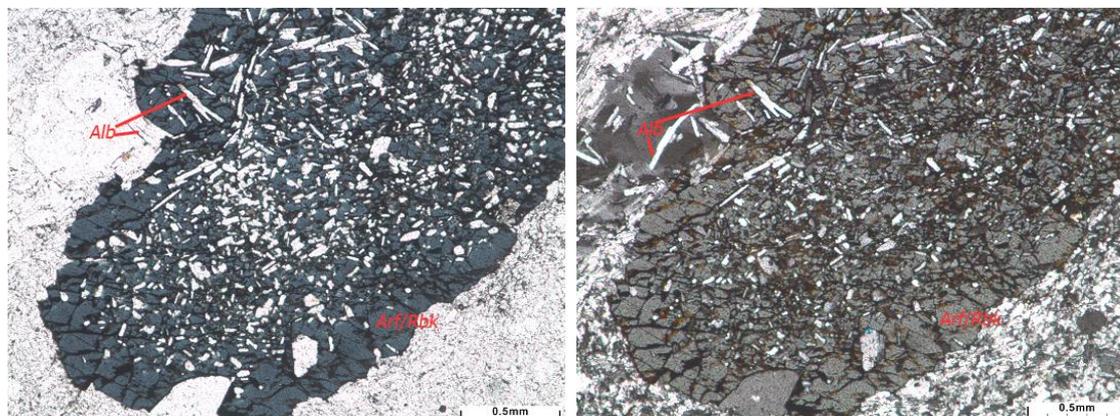
1 - николи параллельны

2 - николи скрещены

Рисунок 50 - Кварц-рибекит-флюорит-альбититовый (Q-Rbk-Fl-Alb) агрегат фенитового измененного щелочного гранитного порфира, обогащенного многочисленным распространением микрокристаллических зерен циркона (Zr) и пирохлора (Pcl), x5 (образец F-47)

В пятую группу вошли *щелочные граносиенит-порфиры*.

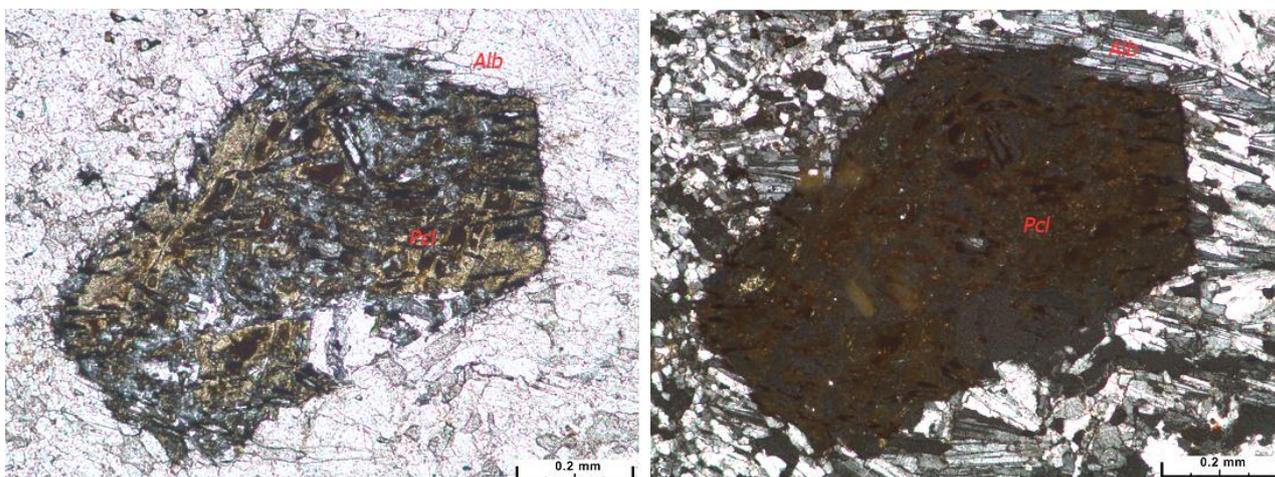
Граносиениты мелкозернистые с реликтовой сиенитовой, трахитовой, порфирокластовая и пойкилобластической структурами. Порфирокластовая структура обусловлена профирокластами («снежный ком») кварц-альбитового (Q-Alb) и арфедсонит-рибекитового составов в микрокристаллической матрице микроклина-альбитового состава. Главные минералы: кварц (10-15%), альбит (55-60%), микроклин (10-15%), арфедсонит-рибекит (5-7%). Вторичные минералы (флюорит, гематит, магнетит) - 1-2% в общем. Породы сильно альбитизированы, слабо флюоритизированы. По микроклину развиваются альбит, флюорит, по пирохлору – гематит-магнетитовый агрегат. Акцессорные и рудные минералы: циркон (1%), пирохлор (<1%) (рисунки 51, 52).



1 - николи параллельны

2 - николи скрещены

Рисунок 51 - Арфедсонит/рибекит (Arf/Rbk) пойкилобластный кристалл, переполненный многочисленными мелкими включениями лейстовидного альбита (Alb), x5 (образец F-57)



1 - николи параллельны

2 - николи скрещены

Рисунок 52 - Большой пойкилобластовый кристалл пирохлора (Pcl) с многочисленными включениями альбита (Alb), x10 (образец F-57)

Пирохлор является основным минералом-носителем Nb, Ta, и U на месторождении, образующий неправильные вкрапления. Его содержание в руде 0,4-1%. Технологическое исследование показало, что размер зерен пирохлора варьируется от 0,001 до 0,1 мм. Д.А.Минеев установил три разновидности пирохлора на месторождении [23].

Определенное количество Nb и Ta (в% масс) включено также в рибекит (Nb - 0,02, Ta - 0,006), эгирин (Nb - 0,009, Ta - 0,008), астрофиллит (Nb - 0,3-1, Ta - 0,005), торит, циркон, ильменорутит (Nb₂O₅ - 0,04-0,3, Ta₂O₅ - 0,03-0,2) [18].

4.4 Геохронологические характеристики

U-Pb датировка по цирконам была проведена в ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург, Россия).

Основным минералом при U-Pb датировании является циркон.

Для анализа были отобраны цирконы четырех образцов с месторождения Верхнее Эспе (рисунок 53). Однако трудность состояла в том, что трудно было найти цирконы кристаллической фазы, отмечался псевдоморфизм матрицы цирконов смесью богатой U и Pb. Поэтому была проведена проверка минеральных включений с тяжёлыми элементами (PЗЭ, Pb, Th, U) (рисунки 54-57) для выделения минералов «загрязняющих» цирконы. В результате микрозондового анализа этим минералом оказался плумбобетафит (рисунок 57), который довольно мягкий и при его полировке происходит заражение Pb всей шайбы.

Описание обработанных популяций цирконов из четырех образцов месторождения Верхнее Эспе приводится в таблице 9.

Таблица 9 - Описание обработанных популяций цирконов образцов F42, F48, F50, F56

Образец	Форма	Размер зёрен	Цвет	Люминесценция
F42	Дипирамидные сплюснутые кристаллы	до 400 мкм	светло-бежевый	светло-желтая
F48	дипирамидальные кристаллы	125-500 мкм	желтый, медоносный с бледно-желтой или белой отделкой (корой)	очень слабая
F50	пирамидальные кристаллы	125-500 мкм	розовато-бежевый, розовато-бурый	слабая оранжево-желтая
F56	Дипирамидные сплюснутые кристаллы	до 500 мкм	розовато-коричневый	без люминесценции

Зёрна цирконов из гранитов Верхнеэспинского месторождения представлены на рисунке 53.

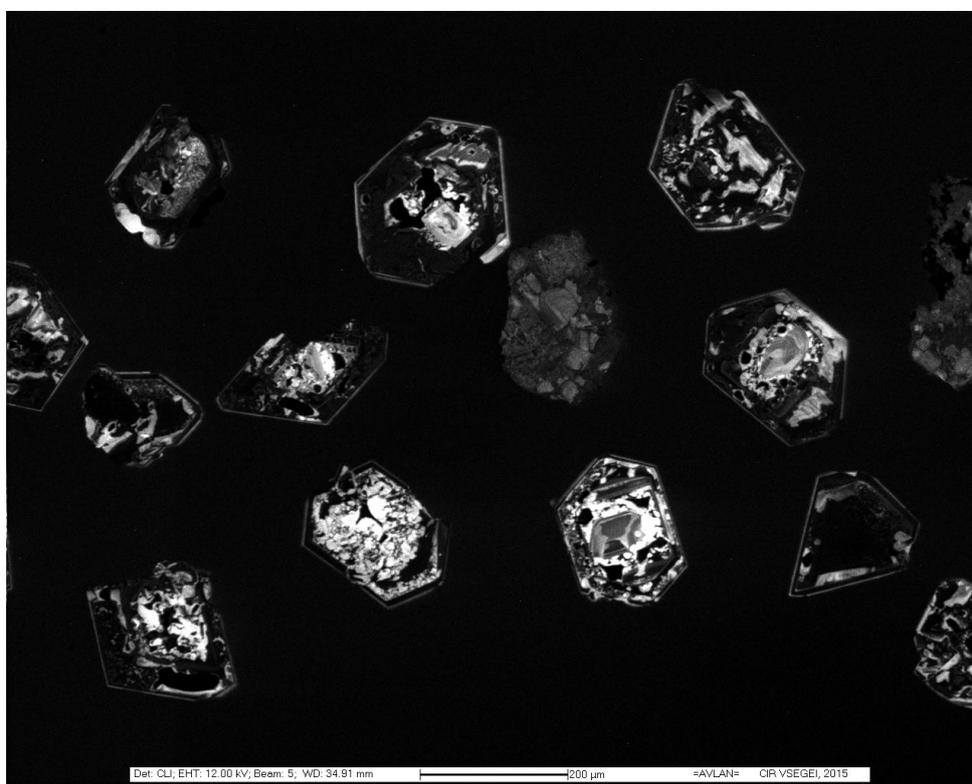
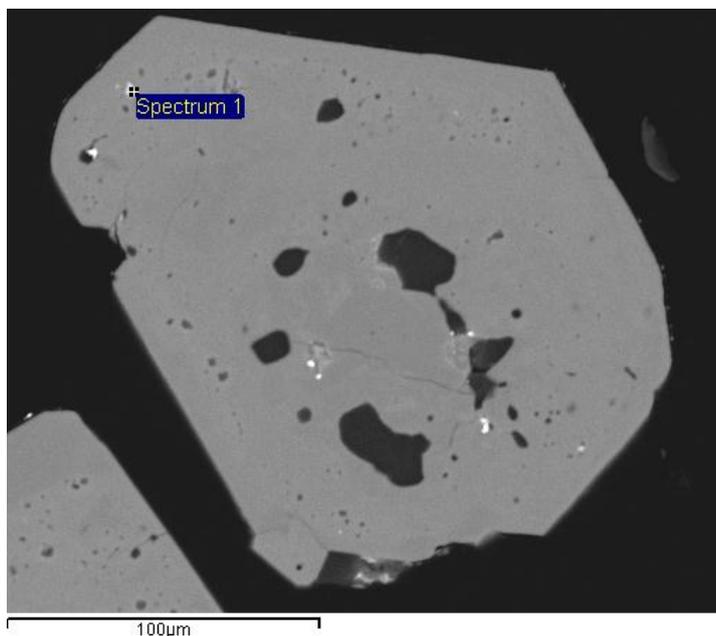


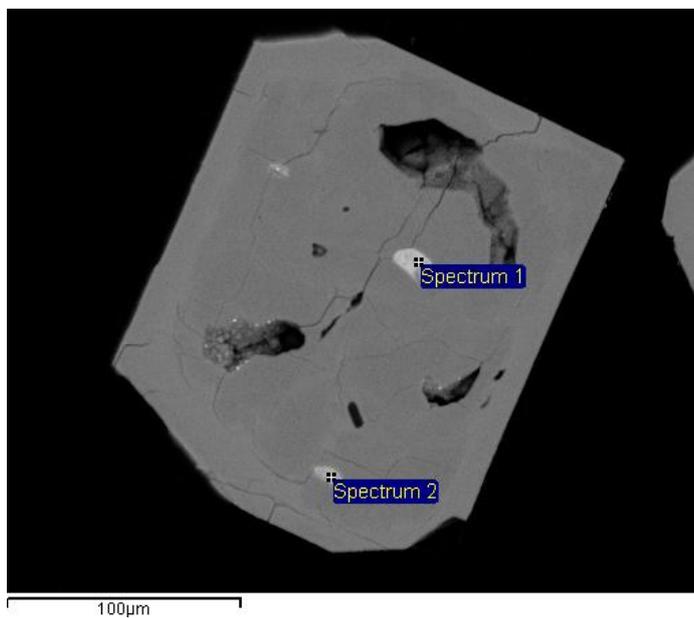
Рисунок 53- Фото цирконов образца F50



Спектр	SiO2	FeO	ZrO2	ThO2	UO2	Total
Спектр 1	28.2	2.98	35.31	23.76	9.76	100

КОФФИНИТ $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$

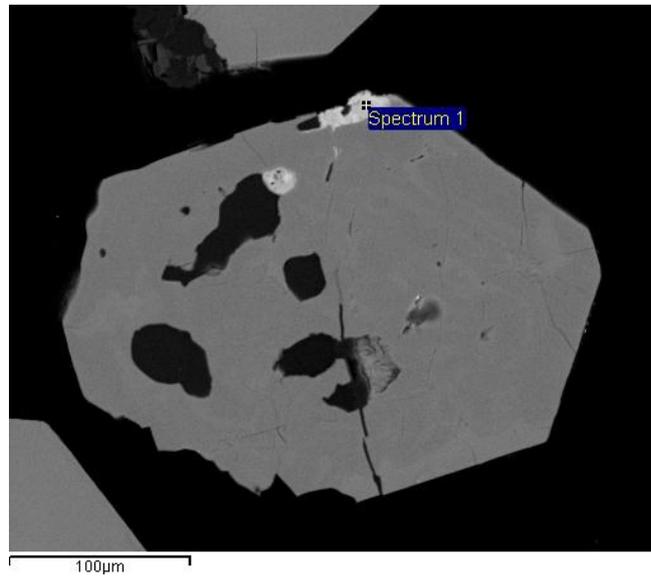
Рисунок 54 – Кристалл циркона (образец F50)



Спектр	C	F	Ca	La	Ce	Nd	U	O	Total
Спектр 1	3.92	23.25	1.72	8.74	32.46	10.04	0.00	19.86	100.00
Спектр 2	5.53	19.61	1.13	8.45	28.82	8.40	4.50	23.57	100.00

БАСТНЕЗИТ $(Ce,La)(CO_3)F$

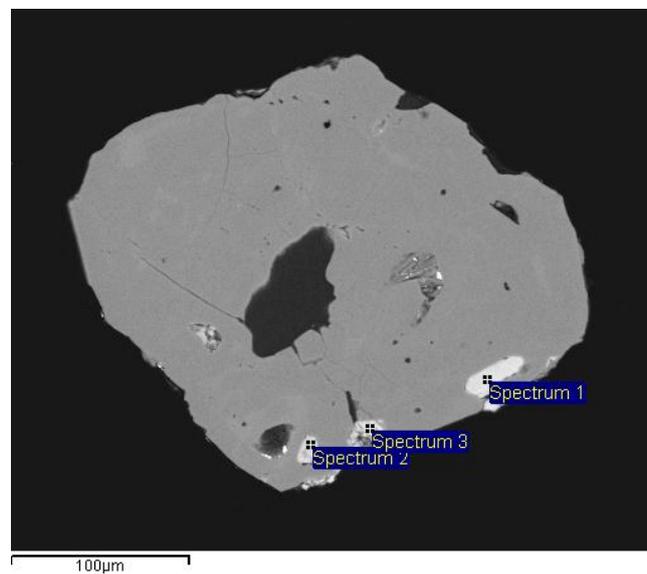
Рисунок 55 – Кристалл циркона (образец F56)



Спектр	F	P	La	Ce	Nd	Th	O	Total
Спектр 1	20.41	6.76	9.14	31.5	14.13	0	18.06	100

МОНАЦИТ (Ce,La,Nd,Th)PO₄

Рисунок 56 – Кристалл циркона (образец F56)



Спектр	SiO ₂	TiO ₂	FeO	Nb ₂ O ₅	PbO	ThO ₂	UO ₂	Total
Спектр 1	7.51	5.34	2.41	34.10	43.70	0.00	6.94	100.00
Спектр 2	8.01	6.15	2.49	32.43	42.41	0.00	8.51	100.00
Спектр 3	7.68	6.09	2.35	36.11	47.77	0.00	0.00	100.00

ПЛЮМБОБЕТАФИТ (Pb,U,Ca)(Ti,Nb)₂O₆(OH,F) (?)

