

Восточно-Казахстанский Государственный технический университет
им. Д. Серикбаева

УДК 553.42

На правах рукописи

ОЙЦЕВА ТАТЬЯНА АНАТОЛЬЕВНА

**Геология, минералогия и условия формирования
редкометалльного оруденения Восточного Казахстана
(на примере центральной части Калба-Нарымской зоны)**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:

Дьячков Б.А.
д.г.-м.н., профессор
Академик НАН РК

Владимиров А. Г.
д. г.-м. н., профессор
ФГБУН Института
геологии и минералогии
им. В. С. Соболева СО РАН

Республика Казахстан
Усть-Каменогорск, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ	12
1.1 История геологической и металлогенической изученности исследуемой территории	12
1.2 Основные нерешенные и дискуссионные вопросы	16
2 ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ОБЩИЙ ОБЗОР)	19
3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ	26
3.1 Геотектоническая позиция	27
3.2 Глубинное строение	28
3.3 Геологические формации	36
3.4 Рудные формации	45
3.5 Краткая металлогеническая характеристика	52
4 ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-КАЛБИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	59
4.1 Геотектоническая позиция Асубулакского рудного поля	60
4.2 Рудоносность гранитоидов I фазы	63
4.3 Рудоносность гранитоидов II фазы	70
4.4 Структура Асубулакского рудного поля и Юбилейного месторождения	73
4.5 Зональность редкометального оруденения	75
4.6 Геолого-генетическая модель редкометалльных пегматитов	76
4.7 Минералого-геохимическая характеристика	78
5 ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ НА РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ	111
5.1 Геотектонические критерии	111
5.2 Геолого-структурные критерии	112
5.3 Магматические критерии	117
5.4 Минералого-геохимические критерии	119
5.5 Геолого-генетические модели пегматитовых месторождений	121
5.6 Характеристика перспективных площадей и участков	122
5.6.1 Доизучение известных редкометалльных пегматитовых полей и месторождений.	122
5.6.2 Региональное геологическое изучение территории.	131
5.6.3. Переоценка перспектив Карагоин-Сарыюзекской рудной зоны.	133
5.6.4 Оценка нетрадиционного «внепегматитового» типа редкометалльного оруденения.	133
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	134

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	138
ПРИЛОЖЕНИЕ А	148
ПРИЛОЖЕНИЕ Б	151
ПРИЛОЖЕНИЕ В	152
ПРИЛОЖЕНИЕ Г	153
ПРИЛОЖЕНИЕ Д	154
ПРИЛОЖЕНИЕ Е	155
ПРИЛОЖЕНИЕ Ж	156
ПРИЛОЖЕНИЕ И	157

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

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

TAS - диаграмма кремнекислотности-щелочности

БА - Большой Алтай

ВМ – Верхняя мантия

ГРП – геологоразведочная партия

ГРЭ – геологоразведочная экспедиция

ЗК – Земная кора

КНП – Калба-Нарымский пояс

РА - Рудноалтайский пояс

РЗЭ – редкоземельные элементы

РЭМ - растровый электронный микроскоп

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований определяется острой необходимостью укрепления минерально-сырьевых ресурсов редких металлов для действующих предприятий редкометалльного производства Восточного Казахстана.

Цель исследования. Целью исследования является изучение закономерностей формирования, особенностей вещественного состава и оценка перспектив редкометалльных пегматитовых месторождений Центрально-Калбинского рудного района.

Основные задачи исследования:

1. Изучить современное состояние геологической изученности и редкометалльной металлогении Калба-Нарымской зоны.

2. По комплексу геолого-геофизических данных уточнить геолого-структурную позицию основных редкометалльных структур, рудных полей и месторождений Центрально-Калбинского рудного района.

3. Выполнить детальное изучение вещественного состава редкометалльных пегматитов на основе современных аналитических методов с определением ведущих типоморфных минералов и геохимических элементов-индикаторов редкометалльного пегматитообразования (на примере Асубулакского рудного поля и Юбилейного месторождения).

4. На основе разработанных региональных и локальных прогнозно-поисковых критериев произвести оценку перспектив изученной территории Центрально-Калбинского рудного района и определить основные направления дальнейших исследований.

Фактический материал и методы исследования.

Диссертационная работа выполнена на кафедре «Геология и горное дело» Факультета наук о Земле Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева. Диссертация подготовлена на основе анализа и обобщения материалов геолого-съёмочных, геофизических, поисковых и разведочных работ прошлых лет по Калба-Нарымской зоне и результатов научно-исследовательских работ по грантовому финансированию, в которых автор принимала непосредственное участие.

1) Грант по договору АО НАТР № 403 от 23 декабря 2011 г. И дополнительное соглашение от 01 ноября 2013 г. «Новая технология прогнозирования и поиска скрытых золоторудных и редкометалльных месторождений на основе рудно-петрологических и минералого-геохимических критериев (Восточный Казахстан)» (2011-2016 гг.).

2) Грант по договору с Комитетом науки МОН РК № 7 (по договору № 797 от 01 октября 2013 г.). «Научное обоснование развития и создания собственной минерально-сырьевой базы редких и редкоземельных элементов в Восточном Казахстане» (2013-2015 гг.).

Во время полевых работ проводились геологические маршруты и разрезы, производился ревизионный обзор типовых редкометалльных

месторождений (Бакенное, Юбилейное, Ново-Ахмировское) и рудопроявлений (Траншейное, Кармен-Куус и др.) с отбором образцов и проб из рудовмещающих пород и рудных тел для выполнения лабораторно-аналитических исследований (300 образцов и проб). Также проводился отбор монофракций породообразующих и рудных минералов (кварц, микроклин, альбит, мусковит, лепидолит, цветные турмалины, сподумен, берилл, танталит-колумбит и касситерит), всего около 90 фракций.

По данным перспективных участков и объектов проводилась увязка собранных геологических материалов с результатами работ прошлых лет с целью уточнения критериев прогноза и поиска редкометалльных месторождений (Огневско-Бакенное, Асубулакское рудное поле, Ново-Ахмировское и другие). Для анализа работ прошлых лет был изучен большой объем фондовой литературы, согласно Соглашения о конфиденциальности №308 от 11.06.2018 г. с РГУ «Восточно-Казахстанский межрегиональный департамент геологии и недропользования Комитета геологии и недропользования Министерства по инвестициям и развитию Республики Казахстан «Востказнедра». В работе использовались материалы Алтайского горно-металлургического института, КазИМСа, ИМГРЭ, Усть-Каменогорской ГРЭ, Белогорской ГРП, Алтайской геолого-съёмочной и Алтайской геолого-геофизической экспедиции, ТОО «Топаз», Алтайского отдела Института геологических наук им. К. И. Сатпаева и других организаций.

Аналитические исследования выполнялись в Лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС» ВКГТУ им. Д. Серикбаева и Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Для изучения элементов-индикаторов рудообразования использовался масс-спектрометр ICP-MS - Agilent 7500сх с индуктивно связанной плазмой, определяющий 73 элемента с высокой чувствительностью (аналитик С.Н. Полежаев). Изучение рудного вещества, сопутствующих компонентов и породообразующих минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV производства японской фирмы JEOL с приставкой энергодисперсионного анализа INCA Energy фирмы OXFORD Instruments (аналитики А.Б. Садибеков, А.В. Русакова). Для определения состава рудных минералов применялся рентгенофлуоресцентный спектрометр СРВ-1М. Кроме того, лабораторные исследования выполнялись в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск (рентгеноспектральный анализ на установке Jeol JXA 8100, сканирующие электронно-микроскопические исследования на электронном микроскопе Tescan Mira 3LMU JSM-6510LV с рентгеноспектральным детектором EDS (WDS) фирмы Oxford Instruments (аналитик Аборнева И. В.), атомно-абсорбционный анализ.

Дальнейшая обработка собранных геологических материалов и результатов лабораторных работ осуществлялась с составлением геологических карт и схем, компьютерной подготовкой рисунков, графиков и диаграмм с

использованием программ Microsoft Word и Excel, CorelDraw, Mapinfo, AutoCad, Photoshop.

Также осуществлялся анализ собранных материалов по глубинному строению, геодинамическому развитию и редкометалльной металлогении изучаемого региона. Большое внимание уделялось уточнению генетической связи редкометалльного оруденения с геологическими формациями, гранитоидными комплексами и интрузивными фазами, сформированными в различных геодинамических условиях и обстановках. Производилось детальное изучение геологического строения и вещественного состава руд ведущих генетических типов месторождений.

Разработка минералого-геохимических критериев прогноза производилась по результатам высокоточных методов электронной микроскопии с определением минералов-индикаторов редкометалльного образования. Оценка перспектив Калба-Нарымской зоны на редкие металлы выполнялась на основе региональных и локальных прогнозно-поисковых критериев с разработкой научно-практических рекомендаций по направлению дальнейших геологоразведочных работ (региональное геологическое и минерагеническое картирование полузакрытых и закрытых территорий, поиски и оценка известных и новых геолого-промышленных типов редкометалльных месторождений).

Научная новизна:

1. Калба-Нарымский гранитоидный пояс, объединяющий огромную массу гранитоидного вещества (более 110 тыс. км³), обладает высоким энергетическим потенциалом на редкие металлы. Отдельные фрагменты гранитоидного плутона под чехлом рыхлых отложений и на глубине, выделяемые по геолого-геофизическим данным, еще недостаточно изучены, что сохраняет потенциальные возможности обнаружения новых месторождений.

2. Редкометалльное оруденение является разновозрастным, сопровождает гранитоиды калбинского и лейкограниты монастырского комплексов, но основное промышленное редкометалльно-пегматитовое оруденение образовалось в пространственно-генетической связи с гранитоидами I фазы калбинского комплекса, отражающими главную фазу гранитоидного магматизма Калбы (объемом более 50%), что согласуется с представлениями других исследователей. Мирлюбовский дайковый комплекс (P₂) является безрудным, но его поздние дериваты кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров (онгониты), обогащенные редкими элементами (Li, Sn, Ta и др.), являются индикаторами скрытых редкометаллоносных массивов.

3. Основные геолого-промышленные типы редкометалльных пегматитовых месторождений (Юбилейное, Белая Гора, Бакенное и др.) сформировались в Центрально-Калбинском тектоническом блоке в неспокойных тектонических условиях, в размещении рудных полей и месторождений главное рудоконтролирующее значение придается

внутриинтрузивной разрывной тектонике (субширотные региональные разломы и оперяющие их трещинно-разрывные структуры).

4. Выполненные минералого-геохимические исследования вещественного состава пегматитов, с учетом результатов анализов электронной микроскопии, подтверждают стадийное развитие рудоносных минеральных комплексов, представленных уникальными типоморфными минералами нескольких генераций и фиксируемых на макро- и микроуровне (клевеландит, лепидолит, сподумен, цветные турмалины, поллуцит и др.). Впервые в рудах на микроуровне зафиксировано самородное золото. Выявлены разновидности танталоносных минералов (танталит-колумбит, колумбит, тапиолит, микролит и иксиолит) с преобладанием марганцовистой разновидности (манганотанталита). В танталитах по результатам ICP-MS определены повышенные содержания Sn, W, Au, Pt и других элементов, а также отмечаются тонкодисперсные включения Au, U, Hf. Среди фосфатных минералов, кроме литионита, впервые выявлены другие минералы (сиклерит, беусит, варисцит и др.). Подчеркивается повышенная литиеносность мусковита, который является наиболее информативным минералом редкометалльного рудообразования. Кроме того, определены характерные элементы-примеси в порообразующих минералах (кварце, полевых шпатах, биотите), а также в сподуменах, цветных турмалинах и других минералах. В целом получена новая информация о вещественном составе пегматитовых руд.

Практическая значимость. Выявленные закономерности формирования и размещения редкометалльных пегматитовых месторождений, определение рудоносности конкретных интрузивных фаз и комплексов, особенности вещественного состава руд и другие прогнозно-поисковые критерии имеют прикладное значение и могут учитываться при проведении дальнейших поисково-оценочных работ в Калба-Нарымской зоне. Использование современной лабораторной базы позволяет получить новую информацию о вещественном составе пегматитовых руд по сравнению с прежними полуколичественными спектральными анализами. В связи с литиевой проблемой важное значение приобретает переоценка ряда известных пегматитовых месторождений и рудопроявлений на комплексное олово-бериллий-тантал-литиевое сырье.

Полученные данные о повышенной литиеносности мусковитов позволяют учитывать их, наряду со сподуменом, петалитом, амблигонитом, лепидолитом и другими слюдами, как дополнительный источник лития, что может повысить рентабельность отработки мелких месторождений. В региональном плане рекомендуется постановка глубинного минерагенического картирования (ГМК-200) Шульбинского рудного района, перспективного на обнаружение скрытых месторождений редких металлов (Ta, Sn, W, Li), что целесообразно использовать в практике геологоразведочных работ.

Полученные результаты научно-исследовательских работ успешно внедрены в учебный процесс по профильной дисциплине «Геология

месторождений полезных ископаемых» специальности бакалавриата 5В070600 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Также положения работы получили одобрение со стороны производственного процесса ТОО «Геос» при разработке планов разведки редкометалльных месторождений и ТОО «ГРК Топаз» в опубликовании Карты размещения полезных ископаемых Восточно-Казахстанской области (Приложение А, Б).

Основные защищаемые положения:

1. Главные геолого-промышленные типы редкометалльных пегматитовых месторождений (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn) сформировались в Центрально-Калбинском тектоническом блоке повышенной тектонической активности, ограниченном системами региональных разломов северо-западного направления (Калба-Нарымский и Теректинский) и северо-восточного простирания (Кандыгатай-Сибинский и Бугаз-Бухтарминский), характеризующимся интенсивным проявлением трещинно-разрывной тектоники, мощным развитием многофазного гранитоидного магматизма и жильных пород, сопровождавшимся метасоматическими процессами с образованием многочисленных пегматитовых грейзеново-кварцевожильных и гидротермальных месторождений и рудопроявлений.

2. Получены дополнительные данные о пространственно-генетической связи главного редкометалльно-пегматитового оруденения (месторождений Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Верхняя Баймурза и др.) с гранитоидами I фазы калбинского комплекса контаминированного облика, калиево-натриевой серии, низкоплюмазитовой агпаитности и умеренной основности, базирующиеся на геолого-геофизических, минералого-геохимических и геохронологических признаках и критериях. Подчеркивается близость состава исходных гранитоидных расплавов и пегматитообразующих рудоносных расплавов-растворов, связанных с единым магматическим источником.

3. Наиболее рудоносными являются пегматитовые жилы сложной корневой морфологии (стволовые) с раздувами и пережимами, зонального внутреннего строения, в которых интенсивно проявились метасоматические процессы (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, лепидолитизация, сподуменизация, окварцевание и др.) с привнесением рудного вещества (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Редкометалльное пегматитообразование характеризуется стадийным развитием с образованием последовательного ряда минеральных комплексов от простых олигоклаз-микроклиновых (безрудных) до микроклиновых, микроклин-альбитовых, альбитовых, грейзеновых, сподуменсодержащих и поллуцитоносных цветных (рудных). Пегматитовые руды характеризуются сложным составом, представленным рудными и сопутствующими минералами нескольких генераций, фиксируемых на макро- и микроуровне. Основные рудные минералы – танталит, колумбит, касситерит, берилл, поллуцит, сподумен.

4. Для каждого минерального комплекса определены свои типоморфные минералы, которые являются индикаторами редкометалльного оруденения (альбит, клевеландит, мусковит, лепидолит, фторапатит, цветные турмалины и др.). Геохимические элементы – индикаторы рудообразования: редкие щелочи (Li, Rb, Cs), собственно рудные элементы (Ta, Nb, Be, Sn), а также F, B, P, Mn, Fe и др.

Апробация работы и публикации. Основные положения диссертации опубликованы в 31 работах, из них 6 статей в журналах рекомендованных МОН РК, апробированы на нескольких республиканских и международных научных конференциях, а именно: Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: XV Международное Собрание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, Пермь, 2015; XVI Международная научно-техническая конференция студентов, магистрантов и молодых ученых «Творчество молодых инновационному развитию Казахстана», Усть-Каменогорск, 2016; «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва, 2016; Международный геологический конгресс МГК-35, Кейп-Таун (Африка), 2016; Научная конференция «Метасоматизм и рудообразование», Киев, 2016; Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания ТПУ, Томск, 2016; Третья международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения», Новосибирск, 2016; Восьмая международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск, 2016; Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания ТПУ, Томск, 2017; IX Всероссийская конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов», Томск, 2017; 17th International multidisciplinary scientific geoconference, Bulgaria, 2017; Международная научно-практическая конференция «Бекжановские чтения», Алматы, 2017; Минерагения Казахстана: Международная научно-практическая конференция, Алматы, 2017; III Международная научно-техническая конференция студентов, магистрантов и молодых ученых, Усть-Каменогорск, 2017; III международной геологической конференции: Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании, Екатеринбург, 2017; Четвертая международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения», Новосибирск, 2018; IV Международная научно-техническая конференция студентов, магистрантов и молодых ученых «Творчество молодых инновационному развитию Казахстана», Усть-Каменогорск, 2018; Российская конференция по изотопной геохронологии, Москва, 2018; Международная научно-техническая конференция в честь 60-летия образования ВКГТУ им. Д.

Серикбаева «Роль университетов в создании инновационной экономики», Усть-Каменогорск, 2018.

Структура и объем работы. Работа включает введение, семь глав и заключение. Общий объем диссертации изложен на 147 страницах, содержит 85 рисунков, 24 таблицы и 8 приложений. Список литературы состоит из 125 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научным консультантам: академику НАН РК, д.г.-м.н., профессору Дьячкову Б.А. и доктору д.г.-м.н., профессору РАН Владимирову А. Г., под чьим прямым руководством и консультациями была подготовлена данная работа. Автор благодарен за оказанную помощь доктору PhD О. Н. Кузьминой, декану ФНОЗ ВКГТУ к. т. н. Тунгушбаевой З. К., директору ТОО «Алтайский геолого-экологический институт» академику АМР РК, д.г.-м.н. Сапаргалиеву Е.М., заведующему кафедры «Геология и горное дело» к.г.-м.н., Нуршайыковой Г.Т., а также к.г.-м.н. М. А. Мизерной, к.г.-м.н. С. З. Смирнову, к.г.-м.н. Н.Н. Крук, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н., И.Ю. Анниковой, к.г.-м.н. П.Д. Котлер, доктору PhD И. Е. Матайбаевой, аспиранту Е.И. Михееву, магистранту А. В. Котову. Особую благодарность необходимо высказать специалистам лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС» и Института геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева за помощь в проведении аналитических работ, а именно А. Б. Садибекову, А. В. Русаковой, С. Н. Полежаеву, Н. С. Карманову, И. В. Аборневой. Также, хочется поблагодарить семью, без поддержки которой подготовка работы была бы невыполнима.

1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ

1.1 История геологической и металлогенической изученности исследуемой территории

Большая часть Калба-Нарымской зоны расположена на территории Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан, также является юго-западной частью Алтая (рис. 1.1). На северо-западе Калба-Нарымский пояс прослеживается на территорию России, где перекрывается мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке продолжается в Китай и Монголию. В геоморфологическом плане данная зона расположена в Калбинском хребте (на левобережье р. Иртыш и Бухтарминского водохранилища) и примыкает к Нарымскому хребту, являющимся водоразделом р. Курчум и р. Нарым. На юго-западе эти хребты выполаживаются и переходят в Казахский мелкосопочник (Сарыарка).



Рисунок 1.1 – Географическое положение изученного региона на космоснимке Landsat7 (Google Earth)

Калба-Нарымский район - один из старейших горнорудных районов Казахстана, история изучения которого началась ещё в конце XIX века. Особое внимание издавна привлекали обнаруженные в данном районе многочисленные проявления золота и редких металлов. История изучения Калба-Нарымской зоны детально изложена во работах [1-4].

Первая геологическая карта Калба-Нарымского пояса была составлена под руководством П.А. Чихаева в 1845 г. Обнаружение здесь проявлений золота способствовало началу систематических исследований, проводимых В.А. Обручевым, Н.Н. Павловым, М.Э. Янишевским (1911-1916 гг.) и составлению мелкомасштабной геологической карты Калбы. Уже в исследованиях этих учёных появились первые данные о разном возрасте гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

В 30-е годы была заложена основа представлений о геологии и металлогении Калбы, выявлены и разведаны несколько коренных и россыпных месторождений олова и вольфрама [1]. Открытие этих месторождений явилось толчком для бурного роста поисково-разведочных работ в Восточном Казахстане, которые проводились под руководством Н.А. Елисеева, В.П. Нехорошева, Б.Н. Ерофеева, Н.К. Морозенко и других. В 1934 г. в восточной части Калба-Нарымской зоны были проведены геолого-съёмочные работы масштаба 1:100000, которые позволили выявить основные черты геологического строения полигона. В.П. Нехорошев обосновал стратиграфическую схему района, выделив отложения такырской, промежуточной и даланкаринской свит позднедевонского и раннекаменноугольного возраста.

В годы Великой Отечественной войны в результате поисково-разведочных работ на территории Восточного Казахстана был открыт ряд олововольфрамовых месторождений, а также составлено несколько детальных геологических карт для различных массивов гранитоидов. В 1938-1941 и 1948-1950 гг. в Нарымском хребте геологические исследования проводил Г.Н. Щерба, обобщивший свои материалы в монографии [5]. В составе калбинского комплекса он выделил три группы гранитоидов: I - гранодиориты, II - среднезернистые граниты, III - мелкозернистые граниты. Так же им было высказано предположение о докалбинском возрасте золотого оруденения, что было подтверждено в ходе крупномасштабных геокартографических работ.