Рисунок 57 – Кристалл циркона (образец F42)

Результаты U-Pb-датирования цирконов гранитов месторождения Верхнее Эспе показали, что среднее значение U/Pb – 291.4±2.2 (рисунок 58), а

конкордантный возраст циркона гранитов составляет – $291,6 \pm 2,4$ млн. лет, что соответствует сакмарскому веку P_1 (рисунок 59).

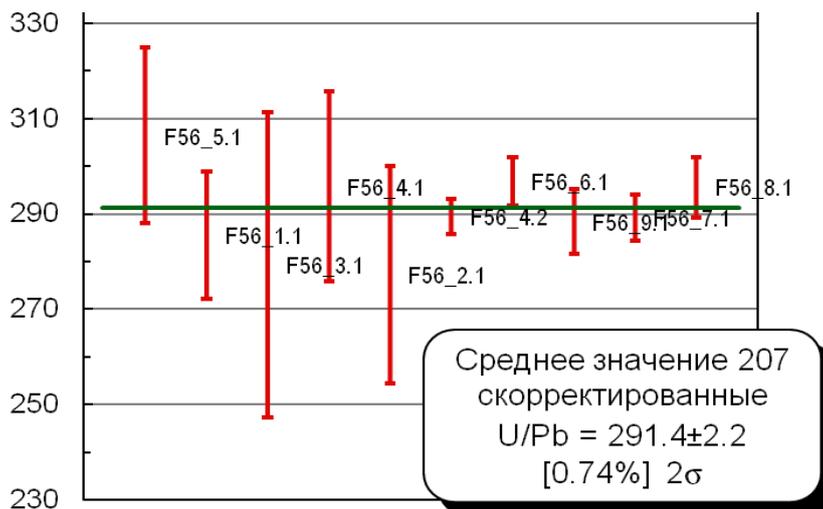


Рисунок 58 - Диаграмма U-Pb со средним скорректированным возрастом

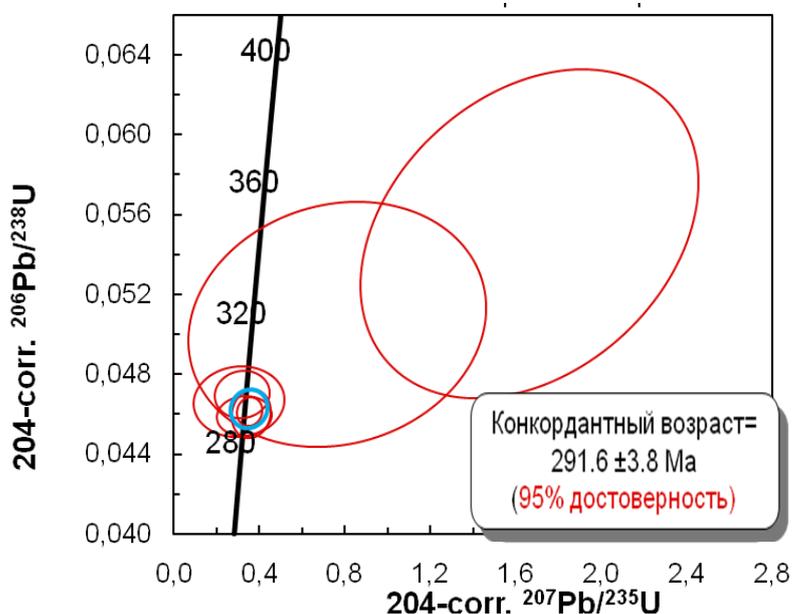


Рисунок 59 - Изотопная U-Pb диаграмма с конкордантным возрастом гранитов Врхнеэспинского месторождения

По данным Байсаловой А. О. конкордантный возраст минерализации $286,7 \pm 4$ млн лет. Исследования прошлых лет приводили возраст, отнесенный к Касымовскому ярусу условно верхнего карбона В.И. Гендлер, 1962 г). Данные Байсаловой А. О. уточнили возраст минерализации, который соответствует Артинскому ярусу ранней перми [61, с.124].

В результате обобщения и сопоставления данных по определению абсолютного возраста, стратиграфического анализа геоинформационной системы и наблюдений в поле была построена модель пространственно-

временных отношений элементов структуры щелочного метасоматоза, редкометалльного и редкоземельного оруденения (таблица 10).

Таблица 10 - Модель пространственно-временных отношений

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Характеристика пород
Неогеновая система			N_1-N_2	Павлодарская свита. Красноцветные загипсованные глины, пески.
Пермская система	Нижний отдел	Сакмарский	$\epsilon\gamma P_{1s}$	<i>Керегетас-Эспинский комплекс. Щелочные роговообманково-биотитовые граниты и граниты, подвергшиеся альбит-рибекитовому метасоматозу, рибекитовые граниты</i>
Каменноугольная система	Нижний отдел	Визейский	$C_1 V_1$ kk	Коконьская свита. Горизонты туфов, покровы андезитовых и базальтовых порфиритов, туфопесчаники, песчаники, пепловые туфы кислого состава; алевролиты, сланцы
Пермская система	Нижний отдел		γP_1	Жарминский комплекс. Мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры третьей фазы
Каменноугольная система	Нижний отдел		$\gamma\delta C_1$	Саурский комплекс. Граносиениты и кварцевые сиениты второй фазы
			δC_1	Саурский комплекс. Габбро-диориты, габбро и кварцевые диориты первой фазы

Наиболее древними геологическими образованиями в пределах проявления редкометалльно-редкоземельного оруденения являются вулканогенно-осадочные толщи коконьской свиты, Они сложены туфами, порфиритами, туфопесчаниками, песчаниками, пепловыми туфами кислого состава; алевролитами, сланцами. Данные отложения прорываются всеми интрузивными образованиями района, в том числе и щелочными роговообманково-биотитовыми гранитами и гранитами, подвергшимися альбит-рибекитовому метасоматозу, рибекитовые граниты Керегетас-Эспенского комплекса, о чем свидетельствуют проявление контактового метасоматоза во вмещающих интрузивы породах.

Дорудные интрузивные комплексы представлены магматическими телами Саурского и Жарминского комплексов. Саурский комплекс объединяет две интрузивные фазы, отличающихся между собой составом внедрившихся

пород. Первая интрузивная фаза представлена габбро-диоритами, габбро и кварцевыми диоритами, вторая интрузивная фаза - граносиенитами и кварцевыми сиенитами.

Породы Жарминского комплекса сложены преимущественно мелкозернистыми биотитовыми граниты и гранит-порфирами, с проявлением камерных хрусталеносных пегматитов. Наиболее изученным является Акжайляуский гранитный массив, в пределах которого известны уникальные находки гигантских пустот с уникальными кристаллами кварца больших размеров.

Приведённые данные позволяют утверждать, что щелочные граниты интрузивного комплекса керегетас-эспе моложе биотитовых гранитов и гранит-порфиров Жарминского комплекса (Р). Эти граниты представлены небольшими штоками, трещинными телами и дайкообразными выступами массивов в узлах сопряжения разрывных нарушений различных порядков (глубина формирования 2-3 км). Вышеупомянутая формация является важным источником руд Zr, Nb, Ta, TR.

Однако при этом необходимо учесть, что порфировидные биотитовые и щелочные граниты района претерпели существенную постмагматическую метасоматическую переработку, что, естественно, могло вызвать их значительное омоложение.

4.5 Анализ геоинформационной системы

Все данные полученные в результате исследований были проанализированы и обобщены в единую ГИС геонального масштаба (рисунок 60), а также рассмотрены более детально в локальной ГИС. Анализ ГИС и обработка данных позволили выявить особенности формирования и закономерности размещения редкометалльно-редкоземельных месторождений.

В Жарма-Саурском поясе редкометалльно-редкоземельное оруденение связя

но с изменёнными щелочными гранитами. Источником редкометалльной минерализации является щелочная магма, обогащённая редкометалльно-редкоземельными и летучими компонентами, дифференциация которой во фронтальной части магматической колонны в условиях неспокойной тектонической обстановки привела к интенсивному проявлению щелочного метасоматоза. Щелочные метасоматиты наложились на узкую северо-восточную кромку массивов, их дайкообразные апофизы и вмещающие породы.

Для рудной локализации наиболее благоприятны пологие контакты массивов с осадочными породами. Также наиболее перспективными для концентрации оруденения считаются апикальные части и надинтрузивные зоны гранитных массивов, их апофизы, скрытые купола и тектонически ослабленные зоны, играющие роль структурно-литологических ловушек во вмещающих породах, насыщенные жильными образованиями. Об этом говорит увеличение содержание РЗЭ от фонового значения во внутренней части гранитного купола

к экономической концентрации в апикальной части купола и в зонах, расположенных над ними. По геолого- геофизическим данным основные рудные узлы и рудные поля пространственно размещаются в утолщенной части гранитных массивов.

В размещении редкометалльных и редкоземельных месторождений большую роль играют глубинные рудоконтролирующие разломы, особенно узлы их пересечения с северо-западными, северо-восточными и меридиональными дизъюнктивами.

По направлению выделяются две четкие сопряженные ортогональные системы разрывов: продольно-поперечная (северо-западная и северо-восточная) и долготно-широтная. Кроме того, устанавливается диагональная система сквозного развития (запад-северо-западная), не совпадающая с северо-западным направлением алтайских структур. По времени образования (по заложению или максимально проявленной тектоно-магматической активности региональной системы разломов докембрийского фундамента) выделяются разломы каледонского и герцинского возраста, подновленные и новые дизъюнктивы киммерийские и альпийские.

Наиболее ярко магмоподводящая роль северо-западных глубинных разломов проявлена в позднегерцинскую (орогенную, постколлизийную) стадию развития в Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской и Восточно-Чингизской зонах, вместивших большие объемы гранитоидного магматизма. Крупнейшими магмоводами здесь служили Калба-Нарымский, Теректинский, Северо-Восточный, Чингиз-Саурский глубинные разломы и др., обеспечившие линейную северо-западную ориентировку гранитоидных поясов с вертикальной мощностью гранитных плит до 8-12 км. Пересечение магмоводов с меридиональными разломами придали линейно-узловатый характер морфологии плутонов, выделяющихся меридиональной ориентировкой ряда гранитных массивов (Миролюбовский, Чебунды, Черемшанский, Акжайляу и др.).

Герцинские северо-западные разломы (мантийные и внутрикоровые) оказали решающую роль в контроле редкометалльного оруденения, многие из них служили крупнейшими магмоводами (Калба-Нарымский Теректинский, Рудноалтайский, Экипецко-Черневинский, Акбиик-Акжайляуский и др.) и обеспечили линейно-узловые размещения гранитоидных массивов (Калба-Нарымский плутон, Белоубинский, Черемшанский, Дельбегетейский и др. массивы).

Продуктивными материнскими и рудоносными формациями для редких металлов, как правило, являются гранитоидные интрузии, поэтому главнейшими типами рудолокализирующих структур для них оказались интрузив-надинтрузивные зоны и трещинно-разрывные нарушения во вмещающих гранитах и боковых породах [7, с.121].

Во времени редкометалльное оруденение генетически связано с каждой интрузивной фазой многофазных гранитоидных комплексов и локализуется в пределах материнской формации или проникает во вмещающие боковые породы (рудовмещающие формации), вещественный состав которых и тектоническая подготовленность имеет важное рудолокализирующее значение. Амплитуда вертикального распределения оруденения может достигать 3 км.

Для интрузивных пород района остаётся в силе известная закономерность, а именно, увеличение магнитной восприимчивости от кислых разностей к более основным, хотя колебания значений для одной и той же петрографической разности имеют большую амплитуду, от практически немагнитных до сильно магнитных [7, с.121].

Редкометалльно-редкоземельное оруденение (Nb, Zr, TR, Ta и др.) находится в генетической связи с пермскими щелочными гранитами. Щелочные метасоматические изменения затронули и гранитные, и вмещающие породы. Это привело к повышенным содержанием Li_2O в слюде и амфиболе и к обогащению гранитов Li, Rb, PЗЭ, Y, Nb, Zr .

В результате изучения пространственного размещения, масштабов и качественной характеристики проявлений полезных ископаемых района намечается общая редкометалльная специфичность его металлогении. Рудопроявления меди, золота и полиметаллов имеют резко подчиненное развитие, и проявляются в виде небольших по размерам слабоминерализованных участков, не имеющих практического значения.

В целом для всех рудопоявлений редких металлов характерна общность их генетических особенностей, обусловленных связью с процессами послемагматического высокотемпературного щелочного метасоматоза, проявленного в гранитоидах верхнепалеозойского интрузивного комплекса. При этом наблюдается определенная структурная приуроченность редкометалльных рудопоявлений к полосе интенсивно дислоцированных осадочных отложений нижнего карбона, расположенных между Калба-Чингизским глубинным разломом и его субширотным ответвлением. В этой полосе осадочный комплекс прорывается Ийсорским и Эпинским массивами с развитыми в их апикальных частях метасоматическими рибекит-альбитовыми апогранитами, содержащими повышенные концентрации редкометалльных минералов. Максимальные содержания редких элементов приурочены к приконтактовым зонам куполовидных выступов апогранитов, их апофизам во вмещающих породах кровли и пегматитовым телам внутри массивов.

Все редкометалльные рудопоявления района характеризуются единством комплекса редких элементов (ниобий, редкие земли, цирконий, тантал, сопутствующие – уран, торий, бериллий, олово), с четко выраженной ниобиево-редкоземельной спецификой.

На рисунки 61 показан фрагмент локальной ГИС исследуемого района с данными геофизических исследований.

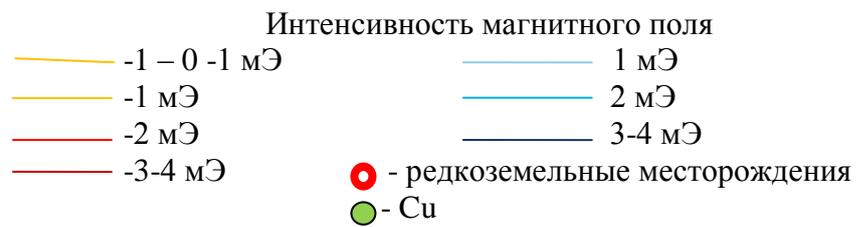
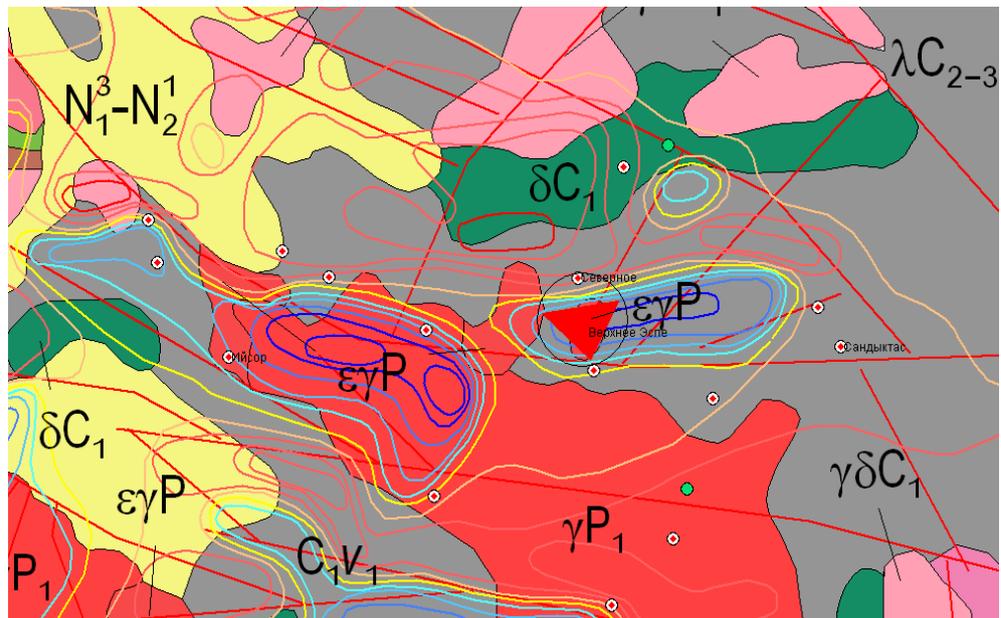


Рисунок 61 – Расположение месторождений редких земель в магнитном поле

Месторождения редких металлов и редких земель по геофизическим данным располагаются в зоне перехода от отрицательных аномалий к положительным.

5 КРИТЕРИИ ПОИСКА РЕДКОМЕТАЛЬНО – РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В настоящее время в Казахстане одна из важнейших задач заключается в восполнении минерально-сырьевой базы редких и редкоземельных элементов. На современном уровне исследований возникла острая необходимость разработки новых технологий прогнозно-поисковых работ с целью открытия новых месторождений, скрытых на глубине и погребённых под чехлом рыхлых отложений. Среди благоприятных факторов контроля оруденения ведущее значение придаётся минерально-геохимическим критериям и предпосылкам для прогнозирования и поиска редкометалльных объектов [74-78].

5.1 Геолого-структурные критерии

Редкометалльно-редкоземельное оруденение северных отрогов Тарбагатай, приурочено к гранитоидным массивам, расположенным в области сопряжения каледонских и герцинских складчатых структур, сопровождающихся развитием региональных глубинных разломов, которые, в свою очередь, контролируют размещение редкометалльных щелочных интрузий верхнепалеозойского комплекса. В апикальных частях отдельных гранитоидных массивов (Ийсорского, Эспинского) получили интенсивное развитие процессы высокотемпературного послемагматического метасоматоза, приведшие к полному изменению состава и структуры первичных пород и образованию рибекит-альбитовых апогранитов с повышенными концентрациями редких и редкоземельных элементов. При этом обнаруживается определенная приуроченность массивов с развитыми в их апикальных частях рибекит-альбитовыми апогранитами к мобильной зоне северо-западного направления, характеризующейся наиболее интенсивным проявлением пликативных и разрывных дислокаций.

В связи с эволюцией гранитоидного магматизма в постколлизийной геодинамической обстановке (P_1-T_1) происходила закономерная смена вещественного состава интрузивных комплексов и связанных с ними типов редкометалльного оруденения различной масштабности. При этом важное значение в процессах рудообразования имели геолого-структурные факторы становления гранитных массивов, приводящих к концентрации или рассеянию редких элементов.

В размещении редкометалльных и редкоземельных месторождений большую роль играют глубинные рудоконтролирующие разломы, особенно узлы их пересечения с северо-западными, северо-восточными и меридиональными дизъюнктивами.

По ориентировке выделяются две, четкие сопряженные ортогональные системы разрывов: продольно-поперечная (северо-западная и северо-восточная) и долготно-широтная. Кроме того, устанавливается диагональная система сквозного развития (запад – северо-западная), не совпадающая с северо-западным направлением алтайских структур. По времени образования (по заложению или максимально проявленной тектоно-магматической активности

региональной системы разломов докембрийского фундамента) выделяются разломы каледонского и герцинского возраста, подновленные и новые дизъюнктивы киммерийские и альпийские.

Наиболее ранними являются каледонские разломы подкорового заложения, имеющими региональный характер с широтной и меридиональной ориентировкой (Чингиз-Балхашский, Чингиз-Нарымский, Лениногорско-Семипалатинский и другие). Эти разрывные структуры четко устанавливаются по геологическим, геофизическим данным и космическим фотоснимкам; они предопределили трещинную решетку каледонского структурного этажа. Разломы контролировали размещение рудоносных интрузий позднекаледонского возраста, которые с учетом последующих деструкций, сохранились в Горном Алтае, Рудноалтайской зоне и Чингиз-Тарбагатае.

Кроме того, в стержневой части Западно-Чингизской зоны рудолокализирующее значение имели радиально-кольцевые разломы, обеспечившие концентрическое расположение гранитоидных массивов сарыкольского комплекса (S_2) с рассеянной молибденовой минерализацией (Машанская структура). В Горном Алтае четко проявлена Акжар-Чингизстайская система поперечных северо-восточных глубинных разломов, с которой связана аналогичная ориентировка догерцинских гранитоидов (Язово-Черновинский массив и другие). Указанные разломы предопределили региональную зональность в распределении каледонского гранитоидного магматизма, но еще большее значение имели при подновлении в герцинское время. В герцинский цикл в результате смены напряжений возникла продольно-поперечная система разрывов, определившая северо-западную «алтайскую» ориентировку тектонических зон Иртыш-Зайсанской складчатой системы и Восточно-Чингизской зоны Чингиз-Тарбагатая. Наиболее четко проявлены глубинные разломы северо-западного направления (краевой Северо-Восточный, Иртыш-Маркакульский, Чарско-Зимунайский, Чингиз-Саурский, Главный Чингизский и др.), которые явились границами структурно-формационных зон и предопределили региональную поясовую зональность редкометалльного оруденения [7, с.119].

Разломы герцинской активизации имели длительное развитие, неоднократно подновлялись и контролировали размещение герцинского гранитоидного магматизма. В раннюю стадию развития геологических образований, в рифтогенно-островодужном геодинамическом режиме гранитоидный магматизм практически не проявлен. Рудолокализирующая роль разломов отчетливо фиксируется, начиная со средней стадии развития герцинид (C_1-C_3), когда в обстановке преобладающего коллизионного сжатия и инверсионных поднятий формировались гранитоидные массивы повышенной основности (тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и др.). Генетически они связаны с базальтоидным (фемическим) и андезитовым (сиалически-фемическим) типами магматизма и рассматриваются в составе габбро-плагиогранитовой и габбродиорит-гранодиоритовой (C_1), габбро-гранодиорит-гранитовой (C_{2-3}), плагиогранит-гранодиоритовой других формаций. Крупные гранитоидные массивы приурочены к стержневой части Рудноалтайской и

Жарма-Саурской зон и локализованы в блоках с приподнятым каледонским фундаментом, ограниченных системами древних меридиональных и широтных разломов в комбинации с герцинскими северо-западными дизъюнктивами. При этом главными магмоводами явились северо-западные и меридиональные дизъюнктивы, а широтные разломы выступали в роли структурного экрана (Лениногорский, Зыряновский, Алейский, Жарминский, Саурский блоки и др.). Гранитоиды повышенной основности тесно ассоциируют с габброидами и диоритами, слагая сложные по форме массивы, и сопровождаются бедным редкометалльно-полиметаллическим и медно - молибденовым оруденением [7, с.119-120, 78,79].

Как было отмечено выше, наиболее ярко магмаподводящая роль северо-западных глубинных разломов проявлена в позднегерцинскую (орогенную, постколлизийную) стадию развития во многих геолого-структурных зонах Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской и Восточно-Чингизской зонах, вместивших большие объемы гранитоидного магматизма. Крупнейшими магмоводами в данном случае служили Калба-Нарымский, Теректинский, Северо-Восточный, Чингиз-Саурский глубинные разломы и др., обеспечившие линейную северо-западную ориентировку гранитоидных поясов. Пересечение магмоводов с меридиональными разломами придали ступенчатый характер морфологии гранитных поясов, что подчеркивается меридиональной ориентировкой длинной оси ряда гранитных массивов (Миролюбовский, Чебунды, Черемшанский, Акжайляу и др.) [80].

В Жарма-Саурской и Западно-Калбинской зонах узлы пересечения северо-западных глубинных разломов (Западно-Калбинский, Байгузин-Булакский, Восточно-Тарбагатайский) с северо-восточным (Дельбегетейский, Кандыгатайский, Бакырчикский) и Ново-Таубинским меридиональным разломом обеспечили узловое размещение рудоносных гранитных массивов центрального типа (Дельбегетейский, Койтас, Кандыгатай).

Проведя анализ ориентировки рудоконтролирующих тектонических разломов, удалось выделить несколько их систем: 1) продольно-поперечная (северо-западная и северо-восточная), 2) долготно-широтная, 3) диагональная (запад-северо-западная) и 4) кольцевая по дешифрированию космических снимков. По возрасту (заложению или интенсивной активизации) рассматриваются протерозойские, каледонские и герцинские нарушения, а также киммерийские и альпийские (новые и подновленные).

Герцинские северо-западные разломы (мантийные и внутрикоровые) оказали решающую роль в контроле редкометалльного оруденения, многие из них служили крупнейшими магмоводами (Калба-Нарымский Теректинский, Рудноалтайский, Экипецко-Черневинский, Акбиик-Акжайляуский и др.) и обеспечили линейно-узловые размещения гранитоидных массивов (Калба-Нарымский плутон, Белоубинский, Черемшанский, Дельбегетейский и др. массивы), и как следствие, они оказали решающую роль в локализации редкометалльного и редкоземельного оруденения.

Приуроченность редкометалльно-редкоземельного оруденения к определенному этапу тектоно-магматической активизации, а следовательно и к

определенному типу гранитоидов позволяет выделить соответствующие возрастные уровни, проявившиеся в региональном плане в пределах всего Большого Алтая.

В каждом рудном поясе региона наметились продуктивные геохронологические уровни, отражающие вертикальную и латеральную зональность оруденения. Главными редкометаллоносными структурами являются гранитоидные пояса позднегерцинской (постколлизийной) активизации, различающиеся по геотектонической позиции, масштабности развития, внутреннему строению, вещественно-формационному составу и рудоносности.

Позднегерцинская эпоха рудообразования (C_3-T_1) постколлизийной внутриплитной активизации сопровождалась редкометалльным и редкоземельным оруденением. В Жарма-Саурском поясе Керегетас-Эспинский уровень P_2-T_1 включает редкометалльно-редкоземельные объекты.

Вмещающая среда имеет важное значение. Альбититовая формация с редкометалльно-редкоземельным оруденением развита в краевых зонах (Тигерекско-Черневинской и Арчалы-Эспенской) на стыках герцинских геотектоногенов с каледонидами Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая. Генетически она связана со щелочными и субщелочными гранитами пермских комплексов, массивы которых контролируются зонами глубинных разломов, проникающих в нижние части земной коры. Эти граниты представлены небольшими штоками, трещинными телами и дайкообразными выступами массивов в узлах сопряжения разрывных нарушений различных порядков (глубина формирования 2-3 км). Вышеупомянутая формация является важным источником руд Zr, Nb, Ta, TR.

В результате изучения пространственного размещения, масштабов и качественной характеристики проявлений полезных ископаемых района намечается общая редкометалльная специфичность его металлогении. Рудопроявления меди, золота и полиметаллов имеют резко подчиненное развитие, и проявляются в виде небольших по размерам слабоминерализованных участков, не имеющих практического значения.

Продуктивными материнскими и рудоносными формациями для редких металлов, как правило, являются гранитоидные интрузии, поэтому главнейшими типами рудолокализирующих структур для них оказались интрузивно-надинтрузивные зоны и трещинно-разрывные нарушения во вмещающих гранитах и боковых породах.

Во времени редкометалльное оруденение генетически связано с каждой интрузивной фазой многофазных гранитоидных комплексов и локализуется в пределах материнской формации или проникает во вмещающие боковые породы (рудовмещающие формации), вещественный состав которых и тектоническая подготовленность имеет важное рудолокализирующее значение. Амплитуда вертикального распределения оруденения может достигать 3 км.

Для интрузивных пород района остаётся в силе известная закономерность, а именно, увеличение магнитной восприимчивости от кислых разностей к более основным, хотя колебания значений для одной и той же

петрографической разности имеют большую амплитуду, от практически немагнитных до сильно магнитных.

Месторождения редких металлов и редких земель по геофизическим данным располагаются в зоне перехода от отрицательных аномалий к положительным.

5.2 Петрографические критерии

Редкометалльно-редкоземельное оруденение (Nb, Zr, TR, Ta и др.) находится в генетической связи с пермскими щелочными гранитами. Щелочные метасоматические изменения затронули как гранитоиды, так и вмещающие породы и привели к повышенным содержанием Li_2O в слюде и амфиболе и к обогащению гранитов Li, Rb, РЗЭ, Y, Nb, Zr.

Наиболее продуктивными на редкие земли оказались среднезернистые, равномернозернистые рибекитовые граниты повышенной кислотности и щелочности керегетас - эспенского комплекса (P₂-T₁). Формирование комплекса керегетас-эспе проходило в следующем порядке: (1) дайковая фаза - мелкозернистый рибекит и рибекит-эгирин гранит порфир; (2) основная фаза - крупнозернистый эгирин-рибекит гранит с постепенным переходом к пегматиту, как и порфиновый гранит; (3) дополнительная фаза - мелкозернистый рибекит гранит; (4) жилы пегматоидных гранитов и пегматитов. Именно с гранитами I фазы пространственно связаны главные промышленные редкометалльно-редкоземельных месторождений Жарма-Саура, содержащие уникальные минералы – рибекит, гагаринит NaCaYF_6 , эльпидит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, геарксутит $\text{CaAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Редкие пегматитовые жилы сосредоточены в основном в пределах Большого массива. Микроклин-астрофиллит пегматитовая фация обогащена Zr минералами (Ti-эльпидит, эльпидит, циркон), в то время как альбитовая фация содержит больше минеральных веществ, РЗЭ и Nb (фергусонит, Y-пирохлор, бастнезита). Наблюдались резкие интрузивные контакты на фоне среднезернистых гранитов; нет никаких сомнений, что эти породы магматического происхождения, как и аналогичные породы в других частях Тлеумбет-Саурского пояса.