Исследования первой половины XX века, несмотря на дискуссионность отдельных представлений, имели большое значение для изучения гранитоидного магматизма и металлогении региона.

Послевоенный этап изучения Калба-Нарымской зоны характеризуется проведением планомерных средне- и крупномасштабных геологических съёмок, и научных исследований, более глубоким изучением вопросов магматизма и редкометалльной металлогении, составлением различных сводок, геологических, тектонических и прогнозно-металлогенических карт, детальной разведкой ряда месторождений.

В 50-е годы были открыты основные редкометалльно-пегматитовые месторождения Калбы (Юбилейное, Белая гора, Бакенное и др.). Большой вклад в открытие и изучение этих объектов внесли Ю. А. Садовский, Г. И. Казарян, П. И. Вершков, В. А. Филиппов, М. М. Уколов, С. Г. Шавло, Е. П. Пушко, И. Г. Аргамаков и другие). Большинство исследователей связывали главное

редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Вe и др.) с поздними фазами калбинского комплекса [5,6] или даже с монастырским комплексом. Абдулкабирова М. А. и Строева М. Н. [7] основные редкометалльные месторождения считали производными калбинских гранитов. Кузнецов В.И. главное редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Вe и др.) связывал с гранитами I фазы калбинского комплекса.

При изучении металлогении Калба-Нарымской зоны большое внимание уделялось анализу глубинного строения. Так, в работах Щербы Г. Н. была высказана и развита идея о «глубинных подвижных зонах» повышенной металлоносности [9-11]. Связь между магматизмом и рудоносностью тектонических зон также рассматривались в работах П.Ф. Иванкина, А.К. Каюпова, В.С. Кузубного, Г.П. Нахтигаля, В. Н. Любецкого, Б. А. Дьячкова и других исследователей [12-17].

Период 60-70-х годов - время крупномасштабного картирования, составления детальных карт и более углубленного изучения гранитоидов Калбы и Нарыма. Детальными петрологическими исследованиями подтверждена и дополнительно обоснована многофазность формирования гранитоидных комплексов и связанного с ними оруденения. Уточнен объём пород главной фазы калбинского комплекса. Также был установлен докалбинский возраст гипабиссальных интрузий плагиогранитов, с которыми связывается золотое оруденение, т.е. подтвержден более древний возраст золотого оруденения относительно редкометалльного [18]. В дальнейшем эти плагиогранитоидные интрузивы были выделены в отдельный кунушский позднекаменноугольный комплекс [19,20]. Наиболее молодые послегранитные дайки пестрого состава (от габбро-диабазов и диоритовых порфиритов до гранит-порфиров и онгонитов), пересекающие Калба-Нарымский батолит в северо-восточном направлении, были отнесены к самостоятельному миролюбовскому комплексу (P₂-T₁), который считался безрудным [19].

В 80-е в процессе геологического картирования Калба-Нарымского батолита наметились определённые разногласия в понимании магматической геологии района. В монографии [21] предложена новая схема магматизма, в которой, помимо известных, выделены кушбарлыкский, калгутинский, курчумский комплексы; при этом в составе кунушского комплекса раннекаменноугольного возраста рассматриваются только плагиогранитоиды. В других работах кунушский комплекс рассматривается как более молодой (С₃ и С₃-P₁) и в другом объёме [22,23].

Также дискуссионным остается вопрос о положении главного пегматитового оруденения. В.В. Лопатников с соавторами [21] связывали пегматитовые месторождения с заключительной жильной фазой калбинского комплекса, а А. Н. Леонтьев считал более рудоносной фазу дополнительных интрузий, а в меньшей степени жильную фазу [24]. Не достаточно ясно положение в схеме альбитит-грейзеновых метасоматитов с олово-танталовым

оруденением, которое связывается с калгутинским [21] или калбинским комплексами [22].

На данном этапе также проводилась систематика месторождений Калба-Нарымской зоны, по морфогенетическим признакам с выделением пегматитового, грейзеново-кварцевожильного, кварцевожильного и других типов [6,22]. Другими авторами при систематике месторождений учитывались минеральные ассоциации [21,25]

В начале 90х годов в связи с резким сокращением бюджетного финансирования на геологоразведочные работы, планируемая комплексная программа «Рудный Алтай» выполнена лишь частично с подготовкой обобщающей работы по Калба-Нарымской зоне [26].

В конце 90-х были завершены обобщающие работы по крупной фундаментальной проблеме «Большой Алтай» (геология и металлогения) под научным руководством академика Г. Н. Щербы. По результатам исследования опубликована трилогия «Большой Алтай» (геология и металлогения), в которой большое внимание уделяется геологическому строению и металлогении Калба-Нарымского редкометалльного пояса. [27,28].

В последующие годы (2002-2008 гг.) в Алтайском отделе ИГН выполнялись комплексные научно-исследовательские работы по геолого-металлогеническому моделированию, закономерностям рудообразования, методологии прогнозирования и оценке минеральных ресурсов благородных, цветных и редких металлов в рудных поясах Восточного Казахстана с составлением прогнозно-металлогенических карт масштаба 1:200000-1:500000 [29].

В начале 2000^{ых} годов в Казахстане возобновились геологосъемочные работы с составлением геологических карт нового поколения масштаба 1:200000 (ГДП-200). В Калба-Нарымской зоне эти работы начала выполнять геологоразведочная компания – ТОО ГРК «Топаз» (О. В. Навозов, В. П. Соляник, Г. С. Караваева и др.), которые продолжают до настоящего времени. В итоге по территории Калбы составлена серия новых геологических карт масштаба 1:200000 с оценкой прогнозных ресурсов редких металлов по ряду перспективных площадей и объектов.

Важное научное и практическое значение имела Международная научно-практическая конференция, состоявшаяся в г. Усть-Каменогорск (2003 г.), на которой рассматривалось состояние минерально-сырьевых ресурсов тантала, ниобия, бериллия, циркона и фтора и определены направления дальнейших исследований по укреплению сырьевой базы редкометалльного производства [30].

Большой вклад в изучение геологии Восточного Казахстана и Горного Алтая внесли ученые Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), которыми были получены современные U-Pb и Ar-Ar геохронологические и петрологические данные по гранитоидам [31,32]. В 2014 г. впервые выполнено U-Pb датирование гранитоидов батолита с

использованием прецизионного оборудования - LA-SF-ICP-MS (Element XR, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, также подготовлены данные по сопоставлению гранитоидов Калба-Нарымского и Ангаро-Витимского плутонов [33-37]. Основные результаты исследований казахстанских и российских геологов неоднократно обсуждались на традиционных международных конференциях «Корреляция алтаид и уралид» (Н. Л. Добрецов, Г. Б. Ферштатер, А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, Б. А. Дьячков, О. В. Навозов, П. В. Ермолов и другие).

Важный вклад в изучение редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса внесли сотрудники кафедры «Геология и горное дело» ВКГТУ им. Д. Серикбаева, выполнявших научно-исследовательские работы по грантам МОН РК и АО «НАТР» (Б. А. Дьячков, М. А. Мизерная, О. Н. Кузьмина, Н. А. Зимановская, З. И. Черненко и др.). В этих работах непосредственное участие принимала и автор настоящей докторской диссертации. Результаты этих исследований были доложены на международных геологических конгрессах (Италия, Норвегия, Австралия, ЮАР), международных научно-практических конференциях (Китай, Украина, Болгария, Франция, Узбекистан, Россия, Казахстан), других конференциях и совещаниях различного уровня. Опубликованы монографии, многие научные статьи, материалы и тезисы конференций.

1.2 Основные нерешенные и дискуссионные вопросы

Несмотря на достаточно высокую геологическую изученность Калба-Нарымской зоны, остается еще ряд нерешенных вопросов и дискуссионных положений, которые затрудняют познание эволюции геотектонического развития и прогнозно-поисковую оценку перспектив данной территории.

1. В области стратиграфии недостаточно обоснован докембрийский возраст метаморфизованных отложений, развитых в экзоконтакте Нарымского гранитоидного массива. Возможно это преобразованные осадочные породы такырской свиты, подверженные процессам гранитизации и мигматизации в контактах с калбинскими гранитами.

2. Возраст такырской свиты, вмещающей Калба-Нарымский гранитоидный плутон, остается дискуссионным (D_3 или D_3-C_1 ?). Свита сложена тонкослоистыми глубокоководными отложениями черносланцевого типа (за счет привноса «лишь тонкого илистого материала по В. П. Нехорошеву, 1936), что существенно отличает ее от вышележащей флишоидной толщи турбидитного типа (бурабайская свита C_{1V2-3}). Учитывая также установленное несогласие между указанными свитами в Восточной Калбе (р. Кши-Коке) и данные спорово-пыльцевого анализа (Н. И. Михайлова), есть основание считать возраст такырской свиты позднедевонским [16]. Однако на региональных геологических картах масштаба 1:500 000 ее возраст D_3-C_1 без обоснования приставки C_1 . Поэтому вопрос этот дискуссионный и требует специального исследования.

3. Имеются некоторые разногласия и нерешенные вопросы в схеме магматизма, которые рассматривались ранее в работе [26].

Кушбарлыкский комплекс амфиболизированных габброидов (C_{2-3}) выделяется в Центрально-Калбинском районе и является возрастным аналогом катойского комплекса (Иртышская зона), жантаского (Западная Калба), карабирюкского (Южный Алтай) и аргимбайского (Жарма-Саур). В Калба-Нарыме рассматриваемые габброиды размещаются в сланцах такырской свиты и не имеют контактовых соотношений с другими интрузивными образованиями. Поэтому целесообразно подтвердить возраст кушбарлыкского комплекса современными радиологическими данными. Следует учитывать уже имеющиеся данные о возрасте «базитового магматизма в Калба-Нарымской зоне в 317-312 млн. лет» [38].

Необходимо также уточнить объем калгутинской вулcano-плутонической дацит-гранодиоритовой ассоциации (C_3) коллизионного типа, объединяющей вулканиты калгутинской свиты, гипабиссальные малые интрузии плагиогранитов кунушского и гранодиоритов калгутинского комплексов, а также сопровождающие их дайковые производные порфирирового облика [27]. Однако рядом исследователей (Г. С. Караваева, О. В. Навозов) к калгутинскому комплексу, кроме типичных чарнокитоподобных гранодиоритов коровомантийного происхождения (массивы Курчумский, Раздольненский и др.), относили также крупные разнофазные массивы биотитовых гранитов, жильные граниты, аплиты и другие породы (Букомбайский массив в Нарыме), т. е. типичные породы калбинского комплекса (P_1) редкометалльной специализации. Такое объединение в калгутинской ассоциации разнородных гранитоидных пород, различающихся геодинамическими условиями формирования, вещественным составом и характером рудоносности представляется дискуссионным и затрудняет выбор направления прогнозно-поисковых работ.

В научном и практическом плане интерес представляет миролюбовский комплекс, объединяющий самые молодые дайки Калба-Нарымского плутона, рассекающие все более ранние гранитоиды и связанные с ними рудные тела [21,26]. В Миролюбовском дайковом поясе в пространственной сближенности размещаются дайки пестрого состава (от оливинных диабазов, лампрофиров до монцонит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров-онгонитов, отмечаются также дайки сложного состава (дайка в дайке). Пока не ясна природа этих образований, уровни зарождения магматических очагов, не проведены детальные петрологические их исследования. Комплекс представляется безрудным, но поздние дериваты даек (онгониты), развитые на рудных полях и геохимически специализованные на редкие элементы (Li, Sn, Ta и др.), рассматриваются в качестве индикаторов скрытых рудоносных гранитных массивов и заслуживают более детального изучения [40].

4. В металлогеническом плане еще недостаточно разработаны вопросы о причинности неравномерного распределения редкометалльных объектов в гранитоидах Калба-Нарымского плутона. в настоящее время большинство

авторов считают разновозрастность редкометалльного оруденения в пространственно-генетической связи с определенными интрузивными комплексами и фазами [5,16,17], фактический материал показывает, что главные промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения пространственно ассоциируют со средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами I фазы калбинского комплекса и, вероятно, имеют с ними генетическое родство [8,19]. Однако имелись представления о генетической связи редкометалльных пегматитов со II фазой среднезернистых двуслюдяных гранитов (В. А. Филиппов, Т. М. Никитина и др.) [41] или с самостоятельной жильной фазой этого комплекса по В. В. Лопатникову и др. [21]. В современных условиях эта проблема должна решаться на основе комплекса геолого-структурных, детальных петрологических и минералого-геохимических исследований, включая использование высокоточной аналитической базы и изучение расплавных флюидных включений в гранитно-пегматитовых системах [42].

К проблемному вопросу относится позиция и перспективная оценка нетрадиционного «внепегматитового» альбитит-грейзенового олово-тантал-литиевого оруденения, проявленного в Калба-Нарымской зоне, Иртышской зоне смятия и Горном Алтае (Карасу, Ново-Ахмировское, Алаха и др.). Эти объекты рассматриваются как дополнительный источник металлов для редкометалльного производства в регионе [43-45]. Большинство из них изучены только с поверхности возрастная позиция и генетические связи с конкретными интрузивными комплексами и фазами не выяснены, масштабность оруденения не определена. В целом это перспективный тип нового редкометалльного оруденения (особенно с литиевой стратегией), заслуживающий более детального изучения с бурением поисковых скважин и разработкой новых технологий обогащения редкометалльных руд (Карасу, Ново-Ахмировское, Мало-Черновинское, Шурук и др.).

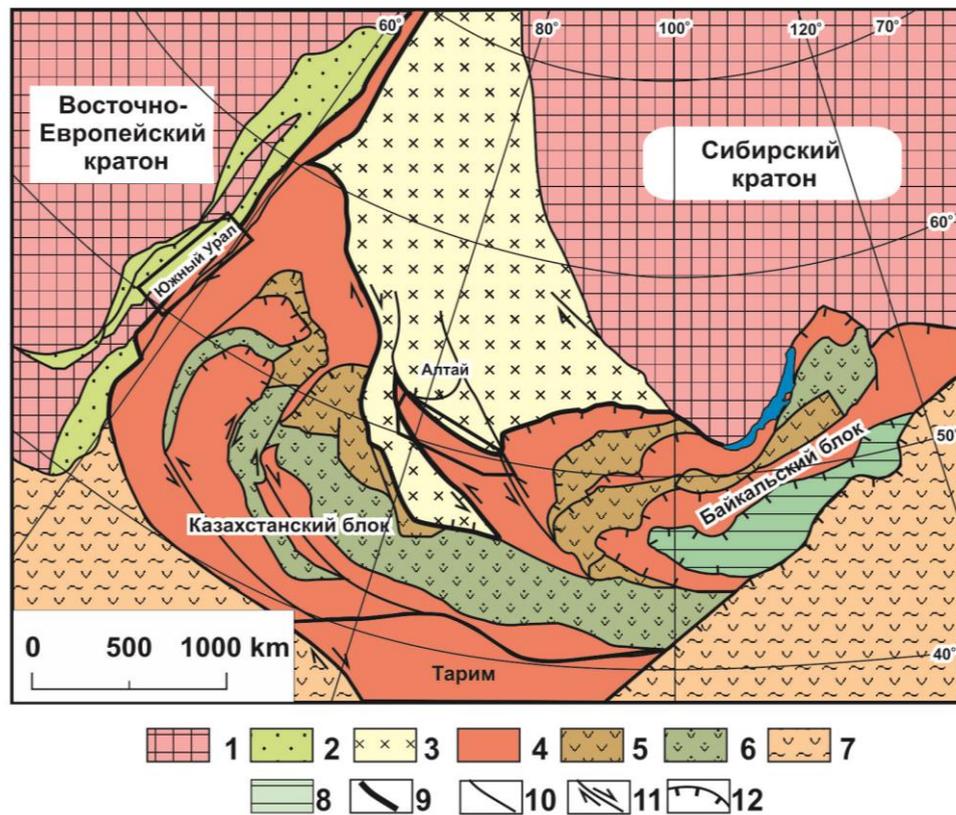
В настоящее время важнейшая актуальная проблема Калба-Нарымской зоны в целом заключается в разработке новых технологий глубинно-геологического прогноза и поиска новых редкометалльных месторождений (скрытых и погребенных) с целью восполнения минерально-сырьевой базы для действующих предприятий редкометалльного производства.

2 ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ОБЩИЙ ОБЗОР)

В последние годы с теоретических позиций мобилизма общие закономерности формирования геологических структур Центрально-Азиатского пояса рассмотрены в ряде публикаций [46-48]. Особое внимание уделяется определению роли мантии в процессах тектогенеза, магматизма и рудообразования, источников магматических расплавов и рудного вещества, уточнению геотектонических позиций, возраста и рудоносности гранитоидных батолитов и их связи с крупными Сибирскими и Таримскими мантийными плюмами. По тектоническому районированию территория расположена в восточной части Казахстанского блока и входит в состав Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса, который сформировался между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами (рис.2.1).

В соответствии с современными геотектоническими гипотезами (новая глобальная тектоника, тектоника плит, плюмтектоника и др.) и новыми представлениями о саморазвитии планеты Земля в различные циклы и эпохи [49] общая направленность эволюции геологии и металлогении Большого Алтая и бортовых структур (Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатай) происходила от докембрия до четвертичного времени, в определенных геодинамических режимах и обстановках, отвечающим следующей последовательности (Приложение Б).

В *докембри* в фундаменте и чехле древнего суперконтинента (в коре океанического типа) образовались амфиболитогнейсовая формация PR_1 (?) (кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты) и эклогит-амфиболитовая ассоциация PR_1 (?) (эклогиты, гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы и др.), а также метагипербазитовая формация PR_1 (?). В последующие тектонические циклы эти породы подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям и меланжированию и сейчас фиксируются в виде отдельных блоков, пластин и офиолитов в Чарской зоне, Иртышской зоне смятия, Рудном Алтае и Жарма-Сауре [27]. В Чарской зоне с гипербазитами связана гистеромагматическая хромитовая формация, представленная мелкими рудопрооявлениями (Андреевское, Суук-Булак и др.). В измененных серпентинитах ограниченно проявлена сульфидно-лиственитовая медно-кобальтово-никелевая формация. В лиственитизированных гипербазитах известны также проявления ртуты (Ю. Б. Генкин, 1971).



1 — докембрийские кратоны, 2 — венд-палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона, 3 — венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского кратона; 4—7 — Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 — аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы; 5,6 — венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувинско-Монгольская островная дуга: 5 — магматические породы; 6 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 — раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс; 8 — раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 — ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 10 — позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 11 — позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений; 12 — позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

Рисунок 2.1 – Схема тектонического районирования Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса (Буслов, 2013)

В ранние стадии каледонид и герцинид в рифтогенно-островодужных геодинамических обстановках формировались стратиформные железомарганцевые, полиметаллические и медно-колчеданные вулканогенно-осадочные месторождения уральского и рудноалтайского типов (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Au, Ag и др.) (Чингиз-Тарбагатай, Рудный Алтай). Главные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая образовались в герцинский цикл на континентальной окраине Горного Алтая в рифтогенной геодинамической обстановке (D_{1e} - D_{3fr}), рис.2.2. Рудоконтролирующее значение придается системе рифтогенных глубинных разломов, явившихся каналами для поступления магматических расплавов. Колчеданно-

полиметаллическое оруденение генетически связано с девонским вулканизмом базальт-андезит-риолитового состава дифференцированного и контрастного ряда, проявившимся синхронно с осадконакоплением в субмаринных условиях [22]. Характерно распределение руд на нескольких рудоносных геохронологических уровнях и этажное их положение в стратиграфическом разрезе. По И. В. Гаськову и др., колчеданное рудообразование связывается с субдукционными процессами, активно проявившимся на Рудном Алтае [50]. Месторождения по запасам Cu, Pb, Zn, Au, Ag и сопутствующим редким металлам относятся к крупным и уникальным объектам, сосредоточены в Лениногорском, Зыряновском и Прииртышском рудных районах, представляя крупную сырьевую базу цветных металлов Казахстана (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское, Артемьевское и др.).