Зоны альбититов появились в краевых частях металлогенических зон, ассоциируя с контрастными по составу магматитами и вулканогенно-осадочными образованиями девона и нижнего карбона, а также пегматитами с редкометалльно-редкоземельным оруденением. непосредственно рудоносные метасоматиты связаны с поздними фазами комплексов (рибекитовые, рибекит-биотитовые граниты, щелочные граносиениты и др.), характеризующиеся повышенной щелочностью (субщелочные граниты Na-K серии).

Редкометалльнозамещенные пегматиты и фенитизированные (и гранитизированные) вмещающие породы несут разнообразную, богатую видами минерализацию.

Степень радиоактивности пород и руд месторождения также является не поисковым признаком для рудопроявлений подобного типа и может в какой-то мере использоваться для качественной характеристики редкометалльной

минерализации. В случае наличия в рудном теле прямой взаимосвязи высоких значений радиоактивности с повышенными содержаниями суммы РЗЭ, в составе последних можно предлагать преобладание цериевой группы и, наоборот, при высоких содержаниях редких земель в рудах с небольшой величиной радиоактивности, состав РЗЭ характеризуется, по-видимому, преобладанием иттриевой составляющей.

5.3 Минералого-геохимические критерии

Приведенные в данной работе примеры ионообменных способностей минералов наглядно показывают воздействие активных компонентов флюидов интрузии на вмещающие породы и обратный процесс влияния контрастного состава вмещающих пород на новообразования прилегающей части интрузии.

Взаимопроникновение избыточных компонентов контактирующих сред показательны на характере изменений химического состава минералов с выраженными ионообменными свойствами, среди которых ильменит, колумбит, титанит и, особенно, слоистые силикаты группы астрофиллита.

При онтогенетическом подходе в генетическом моделировании месторождений помимо выявления типоморфных морфологических признаков минералов важно учитывать вариации химического состава и изменения структурных параметров минералов для понимания сложившихся на месте физико-химических условий и сопровождающих их процессов.

Основными рудными минералами являются циркон, пирохлор, гагаринит. Из второстепенных рудных наиболее распространенные – торит, монацит, ксенотим, бастнезит, рутил, галенит.

Циркон, представленный мелкими зёрнами размером 0,015-0,09 мм с равномерным или гнездовым распределением в породе. Содержание ZrO_2 (в мас%) меняется от 59 до 67 (среднее значение 63,5), Nb_2O_5 - 0,04, 0,03 - Ta_2O_5 , всего РЗЭ - 2,2, Th - 0,015, U - 0,12, Be - 0,001, Pb - 0,1.

Торий сконцентрирован главным образом в торите, представленном зёрнами размером 0,1-0,3 мм, а также установлен в пирохлоре (0,76%), цирконе (0,01%), гагарините (до 0,3%), монаците (до 0,1%) и ксенотиме (до 1%). Кроме главных рудных минералов, на месторождении распространены многие другие минералы (фенакит, берилл, кассетерит, колумбит, фергюсонит, эльпидит, синхизит, ильменит, рутил, галенит, сфалерит и др.).

Эльпидит. Содержание ZrO_2 20,4 мас%, Nb_2O_5 - 0,02 мас%, TR_2O_3 - 0,37 мас%.

Гагаринит. Содержание РЗЭ + Y варьируется от 40 до 75% мас (среднее значение 54% мас, в том числе лёгких- 14,3 мас%, 21,7 мас% - тяжёлых, Y - 18,0 мас%; Dy максимум очень заметным). Следующие микроэлементы были обнаружены в гагарините (мас%): Th - 0,3-0,7, Pb - 0,03, Be - 0,01, Sn - 0,003.

Монацит встречается в измененных породах и щелочных гранитах в сочетании с гагаринитом, бастнезитом, ксенотимом и торитом. Его доля в балансе REE незначительна.

Ксенотим встречается в приконтактных и жильных метасоматических породах, в пегматоидных гранитах в сочетании с монацитом, торитом, гагаринитом.

Бастнезит был отмечен в пегматоидных щелочных гранитах в сочетании с гагаринитом и монацитом. Содержание TR_2O_3 -71,8 мас%.

Максимальные концентрации оруденения связаны с полосчатыми метасоматитами и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми апогранитами (Ta_2O_5 – 0,006-0,025%, Nb_2O_5 – 0.07-0.4%, Zr_2O – 0.7-2.5%, TR – до 0,1-1%).

При разработке геохимических критериев оценки рудоносности гранитоидов методика работ заключалась в анализе породообразующих и рудных минералов из разных типов гранитоидов.

Геохимические критерии, наряду с геолого-структурными и минералогическими также являются довольно информативными. В первую очередь это относится к геохимической специфике изучаемых геологических объектов. Как правило, рудоносные граниты характеризуются повышенными содержаниями редких и редкоземельных элементов, которые довольно часто хорошо коррелируются с другими химическими элементами, в том числе петрохимическим, определяющими химический состав горных пород.

По петрохимическим данным рибекитовые граниты Малого штока Верхнеэспинской интрузии относятся к щелочному ряду ($K_2O+Na_2O=8,6\%$) калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые ($a^1=6,8$) и умеренной основности. Они высоко и средне-калиевые, отвечающие седьмой группе по квалификации А.А. Маракушева (1976г.) [7, с.26, 64, с. 58].

Индекс насыщения глинозёмом для гранитов месторождения Верхнее Эспе ($A/CNK=0,97$) показывает, что эти граниты щелочной и субщелочной серии. В то же время, граниты, подвергшиеся сильной фенитизации, относятся к кальциевым, а содержащие циркон и пироксенол – к кальциево-щелочным.

Характерная черта гранитов верхнеэспинского типа - это прежде всего высокая железистость, обогащение высокочargedными элементами (Nb, Na, Zr, Y) в сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti с отчётливо проявленной отрицательной европиевой аномалией.

Таким образом, геохимическими индикаторами редкоземельного оруденения на Верхнеэспинском месторождении является повышенная глиноземистость и щелочность, а также увеличение концентраций тяжелых лантаноидов по отношению к легким от периферических частей к наиболее богатым рудам.

Еще одним, установленным в ходе настоящих исследований критерии является информационно-энтропийный минералогический критерий, указывающий на максимальную интенсивность проявления оруденения. Он определяется наибольшей величиной информационной энтропии тимоморфных свойств изученных минералов. Эта величина является прямым отражением интенсивности рудообразующих процессов в геологической среде.

Существуют разные методы изучения процессов формирования минералов: онтогенез, парагенетический анализ, физико-химические методы

моделирования, расчетные и экспериментальные, и др. Они отражают разные стороны процессов, при этом взаимно дополняя друг друга.

Следует заметить, что развивавшаяся в течение многих лет онтогенез минералов, а также теоретические и экспериментальные методы изучения кристаллообразования главным образом касались морфологии кристаллов. В то же время, по разным причинам эволюция химического состава кристалла, как отражение истории его становления, практически оставалась неизученной. С развитием аналитических и компьютерных технологий появилась возможность перейти от морфологического этапа развития онтогенеза к этапу интенсивного изучения химической истории природных кристаллов и ее интерпретации.

Для минералогии обычно достаточно качественных интуитивных оценок сложности и чистоты минерального состава. Также применяются количественные оценки – информационно-энтропийный анализ – H (мера сложности) и энтропия – A (мера чистоты).

В основе информационно-энтропийного анализа минеральных систем лежит понятие о величине их информационной энтропии или содержащемся в них количестве информации. Сущность метода, детально разработанного Юшкиным Н.П., заключается в точном измерении характеристик минерала и вычислении по ним или частной информационной энтропии на каком-то одном информационном уровне, или суммарной энтропии на нескольких уровнях с последующим сравнением величин энтропии в естественных рядах минералогических объектов. Такой подход позволяет предельно «сжать» в единую информационную меру чуть ли не бесконечное количество характеристик и удобно оперировать ими. А поскольку изменение информационного содержания (внутреннего разнообразия) минеральной системы является количественным критерием необратимых качественных изменений ее структуры, т. е. критерием развития, информационно-энтропийный анализ открывает возможность установления количественных закономерностей в эволюции минерального мира [82,83].

Была сформирована база данных на основе интерпретации аналитических исследований пород и руд месторождения Верхнее Эспе и рудопроявлений Ийсор, Акжайляу и Сандыктас, выполненных на растровом электронном микроскопе с приставкой энергодисперсионного анализа.

Как уже отмечалось выше, породы редкоземельных объектов исследования несут разнообразную, богатую видами минерализацию. В расчет энтропийно-информационных характеристик минеральных систем были взяты следующие минералы: кварц, микроклин, альбит, анортит, биотит, циркон, монацит, ильменит и галенит. Вычисление энтропии минералов проводилось по их химическому составу.

Энтропия минерала зависит от геологических условий его образования, и эту зависимость можно проследить. По данным расчетов энтропия кварца возрастает для Na (рисунки 62).

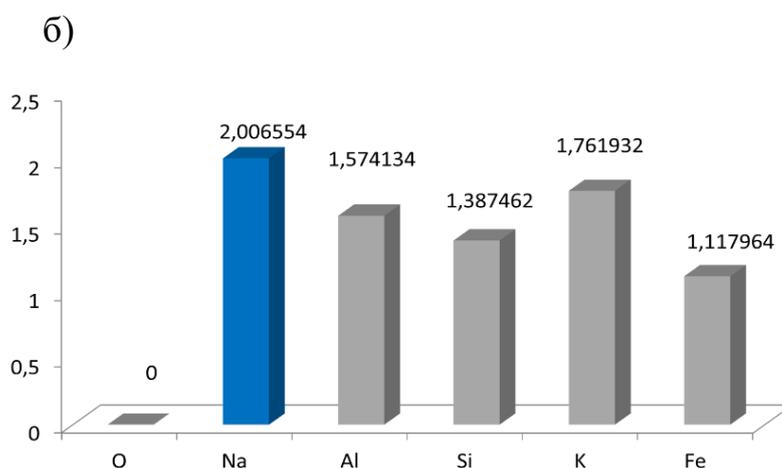
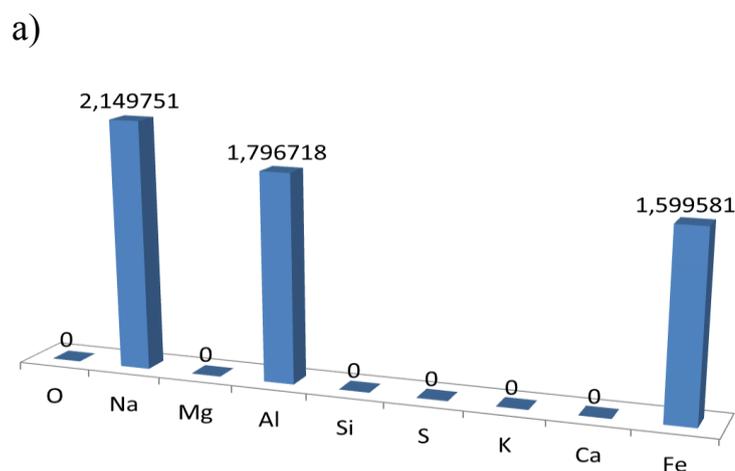


Рисунок 62 – Информационная энтропии а) кварца, б) микроклина

Высокая энтропия натрия указывает на процесс фенитизации. Подобного рода метасоматические изменения наблюдаются в зонах тектонических нарушений, контролирующей размещение массивов щелочных пород. Этот процесс выражается в замещении кварца, плагиоклаза и слюдястых минералов исходных пород альбитом, калинатовым полевым шпатом, нефелином, щелочными пироксеном и амфиболами [84].

5.4 Геохронологические критерии

Принципиальная модель образования месторождения Верхнее Эспе обуславливается его генетической связью с щелочными гранитами раннепермского возраста.

В целом для всех рудопроявлений редких металлов характерна общность их генетических особенностей, обусловленных связью с процессами послемагматического высокотемпературного щелочного метасоматоза, проявленного в гранитоидах верхнепалеозойского интрузивного комплекса. При этом наблюдается определенная структурная приуроченность редкометалльных рудопроявлений к полосе интенсивно дислоцированных осадочных отложений нижнего карбона, расположенных между Калба-Чингизским глубинным разломом и его субширотным ответвлением. В этой

полосе осадочный комплекс прорывается Ийсорским и Эспинским массивами с развитыми в их апикальных частях метасоматическими рибекит-альбитовыми апогранитами, содержащими повышенные концентрации редкометалльных минералов. Максимальные содержания редких элементов приурочены к приконтактовым зонам куполовидных выступов апогранитов, их апофизам во вмещающих породах кровли и пегматитовым телам внутри массивов.

По данным Байсаловой А. О. конкордантный возраст минерализации $286,7 \pm 4$ млн лет, который соответствует Артинскому ярусу ранней перми [61].

По результатам проведённых исследований конкордантный возраст цирконов из гранитов Верхнеэспинского месторождения составляет $291,6 \pm 2,4$ млн. лет, что соответствует Сакмарскому ярусу P1. Этот возраст удовлетворительно коррелируется с возрастом, полученном при определении абсолютного возраста аргоновым методом по образцам и по минералам (Степанов А.В., Семенова Т.П., Гендлер В.Е.). Возраст отдельных разновидностей интрузивных пород по их данным колеблется в пределах от 260 до 320 млн. лет.

Ермолов П.В. и др. отмечают, что время проявления щелочно-гранитного магматизма относится к нижней перми, что подтверждает полученные нами данные [85].

5.5 Характеристика перспективных площадей

Результаты проводимых исследований в районе месторождения Верхнее Эспе показывают, что северные отроги Тарбагатая перспективны на обнаружение новых месторождений редких металлов и редких земель. Наиболее перспективными являются рудопроявления Ийсорское, Северное и Сандыктас, Узун-Булак и северная часть Акжайлютасского массива [86].

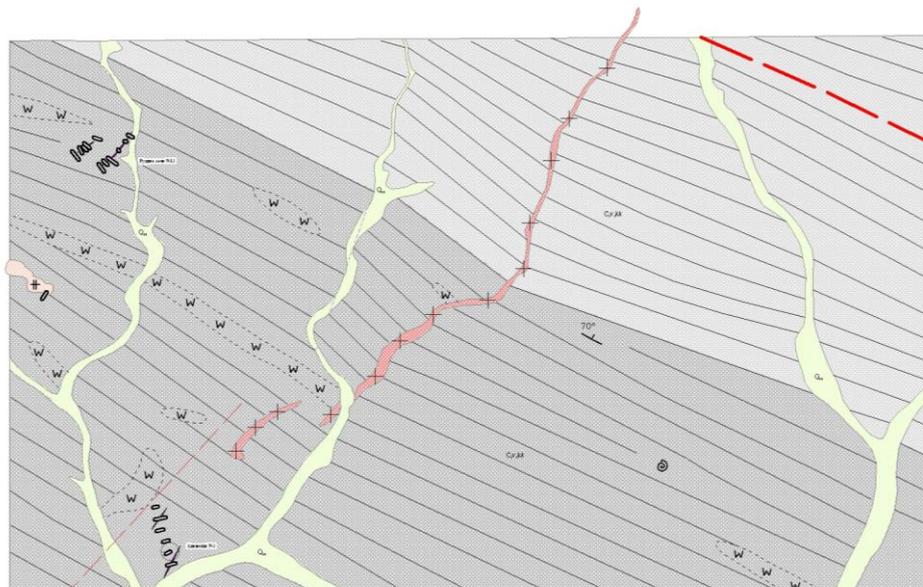
Рудопроявление Ийсор является перспективным объектом на редкие земли, ниобий, цирконий и бериллий. Оно локализуется вблизи месторождения Верхнее Эспе (в 1,5-7 км) и на сегодняшний день недостаточно изученно с поверхности и на глубину (скважины не бурились). Тела пегматитов и пегматоидов, кварцевые жилы, сцементированные мелкозернистым магматическим материалом гранитоидного состава, дайкообразные тела мелкозернистых альбитизированных гранит-аплитов могут служить признаками наличия на глубине скрытых интрузивных куполов типа Верхнего Эспе. Концентрации редких металлов на Ийсоре составляют: ΣTR_2O_3 - от 0,1-0,4 до 0,56-3,08%, Nb_2O_3 -от 0,08-0,22 до 0,36-0,61%, BeO - до 1,36%, ZrO_2 - 0,34-1,5%. Для дальнейшего изучения рудопроявления Ийсор необходима постановка геолого-геофизических работ с применением бурения.