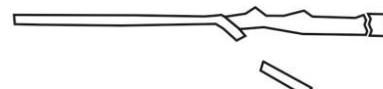
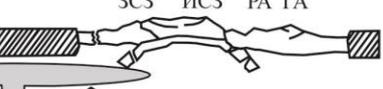
Возрастные рубежи	Алтай
D ₁ - D ₃ fr 400-385 Ma	<p>Рудно-Алтайская дуга</p>  <p>Cu-Zn-Pb ± Au</p>
D ₃ - C ₁ 385-360 Ma	<p>Постостроводужная трансформная обстановка</p> 
D ₃ - C ₁ 360-325 Ma	<p>Жарма-Саурская дуга</p>  <p>Ti-Mgt, Au</p>
C ₃ - P ₁ - T ₁ 325-300 Ma	<p>Постколлизияльная трансформная обстановка</p> <p>ЗСЗ ИСЗ РА ГА</p>  <p>Таримский плюм</p> <p>TR, Li-Rb-Cs, Ta-Nb</p>

Рисунок 2.2 – Геодинамический сценарий, отражающий магматические события и эндогенное оруденение Алтая (по А. Г. Владимирову с уточнениями автора) [37]

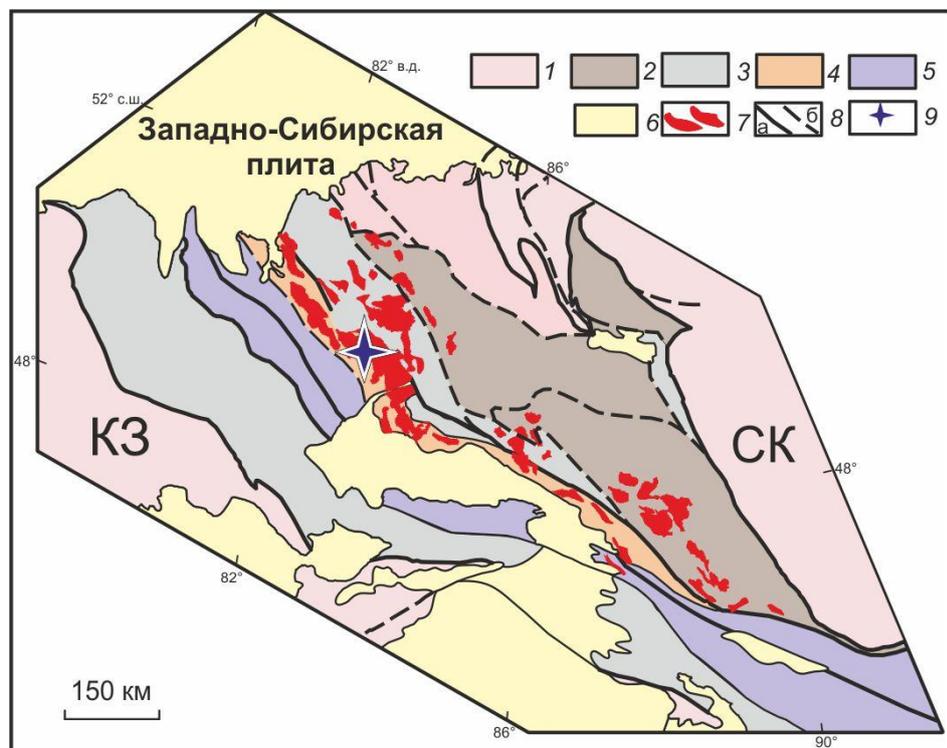
В фаненское время на Рудном Алтае в связи со сменой тектонического режима в островодужной обстановке образовались медные и

полиметаллические (пропилито-кварцитовые) месторождения и рудопроявления, связанные с островной дацит-андезитовой формацией (пихтовская свита, D₃fm). Оруденение сопровождается зоны гидротермально-измененных пород с рассеянной вкрапленностью свинцово-цинковых руд. Месторождения представлены мелкими объектами в Бухтарминском рудном районе (Заводинское, Бухтарминское, Долинское и др.), пока не имеющими практического значения.

В *коллизийной геодинамической обстановке* (C₁-C₃) в процессе сдвижения, столкновения и подворота Казахстанской и Сибирской литосферных плит, и тектонического сжатия локализовались преимущественно приразломные малые интрузии и дайки габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии, продуктивные на сульфидное медно-никелевое, медно-порфировое и золотое оруденение - Ni, Co, Mo, Au, Ag и др. (Чингиз-Тарбагатай, Жарма-Саур, Западная Калба, Рудный Алтай). Рудоконтролирующее значение имеют сутурные зоны, сформированные в процессе коллизии литосферных плит с океаническим и континентальным типами земной коры и фиксирующиеся системой глубинных корово-мантейных разломов, офиолитовыми поясами, блоками метаморфических пород и надвигово-меланжевыми структурами, характеристика которых приведена в работах [27,28]. В Зайсанской сутурной зоне дугообразной формы, расположенной в осевой части Большого Алтая, локализовались главные золоторудные месторождения региона, ассоциирующие с синколлизийными малыми интрузиями и дайками гранодиорит-плагиогранитного состава C₃ (кунушский комплекс и его аналоги). Наиболее значительными являются месторождения Бакырчик, Большевик, Суздальское, Кулуджун и др. [28]. В Рудном Алтае к этой стадии относится Секисовское месторождение золото-теллуридного типа, в Иртышской зоне – золоторудные объекты Маралиха, Манка, Кыстав-Курчум и др. [51]. Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс (сутурный шов) сопровождается мелкими месторождениями Cr, Cu, Au, Hg и др. (Чарская группа месторождений). В Жарма-Сауре сформировались магматические Cu-Ni месторождения в связи с габброидами максутского комплекса (C₂₋₃) и медно-порфировые объекты (Cu, Mo), ассоциирующие с габбродиорит-гранодиоритовой формацией C₁ (Кызылкаин, Шор и др.).

Постколлизийная (орогенная) обстановка пермского времени характеризовалась активизацией внутриплитной разрывной тектоники и мощным развитием гранитоидного магматизма, с образованием крупных гранитоидных поясов северо-западного направления, с которым связаны месторождения редких металлов и редких земель (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo, TR и др.). Редкометалльные месторождения сосредоточены в Калба-Нарымской зоне, Жарма-Сауре, Горном Алтае и других регионах Центральной Азии (Китай, Монголия, Урал и др.) [52]. Наиболее значительным представляется Калба-Нарымский гранитоидный пояс, объединяющим многие месторождения и рудопроявления пегматитового, грейзено-кварцевожильного и

гидротермального кварцевожильного типов, связанных с гранитами калбинского (P₁) и лейкогранитами монастырского (P₂) комплексов [17,26]. Среди них промышленное значение имели месторождения редкометалльных пегматитов (Бакенное, Юбилейное и др.) и других типов, разрабатываемых в разные годы [6,28,53]. В Урало-Коктогайском поясе известно крупное пегматитовое месторождение Коктогай, в Горном Алтае практический интерес представляет месторождение Алаха альбит-сподуменового типа и Калгутинское молибден-вольфрамовое месторождение (рис.2.3) [54-57]. В Акбиик-Акжайляуском поясе Жарма-Саура щелочногранитовая формация продуктивна на цирконий-ниобий-редкоземельное оруденение (месторождение Верхнее Эспе) [58]. В завершающую стадию герцинского цикла сформировались северо-восточные дайковые пояса миролюбовского комплекса (P₂-T₁), с которыми оруденение не установлено.



1 – неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского (СК) и Казахстанского (КЗ) палеоконтинентов; 2 – Алтае-Монгольский террейн (микроконтинент); 3 – Рудно-Алтайский и Жарма-Саурский окраинноморско-островодужные террейны; 4 – Калба-Нарымский турбидитовый террейн; 5 – Чарский океанический террейн; 6 – кайнозойские отложения; 7 – гранитоиды в возрастном диапазоне от позднего карбона до ранней юры, нерасчлененные; 8 – региональные сдвиги и разломы, нерасчлененные; 9 – Асубулакское рудное поле.

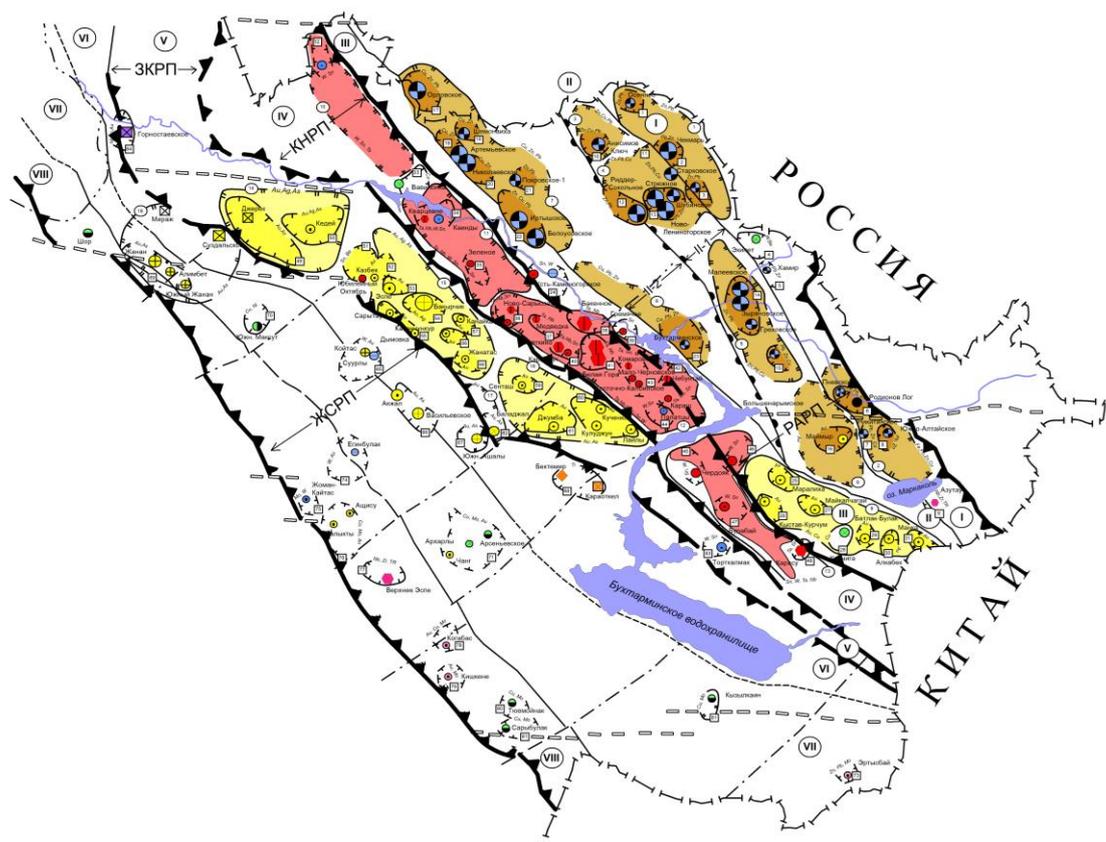
Рисунок 2.3 – Алтайская аккреционно-коллизийная система [36]

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза накопились остаточные коры выветривания нонтронитового профиля (Ni, Co) в

Чарской зоне (Белогорское, Горностаевское), каолинит-гидрослюдистого (Au) в Западной Калбе и Жарма-Сауре (Жанан, Мукурская группа, Суздальское и др.), каолинитового (Ti, Zr) на Южном Алтае (месторождение Караоткель). В межгорных впадинах образовались месторождения углей и горючих сланцев (Каражыра, Кендырлык). В платформенном мезозой-кайнозойском чехле сформировались месторождения различных видов полезных ископаемых (уголь, нефть, железо, титан, алюминий и др.), включая россыпи золота, касситерита, ильменита, монацита и других минералов.

Таким образом, в результате анализа палеодинамических обстановок и режимов выявляется сложное циклично-направленное развитие геологических структур Восточного Казахстана (от докембрия до четвертичного времени), объединяющего систему ранее разобщенных структурно-формационных зон (террейнов) и сомкнувшихся в процессе герцинской коллизии Казахстанского и сибирского континентальных массивов с образованием единой структуры Большого Алтая [27,28]. По другим авторам здесь сформировалась Алтайская аккреционно-коллизионная система (рис. 2.3). Геоструктуры БА объединяет тектонические зоны (Рудноалтайская, Калба-Нарымская, Западно-Калбинская, Чарская и др.), ограниченные глубинными разломами и отличающиеся по условиям формирования, глубинным строением и спецификой металлогении. По металлогеническому районированию выделяются рудные пояса: 1) Рудноалтайский медно-полиметаллический; 2) Калба-Нарымский редкометалльный; 3) Западно-Калбинский золоторудный и 4) Жарма-Саурский многометалльный, показанные на рис. 2.4.

Выделенные рудные пояса региональной ранговости (длиной до 800-1000 км при ширине в десятки км) характеризуются значительной рудонасыщенностью. Выявленная тенденция поясового размещения рудных узлов, месторождений и металлогеническая специализация различных геодинамических режимов, наряду с геолого-структурными и минералого-геохимическими критериями, является научной основой прогнозно-поисковых работ.

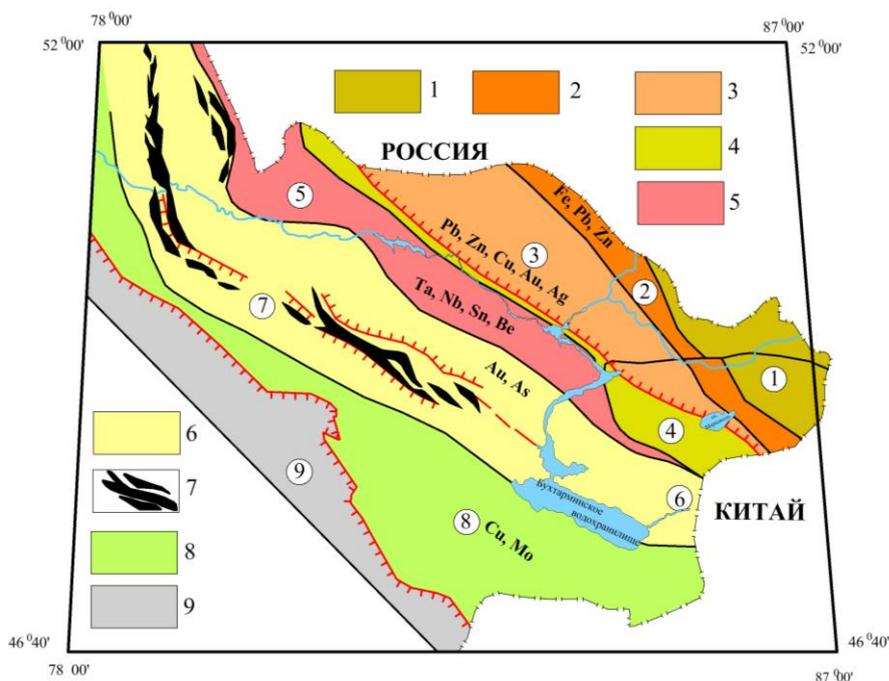


Геолого-промышленные типы месторождений: 1 – гематит-магнетитовый вулканогенно-осадочный (холзунский); 2 – колчеданный (рудноалтайский); 3 – свинцово-цинковый (южно-алтайский); 4 – медно-пирротиновый (карчигинский); 5 – медно-порфировый (кызылкаинский); 6 – медно-никелевый сульфидный (максутский); 7 – золото-кварцевый (кулуджунский); 8 – золото-мышьяково-углеродистый (бакырчикский); 9 – эпимагматический ниобий-цирконий-редкоземельный (верхне-эспинский); 10 – пегматитовый редкометалльный (калбинский); 11 – скарново-грейзеново-вольфрамовый; 12 – альбитит-грейзеновый олово-танталовый (тип Карасу); 13 – грейзеново-кварцевожильный штокерковый оловянный (тип Чердоояка); 14 – грейзеново-кварцевожильный оловянный; 15 – грейзеново-кварцевожильный вольфрамовый; 16 – грейзеново-кварцевожильный молибденовый; 17 – силикатный кобальт-никелевый (горностаевский); 18 – циркон-ильменитовая кора выветривания (тип Караоткеля); 19 – циркон-ильменитовый россыпной (сатпаевский); 20 – золото-россыпной (суздальский); 21 – *границы рудных поясов:* Рудноалтайский (РАРП), Калба-Нарымский (КНРП), Западно-Калбинский (ЗКРП), Жарма-Саурский (ЖСРП); 22 – *границы металлогенических зон и их номера:* I – Белоубинско-Сарымсактинская, II – Рудноалтайская, III – Иртышская, IV – Калба-Нарымская, V – Западно-Калбинская, VI – Чарская, VII – Жарма-Саурская, VIII – Сиректас-Сарзанская; 23 – *границы металлогенических подзон и их номера:* II-1 – Лениногорско-Зыряновская, II-2 – Прииртышская; 24 – рудные районы известные и потенциальные (пунктиром), их номера; 25 – рудные узлы известные и потенциальные, их номера; 26 – глубинные широтные разломы древнего заложения; 27 – глубинные северо-западные разломы, ограничивающие металлогенические зоны; 28 – северо-восточные блоково-глыбовые разломы; 29 – гранитоиды Калба-Нарымского плутона (калбинский комплекс, P₁).

Рисунок 2.4 – Схема районирования металлогенических зон и рудных поясов Большого Алтая

3 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Рассматриваемая территория охватывает Калба-Нарымскую тектоническую зону Восточного Казахстана, входящую в геоструктуру Большого Алтая [27]. Пространственно прослеживается вдоль юго-западной границы с Иртышской зоной смятия, образуя линейно-вытянутую структуру северо-западного направления, длиной более 500 км при средней ширине 35-40 км (рис. 3.1).



1 – каледонские террейны микроконтинентов Горного Алтая (V-O) и Казахстана (Є-S); 2 – Холзунско-Сарымсактинская зона; 3 – Рудноалтайский колчеданно-полиметаллический пояс (D₁-C₁); 4 - Иртышская медно-пирротиново-золоторудная зона (PR-C₁); 5 – Калба-Нарымский редкометальный пояс (P); 6 – Западно-Калбинский золоторудный пояс (D₃-C₁); 7 – фрагменты офиолитовых структур с выходами ультрабазитов и меланжевых комплексов (Cr, Ni, Co); 8 – Жарма-Саурский медно-молибденовый золотоносный пояс (D₁-C₃); 9 – полиформационная медно-полиметаллическая железорудная и редкометальная металлогеническая система.

Рисунок 3.1 – Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий (по А. М. Мыснику, Б. А. Дьячкову и др., 2004 г.)

Юго-восточный фланг зоны продолжается в Китай, на северо-западе она в основном перекрыта чехлом рыхлых отложений Кулундинской впадины. По геофизическим данным (Любецкий В. Н., Нахтигаль Г. П.) здесь отмечается поворот Теректинского гранитного разлома в западном и меридиональном направлении и резкое расширение структуры до 80 км.

3.1 Геотектоническая позиция

В соответствии с современными мобилистскими геотектоническими концепциями Калба-Нарымская зона представляет собой террейн, осколок древнего палеоконтинента Гондваны, который мигрировал в Палеоазиатском океане и причленился к Сибирскому палеоконтиненту в результате герцинской коллизии (C_1) с Казахстанской литосферной плитой [47,59].

Герцинский цикл. По геодинамическим реконструкциям развитие герцинид происходило в следующей последовательности [53].

1. В раннюю стадию (D_2-C_1s) в рифтогенной геодинамической обстановке в морском прогибе накопились углеродисто-карбонатно-терригенные отложения (кыстав-курчумская свита D_2gv) и тонкослоистые алевролитопесчаниковые аспидного типа (такырская свита D_3fm). Позднее при обмелении бассейна в островодужном режиме образовались флишоидная углеродисто-известкисто-терригенная формация (бурабайская свита C_{1v2-3}) и граувакковая алевролитопесчаниковая (C_1s).

2. В среднюю коллизионную стадию (C_1-C_3) в остаточных прибрежно-морских прогибах локализовалась молассовая формация (таубинская свита C_2). В процессе саурской фазы складчатости и проявления ритмичного сжатия-растяжения внедрились приразломные малые интрузии и дайки габбро-норитдиорит-диабазового состава (карабирюкский комплекс C_{2-3}) и сформировалась вулканоплутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация (C_3), объединяющая наземные риолит-дацитовые вулканы (калгутинская свита) и гипабиссальные гранодиорит-плагиогранитовые малые интрузии и дайки (кунушский комплекс).

3. Поздняя постколлизионная (орогенная) стадия (P_1-T_1) в процессе сводово-глыбовых поднятий и активизации внутриплитной тектоники ознаменовалась мощным развитием гранитоидного магматизма и формированием крупного Калба-Нарымского гранитоидного пояса, сложенного гранитами калбинского (P_1) и лейкогранитами монастырского (P_2) комплексов. На завершающем этапе герцинского цикла тектогенеза локализовалась система дайковых поясов северо-восточного направления, пересекающих пермские гранитные массивы и связанные с ними рудные зоны (габбро-диабаз-гранит-порфировый миролюбовский комплекс).

Киммерийский цикл сопровождался мощными деструкциями и глыбовыми перемещениями тектонических блоков. В режиме континентального рифтогенеза образовались алевролит-глинистая пестроцветная гематит-каолиновая формация (северо-зайсанская свита $K_2-P_2^2$) и континентальная разнообломочная углисто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная формация (турангинская, тузкабакская, ашутаская свиты P_{2-3}).

Альпийский цикл тетогенеза (Pg_2^3-Q) характеризуется проявлением мощной альпийской фазы, обусловившей блоковые перемещения и создание

современного орографического рельефа Калба-Нарымской зоны и в целом Большого Алтая.

В целом геодинамическая модель отображает длительную и сложную историю формирования геологических структур Восточного-Казахстана (от докембрия до четвертичного времени) с образованием единой системы параллельных тектонических зон Большого Алтая (Жарма-Саурской, Западно-Калбинской, Калба-Нарымской и Рудноалтайской), ограниченных северо-западными глубинными разломами и отличающиеся по геологическому строению и специфике металлогении. К бортовым структурам относятся каледониды Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатай. Индикаторами геодинамических режимов и обстановок являются конкретные геологические формации. Особое значение придается Чарско-Горностаевскому офиолитовому поясу (сутурному шву) дугообразной формы, подчеркивающему общую структуру Большого Алтая (рис. 3.1).