Рудопроявление Кызылсай приурочено к тектонической зоне меридионального простирания, и сложено микроклинизированными и биотитизированными гнейсами и мигматитами, прорванными пегматоидными гранитами. Последние в виде обособленных штоков изометричной формы прослеживаются вдоль тектонической зоны более чем на 1 км.

Оруденение (монацит и циркон) приурочено к мигматитам и пегматоидным гранитам в зоне эндо-экзоконтакта Кызылсайского интрузива.

Рудовмещающая толща отличается повышенными концентрациями монацита, циркона, сфена. Содержание монацита в гранитах- 0,1-3,7 кг/т (среднее 0,51), циркона- 0,01 - 3 кг/т (среднее 0,3 5); в мигматитах эти минералы соответственно составляют 0,01 - 0,48 и 0,03-1,47 кг/т. Среднее содержание TR_2O_3 в гранитах- 0,183%, ZrO_2 - 0,078%; в мигматитах и гнейсах - 0,96 и 0,033%. В рудах также содержатся Nb_2O_5 - 0,008%, Мо - до 0,08%, BeO - 0,005% и ThO_2 - в среднем 0,15%. Минерализация в гранитах и вмещающих породах проявлена неравномерно: на фоне относительно бедных и средних руд выделяются относительно богатые участки с размерами по длине 0,5-150 м и ширине 0,1-50 м. На глубину руды не прослежены. Проведен ориентировочный подсчет запасов монацита в рудной зоне (горизонтальный слой 0-5 м) при среднем содержании 0,535 кг/т. Объект представляет практический интерес, требуется его разведка [87].

Рудопроявление Северное находится в 1,5 км к северу от месторождения Верхнее Эспе за основным разломом. Рудопроявление открыто в 1960 г. Калаченко А.А. при геолого-съёмочных работах масштаба 1:10000. В 1961 г. на рудопроявлении было пройдено несколько канав с целью его оконтуривания и оценки качества руд. Представлено оно двумя жильными телами, секущими в крест простирания толщу осадочных пород нижнего карбона. Наиболее крупное тело имеет протяженность на поверхности около 100 м, при мощности от 0,3 до 1,5 м, второе - прослежено на 50 м, мощность его - от 0,2 до 0,6 м. Падение жильных тел крутое на юго-восток (80-85°), простирание – северо-восток 40°. Мощность более крупного жильного тела увеличивается в северо-восточном направлении, где оно уходит под рыхлые наносы глубокого лога, контролирующего тектоническое нарушение (рисунок 63 [88]).



Условные обозначения

	Четвертичная система. Современные делювиальные и аллювиальные отложения		Оруденелые пегматитовые жилы
	Туфопесчаники коконьской свиты (четвертая подсвита)		Тектонические нарушения
	Алевролиты и песчаники коконьской свиты (третья подсвита)		Вторичные кварциты, роговики
	Шток рибекитовых гранитов		Поисковые скважины прошлых лет
	Дайка фельзит-порфиров		Канавы прошлых лет

Рисунок 63 – Схематическая геологическая карта рудопроявления Северное (по материалам Осенова Ю.В., 2016г.)

На рудопроявлении зафиксирована высокая радиоактивность пород, до 3000 гамм. Центральная часть жил сложена грубозернистыми пегматоидными гранитами, в приконтактных частях развивается оторочка метасоматически переработанных вмещающих осадочных пород; мощность оторочки колеблется от нескольких сантиметров до 0,7-0,9 м. Редкометалльная минерализация в жилах участка Северного представлена торитом, фергюсонитом, гельвином, фенакитом, бертрандитом, гадолинитом и другими рудными минералами. Химический анализ бороздовых проб показал содержание пятиоксида ниобия от 0,36% до 0,61%, суммы окислов редких земель - от 0,56% до 3,08%, пятиоксида тантала - от 0,003 до 0,011%, окиси бериллия - до 1,36%. В максимальном

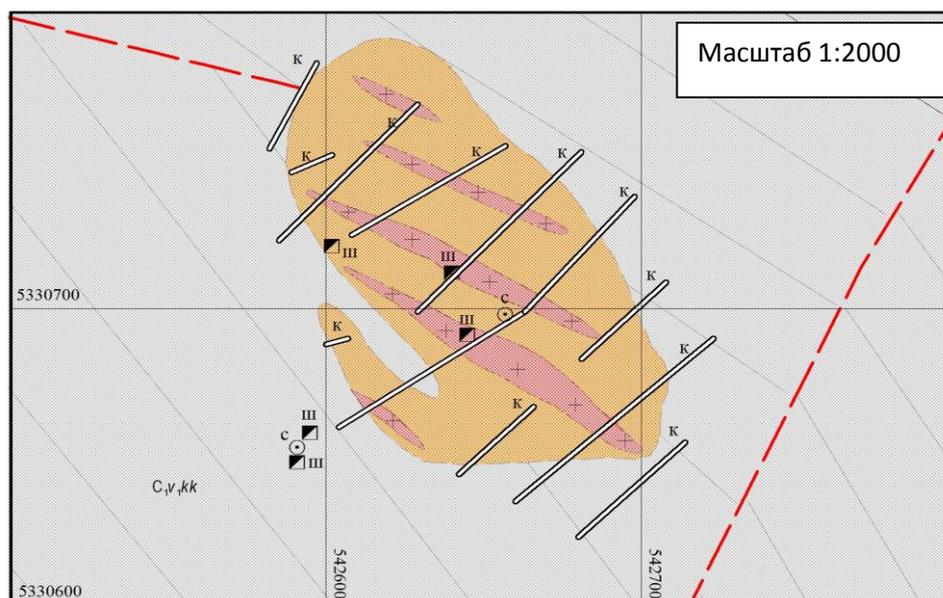
раздуве рудной жилы (1,5 м.) по данным Степанова А.В. содержания пятиокиси ниобия - 0,87%, пятиокиси тантала – 0,017%, суммы окислов редких земель – 4,02%, окиси бериллия – 2,75%, олова – 0,26%, двуокиси циркония – 0,65% и двуокиси тория – 7,31% [89].

Общность редкометалльного комплекса и структурно-генетических позиций рудопроявления Северного с жильными телами Верхне-Эспинского месторождения позволяет предполагать наличие на глубине нескрытого эрозией массива метасоматически переработанных гранитоидов с концентрацией редкометалльного оруденения в приконтактовой зоне.

Рудопроявление Сандыктас находится в 7 км к востоку от месторождения Верхнее Эспе. Выявлено в 1957 г. Чингизской аэрогеофизической партией в результате аэрогаммасъемки. Предварительной оценкой рудопроявления установлена ториевая природа радиоактивности и сравнительно низкие содержания урана. Также спектральным анализом установлено содержание ниобия выше 0,1%. Это дало основание для проведения в 1950 г. поисково-разведочных работ на редкие элементы. В результате, была выявлена редкометалльная рудная минерализация, представляющая собой овальной формы выход эруптивной брекчии размером 100х200м, вытянутый согласно общему простиранию осадочной толщи в северо-западном направлении (рисунок 64).

Эруптивная брекчия состоит из обломков алевролитов и туфопесчаников, сцементированных мелкозернистым магматическим материалом гранитоидного состава. Среди эруптивной брекчии отмечаются небольшие выходы и дайкообразные тела мелкозернистых альбитизированных гранит-аплитов, мощностью от нескольких десятков сантиметров до 4-6 м и протяженностью до 100-150 м. В гранит-аплитах и в эруптивной брекчии наблюдается мелкая вкрапленность гельвина, ильменита, колумбита (?), флюорита, гадолинита, фенакита и циркона [90].

В рудах установлено содержание пятиокиси ниобия от 0,08 до 0,22% (среднее 0,12%), пятиокиси тантала - от 0,004 до 0,009% (среднее 0,006%), суммы окислов редких земель - от 0,12 до 0,43% (среднее 0,25%). Для гранит-аплитов характерны повышенные содержания окиси бериллия – 0,08-0,04%, по некоторым пробам достигающие 0,5-1,0%. В целом участок Сандыктас представляется только что отпрепарированной верхней частью расширяющегося на глубину интрузивного тела гранитоидного состава, с метасоматически переработанными породами в приконтактовой зоне и повышенными концентрациями редких элементов в ней [91].



Условные обозначения

	Алевролиты, песчаники и туфопесчаники коконьской свиты		Тектонические нарушения
	Эруптивная брекчия		Шурфы прошлых лет
	Дайки аплитов		Канавы прошлых лет

Рисунок 64 – Схематическая геологическая карта рудопроявления Сандыктас (по материалам Осенова Ю.В., 2016г.)

Рудопроявление Узун-Булак. Рудопроявление находится в северо-западной части Акжайлютасского массива в 3 км к югу от Верхнеэспинского месторождения. Открыто в 1959 г. Тарбагатайской партией Южно-Казахстанской геофизической экспедиции по ореолам с повышенным содержанием молибдена, вольфрама и свинца. Представлено мелкозернистыми аплитовидными гранитами с секущими их в северо-восточном направлении кварцевыми жилами с вкрапленностью молибденита, вольфрамита, реже халькопирита и пирита. Мощность кварцевых жил от нескольких сантиметров до 1,0-1,5 м., протяженность – до 150-300 м. На участке встречаются небольшие тела пегматитов (до 3-5 м).

Спектральные анализы штучных проб показали содержания по кварцевым прожилкам вольфрама до 0,2%, висмута - до 0,003%, молибдена - до 0,7%, свинца - от 0,001 до 0,003%; по пегматитам: вольфрама - от 0,002 до 0,06%, висмута - от 0,001 до 0,3%, молибдена - от 0,011 до 0,5%, свинца - от 0,001 до 0,1%; по аплитовидным гранитам: висмута - 0,02%, молибдена - до 0,2%, свинца - до 0,6%, меди - от 0,004 до 0,02% [92].

Молибдено-вольфрамовое рудопроявление Узун-Булак в северной части Акжайлю, связанное с процессом пневматолитово-гидротермальной

деятельности, обусловившей образование зон прокварцевания и грейзенизации в мелкозернистых лейкократовых гранитах заслуживает внимание. Предварительные данные поисковой оценки участка, проведённые совместно с АО «Казгеология» позволяют высказать предположение о возможном существенном значении этого металлогенического типа для района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особую роль в структуре стратегического вида природного минерального сырья, а также составляющую основу ведущих отраслей производства, обеспечивающих экономическую и оборонную безопасность государства играют редкие металлы и редкие земли Восточного Казахстана.

В настоящее время в Республике Казахстан возрос интерес горнодобывающих компаний к месторождениям редких металлов и редкоземельных элементов. Все возрастающий спрос обуславливает расширение и создание в Республике собственной редкометалльно-редкоземельной сырьевой базы. Решение этого вопроса приобретает все возрастающую актуальность.

Приведённые сведения о редкометалльных и редкоземельных объектах Казахстана свидетельствуют о высоком потенциале северных отрогов Тарбагатай на данный вид полезных ископаемых. Причём по многим объектам этот потенциал изучен недостаточно и требует дальнейших исследований.

Следует обратить внимание на одно из крупнейших и многокомпонентных месторождений редких металлов и редких земель в Казахстане, с промышленными содержаниями ниобия, тантала, циркония, редких земель - это месторождение Верхнее Эспе. Благодаря новым технологиям добычи и переработки руд, освоение месторождений подобного типа становится возможным.

В данном регионе и на примыкающей к нему территории имеется большое количество мелких и средних редкометалльных и редкоземельных месторождений с относительно высокими содержаниями полезных компонентов.

Месторождение Верхнее Эспе является одним из наиболее крупных многокомпонентным месторождением редких металлов и редких земель в Казахстане, с промышленными содержаниями ниобия, тантала, циркония, редких земель и нуждается в доразведке, т.е. продолжении геолого-разведочных работ.

В результате проведённых теоретических и экспериментальных исследований, связанных с изучением геологического строения и вещественного состава руд, была произведена переоценка геологических характеристик месторождения для усовершенствования прогнозно-поисковой модели. Были установлены особенности формирования месторождений редких металлов и редких земель, изучен вещественный состав руд месторождения Верхнее Эспе, получены новые данные по геохронологическим датировкам и другим современным методам, разработаны критерии прогнозирования и поиска месторождений РЗ.

Приведённые основные поисковые критерии редкометалльного орудения северных отрогов Тарбагатай могут быть использованы в качестве основы для прогноза и поиска новых редкометалльно-редкоземельных объектов.

Опираясь на описанные в работе стратиграфические, структурные, минералого-петрографические, геохимические и геофизические критерии,

можно констатировать, что благоприятными факторами для рудоотложения и концентрации являются:

1) повышенная тектоническая активность формирования многокорневых гранитных массивов;

2) морфология гранитных плутонов и положение оруденения относительно их корневых частей;

3) фронтальные части гранитных апофиз, выступов, образовавшихся в неспокойных тектонических условиях;

4) эндо-экзогенные зоны, апикальные части гранитных массивов, сложенных контаминированными фациями с обилием ксенолитов вмещающих пород;

5) пологие контакты и краевые трещины массивов, наложенная трещиноватость, оперяющая крупные дизъюнктивы внутриинтрузивного возраста, подготовленные складчатые и разрывные структуры в прерудный этап;

6) активное реакционное взаимодействие гранитных расплавов с боковыми породами повышенной основности и карбонатности, вызывающее «аномальный ход» кристаллизации магмы и обильное отделение рудоносных дистиллятов;

7) наличие структурно-литологических ловушек-концентраторов оруденения: контактовые поверхности между гранитами разных фаз, более ранние метаморфизованные тела плагиогранитов, гранодиоритов, отличающихся по химическим и физико-механическим свойствам; полосы мигматитов, массивные роговики в межэтажных перегородках и др.; углисто-глинистые сланцы, песчаники повышенной известковистости, известняки и другие породы;

8) нижнепермский возраст редкометалльно-редкоземельного оруденения;

9) проявление зон фенитизации, что явилось результатом процессов натриевого метасоматоза;

10) высокая энтропия в содержании натрия как в породообразующих минералах, так и во вмещающих породах;

11) обогащенность тяжелыми лантанодами относительно европия и обедненность легкими в пределах рудных фаз и равное их соотношение для гранитов околорудного пространства, что четко выражается на REE-спайдер диаграммах;

12) пересыщенность щелочами и глиноземом гранитов;

13) переходной характер от положительных к отрицательным значениям величины магнитной восприимчивости;

14) повышенный радиоактивный фон и высокая радиоактивность в отдельных точечных ареалах в приконтактных частях гранитных плутонов [7, с. 122].