3.2 Глубинное строение

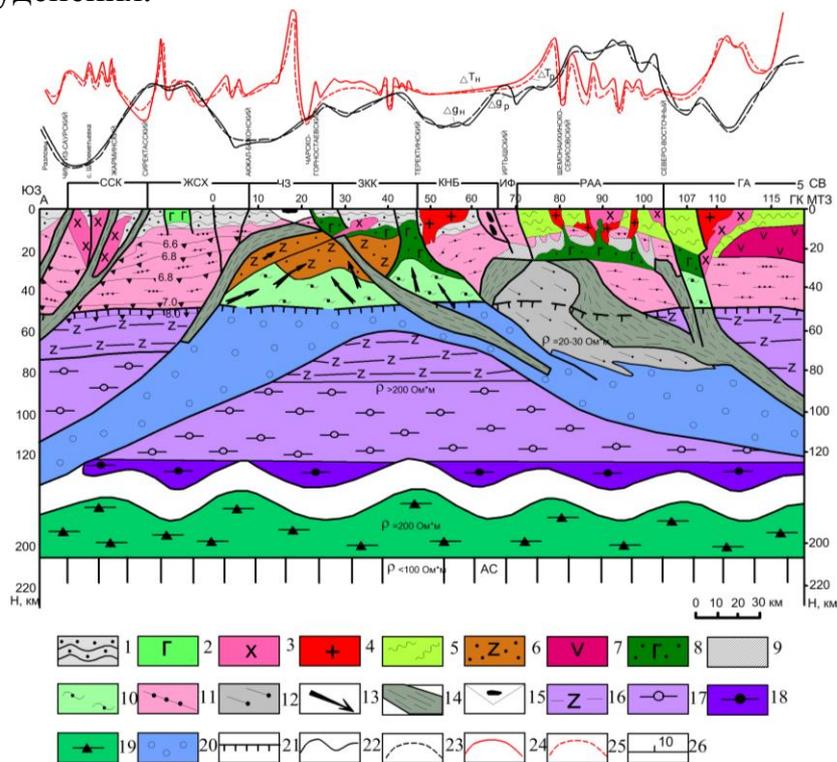
Глубинное строение земной коры (ЗК) Иртыш-Зайсанской складчатой системы и Юго-Западного Алтая рассматривались в работах Моисеенко Ф. С., Булина Н. К., Ревякина П. С., Иванкина П. Ф., Любецкого В. Н., Щербы Г. Н., Нахтигала Г. П., Дьячкова Б. А. и др. [9,11,13,22,27].

Строение земной коры. В результате региональных геофизических исследований прошлых лет (гравиразведочные и магниторазведочные съемки, сейсморазведочные и электроразведочные работы) получены представления о линейно-блоковом многослойном глубинном строении ЗК (мощностью до 50-55 км), нарушенной системой северо-западных глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию (М), что отражено на геолого-геофизическом разрезе через Алейский геотраверс (рис. 3.2).

Наиболее полно принципы интерпретации геофизических полей и физико-геологическое моделирование литосферы изложены в работе «Большой Алтай» [27]. По современным представлениям в разрезе земной коры Большого Алтая выделяются следующие слои (сверху вниз): 1) седиментный, подразделяющийся по Ф. С. Моисеенко (1998 г.) на два подслоя – вулканогенно-осадочный (каледониды и герциниды) и рыхлый осадочный чехол (киммериды и альпиды); 2) метагранитный; 3) метадиоритовый и 4) метабазальтовый, залегающий на литосферной мантии. Последняя также характеризуется неоднородным строением, в которой различается первичная пиrolитового и истощенная дунит-гарцбургитового составов.

Калба-Нарымская зона по особенностям глубинного строения относится к сиалическому типу разреза ЗК повышенной мощности (45-50 км), характеризуется увеличенной толщиной метагранитного (гранитно-матаморфического) слоя (до 12 км) и метадиоритового (до 12-14 км) и уменьшенной метабазальтового слоя (до 14-18 км), интенсивным развитием гранитоидного магматизма и редкометалльной металлогенической

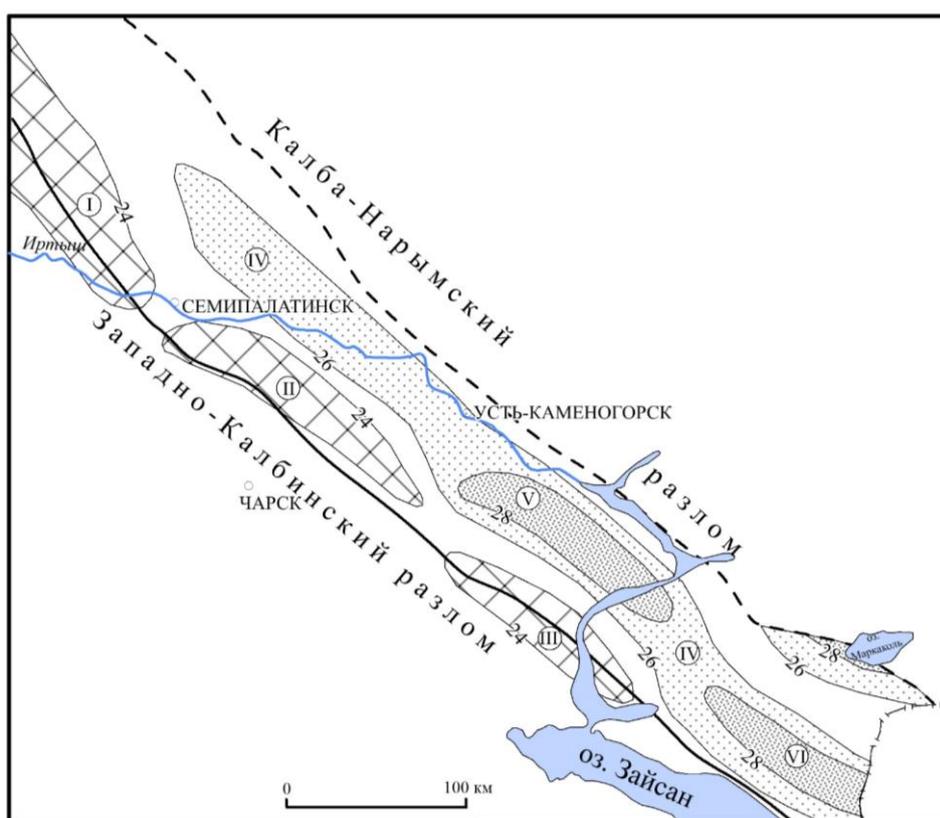
специализацией [22]. Рассчитанные коэффициенты гранитизации и дифференциации по методике Г. Н. Щербы здесь более высокие ($K_r - 0,23-0,28$ и $K_{df} - 1,28$) по сравнению с Рудноалтайской и Западно-Калбинской зонами с фемично-сиалическими разрезами ЗК, отличающиеся геологическими формациями и соответственно медно-полиметаллическим и золоторудным профилем оруденения.



Седиментный слой: 1 – вулканогенно-осадочные и терригенные отложения (D_1-C_1); 2 – габброидные; 3 – гранодиорит-плагιοгранитовые и 4 – гранитные массивы, выходящие на поверхность. *Гранитно-метаморфический слой:* 5 – зеленосланцевая толща PZ_1 ; 6 – метасоматиты, развитые по габброидам и более кислым магматическим образованиям; 7 – тоналиты, диориты допалеозойского возраста; 8 – габброиды глубинные; 9 – реститы коровых очагов плавления. *Метабазальтовый слой:* 10 – метасоматиты с амфиболитами; 11 – архей-протерозойские гранулиты; 12 – метаморфиты по углеродсодержащим породам; 13 – пути движения мантийных флюидов; 14 – зоны апвеллинга; 15 – аккреционная призма с фрагментами метаморфитов и метаофиолитов. *Верхняя мантия:* 16 – верхняя мантия истощенная (альпинотипные гипербазиты); 17 – шпинельсодержащие дуниты и 18 – мантийные гранатовые эклогиты; 19 – горизонты алмазосодержащих эклогитов среди гранатовых перидотитов; 20 – верхняя неистощенная мантия; 21 – палеоповерхность М; 22 – 23 кривые поля силы тяжести (22 - Δg_n – наблюдаемого, 23 - Δg_p – рассчитанного); 24 – 25 – кривые поля аномального магнитного поля (24 - ΔT_n – наблюдаемого, 25 - ΔT_p – рассчитанного); 26 – номера точек МТЗ по линии геотраверса. *Металлогенические зоны:* ССК – Сиректас-Сарсазан-Кобукская; ЖСХ – Жарма-Саур-Харатунгская; ЧЗ – Чарско-Зимунайская; ЗКК – Западно-Калбинско-Коксентауская; КНБ – Калба-Нарым-Бурчумская; ИФ – Иртыш-Фуюнская; РАА – Рудноалтайско-Ашалинская, ГА – Горный Алтай.

Рисунок 3.2 – Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий [27, 44]

Гравитационное поле. По данным гравиразведки Калба-Нарымская зона характеризуется региональным гравитационным минимумом, который объясняется погружением поверхности Мохоровичича (42-48 км) и поверхности Конрада (26-28 км). В осевой части зоны выделяются линейные прогибы поверхности метабазальтового слоя северо-западного направления (Шульбинский, Центрально-Калбинский, Нарымский), рис.3.3. Мощность метабазальта изменяется от 14 до 18 км, которая наименьшая на северо-западном фланге КНЗ (в Шульбинском блоке), рис. 3.4. Рассматриваемая тектоническая зона также отличается от геологических структур Рудного Алтая, Иртышской зоны и Западной Калбы приподнятостью метадiorитового слоя к поверхности до глубины 13-15 км с минимальным значением в Нарымском блоке (13 км), рис. 3.5.



Поднятие: I – Семеновское, II – Семипалатинское, III – Зайсанское. Прогибы: IV – Шульбинский, V – Центрально-Калбинский, VI – Нарымский.

Рисунок 3.3 – Рельеф поверхности метабазальтового слоя (Конрада-К в изолиниях, км) в пределах Калба-Нарымской зоны и северо-восточной части Западной Калбы (выкопировка из работы [22], рис.3, выполнено Ойцовой Т. А.)

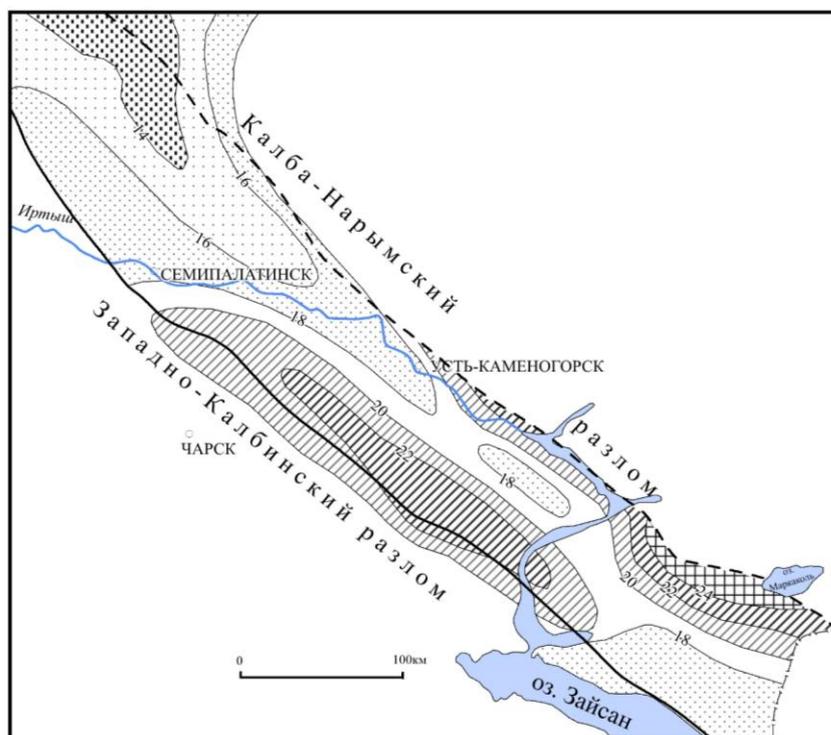
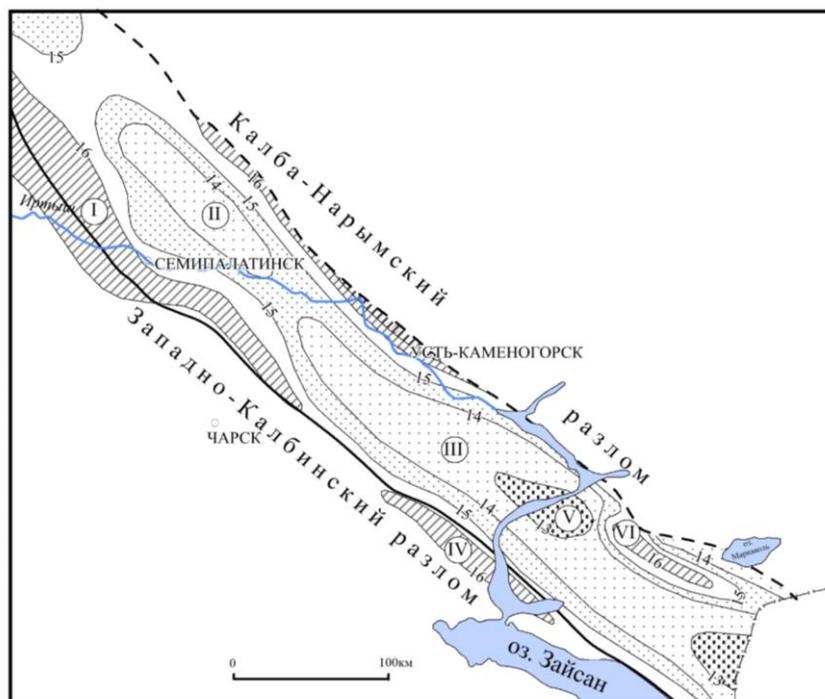


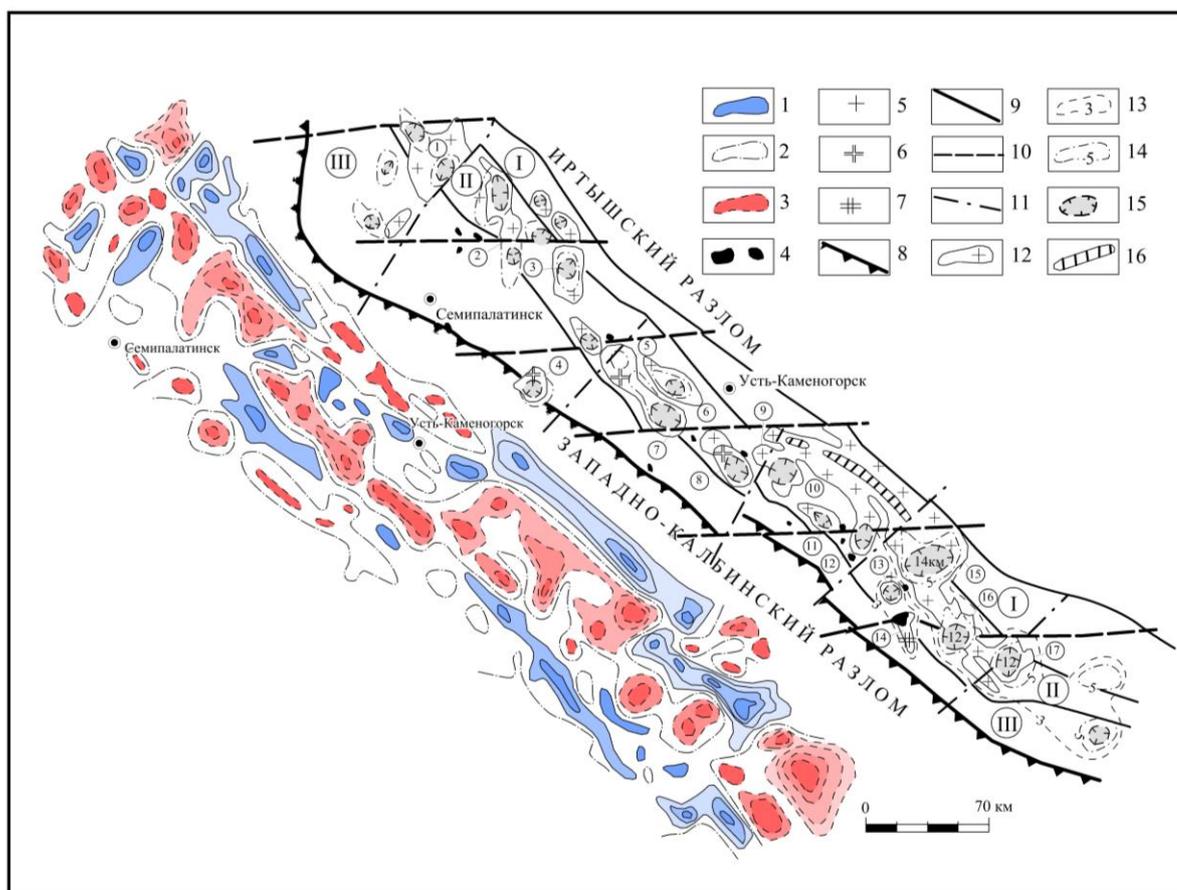
Рисунок 3.4 – Схема изомощностей метабазальтового слоя в изолиниях, км (выкопировка из работы [22], рис. 4, выполнено Ойцевой Т. А.)



Прогибы: I – Семипалатинской; IV – Самарский; VI – Курчум-Кальджирский.
Поднятия: II – Шульбинское; III – Центрально-Калбинское; V – Нарымское.

Рисунок 3.5 – Рельеф поверхности метадiorитового слоя в изолиниях, км (выкопировка из работы [22], рис. 5, выполнено Ойцевой Т. А.)

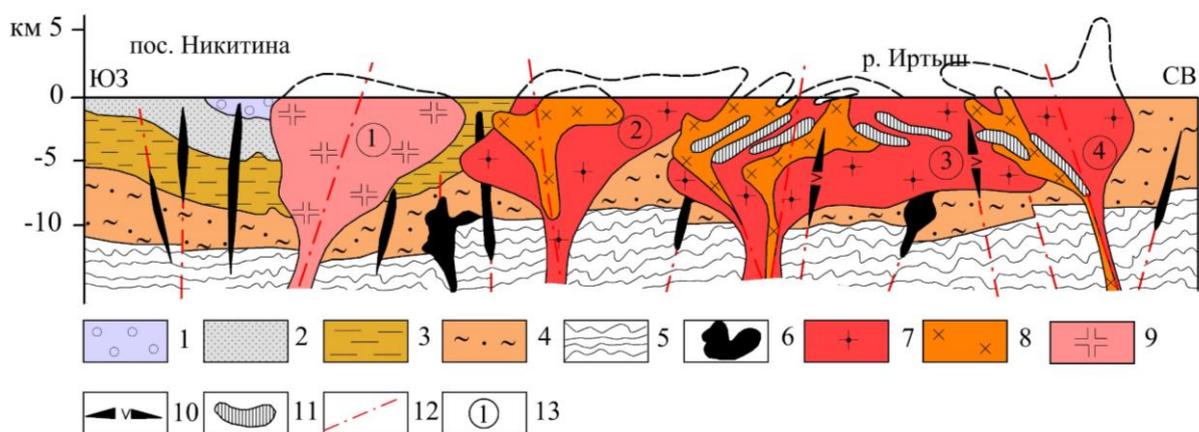
Локальные отрицательные гравитационные аномалии (линейно-узловой формы преимущественно северо-западной ориентировки) отвечают гранитоидным массивам Калба-Нарымского плутона (рис. 3.6).



1 – 3 – локальные аномалии силы тяжести (1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные); 4 – 7 – гранитоидные образования (4 – кунушский, 5 – калбинский, 6 – монастырский, 7 – дельбегетейский комплексы); 8 – 11 – дизъюнктивы (8 – глубинные разломы, ограничивающие геотектоноген, 9 – тектонические зоны, 10 – субширотные разломы древнего заложения, 11 – поперечные разломы более высокого порядка); 12 – 14 – контуры интрузий (12 – выходящих на поверхность, 13 – скрытых на глубине 3 км, 14 – на глубине 5 км); 15 – корневые части интрузий изометрической формы глубиной до 8-14 км; 16 – то же, клиновидной формы. Названия массивов (арабские цифры в кружках): 1 – Глуховский, 2 – Дмитриевский, 3 – Шульбинский, 4 – Дельбегетейский, 5 – Дунгалинский, 6 – Пролетарский, 7 – Монастырский, 8 – Себинский, 9 – Ешкнולםесский, 10 – Чебундинский, 11 – Каиндинский, 12 – Миролюбовский, 13 – Сергеевский, 14 – Нижнекурчумский, 15 – Нарымский, 16 – Бурабайский, 17 – Кемиркаинский. Тектонические зоны (римские цифры в кружках): I – Иртышский, II – Калба-Нарымский, III – Западно-Калбинская.

Рисунок 3.6 – Глубинное строение Калба-Нарымского пояса гранитоидов по геолого-геофизическим данным (составлена Т. А. Ойцевой по материалам [26])

Продольная модель формирования пояса, построенная на основе материалов многих исследователей (Сериков П. В., Щук Г. М., Любецкий В. Н., Нахтигаль Г. П., Щерба Г. Н., Лопатников В. В., Дьячков Б. А. и др.) показывает, что Калба-Нарымский плутон представляет собой крупное плитообразное тело (мощность 5-6 км) этажного внутреннего строения, с корневыми ответвлениями в магмоподводящих каналах, уходящими в метагранитный слой на глубину 12-14 км (рис. 3.7). В целом Калба-Нарымский гранитоидный пояс представляет собой крупный магмовод, контролируемый системой северо-западных глубинных разломов (Теректинский, Калба-Нарымский).