В районе месторождения (в 1,5-7 км от Верхнего Эспе) найдены перспективные на редкие земли, ниобий, цирконий и бериллий рудопроявления Ийсорское, Северное и Сандыктас, недостаточно изученные с поверхности и на

глубину (скважины не бурились). Тела пегматитов и пегматоидов, кварцевые жилы, эруптивные брекчии, сцементированные мелкозернистым магматическим материалом гранитаидиого состава, дайкаобразные тела мелкозернистых альбитизированных гранит-аплитов могут служить признаками наличия на глубине упомянутых участков, скрытых интрузивных куполов типа Верхнего Эспе.

Таким образом, можно утверждать, что северные отроги Тарбагатая имеют реальный потенциал для возобновления минерально-сырьевой базы Восточного Казахстана. Потенциально перспективные объекты территории Тарбагатая и его северных отрогов не до конца изучены. Поэтому рекомендуется заняться поисками и оценкой местных объектов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией, а также возобновить геологоразведочные работы в данном районе [93].

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Гавриленко О.Д., Фролова О.В., Матайбаева И.Е. Системный металлогенический анализ щелочного магматизма и редкометального оруденения северных отрогов Тарбагатая. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2017. – 108 с.
- 2 Смирнов С. Редкие металлы и земли дают ГМК редкий шанс [Электронный ресурс]: Деловой журнал Kazakhstan. – 2011. - №3. – Режим доступа: <http://www.investkz.com/journals/78/863.html>, свободный. – Загл. с экрана.
- 3 Frolova O., Gavrilenko O., Seltmann R., Dolgopolova A. The rare metal deposit Verkhnee Espe, East Kazakhstan // Матер. междунар. науч.-практ. конф. «Зелёная экономика – будущее человечества». – Усть-Каменогорск, 2014. – С.122-131.
- 4 Указ Президнта Республики Казахстан. О мерах по реализации Послания Главы государства народу Казахстана от 17 января 2014 года: утв. 14 января 2014 года, №733.
- 5 Кембаев М. К. Формы нахождения редких земель в корях выветривания месторождений Северного Казахстана и их 3D модели: Дис. ...PhD: 6D070600 / Казахский Национальный Исследовательский Технический Университет им. К.И. Сатпаева. – Алматы, 2017. – 111 с.
- 6 Ужкенов Б.С., Бекжанов Г.Р., Иванов Л.Б. Редкие металлы и редкие земли Казахстана. – Алматы, 2011. - 277 с.
- 7 Матайбаева И.Е. Закономерности формирования, условия размещения и прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив месторождений редких металлов и редких земель Восточного Казахстана: Дис. ...PhD: 6D070600 / Восточно-Казахстанский государственный технический университет им.Д.Серикбаева. – Усть-Каменогорск,2017. – 147 с.
- 8 Стучевский Н.И., Багадаев Б.А. Геологическая служба Восточного Казахстана (очерк истории развития, взгляд в будущее).- Усть-Каменогорск, 2006. -84 с.
- 9 Дьячков Б.А., Черненко З.И, Матайбаева И.Е., Фролова О.В. Районирование и типы месторождений Восточного Казахстана // Вестник КазНТУ. – 2015. - № 4(110). -С. 101-109.
- 10 Абдулин А.А., Абдрахманов К.А. Геология Казахстана. - Алматы, 2004. - 480 с.
- 11 Бекмухаметов А.Е., Беспаяев Х.А. Геология Казахстана. - Алматы, 2008. - 513 с.
- 12 Дьячков Б.А, Сапаргалиев Е.М., Майорова Н.П., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Никитина Т.М., Евтушенко О.П., Бочкова О.И. Перспективы укрепления и развития минерально-сырьевых ресурсов Восточного Казахстана // Вестник ВКГТУ. - 2009. - № 3. - С. 5-14.
- 13 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). // В кн.: Геологическое строение. - Алматы: Гылым, 1998. - 304 с.

- 14 Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). // В кн.: Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. - 400 с.
- 15 Дьячков Б.А. Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: материалы междунар. конф. – Усть-Каменогорск, 2010. – С.230-236.
- 16 Дьячков Б.А. Перспективы развития горнорудного комплекса в Восточном Казахстане // Горный журнал. -2003. - № 4-5. - С. 35-40.
- 17 Дьячков Б.А. Перспективы укрепления минерально-сырьевой базы Алтае-Чингизского региона (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. сер. геол. - 2005. - №2. – С.63-79.
- 18 Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений. Том 51. – 2009. –№3– С.222-238.
- 19 Михайлов В.А. Редкоземельные руды мира: Геология, ресурсы, экономика. – Киев: Издательско-полиграфический центр «Киевский университет», 2010. – 223с.
- 20 Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Дьячков Б.А., Черненко З.И. Редкометалльное оруденение участка Ахмировский (Восточный Казахстан) // Вестник ВКГТУ. - 2015, - № 2 (68). - С. 13-19.
- 21 Дьячков Б.А., Черненко З.И., Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Суйекбаев Е. Геологическое строение и полезные ископаемые Буранского участка (Северное Призайсанье) // Записки Усть-Каменогорского филиала Казахского Географического Общества. К 70-летию Великой Победы (1941-1945 гг.): матер. междунар. научно-практ. конф. – Усть-Каменогорск: Шығыс Полиграф, 2015. – Вып.9.- С.94-104.
- 22 Mataibayeva I., Frolova O., Diyachkov B., Seltmann R., Shatov V. The tantalum pegmatite deposits Belogorskoe and Yubileinoe, Kazakhstan // 37th Annual Meeting Mineral Deposit Studies Group: abstract volume. – Oxford, 2014. – P. 56.
- 23 Фролова О.В., Матайбаева И.Е., Гавриленко О.Д., Черненко З.И.. Редкоземельный тип месторождений Восточного Казахстана // Вестник ВКГТУ. - 2015, - № 2 (68).– С. 28-33.
- 24 Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Майорова Н.П. Металлогения геологических структур Восточного Казахстана в системе Центрально-Азиатского подвижного пояса // Вестник ВКГТУ. - 2009. - № 2. - С. 31-38.
- 25 Дьячков Б.А., Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Гавриленко О.Д. Типы редкометалльных месторождений Восточного Казахстана и их оценка // Горный журнал. – 2017. - № 8 (2241). – С. 45–50.
- 26 Матайбаева И.Е., Дьячков Б.А., Ойцева Т.В., Бакыттықожаұлы Б., Фролова О.В. Типы пегматитовых место-рождений Калба-Нарымской зоны и их оценка // Сборник трудов Междунар. научно-практ. конф. «Инновационные технологии и проекты в горно-металлургическом комплексе, их научное и кадровое сопровождение». – Алматы, 2014. - С. 91-95.
- 27 Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Фролова О.В., Матайбаева И.Е., Мирошникова А.П. Геолого-структурные и минералого-геохимические

критерии оценки редкометалльных месторождений (Восточный Казахстан) // Вестник ВКГТУ. - 2017, – № 1 (75), - С. 10-20.

28 Коротеева А.В., Хомутская И.В., Дьячков Б.А. Асубулакское рудное поле - кладовая уникальных редкометалльных минералов / Матер. VIII Респуб. научн.-техн. конф. студентов, магистрантов и молодых учёных, посвящ. 50-летию ВКГТУ им. Д. Серикбаева. - Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2008. - С. 119-120.

29 Зимановская Н.А. Ультрадисперсные минеральные фазы благородных металлов золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана: дис....PhD.: 6D070600 / Восточно-Казахстанский государственный технический университет им.Д.Серикбаева. – Усть-Каменогорск,2014 – Усть-Каменогорск,2014. – 164 с.

30 Кузьмина О.Н., Матайбаева И.Е., Дьячков Б.А., Черненко З.И. Геолого-петрологические и минералого-геохимические критерии прогноза и поиска редкометалльных месторождений Восточного Казахстана // Матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова. – Новосибирск, 2014. – С. 342-354.

31 Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Фролова О.В., Айтбаева С.С. Новые данные о геотектонической позиции и рудоносности интрузивно-дайкивых поясов Восточного Казахстана // Горный журнал Казахстана. – 2018. - №5 (157). - С.6-11.

32 Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С., Онтоев Д.О., Апельцин Ф.Р., Куприянова И.И., Кудрин В.С., Эпштейн Е.М. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. - М., Атомиздат, 1972. - 408 с.

33 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Дюсембаева К.Ш., Добровольская Е.А. Первая находка бафертисита и цзиньшацзянита // Изв. НАН РК. Сер. геол. - 2008. - №5. - С. 27-37.

34 Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. - М.: Недра, 1972. - 212 с.

35 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Калкатаев Е.Б., Никитина Т.М., Бухтоярова-Ереза А.А. Состояние научно-исследовательских работ на редкие металлы в Восточно-Казахстанском регионе // Роль университетов в создании инновационной экономики: матер. междунар. науч.-практ. конф.-Усть-Каменогорск, 2008. – С.15-25.

36 Belov V.A., Ermolov P.V. The Verkhnee Espe Rare Metal Deposit in East Kazakhstan // In Shatov, Seltmann, Kremenetsky, Lehmann, Popov & Ermolov (Eds). Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. - St.Petersburg, 1996. -P. 219–228.

37 Сектор пробоподготовки [Электронный ресурс] / ektu.kz: Сайт ВКГТУ им. Д. Серикбаева. – Режим доступа: <https://www.ektu.kz/divisions/cnir/irgetas/samplepreparation.aspx?lang=ru>, свободный. – Загл.с экрана.

38 Турсынулы Е., Слюсарев А.П., Бекенова Г.К. Кристаллохимические особенности кальциевых разновидностей эльпидита из Верхнеэспинского месторождения (Восточный Казахстан) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XVII Междунар. симпозиума им. академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посв. 150-летию со дня рождения академика В. А. Обручева и 130-летию академика М. А. Усова, основателей Сибирской горно-геологической школы. Том I; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. - С. 149-150.

39 Рекомендации по эффективному использованию уран-свинцовых датировок по циркону локальным методом SIMS (вторично-ионная масс-спектрометрия) на инструменте SHRIMP-II (чувствительный высоко-разрешающий ионный микрозонд второго поколения) [Электронный ресурс] / Рекомендации. – Режим доступа: <http://www.shkola.of.by/rekomendacii-po-effektivnomu-ispolzovaniyu-uran-svincovih-dat.html>, свободный. – Загл.с экрана.

40 Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая - М.: Изд. Наука, 1968. - 185 с.

41 Степанов А.В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана // Сборник научн. трудов КазИМСа. – Алма-Ата, 1961. - Вып. 5. – С. 17-22.

42 Степанов А.В., Северов Э.А. Гагаринит – новый редкоземельный минерал // ДАН СССР. 1961. - 141. № 4. - С. 954-957.

43 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Добровольская Е.А., Кенишбаева А.Г. Вариации химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатая // Матер. конф. «Актуальные проблемы наук о Земле» «Сатпаевские чтения». - Алматы: 2008. - С. 129-137.

44 Степанов А.В., Бекенова Г.К. Краткая характеристика Верхнеэспинского месторождения редких элементов // Матер. междунар.конф. «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов» «Сатпаевские чтения». - Алматы, 2009. - С. 248-258.

45 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 редкометалльного месторождения (Восточный Казахстан) // Матер. конф. «Геология в XXI веке» (Сатпаевские чтения). - Алматы, 2011. - С. 302-310.

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

47 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. - Vol.74. - P. 521-528.

48 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 Tisilicate mineral from the Verkhnee Espe Deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan // Mineral Magazine. - 2009. - Vol. 73(5). - P. 521-528.

49 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally $(Na_{0.5}Y_{0.5})Ti(SiO_4)O$, 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 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.

51 Токшилыкова Ж. Бекенова Г.К. О процессе фенитизации в связи с малыми интрузиями щелочных гранитов на примере Верхнеэспинского редкометального месторождения (Восточный Казахстан) // Труды Междунар. науч.-практ. конф. «Подготовка инженерных кадров в контексте глобальных вызовов XXI века». –Алматы, 2013. - II том. – С.261-262.

52 Гавриленко О.Д., Фролова О.В., Матайбаева И.Е. Особенности вещественного состава пород и руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе (Восточный Казахстан) // Труды междунар. Сатпаевских чтений «Научное наследие Шахмардана Есенова». – Алматы, 2017. – С.82-85.

53 Dolgoplova A., Seltmann R., Bekenova G., Gavrilenko O., Baisalova A., Frolova O., Stepanov A., Mataibayeva I. Geology and mineralization of the Verkhnee Espe REE-RM Deposit, East Kazakhstan // SEG 2017 Annual Meeting Ore deposit of Asia: China and Beyond. – Beijing, China, 2017. – P.162.

54 Frolova O., Mataibayeva I., Gavrilenko O., Seltmann R., Shatov V. The rare-earth – rare metal de-posit Verkhnee Espe, East Kazakhstan // 37th Annual Meeting Mineral Deposit Studies Group: abstract volume. – Oxford, 2014. – P.147-148.

55 Фролова О.В., Гавриленко О.Д., Мизерная М.А., Seltmann R. Редкоземельное-редкометалльное месторождение Верхнее Эспе, Восточный Казахстан // «Инновационные технологии и проекты в горно-металлургическом комплексе, их научное и кадровое сопровождение»: сборник трудов Междунар. науч.-практ. конф, - Алматы: КазНТУ, 2014. – С. 107-109.

56 Dyachkov B.A., Maiorova N.P. The rare metal deposits of the Kalba region in East Kazakhstan / In:Granite-Related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. - St. Petersburg: Glagol Publishing House, 1996. - P. 229-242.

57 Есимбаев Б.С., Дюсембин Р.Н., Дьячков Б.А. Типы редкометалльных пегматитовых месторождений Калба-Нарымского пояса и их оценка / Матер. IX Республ. научно-технич. конф. студентов, магистрантов, аспирантов и молодых учёных. -Усть- Каменогорск, 2009. - С. 120-122.

- 58 Григорьев В.М., Оникиенко Л.Д., Пилипенко Г.Н., Яковлев П.Д. Лабораторный практикум по геологии полезных ископаемых: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1992. – 172 с.
- 59 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) // Матер. конф. «Онтогения, филогения и система минералогии». – Миасс, 2015. – С.68-75.
- 60 Бекенова Г.К., Степанов А.В., Долгополова А.В., R. Seltmann, Левин В.Л., Байсалова А.О. Особенности титансодержащих минералов Верхнеэспинского редкометального месторождения (Восточный Казахстан) // Изв. НАН РК. Сер. геол. и техн.наук. - 2017. -№5. - С. 36-54.
- 61 Байсалова А.О. Особенности метасоматических процессов редкометальных проявлений гранитного массива Акжайлыутас и сопредельных районов: дис. ...PhD.: 6D070600 / Казахский национальный исследовательский технический университет им. К.И. Сатпаева – Алматы, 2018. – 164 с.
- 62 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. Серия геологии и технических наук. - 2013. - №1. - С. 36 – 42.
- 63 Dyachkov B., Oitseva T., Frolova O.V., Mataibaeva I., Kuzmina O. Geotectonic position, age and ore potential of intrusive-dyke belts in East Kazakhstan // 17th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017. Issue 11. Geology. Mineral processing: conference proceedings. - Albena, Bulgaria, 2017. – Vol.17. – P. 239-246.
- 64 Дьячков Б., Матайбаева И., Черненко З., Теут Е. О геологической позиции и рудоносности гранитоидных поясов Большого Алтая // Вісник Київського Національного Університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2015. – 1(68).- С.55-65.
- 65 Angelo Peccerillo S. R. Taylor. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology: Volume 58, Issue 1, - 1976. – P. 63–81.
- 66 B. Ronald Frost, Calvin G. Barnes, William J. Collins, Richard J. Arculus, David J. Ellis, Carol D. Frost. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // Journal of Petrology. - 2001. –Vol. 42, Issue 11. - P. 2033–2048.
- 67 Rudnick R.L. and Gao S. Composition of the continental crust // In: The Crust (ed. R.L. Rudnick). Vol. 3 Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. turekian). - Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003. – P. 1-64.
- 68 Гусев А. И. Постколлизийные и анорогенные гранитоиды Алтая. – М.: Академия Естествознания, 2013. – 193 с.
- 69 Коваленко В.И. Геология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. - 208 с.
- 70 Boynton, W.V. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies // In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, - New York, 1984. - P.63-114.

- 71 Sun, S.S. and McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London. - London, 1989.- P. 313-345.
- 72 Склярлов Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / под ред. Склярлова Е.В. – Москва, 2001. – 288 с.
- 73 Солододов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. - М.: Наука, 1962. - 233 с.
- 74 Mataibayeva I.E., Dyachkov B.A., Frolova O.V., Zulakram M.E., Nurmuhametova A.T. Redkometalnaya mineralizaciya granitoidov Kalby (The rare metal mineralization granitoids of Kalba) // Материалы IX Международной конференции «Эффективное использование ресурсов и охрана окружающей среды - ключевые вопросы развития горно-металлургического комплекса» и XII Международной научной конференции «Перспективные технологии, оборудование и аналитические системы для материаловедения и наноматериалов», - Усть-Каменогорск, 2015. – С. 68-75
- 75 Кривцов А.И., Волчков А.Г., Крейтер А.Г. и др. Разработка критериев и методика локального прогноза геолого-промышленных типов рудных месторождений. - М.: Недра, 1990. – 295 с.
- 76 Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. - М.: Недра, 1978. - 136 с.
- 77 Марков К.А., Михайлов Б.М., Рундквист Д.В. и др. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые / под. ред. Д.В. Рундквиста. - Л.: Недра, 1978. - 607 с.
- 78 Mataibayeva I.E., Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. et al. The content of tantalum in granitoids of Kalba // Materials of International scientific and practical conference «Green economy is the future of humanity» 24, 25 th of May.- Ust-Kamenogorsk, 2014. - Part V. - P. 285–296.
- 79 Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. - Алма-Ата: Наука, 1975. - 342 с.
- 80 Verplank, P.L., Van Gosen, B.S., Seal, R.R., and McCafferty, A.E. A deposit model for carbonatite and peralkaline intrusion-related rare earth element deposits. // USGS Scientific Investigations Report. - 2014. - 58 p.
- 81 Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 295 с.
- 82 Петров Т.Г., Фарафонова О.И., Соколов П.Б. Информационно-энтропийные характеристики состава минералов и горных пород как отражение напряженности процесса кристаллизации //Записки Российского минералогического общества. – 2003. - Ч.132, №2.- С.33-40.
- 83 Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии (избранные проблемы). - Л.: Наука, 1977. -291 с.
- 84 Чертко Н.К. Геохимия: учебное пособие для студентов геологических специальностей вузов / под ред. Н.К. Чертко. – Мн.: ТЕТРА СИСТЕМС, 2007. – 254 с.

85 Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Тихомирова Н.И. Петрология пересыщенных кремнеземом агпайтовых щелочных. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. -88 с.

87 Гавриленко О. Д. Рудные редкометальные формации Восточного Казахстана. // Матер. II Междунар. науч.-технич. конф. «Современные проблемы геологии, минерагении и комплексного освоения месторождений полезных ископаемых Большого Алтая». - Усть-Каменогорск: ВК ГТУ, 2003.- Ч.1. - С. 115-118.

83 Гавриленко О. Д. Типоморфизм минералов как основа для проектирования ГИС при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. // Матер. междунар. науч. конф.. Современные информационные технологии в геологоразведочной и горнодобывающей областях.- Усть-Каменогорск, 2006. – С. 21-22.

70 Richardson D.G., Birkett T.C. Peralkaline rock-associated rare metals. // *Geology of Canadian mineral deposit types: Geological Survey of Canada.* – Canada, 1996. - №8. - P.523-540.

84 Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С. и др. Изотопная геохронология процессов магматизма, рудообразования, осадконакопления и метаморфизма. // Материалы III Всероссийской конференции по изотопной геохронологии.- М.: ГЕОС, 2006. – С.281-286.

85 Абдулин А.А., Шлыгин А.Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 312 с.

86 Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 295 с.

87 Ткачев А.В. Глобальные металлогенические в истории Земли. – М.: Недра, 2012. - 45 с.

88 Хомичев В.Л., Долгушин С.С., Садур О.Г., Марков В.В. Глубинная модель габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации. - Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2003. - 110 с.

89 Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B. et al. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics.* - 2014.- Vol. 55. -P. 237-251.

90 Arblaster J. W. Densities of osmium and iridium: recalculation based upon a review of the latest crystallographic data // *Platinum Metals review.* -1989. - 33 (1). - P. 14-16.

91 Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. - Новосибирск: Наука, 1989. - 167 с.

92 Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометальное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. - 226 с.

93 Фишман И.Л. Прогнозные ресурсы и планирование развития минерально-сырьевой базы // монограф. сборник «Геонауки в Казахстане»: докл. каз. геологов). - Алматы: «Каз ГЕО», 2004. – 377 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акты внедрения результатов исследований

«УТВЕРЖДАЮ»
Проректор по НИМС

О.Д.Гавриленко

«УТВЕРЖДАЮ»
Вр.и.о. проректора по УМР

М.К. Кылышканов

« 11 » 20 15 г. « 23 » 20 г.



А К Т

об использовании результатов НИР по теме «Изучение геологического строения и вещественного состава руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-поисковой модели (Восточный Казахстан)» в учебном процессе университета

Мы, нижеподписавшиеся,

Начальник Управления по академической деятельности	Г.Ж. Солтан
Начальник Управления НИР и ИД	Д.Н. Титов
Заведующий кафедрой	Г.Т.Нуршайыкова
Председатель методической комиссии факультета	Г.А. Кокаева

составили настоящий акт в том, что результаты НИР Фроловой Ольги Вячеславовны внедрены в учебный процесс кафедры «Геология и горное дело» в 2015 году.

Результаты научных исследований (2012-2015) по теме диссертационной работы «Изучение геологического строения и вещественного состава руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-поисковой модели (Восточный Казахстан)» используются при проведении лекционных и практических занятий для студентов 4 курса группы 12-ГР-1 по дисциплине «Геоинформационные технологии в геологии». Эти данные отражены в курсе лекций и в методических указаниях к выполнению практических и семинарских работ для студентов специальности 5В070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых.

На практических занятиях по дисциплине «Геоинформационные технологии в геологии» используется методика формирования ГИС для Восточно-Казахстанского региона, составление баз данных по месторождениям данного региона (например, Верхнее Эспе, Сандыктас, Ийсор и др.) с применением векторной геоинформационной системы MapInfo.

В курс лекций по дисциплине «Геоинформационные технологии в геологии» включены разделы: 3. Геоинформационная система MapInfo (лекция

1. Основы технологии работы; лекция 2. Работа с атрибутивными данными; лекция 3. Информация об объектах; лекция 4 (Пространственный анализ). В методических указаниях для практических работ включены следующие разделы: Практическая работа №3. Работа с атрибутивными данными и информация об объектах; Практическая работа №4. Пространственный анализ.

Начальник управления по АД



Солтан Г.Ж.

Начальник управления НИР и ИД



Титов Д.Н.

Заведующая кафедрой
«Геология и горное дело»



Нуршайыкова Г.Т.

Председатель методической
комиссии ФНОЗ



Кокаева Г.А.



«Утверждаю»
 Проректор по науке и международному
 сотрудничеству ВКГТУ
 О. Д. Гавриленко
 26 октября 2016 г.



«Утверждаю»
 Председатель
 Правления
 Г. Нуржанов
 2016 г.

А К Т ВНЕДРЕНИЯ
результатов научно-исследовательских работ в высших учебных заведениях

Заказчик АО «Национальная геологоразведочная компания «КАЗГЕОЛОГИЯ»

Настоящим актом подтверждается, что результаты научных исследований по теме диссертационной работы Фроловой О. В.: "Изучение геологического строения и вещественного состава руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе для построения прогнозно-поисковой модели (Восточный Казахстан)"

Выполненных в Восточно-Казахстанском государственном техническом университете им. Д. Серикбаева

Стоимостью Без стоимости

Сроки выполнения январь 2016-декабрь 2016

Внедрены АО «Национальная геологоразведочная компания «КАЗГЕОЛОГИЯ»

1. Вид внедрённых результатов: Информационная записка с аналитическими результатами.
2. Характеристики масштаба внедрения Единичное
3. Форма внедрения Техническая документация
4. Опытно-промышленная проверка Нет
5. Внедрены:
 - в промышленное производство Для использования информации
 - в проектные работы Для использования информации

Руководитель проекта
 проректор по НИМС

О.Д. Гавриленко

Председатель правления
 АО «Казгеология»

Г.Ж. Нуржанов

Уведомление о положительной результате формальной экспертизы заявки на патент



1710691

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
ӘДІЛЕТ МИНИСТРЛІГІНІҢ
"ҰЛТТЫҚ ЗИЯТКЕРЛІК МЕНШІК
ИНСТИТУТЫ"
ШАРУАШЫЛЫҚ ЖҮРГІЗУ
ҚҰҚЫҒЫНДАҒЫ РЕСПУБЛИКАЛЫҚ
МЕМЛЕКЕТТІК КӘСІПОРНЫ



РЕСПУБЛИКАНСКОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
ПРЕДПРИЯТИЕ НА ПРАВЕ
ХОЗЯЙСТВЕННОГО ВЕДЕНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИНСТИТУТ
ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ»
МИНИСТЕРСТВА ЮСТИЦИИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Коргалжин тас жолы, 3Б ғимараты, Астана қ. Қазақстан Республикасы, 010000
<http://www.kazpatent.kz>, e-mail: kazpatent@kazpatent.kz

шоссе Коргалжин, здание 3Б, г. Астана, Республика Казахстан, 010000
<http://www.kazpatent.kz>, e-mail: kazpatent@kazpatent.kz

Хат алмасу кезінде 23.11.2017
№ 2017/1084.1 өтініміне сілтеме беруді сұраймыз

Восточно-Казахстанский государственный
технический университет
имени Д.Серикбаева
ул. Протозанова, 69, г. Усть-Каменогорск,
Восточно-Казахстанская область, 070004
vestnik_vkgtu@mail.ru

При переписке просим ссылаться на заявку
№ 2017/1084.1 от 23.11.2017

21 ДЕК 2017

41666

Уведомление о положительном результате формальной экспертизы

Настоящим РГП «НИИС» уведомляет заявителя о том, что формальная экспертиза по заявке на изобретение «Способ поиска редкометалльно-редкоземельного оруденения» завершена.

- (21) 2017/1084.1
- (22) 23.11.2017
- (71) Республиканское государственное предприятие на праве хозяйственного ведения «Восточно-Казахстанский государственный технический университет имени Д. Серикбаева» Министерства образования и науки Республики Казахстан (KZ)
- (72) Гавриленко Олег Дмитриевич (KZ); Фролова Ольга Вячеславовна (KZ); Матайбаева Индира Едыльевна (KZ)

Согласно пункту 7 статьи 22 Патентного закона Республики Казахстан (далее - Закон) экспертиза заявки по существу производится при условии предоставления в экспертную организацию документа, подтверждающего оплату экспертизы заявки по существу в течение трех месяцев с даты направления данного уведомления.

При неоплате экспертизы по существу в указанный срок заявка считается отозванной.

В соответствии с пунктом 13 статьи 22 Закона сроки, пропущенные заявителем, могут быть восстановлены экспертной организацией при представлении документа об оплате восстановления пропущенного срока. ходатайство о восстановлении срока может быть подано заявителем не позднее двенадцати месяцев со дня истечения пропущенного срока.

Начальник управления

К. Исакова

Эксперт

О. Жұбанов

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Результаты геохимического анализа

Таблица Б.1 - Результаты геохимического анализа (редкоземельные элементы)

Проба	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
FG-1	75.00	58.12	66.13	47.93	48.79	6.43	48.84	56.12	54.84	49.64	45.77	51.20	47.27	47.27
FG-2	101.19	71.68	74.85	52.15	36.13	11.78	28.58	20.51	24.02	29.44	24.23	32.16	24.96	29.33
FG-3	222.94	168.69	194.84	169.17	180.15	9.68	160.85	147.78	114.66	84.96	66.24	57.93	44.25	47.27
FG-4	145.45	172.90	169.51	120.50	128.82	8.37	95.68	80.93	55.62	37.87	31.57	22.61	24.43	24.93
FG-5	33.77	39.52	41.09	35.18	49.55	7.28	56.37	66.16	108.20	49.07	41.33	39.35	36.68	40.28
FG-6	48.48	39.36	51.61	41.42	53.08	4.03	10.42	59.28	11.46	43.12	42.10	43.64	37.06	35.87
FG-7	132.48	123.76	140.98	110.63	106.00	6.04	79.19	53.02	43.98	33.38	30.12	30.31	26.78	25.68
FG-8	94.55	79.91	108.28	77.82	105.2308	7.67	120.08	173.88	118.35	111.28	140.19	151.02	125.84	134.04
FG-9	101.71	79.44	122.95	93.58	137.3846	10.92	100.81	108.02	49.35	74.79	67.90	70.65	38.28	86.02
FG-10	350.00	248.64	439.02	154.83	209.7949	17.66	156.91	430.17	213.66	216.99	183.95	232.41	177.46	198.14
FG-11	61.77	86.14	74.82	59.08	71.74359	6.97	77.14	65.89	35.37	55.43	50.19	40.34	39.79	55.68
FG-12	51.13	33.39	38.46	29.63	22.83077	18.37	16.63	16.74	16.49	11.93	11.88	13.32	12.63	14.13
FG-13	168.48	140.72	539.84	224.33	411.2821	221.77	443.24	1742.62	963.98	962.40	694.29	856.17	648.33	623.60
FG-14	125.90	103.59	306.72	72.50	305.641	32.15	354.83	458.44	516.46	569.22	536.67	460.49	292.82	254.35
FG-15	95.74	84.91	200.66	92.67	154.2564	17.44	219.31	412.87	245.34	353.06	310.48	321.60	183.68	142.05
FG-16	70.10	51.03	61.35	47.83	37.25641	21.46	35.15	43.97	48.23	40.25	40.61	42.16	36.76	42.70
FG-17	180.90	138.00	368.93	163.83	419.641	15.33	203.75	419.62	209.01	178.69	173.19	316.98	102.30	117.67
FG-18	41.90	28.25	31.02	24.93	21.45	14.87	8.19	12.75	13.00	11.04	9.66	11.00	15.05	15.05
FG-19	26.42	37.74	36.38	28.30	41.02	4.96	39.65	58.61	92.61	58.90	64.10	59.04	51.34	43.63
FG-35	25.87	25.10	31.61	21.07	22.58	3.80	22.49	27.76	131.99	27.55	24.33	31.17	27.45	33.14
FG-36	29.55	19.72	43.24	15.50	48.16923	10.31	47.18	62.09	65.59	57.87	47.48	50.74	36.53	45.28
FG-37	64.00	45.57	82.95	87.15	119.03	7.75	113.94	132.76	184.91	105.06	94.05	87.53	72.39	74.16
FG-38	27.15	25.74	27.91	17.00	11.54	3.18	17.02	10.26	14.42	8.64	7.13	6.85	8.92	12.16