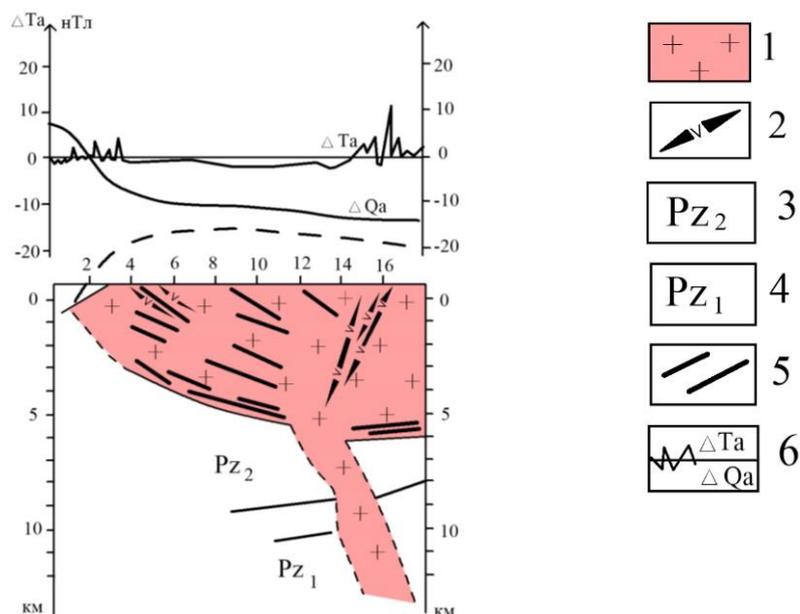


Осадочные породы: 1 — песчаники, сланцы конгломераты таубинской и буконьской свит среднего карбона; 2 — полимиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты аркалыкской и кокпектинской свит нижнего карбона; 3 — песчано-сланцевые флишеидные отложения такырской свиты верхнего девона — нижнего карбона; 4 — известковистые песчаники, алевролиты, линзы известняков и глинистые сланцы кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона; 5 — интенсивно метаморфизованные нерасчлененные песчано-сланцевые толщи нижнего палеозоя. *Интрузивные образования:* 6 — породы кунушского комплекса; 7—9 — гранитоиды калбинского комплекса: 7 — порфириовидные граниты I фазы, 8 — биотитовые граниты II фазы, 9 — микроклиновые граниты III фазы; 10 — дайки посткалбинского комплекса; 11 — реликты осадочных толщ в расслоенных участках гранитоидов; 12 — разломы; 13 — массивы (цифры в кружках на схеме): 1 — Себинский, 2 — Чебундинский, 3 — Прииртышский, 4 — Смолянский.

Рисунок 3.7 – Поперечный разрез через центральную часть Калбинского плутона (по материалам Щербы Г. Н., Лопатникова В. В.)

Особое значение в размещении гранитных массивов придается узлам пересечения северо-западных разломов с широтными, меридиональными и северо-восточными дизъюнктивами древнего заложения, испытавших неоднократную активизацию в различных геодинамических обстановках, в том числе в постколлизиионном (орогенном) режиме.

Локальные минимумы силы тяжести, отвечают батолитообразным и штокообразным гранитным массивам с нижними кромками до глубины 12- 14 км (рис. 3.8).

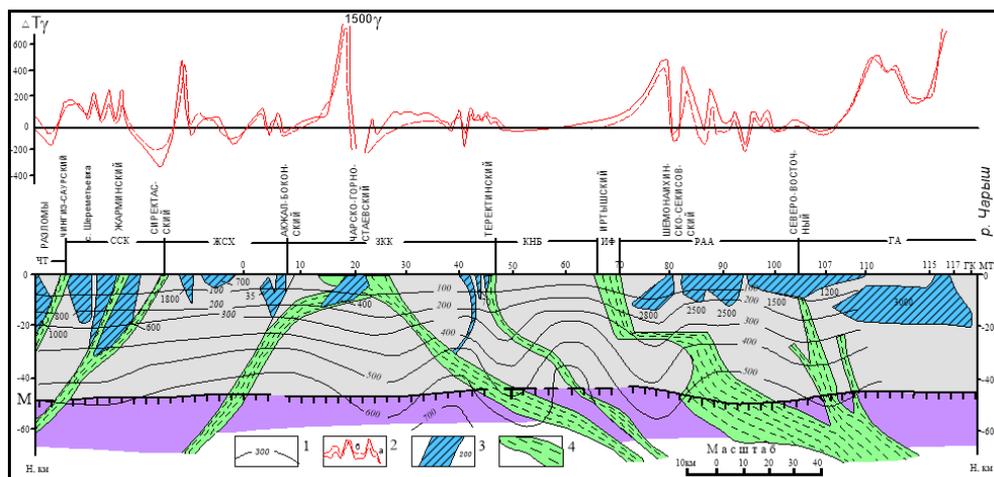


1 – граниты калбинского комплекса; 2 – дайки среднего состава миролюбовского комплекса; 3 – средний палеозой; 4 – нижний палеозой; 5 – сейсмические границы; 6 – графики наблюдаемого магнитного (ΔT_a) и гравитационного (ΔQ_a) полей (по Г. П. Нахтигалю)

Рисунок 3.8 – Типичная грибообразная форма гранитоидных интрузий на примере Белогорского массива (по геофизическим данным)

Магнитное поле. По результатам магниторазведочных работ высокие магнитные аномалии определены в Рудном Алтае и Сиректас-Сарзанской зоне Жарма-Саура, Чарско-Горностаевском офиолитовом поясе. В Калба-Нарымской зоне магнитоактивные тела практически не проявлены, что связано с низкой магнитной восприимчивостью осадочных пород и гранитоидных образований. Известные локальные магнитные аномалии фиксируют добатолитовые дайковые пояса основного состава и зоны ороговикования и сульфидной минерализации осадочных пород, содержащих железистые минералы.

Геотермическая модель Калба-Нарымской зоны по Алейскому геотраверсу, рассчитанная до глубины 60 км по результатам измерения температур в скважинах, характеризуется высокими значениями изотерм (100-600°C). В разрезе они имеют куполовидное поднятие и совпадают с гранитоидами Калба-Нарымского плутона (рис. 3.9), которые фиксируются наиболее высокими значениями температур (остаточного теплового поля) среди других образований Большого Алтая [27].



1 — линии равных температур ЗК, °С; 2 — графики аномального магнитного поля: а — ΔT_n — наблюдаемого, б — ΔT_p — рассчитанного; 3 — аномально-намагниченные тела в ЗК цифры соответствуют рассчитанной магнитной восприимчивости (в $\text{п} \cdot 10^{-6}$ ед. СИ); 4 — структурно-формационные зоны: ЧТ — Чингиз-Тарбагатайский, ССК — Сиректас-Сарсазан-Кобукская; ЖСХ — Жарма-Саур-Харатунгская; ЧЗ — Чарско-Зимунайская; ЗКК — Западно-Калбинско-Коксентауская; КНБ — Калба-Нарым-Бурчумская; ИФ — Иртыш-Фуюнская; РАА — Рудноалтайско-Ашалинская, ГА — Горный Алтай.

Рисунок 3.9 – Комплексная геотермическая магнитная модель разреза земной коры Большого Алтая по Алейскому геотраверсу. Составили Ю. А. Калашников, А. Т. Урдабаев

Сейсмический разрез земной коры по Алейскому геотраверсу приведен на рис. 3.10. Калба-Нарымская зона характеризуется большим количеством наклонных отражающих площадок с преобладающим падением к северо-востоку.



1 – отражающие сейсмические площадки; 2 – предполагаемые сейсмические границы раздела; 3 – местоположение и номер сейсмического профиля.

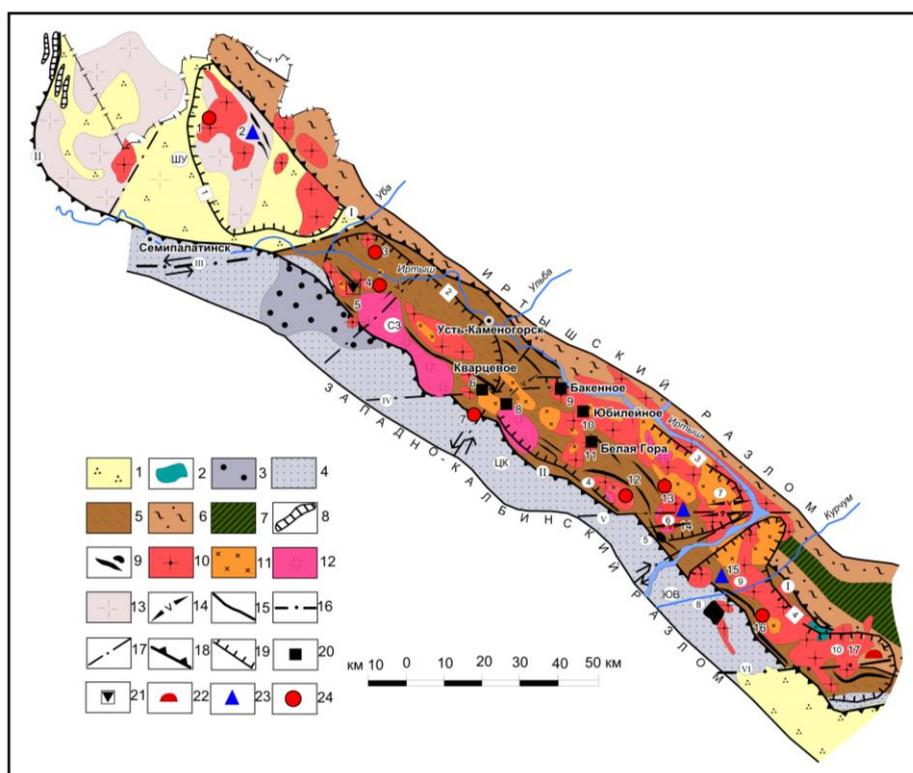
Рисунок 3.10 – Сейсмический разрез земной коры по Алейскому геотраверсу (по Антоненко А. Н., Каримову К. М., Галкину А. С.)

Четких разделов сейсмических границ здесь не выделяется. Восточная граница распространения площадок интерпретируется крутопадающим глубинным разломом в пределах Иртышской зоны смятия.

Таким образом, Калба-Нарымская зона – это крупный тектонический блок ЗК (террейн), сформированный на древнем докембрийском сиалическом основании и ограниченный системой северо-западных глубинных разломов от Иртышской зоны смятия и Западной Калбы. Характеризуется сиалическим типом разреза ЗК с повышенной мощностью метагранитного слоя, прогибами верхней мантии (М) и поверхности Конрада (К), отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом.

3.3 Геологические формации

Калба-Нарымская зона по особенностям геологического строения и составу ЗК резко отличается от других геологических структур БА (рис. 3.11). Предполагается, что это был осколок погруженной докембрийской плиты (террейн), который мигрировал в Палеоазиатском океане (с запада на восток) и причленился к Иртышской зоне в стадию герцинской коллизии. В результате коллизии в нижнем и среднем карбоне значительная часть этой структуры была сдунудирована и в современном виде суммарная мощность седиментного слоя составляет 6-7 км [26].



1 – кайнозойский чехол; 2 – калгутинская вулканоплутоническая риолит-дацитовая ассоциация (С₃); 3 – молассы таубинской свиты (С₂); 4 – флишеидные и граувакковые алевролитопесчаниковые отложения (С₁); 5 – аспидная песчаниково-алевролитовая

формация (D₃); 6 – карбонатно-терригенные отложения и 7 – метаморфиты нижнего палеозоя и докембрия Иртышской зоны смятия; 8 – гипербазиты; 9 – интрузивно-дайковые образования кунушского комплекса (С₃); 10-11 – граниты калбинского комплекса Р₁ (10 – граниты I фазы, 11 – II фазы); 12 – лейкограниты монастырского комплекса (Р₂); 13 – скрытые гранитные массивы по геофизическим данным; 14 – дайки миролюбовского комплекса (Р₂-Т₁); 15 – региональные глубинные разломы, продольные северо-западные; 16 – широтные рудоконтролирующие и 17 – поперечные северо-восточные; 18 – границы Калба-Нарымского редкометалльного пояса и 19 – рудных районов; 20 – 24 – рудные формации (20 – редкометалльных пегматитов; 21 – камерных хрусталеносных пегматитов; 22 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая; 23 – олово-вольфрамовая; 24 – кварцевожильная олово-вольфрамовая и оловянная).

Рудные проявления: 1 – Коростели, 2 – Ржавая Сопка, 3 – Ново-Каиндинская, 4 – Каиндинская, 5 – Кварцевое, 6 – Ново-Сарыозек, 7 – Канайка, 8 – Медведка, 9 – Бакенное, 10 – Юбилейное, 11 – Белая Гора, 12 – Козловское, 13 – Комсомольское, 14 – Палатцы, 15 – Чердож, 16 – Бурабай, 17 – Карасу. *Название массивов (арабские цифры в кружках):* 1 – Шульбинский, 2 – Монастырский, 3 – Сибинский, 4 – Каиндинский, 5 – Раздольненский, 6 – Миролюбовский, 7 – Шошканы, 8 – Курчумский, 9 – Бурабайский, 10 – Кемиркаинский. *Разломы (I – Калба-Нарымский, II – Теректинский, III – Семипалатинско-Лениногорский, IV – Киинско-Гремячинский, V – Миролюбовский, VI – Калгутинский).* *Название тектонических блоков (буквы в кружках):* ШУ – Шульбинский, СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский).

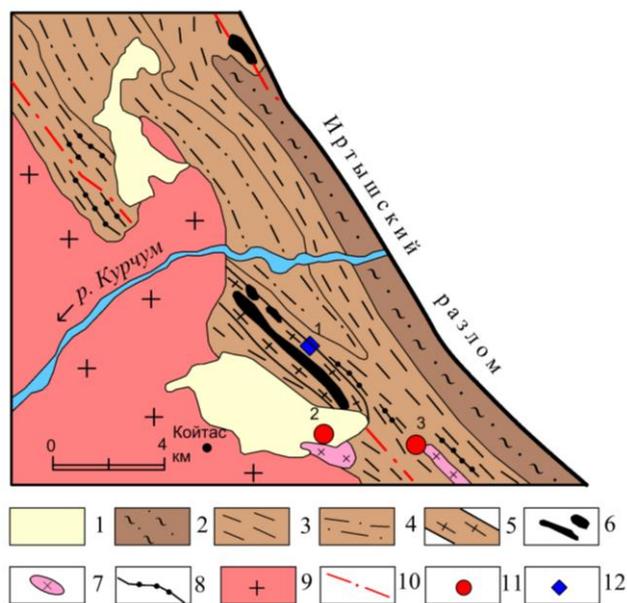
Рисунок 3.11 – Схема геологического строения, ведущие типы редкометалльно-пегматитовых месторождений Калба-Нарымского пояса
(составила Т. А. Ойцева)

Докембрийские формации фиксируются в Нарыме (долина Курчума), вблизи границы с Иртышской зоной смятия. Они представлены небольшой тектонической пластиной кристаллических сланцев и протрузий серпентинизированных гипербазитов (PR?) среди отложений такырской свиты (рис. 3.12).

Выходы докембрия предполагаются также в Вавилонском аккреционном блоке, представленном метаморфитами песчаниково-черносланцевого, андалузит-силлиманитового и других типов в ассоциации с офиолитоподобным комплексом, вероятно, надвигово-меланжевого формирования [27]. Есть предположения о выходе докембрийских метаморфитов в других частях Калба-Нарымской зоны, требующие дополнительного специального изучения.

Каледонские формации перекрыты герцинским структурным этажом и на дневной поверхности не обнажаются. Их выходы предполагаются на глубинах 4-8 км, которые по аналогии с Горным Алтаем и Бурчумским районом Китая могут соответствовать терригенным, карбонатно-терригенным и флишоидным отложениям ранней стадии каледонид ϵ_2 - O_3 (горноалтайская серия и другие свиты), молассовой известковистой формацией (O_3 - S_2) средней стадии, а также более поздними небольшими массивами гранитоидов девонского возраста, сопоставляемые с тельбееским и другими комплексами [22]. В основании

девонского разреза по аналогии с Иртышской зоной условно выделяется текеньская свита ($D_1?$) зеленосланцевой серии.



1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – углеродисто-известкисто-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}); 3 – преимущественно углисто-глинистые отложения и 4 – пачка переслаивания алевролитов и песчаников такырской свиты (D_3); 5 – кристаллические сланцы и 6 – серпентинизированные гипербазиты (PR?); 7 – плагиограниты и 8 – плагиогранит-порфиры кунушского комплекса (C_3); 9 – гранитоиды калбинского комплекса (P_1); 10 – разлом; 11 – грейзеново-кварцевожильные рудопроявления (Sn, W); 12 – тальк-брейнеритовое месторождение. Рудные объекты: 1 – Курчумское, 2 – Мысык-Тас; 3 – Новая Точка. По В. П. Солянику с уточнениями авторов.

Рисунок 3.12 – Схема размещения Курчумского тектонического блока на Южном Алтае (по Амралиновой Б. Б., 2017 г.).

Герцинские формации широко проявлены в Калба-Нарымской зоне, характеристика которых приведена в работах [4,6,15,27]. В раннюю стадию в области устойчивого прогибания каледонского основания накопились следующие формации (рис. 3.13).

Углеродисто-известкисто-терригенная формация (кыстав-курчумская D_{2gv}) расположена на границе с Иртышской зоной смятия и слагает крупный Чебунтайский останец среди гранитов калбинского комплекса. Объединяет известкисто-глинистые и углисто-глинистые алевролиты, мелкозернистые песчаники и известняки. Мощность формации 3,4-4 км.

Рудомещающие геологические формации (структурно-вещные комплексы)				Литолого-стратиграфическая колонка с металлогенической нагрузкой	Состав формации
Геодинамическая обстановка	Свиты	Геологические формации (комплекс)	Возраст		
Постколлизийная (орогенная)		Габбродиабаз-грант-порфировая (миролюбовский)	P ₂ -T ₁		дайки среднеосновного и кислого состава
		Лейкогранитовая (монастырский)	P ₂		лейкограниты, жильные граниты
		Гранитовая (калбинский)	P ₁		граниты, аплиты, пегматиты
Коллизийная		Плагиогранит-гранодиоритовая (кунушский)	C ₅		плагиограниты, гранодиориты, порфиновые дайки
	калушская	Риолит-дацитовая наземная	C ₅	1400м	дациты, риолиты, субвулканические интрузии
		Габбронорит-диабазовая (карабрюкский)	C _{5,3}		габбро-диабазы, диориты, дайки основного и среднего состава
	таубинская	Молассовая прибрежно-морская	C ₅	1500м	песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты
Преколлизийная	далманарская	Грауваквовая	C _{1, s}	>1400м	массивные полимиктовые песчаники голубовато-серого цвета и алевролиты
Острово-дунная	бурбайская	Флишюидная терригенная	C _{1, 3}	1500м	грубое переслаивание алевролитно-песчаных отложений, конкреции, гравелиты
Рифтогенная	такырская	Аспидная	D ₃	1300м	ритмичное переслаивание черных алевролитов, алевропелитов и темно-серых мелкозернистых, песчаников
	кыстав-курумская	Углеродисто-известкостерригенная	D ₂ gv	2000м	известково-глинистые и глинисто-кремнистые алевролиты, зеленовато-серые песчаники, известняки и конгломераты
	текенская	Известкостерригенная	D ₁₂	>1000м	



1 – 4 – интрузивные образования (1 – граниты первой и 2 – второй фазы калбинского комплекса; 3 – мелко-среднезернистые альбитизированные и мусковитизированные граниты массива Карасу; 4 – плагиограниты и дайки кунушского комплекса); 5 – 8 – рудные формации (5 – редкометалльно-пегматитовая; 6 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая; 7 – грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая; 8 – кварцевожильная золоторудная); 9 – уровень эрозионного среза.

Рисунок 3.13 – Литолого-стратиграфическая колонка и возрастная позиция магматизма и оруденения Калба-Нарымской зоны (Составила Т. А. Ойцева)

Углеродисто-песчаниково-алевролитовая, аспидная формация (такырская свита, D₃) широко развита в Калба-Нарымской зоне, характеризуется выдержанным литологическим составом на больших площадях. Сложена

тонкослоистыми ритмично переслаивающимися черными углисто-глинистыми алевролитами и мелкозернистыми аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками в различных соотношениях. Эта тонкослоистая пластичная толща оказалась благоприятной литологической средой для размещения Калба-Нарымского гранитоидного плутона. Сохранившаяся мощность отложений 1,3-1,8 км. Позднедевонский возраст свиты определяется палинологическими исследованиями (Н. И. Михайлова, 1963) и по положению в стратиграфическом разрезе.

Флишиодная формация (бурабайская свита C_{1V2-3}) отражает начало обмеления морского бассейна. Размещается в Нарымском районе и в бассейне рек Черневой и Малой Каинды, где она с угловым несогласием залегает на отложениях такырской свиты [16]. Свита в основании сложена массивными граувакковыми песчаниками мощностью до 100 м, далее выделяется пачка грубого ритмичного переслаивания полимиктовых песчаников, известковистых и углисто-глинистых алевролитов мощностью 400-500 м, а венчает разрез пачка пятнистых углисто-глинистых алевролитов мощностью 500 м. Разрез характеризуется турбидитным типом осадконакопления. Возраст определяется по отпечаткам флоры и спорово-пыльцевому анализу.

Граувакковая формация (даланкаринская свита C_{1s}) имеет ограниченное распространение по сравнению с Западной Калбой и фиксируется в Мало-Каиндинской синклинали, в юго-западных экзоконтактах Миролобовского и Каиндинского массивов (пос. Самарка и Пантелеймоновка). Сложена массивными неравномернозернистыми граувакковыми и вулканомиктовыми песчаниками в нижней части разреза (мощностью 1000 м) и преимущественно алевролитами в верхах свиты (мощностью более 400 м). Эти отложения по составу близки к осадкам остаточных морей предколлизийной геодинамической обстановки. Средняя коллизийная стадия (C_1-C_3) ознаменовалась усилением тектонического сжатия и столкновения блоков, проявлению саурской фазы складчатости, образованием зон смятия и надвигов, молассовых формаций, внедрением приразломных малых интрузий и даек коллизийного типа ($C_{2-3}-C_3$).

Прибрежно-морская формация (таубинская свита C_2) имеет локальное развитие на небольших участках в зоне Теректинского глубинного разлома. В ее составе различаются разномиктовые граувакковые и полимиктовые песчаники, прослои алевролитов и конгломератов, содержащие гальки кремнистых сланцев, гранитоидов, известняков, яшмоидов и других пород. Мощность формации порядка 1500 м.

Габбронорит-диабазовая формация (карабирюкский комплекс C_{2-3}) является аналогом других комплексов Большого Алтая: катойского в Иртышской зоне, жантайского в Западной Калбе, аргимбайского и максутского в Жарма-Сауре. Объединяет небольшие массивы габброноритов, габбродиабазов и дайки габбродиабазов и диоритовых порфиритов. Возрастная позиция определяется на основании пересечения этими образованиями

осадочных и вулканогенно-осадочных пород (C_2 - C_{2-3}), а сами они прорываются дайками кунушского комплекса (C_3) и пермскими гранитными массивами, а также отмечаются в них в виде ксенолитов и останцов (Песчанский, Букомбай, Асубулак и др.).

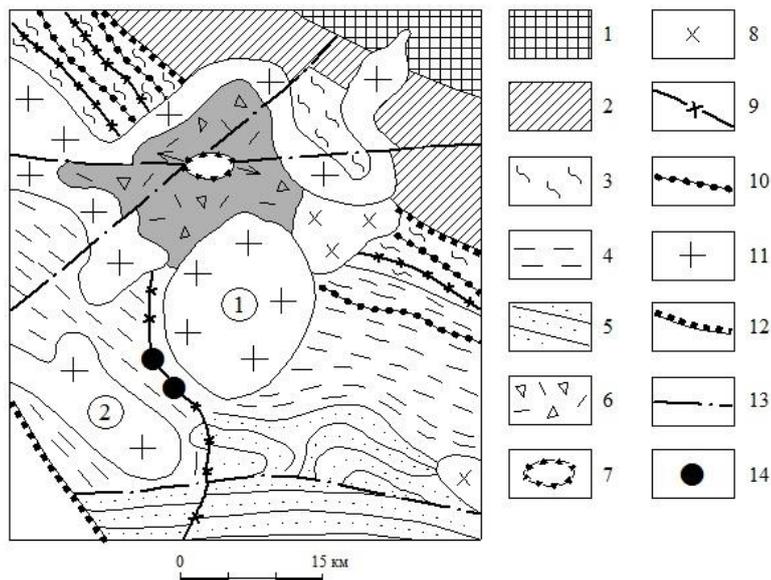
Плагиогранит-гранодиоритовая формация (кунушский комплекс C_3) представляет гипабиссальные образования вулканоплутонической риодацит-гранодиоритовой ассоциации [26,27]. Объединяет малые интрузии гранодиоритов и плагиогранитов (размером до 1-4 км²), их дайковые производные порфирового облика (массивы Кунуш, Жиланды, Актобе, Точка, Медведка, Раздольненский и др.). Рассматриваемые интрузивные тела контролируются диагональными разломами северо-западного направления, образующие прерывистые интрузивно-дайковые пояса (Приирьшский, Манатский, Карагоин-Сарыюзекский, Теректинский), которые срезаются гранитами Калба-Нарымского плутона. Позднекаменноугольный возраст кунушского комплекса четко определяется по геологическим данным и новыми результатами радиологических исследований – 299-306,7 млн. лет [61].

Калгутинская риолит-дацитовая наземная формация (калгутинская свита C_3) проявлена в Нарымском районе в Калгутинской и Актюбинской кальдерах, образовавшихся на пересечении разломов. Наиболее крупная Калгутинская мульда сохранилась в виде останца в гранитах калбинского комплекса. Формация сложена вулканитами риолит-дацитового состава, субвулканическими интрузиями и дайками (гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфирами и др.), аналогичными дайками кунушского комплекса, развитыми на обрамлении Калгутинской мульды (рис. 3.14). Последняя рассматривается в виде реликта вулканической постройки и представляет собой эталонный тип вулканоплутонической ассоциации в Калбинском регионе, заслуживающий детального изучения.

Поздняя постколлизийная (орогенная) стадия (P_1 - T_1) в связи с возобновившимся процессом внутриплитной тектонической активизации сопровождалась мощным развитием гранитоидного магматизма и образованием крупного Калба-Нарымского гранитоидного пояса северо-западного простирания. Выделяются следующие основные формации.

Гранитовая формация (калбинский комплекс P_1) является типовой для всего Калбинского региона, детально описана многими исследователями. Представлена крупными гранитными массивами площадью до 200-500 км² (Миролюбовский, Каинды, Пролетарский, Нарымский и др.). Нижнепермский возраст гранитов надежно обоснован по геологическим данным и многочисленными определениями абсолютного возраста прошлых лет K/Ar по биотиту 283 Мл и U/Pb по цирконам 290-283 Мл [26,27]. Новые результаты радиологического датирования разными методами подтверждают нижнепермский возраст калбинских гранитов - 285 млн. лет [62]. Калбинский комплекс объединяет две интрузивные фазы: 1) гранодиорит-гранитовую и 2) гранитовую, которые сопровождаются мелкозернистыми гранитами

дополнительной субфазы, жильными породами (аплитовидные граниты, аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты и кварцевые жилы) и собственными типами редкометалльного оруденения.



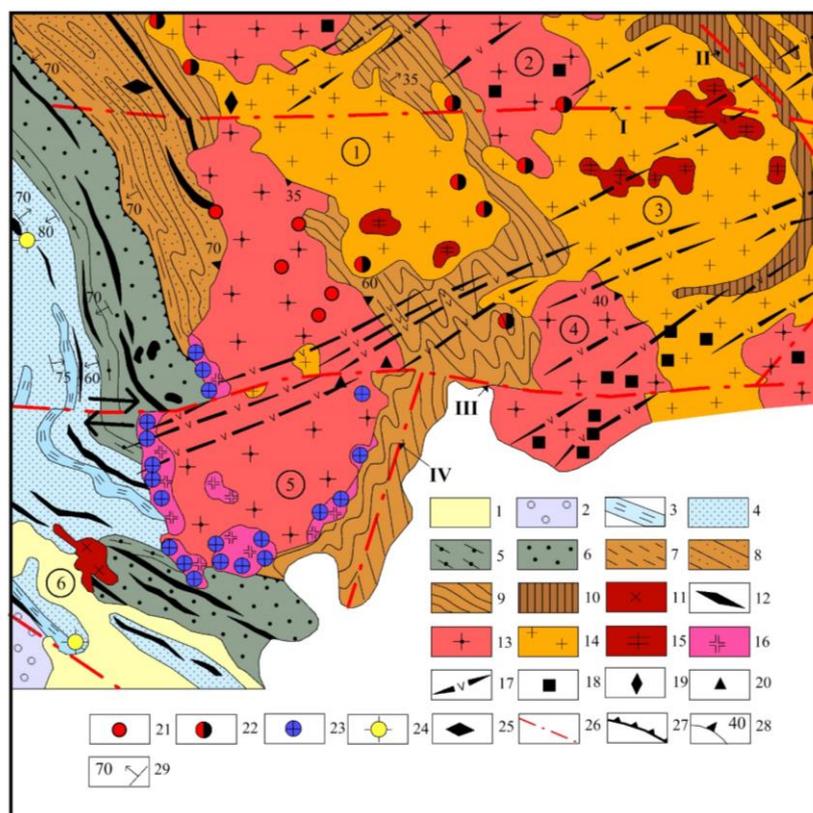
1 – метаморфические породы PR1 (?); 2 – известкисто-терригенная ($D_{1e-D_{2ef}}$); 3 – углеродисто-известкисто-терригенная (D_{2gv}); 4 – аргиллитовая аспидная (D_3); 5 – флишиодная (C_{1v2-3}) и 6 – риолит-дацитовая наземная (C_3) формации; 7 – вулканический центр; 8 – 10 – гипабиссальная гранодиорит-плагιοгранитная S_3 (8 – интрузии, 9 – дайки гранодиорит-порфиров и 10 – плагιοгранит-порфиров кунушского комплекса); 11 – гранитовая (P_1); 12 – глубинные разломы, ограничивающие Калба-Нарымскую зону; 13 – разломы внутриплитной активизации; 14 – золоторудные проявления. Цифры в кружках – названия массивов (1 – Кемиркаинский, 2 – Букомбайский).

Рисунок 3.14 – Схема геологического строения района Калгутинской мульды (использованы материалы геологической карты масштаба 1:500 000 листа М-45-В (Соляник В. П. и др., 2016 г.)

Лейкогранитовая формация (монастырский комплекс P_2) объединяет крупнозернистые лейкократовые граниты, которыми сложены крупные массивы в юго-западной части Калба-Нарымской зоны, в верхнем структурном этаже гранитоидного плутона (Сибинский, Монастырский, Дунгалы). Кроме того, небольшие интрузии монастырских лейкогранитов плитообразной формы фиксируются в эндоконтактах Миролюбовского и Каиндинского массивов, а также в долине рек Каратсайган и Войлочевки на контакте гранитов I и II фаз калбинского комплекса (массив Каратсайган) [16]. В возрастном отношении лейкограниты прорывают граниты калбинского комплекса (P_1) и пересекаются дайками миролюбовского комплекса (P_2), поэтому возраст их соответствует поздней перми – 281-284,2 млн. лет (Хромых С. В., 2016 г.). В составе монастырского комплекса преобладают грубозернистые и крупнозернистые лейкократовые разности I фазы, обогащенные кремнекислотой, калиевой

щелочностью и высокой глиноземистостью. Для них характерны пегматоидные и миароловые кварц-турмалиновые гнезда. По содержанию (Ta, Be, Sn, W) они близки к калбинским гранитам и отличаются от них повышенными значениями редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Th). Вследствие различных РТ-условий становления массивов и кристаллохимического рассеяния редких элементов монастырские граниты оказались менее продуктивными на редкометалльное оруденение, но сопровождаются камерными хрусталеносными пегматитами, вольфрамоносными кварцевыми жилами и россыпями монацита [15,21].

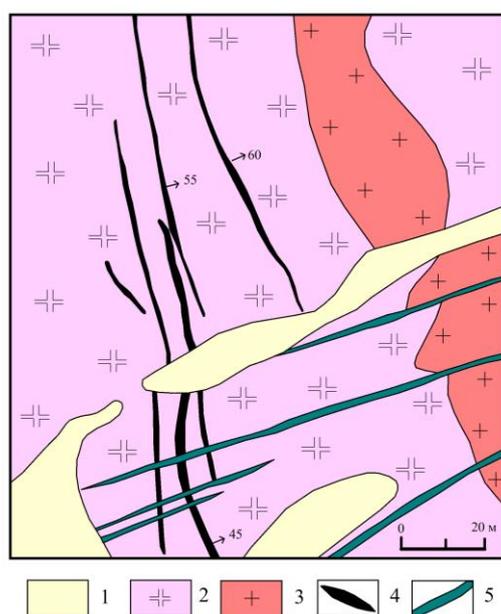
Габбродиабаз-гранитпорфировая формация (миролюбовский комплекс Р₂) образовалась в завершающую стадию герцинского тектоно-магматического цикла. Дайки контролируются системой разрывных нарушений и образуют пояса северо-восточного направления (Миролюбовский, Нарымский, Чечекский и др.) (рис. 3.15, рис. 3.16). Максимальная их концентрация отмечается в пределах гранитоидных массивов Калба-Нарымского плутона, но также они припадают в осадочные толщи.



Осадочные формации: 1 – серноцветная разнообломочная (Q); 2 – молассовая (таубинская свита С₂); 3 – 4 – граувакковая (3 – алевролитовая и 4 – песчаниковая пачки даланкаринской свиты С_{1s}); 5 – 6 – флишoidная (5 – алевролитовая и 6 – туфопесчаниковая пачки бурабайской свиты С_{1v2-3}); 7 – 9 – аспидная (7 – песчано-алевролитовая, 8 – алевролитопесчаниковая и 9 – алевролитовая пачки такырской свиты D₃); 10 – углеродисто-известковисто-терригенная, кыстав-курчумская свита D₂). *Интрузивные формации:* 11 – 12 – гранодиорит-плагиогранитовая (11 – гранодиориты и 12 – порфировые дайки кунушского комплекса С₃); 13 – 15 – гранитовая (13 – гранитоиды I фазы, 14 – среднезернистые

биотитовые, мусковитизированные граниты и 15 – мелкозернистые граниты II фазы калбинского комплекса P_1); 16 – лейкогранитовая (монастырский комплекс P_2); 17 – габбродиабаз – гранитпорфировая (миролюбовский комплекс P_2-T_1). *Рудные формации*: 18 – блоковых микроклиновых пегматитов (Nb, Be); 19 – альбитит-грейзеновая олово-вольфрамовая; 20 – грейзеново-кварцевожилная вольфрамовая; 21 – кварцево-жилная оловянная; 22 – олово-вольфрамовая и 23 – вольфрамовая; 24 – золото-кварцевая; 25 – грейзеново-кварцевожилная олово-вольфрамовая (наложенная на дайки кунушского комплекса); 26 – разломы (I – Центральный, II – Буринский, III – Миролюбовский, IV – Мамайский, V – Теректинский); 27 – стратиграфическое несогласие; 28 – элементы залегания контактовой поверхности гранитов и 29 – осадочных пород. *Название массивов*: 1 – Комсомольский, 2 – Лайбулакский, 3 – Подгорненский, 4 – Песчанский, 5 – Миролюбовский, 6 – Раздольненский.

Рисунок 3.15 – Схема геологического строения Восточной Калбы (по работе [16] с уточнениями)



- 1 – почвенный слой;
- 2 – крупнозернистые лейкократовые граниты монастырского комплекса (P_2);
- 3 – мелкозернистые граниты;
- 4 – рудные кварцевые жилы с вольфрамитом;
- 5 – дайки лампрофиров миролюбовского комплекса (P_2-T_1).

Рисунок 3.16 – Схема геологического строения Большевик (по материалам [1] с уточнениями)

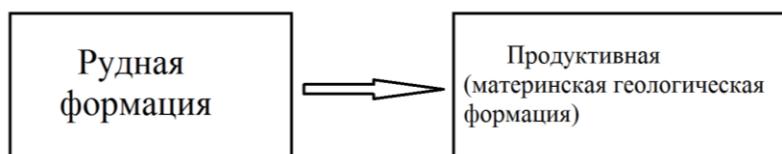
По происхождению предполагается их связь с разноуровневыми остаточными очагами магматизма в нижних частях ЗК. Дайки пересекают граниты калбинского и монастырского комплексов и связанные с ними рудные тела, а сами не сопровождаются рудной минерализацией. По радиологическим датировкам изотопного U/Pb метода их абсолютный возраст соответствует воздней перми (P_2) – 267-279 млн. лет [63]. Комплекс представлен тремя группами даек основного, среднего и кислого составов. Среди них поздняя группа даек кварцевых альбитофиров (онгонитов) геохимически обогащена редкими элементами (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W), но рудная продуктивность их не реализовалась, очевидно, в связи с кристаллохимическим рассеянием редких элементов и низким энергетическим потенциалом маломощных дайковых тел. Учитывая пространственную сближенность миролюбовских даек с редкометаллоносными гранитоидами, есть основание считать их индикаторами скрытых рудоносных массивов и редкометалльных объектов.

Таким образом, Калба-Нарымский террейн испытал сложное геологическое развитие, особенно ярко проявленное в герцинский цикл, с образованием в раннюю рифтогенно-островодужную стадию мощной толщи осадочных отложений (D_1-C_1s), а в среднюю стадию – приразломных малых интрузий, даек и молассовых формаций (C_2-C_3). Поздняя постколлизийная (орогенная) стадия (P_1-P_2) ознаменовалась формированием крупного Калба-Нарымского плутона, сложенного редкометаллоносными гранитоидными формациями и дайками миролюбовского комплекса.

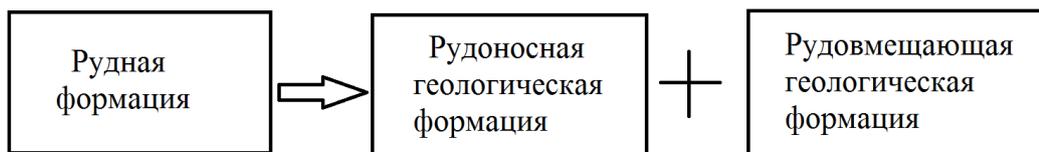
3.4 Рудные формации

При рудно-формационном анализе нами используется генетические и вещественные принципы, разработанные в работах С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, Е. А. Радкевич, Х. М. Абдуллаева, А. А. Абдулина, А. К. Каюпова, Г. Н. Щербы, С. Г. Шавло и других исследователей [5,6,26,28,64,65 и др.].

По результатам работ прошлых лет установлено, что в Калбинском регионе каждая геологическая формация сопровождается одной или несколькими рудными формациями. Для соотношения характера связи геологических и рудных формаций нами за основу взята схема Д. В. Рундквиста и др. [66]. Пространственно-генетическая связь рудных объектов с материнской геологической формацией отражается схемой:



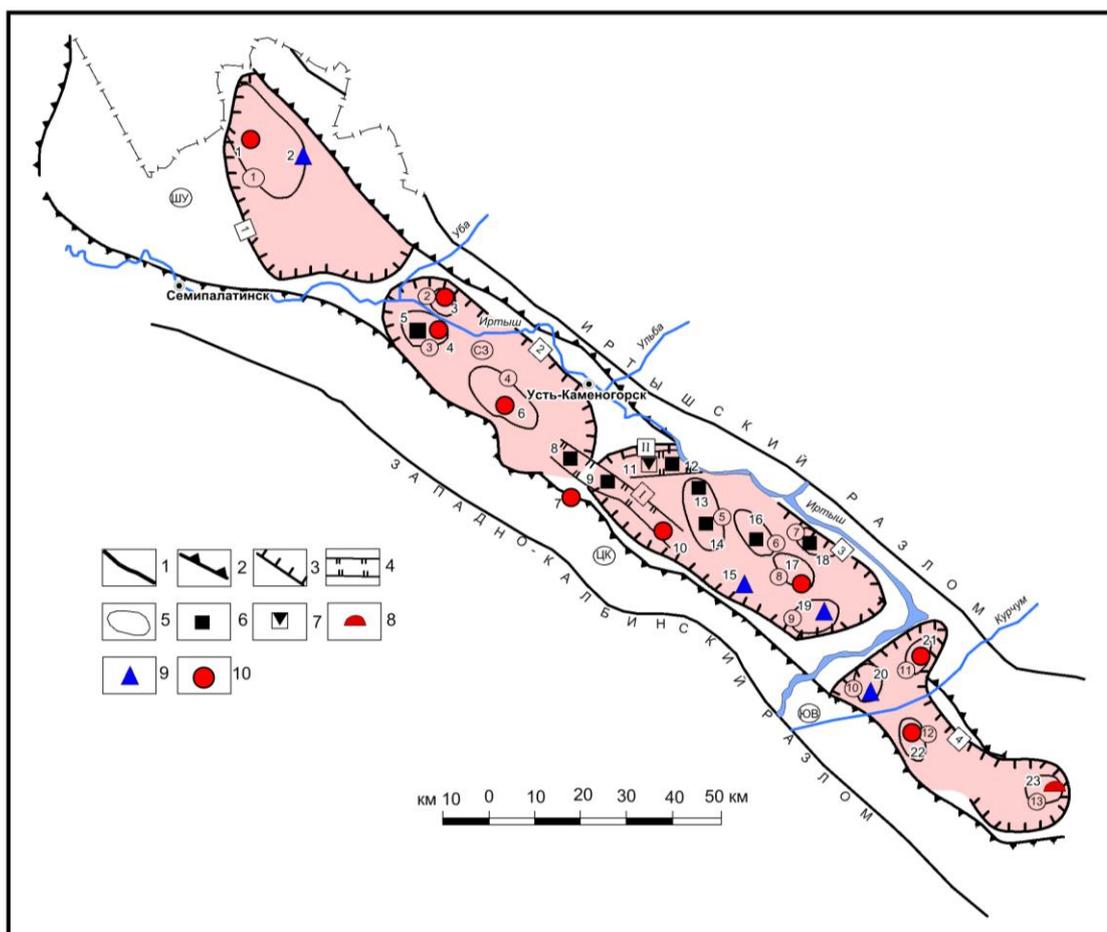
В случае наложения оруденения на вмещающие породы представляется такая схема:



В диссертации за основу принята систематика редкометалльных рудных формаций Большого Алтая и Калба-Нарымского рудного пояса с некоторыми уточнениями автора [26]. В этой классификации выделяются три класса (магматогенный, метаморфогенный и экзогенный), объединяющие группы и конкретные рудные формации, генетически связанные с геологическими формациями определенных геодинамических обстановок и эпох (рис. 3.17).