Продолжение таблицы Б.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
FG-39	43.10	27.46	38.49	26.42	40.89231	4.96	41.66	67.66	78.60	78.12	34.90	64.29	42.66	53.20
FG-40	45.77	33.55	40.32	27.88	39.38974	6.27	38.73	68.57	80.03	85.53	49.24	89.85	68.90	71.89
FG-41	15.79	30.40	5.95	21.11	5.41	0.68	0.83	1.18	1.74	1.80	9.31	0.94	5.56	1.11
FG-42	13.68	31.20	4.18	15.31	3.60	0.73	0.66	0.70	1.42	0.90	2.71	0.61	2.85	0.49
FG-43	15.73	30.44	5.16	21.38	5.26	0.91	0.54	1.08	1.37	1.66	4.39	0.76	5.31	0.83
FG-44	17.67	32.07	5.31	20.91	4.72	0.98	0.42	1.14	1.14	1.49	4.37	0.71	4.28	0.67
FG-45	13.80	26.09	4.99	15.44	5.21	0.22	0.38	1.04	1.25	1.65	5.13	0.93	5.53	0.98
FG-46	12.67	20.39	4.06	14.88	3.38	0.22	0.30	0.49	1.64	0.73	2.22	0.32	2.92	0.46
FG-47	20.55	44.20	10.18	27.42	8.20	0.17	0.41	1.49	1.58	1.74	5.15	1.00	5.20	0.82

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Петраграфическое описание образцов

Таблица В.1 - Петраграфическое описание образцов

№ обр.	Название породы	Текстура породы (структура)	Минеральный состав (%)	Вторичные минералы	Последовательность изменения	Акцессорные минералы
1	2	3	4	5	6	7
F-42	Крупно-среднезернистый порфиритовый микроклин-альбит лейкократовый гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитовых и порфиритовых, порфиробластовых и пойкилобластовых (ситовых) за счет общей рекристаллизации порообразующих минералов	Кварц - 30-35%, Альбит - 25-30%, Микроклин - 25-30%, Циркон - 2-3%, Вторичные минералы (Qtz+Ser+Fl+Ht/Hm) - 1-2% в сумме.	Qtz+Ser+Fl → Ab, Ab → Mi, Ht → рудные минералы, альбитит-циркон, агрегаты, в которых зерна циркона связаны с интерстициями случайно ориентированных удлиненных планок альбита	(1) Альбитизация (сильная), (2) Серицитизация + флюоритизация (слабая)	Рутил, циркон
F-43	Грубый среднезернистый порфиновый арфведсонит / рибекит-подшипник микроклин-альбит щелочной гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных») Qtz-Ab пойкилокристаллов)	Кварц - 35-38%, Альбит - 25-27%, Микроклин - 25-27%, Арфведсонит /рибекит- 3-5%, Эгирин - <1%, Циркон - 1-2%, Вторичные минералы (Qtz+Ser/Ms+Fl) - 1-2% в сумме.	Qtz+Ser/Ms → Ab, Ab → Mi, Fl в жилах, альбитит-цирконевого агрегатах со структурой, описанной выше (смотри образец F-42)	(1) Альбитизация (сильная), (2) Окварцевание + серицитизация + флюоритизация (слабая)	Рутил, циркон
F-44	Среднезернистый порфиновый микроклин-альбит	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и	Кварц - 35-40%, Альбит - 25-27%, Микроклин - 25-27%,	Ab → Mi, Ht → рудные минералы, Fl в жилах, альбитит-	(1) Альбитизация (сильная), (2) Флюоритизация	Лопарит, пироклор, рутил,

Продолжение таблицы В.1

1	2	3	4	5	6	7
	лейкократовый гранит сильно альбитизированный	пойкилобластовых («шарообразный»Qtz-Ab лов) пойкилокристаллов	Арфведсонит/рибекит - <1%, мусковит - 1-2%, циркон - 1-2%, Вторичные минералы (Ht/HmFl) - 1-2% в сумме.	цирконевые агрегаты со структурой описанной выше (смотри образцы F-42-43)	(слабая)	циркон
F-45	Среднезернистый микроклин-альбит лейкократовый "слоистый" гранит интенсивно альбитизированный и обогащённый циркон-пироклорной минерализацией	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных»Qtz-Ab пойкилокристаллов). Сочетание тонких слоев, состоящих из Qtz + Ab пойкилобластического агрегата и микрокристаллического трахитового альбита + циркона+ пироклорного агрегата	Кварц - 33-37%, Альбит - 40-43%, Микроклин- 10-12%, Арфведсонит/рибекит - <1%, циркон - 7-10%, пироклор/лопарит - 3-5%, вторичные минералы (Ht/Hm+Py) - 2-3% в сумме.	Ab → Mi, Ht → рудные минералы, Ht/Hm в жилах, альбитит-цирконевые агрегаты со структурой описанной выше (смотри образцы F-42-43)	(1) Альбитизация (сильная), (2) Окисление (слабое)	Лопарит, пироклор, рутил, циркон
F-46	Среднезернистый порфировый микроклин-альбит лейкократовый гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов). Структура породы идентифицируется	Кварц - 35-40%, Альбит - 20-23%, Микроклин - 20-22%, Арфведсонит/рибекит - 1-2%, Циркон- 1-2%. Вторичные минералы	Ab → Mi, Fl + Vt в жилах, микрокристаллический альбитит-цирконевые агрегаты со структурой описанной выше (смотри образцы F-42-43)	(1) Альбитизация (сильная), (2) Флюоритизация (умеренная)	Циркон

Продолжение таблицы В.1

1	2	3	4	5	6	7
		комбинацией кварцевых и кварц-альбитовых пойкилобластов, покрытых микрокристаллическим трахитическим альбито-микроклинным цирконсодержащим агрегатом	(Fl+Bt+Ser) - 7-10% в сумме.			
F-47	Арфведсонит / рибекит несущий щелочной гранит-порфир сильно фенитизированный и кварц-флюорит измененный обогащённый циркон-пирохлорной минерализацией	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластных и пойкилобластовых кристаллов. Общая рекристал-лизация породы и замена породообразующих минералов кварцем, альбитом, рибекитом и флюоритом	Кварц - 40-43%, Альбит - 18-20%, Микроклин - 7-10%, Арфведсонит/рибекит - 10-12%, Мусковит - 1-2%, Циркон - 5-7%, Пирохлор - 1-3%. Вторичные минералы (Fl+Ser) - 1-2% в сумме.	Qtz+Ab → Mi, Fl в жилах, микрокристаллические альбитит-циркон-пирохлоровые агрегаты со структурой описанной выше (смотри образцы F-42-43)	(1) Кварц-альбит-рибекит (фенитизация) изменение (сильная), (2) Флюоритизация (слабая)	Циркон, пирохлор
F-48	Среднезернистый порфировый арфведсонит / рибекит щелочной гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых кристаллов, трахитовая матрица, порфиробластовые и пойкилобластовые (ситовые) за счет общей рекристал-лизации породообразующих минералов	Кварц - 35-40%, Альбит - 25-30%, Микроклин - 10-15%, Арфведсонит/рибекит - 10-12%, Мусковит - 1%, Циркон - 2-3%, Пирохлор - 1%. Вторичные минералы (Fl+Qtz+Ser) - 1-2% в	Qtz+Ab → Mi, Qtz+Fl → Mi, микрокристаллические рибекит - альбит-циркон-пирохлор-содержащие агрегаты со структурой описанной выше (смотри образцы F-42-45)	(1) Кварц-альбит-рибекит (фенитизация) изменение (сильная), (2) Флюоритизация (слабая)	Циркон, пирохлор

Продолжение таблиц В.1

1	2	3	4	5	6	7
			сумме			
F-49	Среднезернистый порфиновый арфведсонит / рибекит- и биотит-подшипник щелочной гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых, («шарообразных»)Qtz-Ab пойкилокристаллов). Структура породы идентифицируется комбинацией кварцевых и кварц-альбитовых пойкилобластов, покрытых микрокристаллическим трахитическим альбито-микроклинным цирконсодержащим агрегатом	Кварц - 35-40%, Альбит - 25-30%, Микроклин - 15-20%, Арфведсонит/рибекит - 1-2%, Мусковит - 1-2%, Биотит - 2-3%, Циркон - 1-2%. Вторичные минералы(Chl+Fl+Qtz+Hm/Ht) - 1-2% в сумме.	Ab → Mi, Chl → Bt, Qtz+Fl → Mi, Ht/Hm → рудные минералы, микрокристаллические альбитит-цирконевые агрегаты, в которых зёрна циркона связаны с интерстициями случайно ориентированных удлиненных планок альбита	(1) Альбитизация (сильная), (2) Окисление + флюоритизация (слабая)	Циркон, рудные минералы
F-50	Среднезернистый арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит умеренно альбитизированный (фенитизированный)	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных»)Qtz-Ab пойкилокристаллов). Структура породы идентифицируется комбинацией кварцевых и кварц-альбитовых	Кварц - 35-40%, Альбит - 20-25%, Микроклин - 15-20%, Арфведсонит/рибекит - 3-5%, Мусковит - 2-3%, Циркон - 2-3%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Qtz+Hm/Ht) - 3-4% в Σ	Ab → Mi, Ms/Ser → Bt, Qtz+Fl → Mi, Ht/Hm → рудные минералы, микрокристаллические альбитит-цирконевые агрегаты, в которых зёрна циркона связаны с интерстициями случайно ориентированных	(1) Альбитизация (умеренная), (2) Окисление + флюоритизация (слабая)	Циркон, рудные минералы

Продолжение таблицы В.1

1	2	3	4	5	6	7
		пойкилобластов, покрытых микрокристаллическим трахитовым альбититовым арфведсонит / рибекит- и цирконсодержащим агрегатом		удлиненных планок альбита		
F-51	Среднезернистый арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит сильно кварц-альбит-рибекитизированный	Реликты гранитных, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов) ситовая структура породы за счёт полной рекристаллизации породообразующих минералов во время фенитизации	Кварц - 45-50%, Альбит - 20-25%, Микроклин - 10-15%, Арфведсонит/рибекит - 3-5%, Мусковит - 1-2%, Циркон - <1%, Пироклор - <1%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Qtz+Hm/Ht+Jar) - 2-3% в сумме.	Qtz+Ab → Mi, Ms/Ser → Bt, Fl → Mi, Ht/Hm → Rieb, Jar → Py, микрокристаллические рибекит-альбит-цирконевые агрегаты	(1) Фенитизация (сильная), (2) Окисление+флюоритизация (слабая)	Циркон, пироклор, рудные минералы
F-52	Мелко-среднезернистый биотит и арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит сильно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов)	Кварц - 35-40%, Альбит - 25-30%, Микроклин - 5-10%, Арфведсонит/рибекит-10-12%, Мусковит -1-2%, Биотит - 1-2%, Циркон - 1-2%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Hm/Ht)-1-2% в Σ	Ab → Mi, Ms/Ser → Bt, Fl → Mi, Ht/Hm → Rieb, Ht/Hm → Py, микрокристаллические рибекит-альбит-цирконевые агрегаты	(1) Альбитизация (сильная), (2) Флюоритизация + мусковитизация (слабая)	Циркон, рудные минералы

Продолжение таблицы В.1

1	2	3	4	5	6	7
F-53	Среднезернистый мусковит и арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит умеренно альбитизированный	Реликты гранитных и порфировых, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов)	Кварц - 35-40%, Альбит - 30-35%, Микроклин - 5-10%, Арфведсонит/рибекит - 2-3%, Мусковит-3-5%, Циркон - 1-2%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Hm/Ht) - 3-5% в Σ	Ab \rightarrow Mi, Ms/Ser \rightarrow Bt, Fl \rightarrow Mi, Ht/Hm \rightarrow Py, микрористаллические микроклин-альбитит-цирконевые агрегаты	(1) Альбитизация (умеренная), (2) Флюоритизация + мусковитизация (слабая)	Циркон, титанит, рудные минералы (Py)
F-54	Среднезернистый порфировый биотит и арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит умеренно альбитизированный	Реликты гранитных, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов), ситовая структура породы	Кварц - 30-35%, Альбит - 15-20%, Микроклин - 30-35%, Арфведсонит/рибекит - 1-2%, Биотит - 2-3%, Циркон - 1-2%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Hm/Ht) - 3-5% в сумме.	Ab \rightarrow Mi, Ms/Ser \rightarrow Bt, Fl \rightarrow Mi, микрористаллические микроклин-альбитит-цирконевые агрегаты	(1) Альбитизация (умеренная), (2) Флюоритизация + мусковитизация (слабая)	Циркон, рудные минералы (Py)
F-55	Среднезернистый порфировый эгирин - и арфведсонит / рибекитовый щелочной гранит умеренно альбитизированный	Реликты гранитных, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов) ситовая структура породы	Кварц - 30-35%, Альбит - 20-25%, Микроклин - 20-25%, Арфведсонит/рибекит - 5-7%, Эгирин - 2-3%, Мусковит - 1-2%, Циркон - 1%, пироклор - <1%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Hm/Ht) - 3-5% в сумме.	Ab \rightarrow Mi, Ms/Ser \rightarrow Bt, Fl \rightarrow Mi, Ht/Hm \rightarrow Py, микрористаллические микроклин-альбитит-цирконевые агрегаты	(1) Альбитизация (умеренная), (2) Флюоритизация + мусковитизация (слабая)	Циркон, пироклор, рудные минералы (Py)

Продолжение таблицы В.1

1	2	3	4	5	6	7
F-56	Среднезернистый порфировый эгирин - и арфведсонит / рибекит щелочной гранит умеренно альбитизированный	Реликты гранитных, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразных» Qtz-Ab пойкилокристаллов), ситовая структура породы	Кварц - 35-40%, Альбит - 20-25%, Микроклин - 20-23%, Арфведсонит/рибекит - 4-5%, Эгирин - 1-2%, Мусковит - 1-2%, Циркон - 1%, пироклор - <1%. Вторичные минералы (Ms/Ser+Fl+Hm/Ht) - 2-3% в сумме.	Ab → Mi, Ms/Ser → Ab, Fl → Mi, Ht/Hm → Aeg+Rieb, микрокристаллический микроклин-альбит-цирконевоый агрегат	(1) Альбитизация (умеренная), (2) Флюоритизация + мусковитизация (слабая)	Циркон, пироклор
F-57	Мелкозернистый арфведсонит / рибекитсодержащий щелочной граносиенитовый порфир сильно альбитизирован	Реликты сиенитовых, трахитических, порфиробластовых и пойкилобластовых («шарообразный» Qtz-Ab и арфедсонит/рибекит пойкилокристалл). Микрокристаллическая трахитовая микроклин-альбитовая матрица	Кварц - 10-15%, Альбит- 55-60%, Микроклин - 10-15%, Арфведсонит/рибекит - 5-7%, Циркон- 1%, пироклор - <1%. Вторичные минералы (Fl+Hm/Ht) - 1-2% в целом.	Ab → Mi, Fl → Mi, Ht/Hm → Пироклор	(1) Альбитизация (сильная), (2) Флюоритизация (слабая)	Циркон, пироклор