Группа пегматитовых формаций

Известные пегматитовые месторождения Калба-Нарымской зоны сформировались в герцинский цикл в постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке и пространственно ассоциируют с гранитоидами Калба-Нарымского плутона.



1 – глубинные разломы северо-западного направления, ограничивающие тектонические зоны и блоки земной коры; 2 – границы рудного пояса; 3 – рудных районов; 4 – рудных зон и 5 – рудных узлов; 6 – 10 – рудные формации (6 – редкометалльных пегматитов; 7 – блоковых микроклиновых пегматитов; 8 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая; 9 – грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая; 10 – кварцево-жильная олово-вольфрамовая и оловянная).

Рудные районы: 1 – Шульбинский, 2 – Северо-Западно-Калбинский, 3 – Центрально-Калбинский, 4 – Нарымский.

Рудные зоны: I – Карагоин-Сарыюзекская, II – Киинско-Гремячихинская.

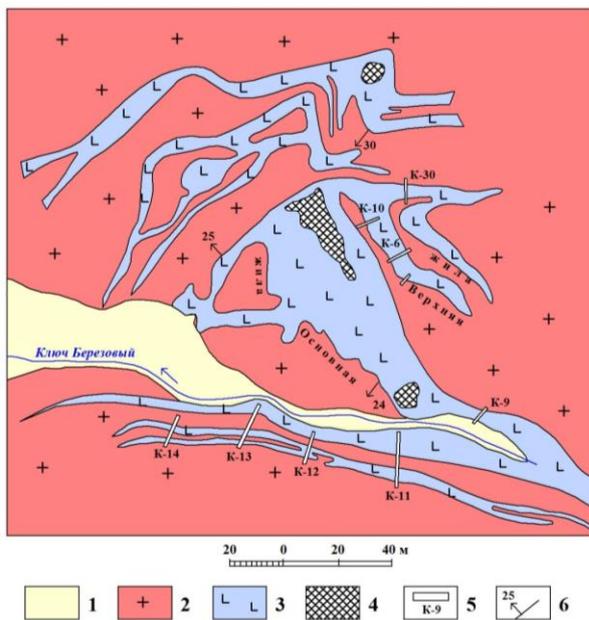
Рудные узлы (цифры в кружках): 1 – Степановский, 2 – Мохнатухинский, 3 – Юбино-Каиндинский, 4 – Южно-Пролетарский, 5 – Асубулак-Белогорский, 6 – Манатско-Черновинский, 7 – Кашема-Войлочевский, 8 – Восточно-Калбинский, 9 – Миролюбовский, 10 – Ленинско-Чердожский, 11 – Буланды-Касаткинский, 12 – Бурабайский, 13 – Карасу.

Месторождения и рудопроявления: 1 – Коростели, 2 – Ржавая Сопка, 3 – Мохнатухинское, 4 – Мало-Каиндинское, 5 – Кварцевое, 6 – Зеленое, 7 – Канайка, 8 – Ново-Сарыюзек, 9 – Медведка, 10 – Карагоин, 11 – Огневское, 12 – Бакенное, 13 – Юбилейное, 14 – Белая Гора, 15 – Козловское, 16 – Комаровское, 17 – Комсомольское, 18 – Чебунтай, 19 – Палатцы, 20 – Чердож, 21 – Касаткинский, 22 – Бурабай, 23 – Карасу.

Название тектонических блоков (буквы в кружках): ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский), ЦК – Центрально-Калбинский, СЗ – Северо-Западный, ШУ – Шульбинский.

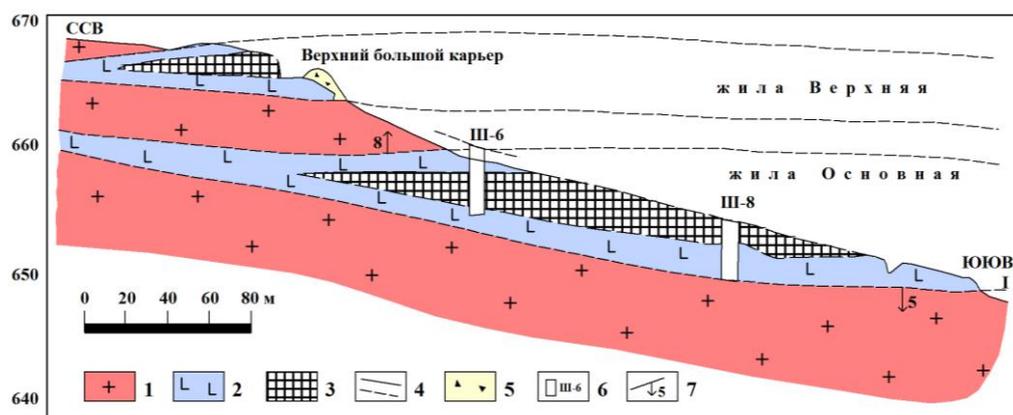
Рисунок 3.17 – Схема металлогенического районирования Калба-Нарымского редкометалльного пояса (составила Т. А. Ойцева)

Формация блоковых микроклиновых пегматитов (бериллий-ниобиевая). Основные пегматитовые поля размещаются в эндоконтактовых зонах и провесах кровли гранитных массивов, сложенных преимущественно гранитами I фазы калбинского комплекса, и контролируются трещинно-разрывной тектоникой (Огневское, Нижне-Лайбулак, Лобаксай, Таргынское и др.). Пегматиты представлены неправильно-плитообразными жилами, с раздувами и пережимами. Мощность их обычно 3-5 м (реже до 20 м), длина достигает 400 м, углы падения жил от 5 до 50°. Пегматиты характеризуются высокой степенью дифференциации с образованием блоковых текстур преимущественно в осевых частях жил (рис. 3.18, 3.19).



1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – среднезернистые биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса; 3 – блоковые кварц-микроклиновые пегматиты; 4 – кварцевое ядро; 5 – каналы и их номера; 6 – элементы залегания жил

Рисунок 3.18 – По материалам геологоразведочных работ Белогорского ГОКа



1 – среднезернистые биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса; 2 – графические, олигоклаз-микроклиновые и 3 – блоковые кварц-микроклиновые пегматиты; 4 – прослеженные и предполагаемые границы жил; 5 – отвалы старательских выработок; 6 – разведочные шурфы; 7 – угол падения жил

Рисунок 3.19 – Схема размещения жилы Основной на Нижне-Лайбулакском пегматитовом месторождении. По материалам Всесоюзного треста №1 (1952 г.)

Пегматиты сложены в основном блоками кварца и микроклина (размером 20-50 см и более одного метра) и крупнопластинчатым мусковитом. Отмечаются также крупные кристаллы турмалина – шерла (размером до 5x25 см) в мусковитовой рубашке, кристаллы и друзы розового и черного граната, призматические кристаллы берилла зеленовато-серой окраски (размером до 5-10 см в поперечнике) и пластинки колумбита (рис. 3.20). Индикаторные поисковые признаки пегматитов: повышенная калиевая щелочность ($K_2O=8-9\%$), блоковый микроклин и кварц (иногда розовой окраски), крупнопластинчатый серебристый мусковит, кристаллы берилла и колумбита. Формация представляет практический интерес на получение кускового микроклина для керамической промышленности.

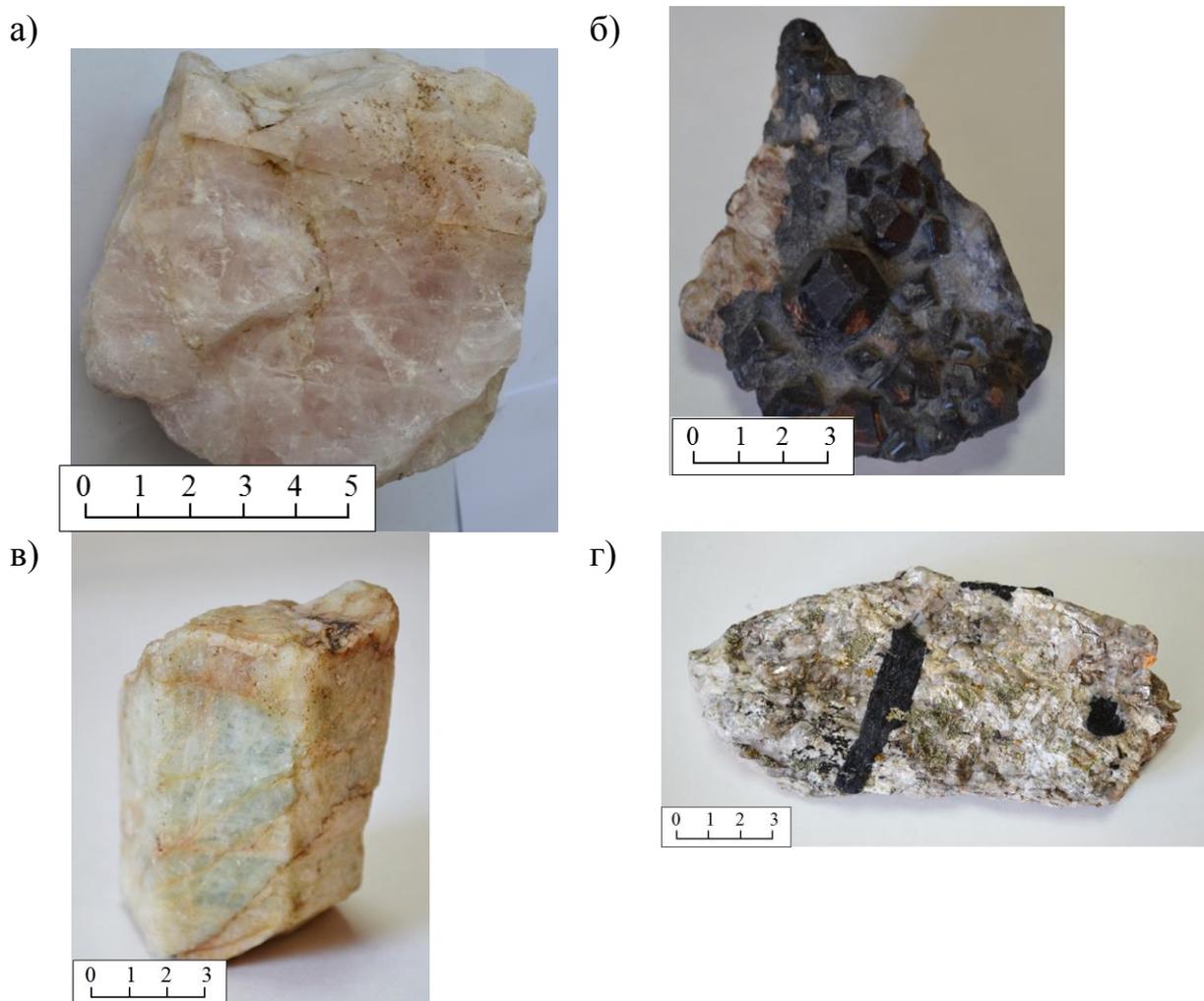


Рисунок 3.20 – Минералы розового кварца (а), друза граната (б), берилла (в) и турмалина-шерла (г). Месторождение Нижний Лайбулак

Формация редкометалльных пегматитов является ведущей в Калба-Нарымской зоне на Sn-Li-Ta оруденение (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Основные месторождения генетически связаны с гранитами калбинского комплекса и пространственно размещаются в тектонически активном Центрально-

Калбинском блоке (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.), рис. 3.17. Размещение пегматитовых полей контролируется системой субширотных разломов и оперяющих их трещинно-разрывных структур. Наиболее продуктивными являются зональные многокорневые рудные пояса с размещением рудоносных пегматитовых жил в апофизах и краевых эндоконтактовых зонах гранитов I фазы калбинского комплекса. Главная особенность пегматитов заключается в стадийности редкометального рудообразования, проявлении в них интенсивных метасоматических процессов (альбитизация, грейзенизация, сподуменизация, окварцевание и др.). Месторождения имели промышленное значение и разрабатывались главным образом на олово-танталовое оруденение.

Группа альбитит-грейзеновых формаций. К этой группе относятся месторождения и рудопроявления редких металлов (Ta, Nb, Li, Sn, W, TR), генетически связанные с альбитизированными и грейзенизированными гранитами нормальной и повышенной щелочности. Такие объекты известны в Калба-Нарымской зоне (Карасу, Мало-Черновинское, Мунча, Апогранитное, Чебунды и др.), а также в Иртышской зоне (Ново-Ахмировское, Черная Сопка), Горном Алтае (Алаха), Жарма-Сауре (Верхнее Эспе) и Чингиз-Тарбагатае (Тлеумбет). В последние годы, в связи с обнаружением в Горном Алтае редкометаллоносных альбит-сподуменовых гранитов с тантал-литиевой минерализацией практической значимости, вновь проявляется интерес к оценке указанных выше редкометалльных объектов апогранитного типа. Последние рассматриваются в качестве нетрадиционного «внепегматитового» типа олово-тантал-литиевого оруденения и может быть дополнительным источником минеральных ресурсов для редкометалльного производства [53].

Группа грейзеново-кварцевожильных формаций объединяет месторождения олова и вольфрама, образовавшиеся в процессе гидротермально-метасоматического изменения преимущественно гранитов калбинского комплекса, в меньшей степени лейкогранитов монастырского комплекса. Грейзенообразующие растворы, насыщенные минерализаторами (H_2O , CO_2 , B, F, Cl и др.) и рудными компонентами (Sn, W, Be, As и др.), проникали по трещинным структурам с образованием рудоносных штокверков и кварцевых жил в апикальных и эндоконтактовых частях гранитных массивов (Палатцы, Козловское, Теректинское, Каинды, Кожанкуль и др.).

Главные рудные минералы – шеелит, вольфрамит, гюбнерит, ферберит, касситерит, арсенопирит, характерные нерудные минералы – кварц, мусковит, флюорит, турмалин, топаз и др. Минеральный парагенезис руд существенно зависел от состава замещающих гранитов и вмещающей среды. Так, на месторождении Палатцы в гранитах I фазы калбинского комплекса несколько повышенной основности проявлены кварц-полевошпат-мусковитовые грейзены с арсенопирит-шеелитовой минерализацией. В измененных графитизированных плагиогранитах месторождения Чердожак развиты кварц-турмалин-касситерит-шеелитовые грейзены (рис. 3.21) и кварц-касситеритовые жилы. В нормальных

гранитах дельбегейского комплекса (Западная Калба) фиксируются кварц-мусковит-флюорит-турмалин-касситеритовые грейзены (с изумрудом и аквамарином) [22].

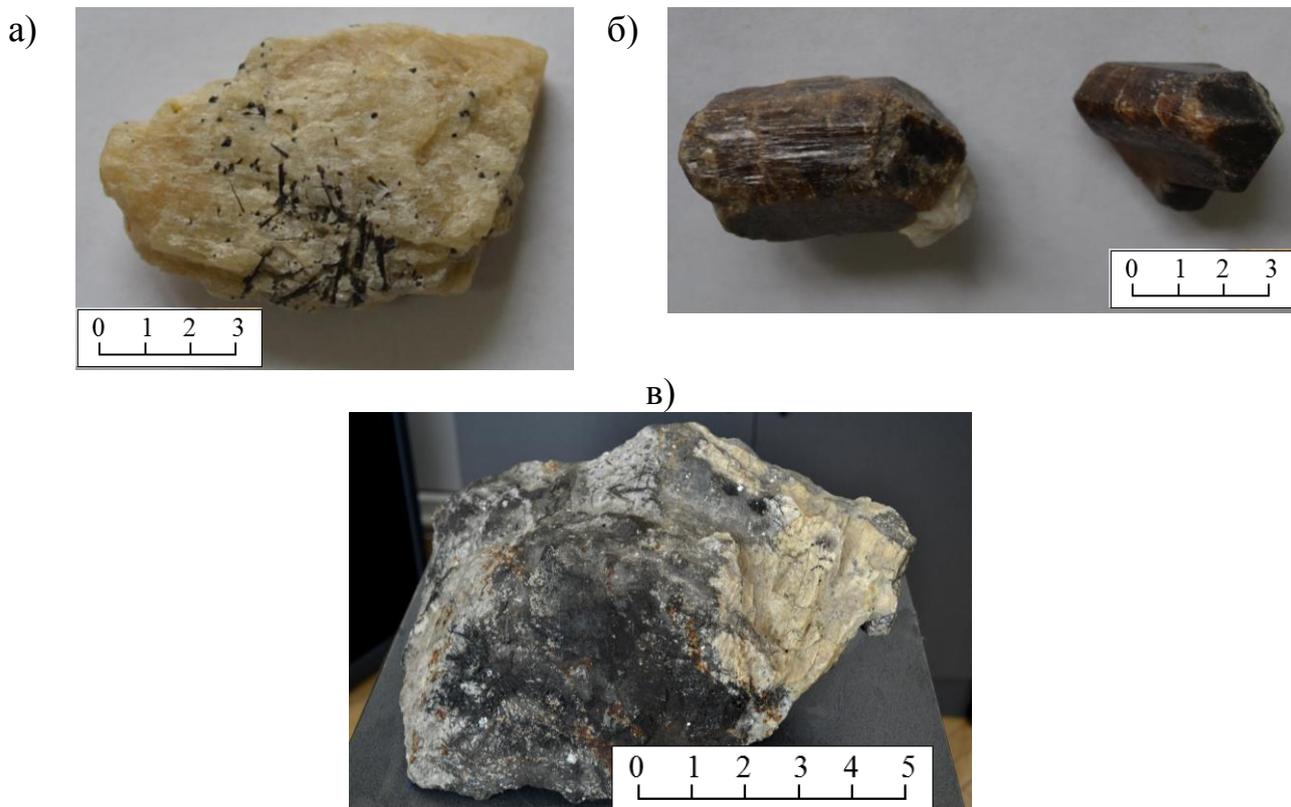


Рисунок 3.21 – Минералы шеелита (а), касситерита (б), грейзена (в).
Месторождение Чердожк

Практическое значение грейзеново-кварцевожилвных образований небольшое. Частично они разрабатывались, но в настоящее время законсервированы. Многие из них являлись коренным источником россыпей касситерита, вольфрамита и шеелита.

Группа гидротермальных формаций

Является наиболее распространенной в Калба-Нарымской зоне, объединяя многие кварцевожилвные месторождения, рудопроявления и точки минерализации олова и вольфрама. Они размещаются во фронтальных или надинтрузивных зонах гранитных массивов калбинского и монастырского комплексов с концентрацией в верхах рудной колонны.

Оловянная формация, генетически связанная с порфировидными биотитовыми гранитами I фазы калбинского комплекса, представлена кварцевыми жилами, с касситеритом и арсенопиритом. Отдельные мелкие месторождения отрабатывались предприятием «Калбаолово» (Чудское, Кадырбай, Бурабай и др.).

Олово-вольфрамовая формация образовалась в генетической связи с мусковитизированными гранитами II фазы калбинского комплекса. Характеризуется кварцевыми жилами (мощностью до 0,5 м, длиной в сотни метров) с комплексной касситерит-гюбнеритовой минерализацией (Комсомольское, Караш, Убинское, Буланды и др.). В экзоконтактах гранитных массивов отмечаются также зоны смятия, грейзенизация и окварцевания с водержанием WO_3 и Sn в пределах 0,1-0,4%. Месторождения находились в разработке.

Вольфрамовая формация типична для Восточной Калбы, объединяет кварцевожилые вольфрамитовые месторождения и рудопроявления, локализованные в краевой эндоконтактовой зоне Миролюбовского массива (Большевик, Раздольное, Серкебулак, Восточное и др.). Пространственно они локализуются в небольших плитообразных телах крупнозернистых лейкократовых гранитов монастырского комплекса. Для жил характерны высокие концентрации турмалина, ассоциирующего с мелкими кристаллами и крупными гнездами вольфрамита (ферберита). Отдельные месторождения разрабатывались старательским способом.

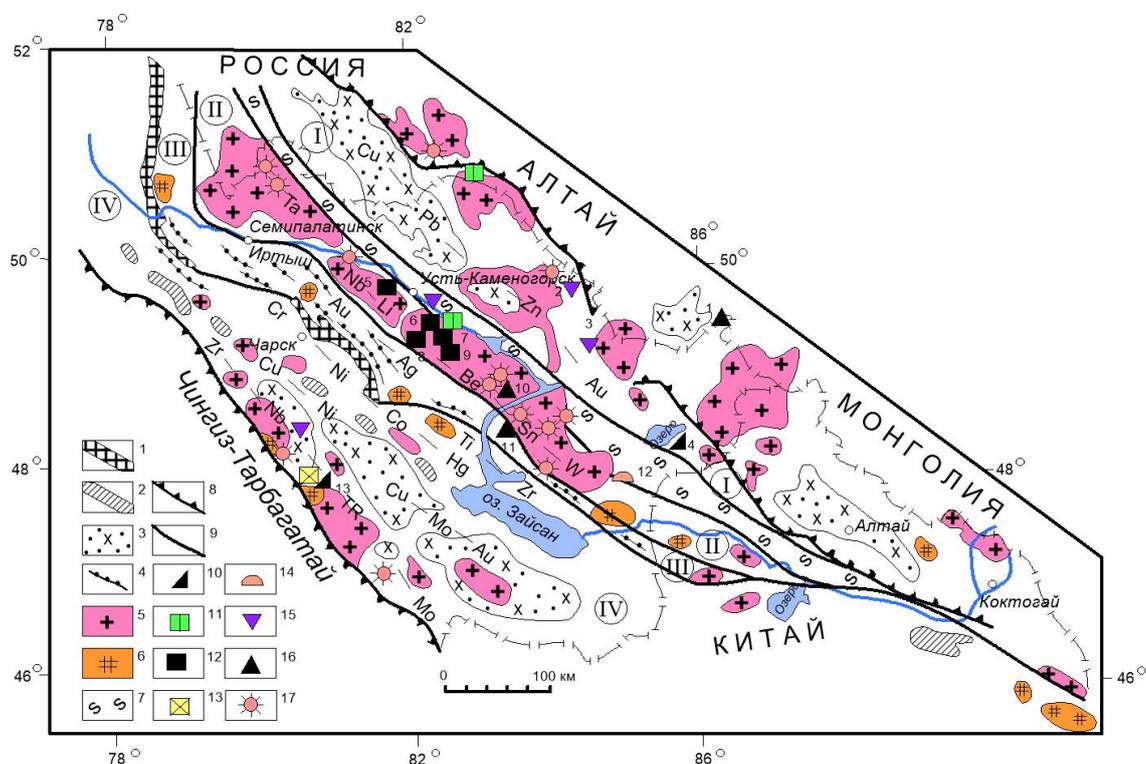
Группа кластогенных формаций

Коренным источником россыпей явились рудные кварцевые жилы, а также акцессорная вкрапленность ильменита и монацита в гранитоидах калбинского и монастырского комплексов. По генезису преобладают аллювиальные россыпи, в меньшей степени делювиальные и пролювиальные. Морфологически различаются ленто- и плащеобразные залежи и линзовидные ложковые россыпи. По вещественному составу выделяются следующие формации: *редкометалльная танталит-коллумбитовая* (Асубулакская россыпь в Центральной Калбе, отработанная); *касситеритовая* (россыпи Таргын, Такыр, Урынхай); *касситерит-вольфрамитовая*, развитая преимущественно в Восточной Калбе (россыпи Караш, Мамайка, Б. Черновая) и содержащая главные рудные минералы – касситерит, вольфрамит, шеелит; *редкоземельная монацитовая*, расположенная вблизи границы с Западной Калбой (россыпи Канайка, Малая Медведка, Узун-Булак); 5) *ильменитовая*, проявленная в Восточной Калбе в верховьях р. Сухая Песчанка (россыпь Песчанская), основные рудные минералы – ильменит и рутил. Указанные россыпи в основном отработаны, мелкая по масштабам Песчанская россыпь является резервной.

Техногенный формационный класс объединяет две группы объектов: *горная* (отвалы разработанных редкометалльных пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных олово-вольфрамовых месторождений); *обогажительная*, представленная отходами обогащения редкометалльно-пегматитовых руд – Ta, Nb, Be, Li и др. (хвостохранилища Огневской, Белогорской и Асубулакской фабрик). Является потенциальным резервом укрепления сырьевой базы редких металлов [28].

3.5 Краткая металлогеническая характеристика

В изучение геологии и металлогении Калба-Нарымской зоны в разные годы большой вклад внесли многие исследователи (В. П. Нехорошев, Н. А. Елисеев, Б. Н. Ерофеев, Н. К. Морозенко, Г. Б. Чернышев, Ж. А. Айталиев, Г. Н. Щерба, С. Г. Шавло, В. И. Кузнецов, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов и др.) [5,6,8,65-68 и др.]. Всеми авторами подчеркиваются генетические связи редкометалльного оруденения с гранитоидами Калба-Нарымского плутона. По современным представлениям на территории Большого Алтая и его обрамлении, главными редкометаллоносными структурами являются гранитоидные пояса, сформированные в постколлизиионной (орогенной) геодинамической обстановке с тенденцией размещения их в тектонических блоках с повышенной мощностью ЗК и метагранитного слоя (Тигерекско-Черновинский, Горноалтайский, Калба-Нарымский, Акбиик-Акжайляуский и др.), рис. 3.22.



1 – гипербазитовый пояс докембрия?; 2 – габбро-диорит-диабазовый и 3 – габбро-диорит-гранодиоритовый ($C_1 - C_{2-3}$), 4 – гранодиорит-плаггиогранит-гранодиоритовый (C_3) коллизиионной стадии; 5 – гранит-лейкогранитовый (P_1-P_2) и 6 – гранит-граносиенит-щелочногранитовый (P_2-T_1) постколлизиионной 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-кварцевожилыная олово-вольфрамовая; 17 – кварцевожилыная оловянная.

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

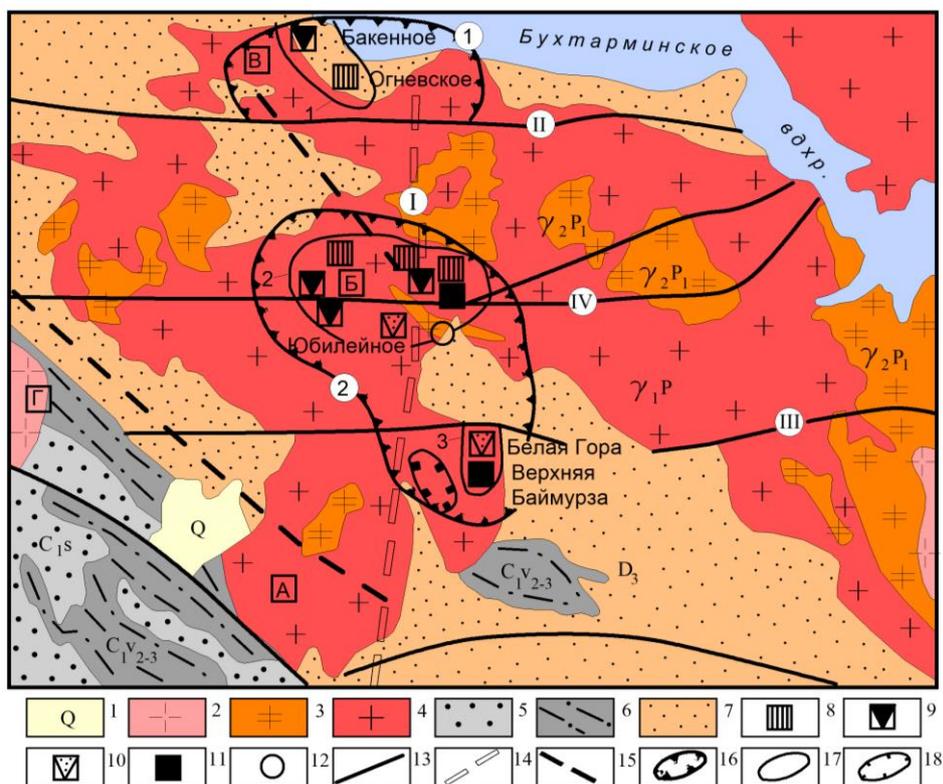
Рисунок 3.22 – Ареалы размещения рудоносных формаций Восточного Казахстана

Таблица 3.1 – Геолого-промышленная типизация редкометалльных объектов Калба-Нарымского пояса

Генетический тип	Эталонный тип	Оруденение	Практическая значимость
1	2	3	4
Блочные микроклиновые пегматиты	Нижне-Лайбулак, Лобаксай	кусовой микроклин Nb, Be	имеет промышленной значение
Редкометалльно-пегматитовый	Бакенное, Юбилейное	Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn	имеет промышленной значение
Альбитит-грейзеновый литий-олово-танталовый	Карасу, Алаха, Ново-Ахмировский	Li, Sn, Ta, TR	потенциально-промышленный
Грейзеново-кварцевожильный олово-вольфрамовый	Чердожк, Новокаинды	Sn, W	Перспективны объекты штокверкового типа и в зонах смятия
Кварцевожильный олово-вольфрамовый	Чудское, Комсомольское, Большевик	Sn Sn, W W	Мелкие объекты для старательской отработки
Онгонитовый редкометалльный	Ржавая Сопка, Чечекский	Геохимическая специализация Sn, Ta, Li	Имеет индикаторное поисковое значение
Кластогенный седиментный: Редкометалльный Олово-вольфрамовый Редкоземельный Циркон-титановый	Асубулакская россыпь	танталит-колумбит, касситерит	Имеет промышленное значение (отработана)
	Караш, Мамайка	касситерит, вольфрамит, шеелит	Мелкие россыпи, возможна эпизодическая отработка
	Канайка	монацит	
	Песчанка	ильменит, циркон	
Техногенный	Белогорский ГОК	Хвосты редкометалльных руд	Потенциально промышленный

Центрально-Калбинский рудный район размещается в центральной части КНП (на площади 140x20-25 км), объединяет две рудные зоны, 8 рудных узлов и 200 месторождений, рудопроявлений и точек минерализации (рис. 3.17). Здесь сосредоточены главные промышленные редкометалльно-

пегматитовые рудные узлы (Огневско-Бакенный и Асубулак-Белогорский) и месторождения (Бакенное, Юбилейное, Белогорское и др.), которые разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом. Гремячинско-Киинская рудная зона контролируется одноименным субширотным разломом и прослеживается в длину на 60-65 км при ширине 10 км. Объединяет Огневско-Бакенный рудный узел (пегматитовый) и Гремячинский (грейзеново-кварцевожильный Sn-W). Размещение рудных узлов и месторождений приведено на рис. 3.23.



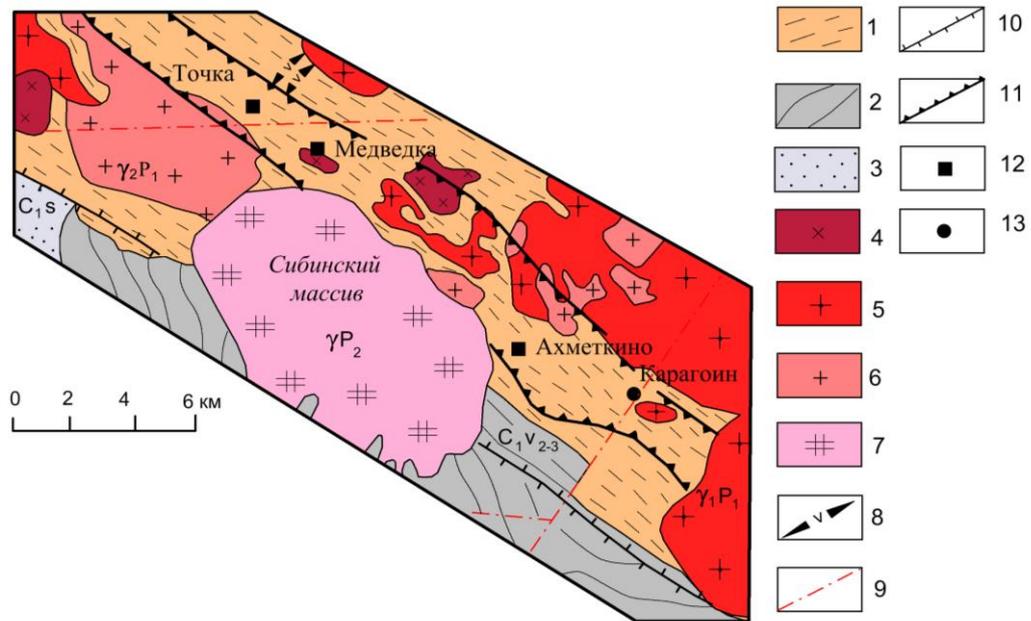
Геологические образования: 1 - четвертичные отложения; 2 - лейкогранитовая формация (монастырский комплекс, P₁); 3 - среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы, 4- средне- крупнозернистые биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса, P₂; 5 - граувакковая алевролитопесчаниковая формация, C_{1s}; 6 - терригенная флишоидная формация (бурабайская свита, C_{1v2-3}); 7 - аспидная формация (такырская свита, D₃).

Рудные формации: 8 - пегматитовая тантал-ниобиевая (субформация микроклиновых блоковых пегматитов с бериллом и колумбитом); 9-11 - тантал-оловянная редкощелочная (субформации: 9 - микроклин-альбитовая, 10 - альбитовая и 11 - альбит-сподуменовая); 12 - кварцевожильная оловянная; 13 - разрывы (II - Гремячинско-Киинский, III - Первомайско-Белогорский, IV - Асубулакский); 14 - глубинные разломы по геолого-геофизическим данным (I - Центрально-Калбинский); 15 - глубинные разломы северо-западного простирания (а - Чальчинская зона, б - Карагоин-Сарыозекская); 16 - рудные узлы, цифры в кружках (1 - Огневско-Бакенный, 2 - Асубулак-Белогорский); 17 - рудные поля (1 - Огневско-Бакенное, 2 - Асубулакское, 3 - Белогорско-Баймурзинское); 18 - участки максимальной мощности гранитных массивов.

Массивы: А - Чебундинский, Б - Тастюбинский, В - Прииртышский, Г - Сибирский

Рисунок 3.23 – Схема размещения основных рудоносных структур Центрально-Калбинского района. Составлено Ойцовой Т. А. по материалам [6,21,28]

Карагоин-Сарыозекская рудная зона северо-западного направления (60x5-10 км) расположена в экзоконтактах Дворянского и Сибинского гранитных массивов. Объединяет редкометалльные пегматитовые месторождения Точка, Медведка, Ахметкино, Ново-Сарыозек и кварцевожильные оловорудные месторождения Урунхай и Карагоин (рис. 3.24).



1 — отложения такырской, 2 — бурабайской и 3 — даланкаринской свит; 4 — плагиограниты, гранодиориты; 5—6 — калбинский комплекс (5 — средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы; 6 — мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы); 7 — лейкограниты монастырского (P₂) и 8 — гранит-порфиры миролюбовского (P₂-T₁) комплексов; 9 — разрывные нарушения; 10 — границы рудного пояса и 11 — рудной зоны; 12 — пегматитовые редкометалльные и 13 — кварцево-жильное оловянное месторождения;

Рисунок 3.24 – Геологическое строение Карагоин-Сарыозекской рудной зоны [69]

На юго-восточном фланге рудного района, в Восточной Калбе преобладают в основном месторождения блоковых микроклиновых пегматитов Nb-Be (Нижне-Лайбулак, Ускучевское и др.), грейзеново-кварцевожильное Sn-W (Козловское, Палатцы) и гидротермальные кварцевожильные W-Sn (Чудское, Каращ, Большевик и др.). Основные рудные узлы здесь Манатско-Черновинский, Войлочевско-Кошема и Миролюбовский [16]. Месторождения частично разрабатывались с поверхности.

Северо-Западно-Калбинский рудный район расположен к северо-западу от Центрально-Калбинского района, объединяет пегматитовые редкометалльные и гидротермальные (W-Sn) проявления. Наиболее перспективным представляется Убинско-Каиндинский рудный узел,

включающий Ковалевское рудное поле литиеносных пегматитов, месторождения Кварцевое, Каинды, Новокаинды, Убинское и др. Кварцевое месторождение редкометалльных пегматитов (микроклин-альбит-мусковитовой субформации) характеризуется грейзеновыми минеральными зонами с богатым содержанием танталита, отработано с поверхности. Другая группа проявлений с альбит-сподуменовый минерализацией представляет практический интерес на литиевое сырье.

Монастырский рудный узел представляет россыпи монацита аллювиального и аллювиально-пролювиального происхождения (Канайка, Узунбулак, Сартынбек и др.), открытые Г. Н. Щербой (1939). Наиболее значительные по запасам россыпи отработаны.

Нарымский рудный район находится на юго-восточном фланге Калба-Нарымской зоны (рис. 3.17). В его пределах выделяется 7 рудных узлов, 90 месторождений и рудопроявлений, охарактеризованных в работах [5,28]. Здесь преобладают грейзеново-кварцевожилые и кварцевожилые проявления Sn-W (Бурабай, Чердожак, Буланды, Касаткинское и др.), меньшее значение имеют пегматитовые рудопроявления (Ленинское и др.). Месторождение Чердожак грейзеново-кварцевожильного типа представляется наиболее значительным, на котором подсчитаны запасы W и Sn и оно разрабатывалось до 1958 г., а в настоящее время находится на стадии доразведки. К этому же типу оруденения относятся проявления Шийколь, Новая Точка, Дынчек и др. Результаты изучения Чердожака будут способствовать уточнению работ на аналогичных объектах.

Рудные узлы Бурабай, Касаткинский-Буланды и Койтас, расположенные в эндо- и экзоконтактных зонах Нарымского массива, объединяют мелкие месторождения и рудопроявления грейзеново-кварцевожильной и кварцевожильной рудных формаций (Sn-W) и связанные с ними мелкие россыпи. Эти объекты частично отработывались в прошлые годы, сейчас являются нерентабельными.

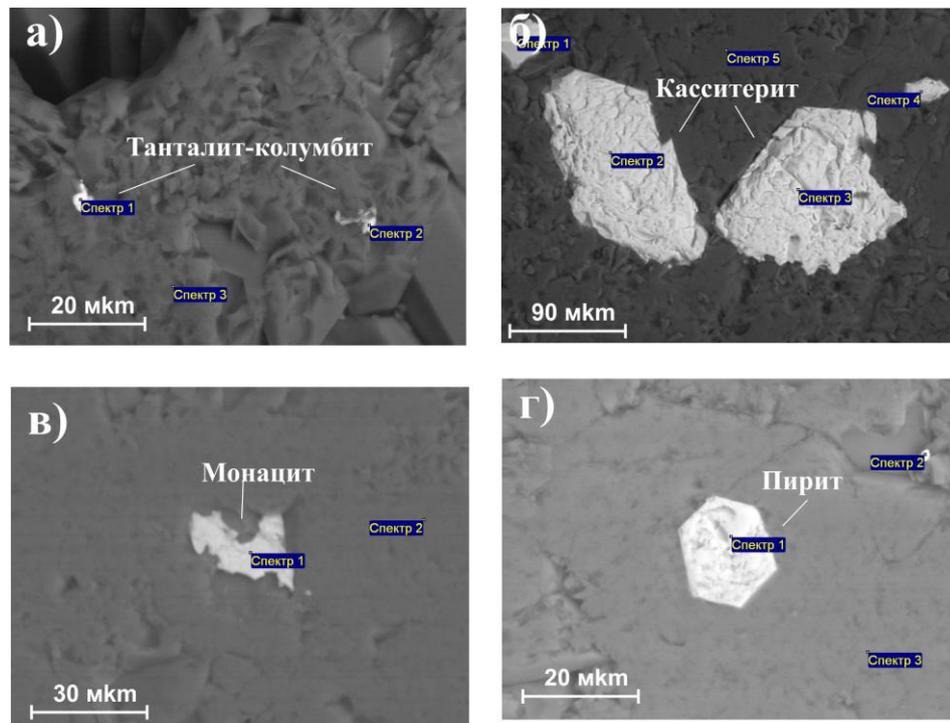
Шульбинский рудный район размещается на северо-западном фланге Калба-Нарымского пояса и в основном перекрыт чехлом рыхлых отложений. По геолого-геофизическим реконструкциям (В. Н. Любецкий, Г. П. Нахтигаль) здесь отмечается резкое расширение пояса (до 90 км) в результате активизации Семипалатинского-Лениногорского широтного глубинного разлома сдвигового типа с подворотом Теректинского глубинного разлома в западном направлении. В создавшейся области растяжения сформировался крупный ареал гранитных массивов (Шульбинский, Кожанкульский, Бековский, Бородулихинский), в основном скрытых на глубине и частично выходящих на поверхность. Перспективы связываются с потенциально рудоносными литий-фтористыми гранитами, оловоносными онгонитовыми дайками, прямыми признаками редкометалльного оруденения (W, Sn), многочисленными зонами окварцевания и обохренности вмещающих осадочных пород и геохимическими аномалиями (W, Sn, Be, Nb, Bi, As, Cu, Au и др.).

Степановский рудный узел объединяет наиболее значительные проявления грейзеново-кварцевожильного и кварцевожильного типов с касситерит-вольфрамитовой минерализацией, связанные с выступом и апофизами скрытых гранитных массивов (Степановское, Коростели, Кожанкуль и Ржавая Сопка). Главные рудные минералы представлены касситеритом, вольфрамитом и арсенопиритом (рис. 3.25).



Рисунок 3.25 – Вольфрамит в кварцевой жиле месторождения Коростели

Рудопроявление Кожанкуль представлено кварц-мусковитовыми грейзенами и кварцевыми жилами, изучено на глубину 50-100 м при высоком содержании WO_3 – 1,9%. В элювиальных развалах фиксируются зерна коричневого цвета размером 0,5-0,8 см. Рудопроявление Ржавая Сопка фиксируется крупной дайкой брекчированных кварцевых альбитофиров (онгонитов) повышенной фтористости и оловоносности (Sn – 0,2-1%). На поверхности в зоне окисления представлена бурыми железняками красновато-бурой окраски, в которых поданным растровой электронной микроскопии обнаружены микровключения касситерита, танталоносного минерала (с примесью Nb, F, W), монацита, циркона и пирита шестигранной форма (рис. 3.26). Вблизи этой дайки отмечались отдельные фрагментарные выходы флюоритсодержащих лейкогранитовых гранитов.



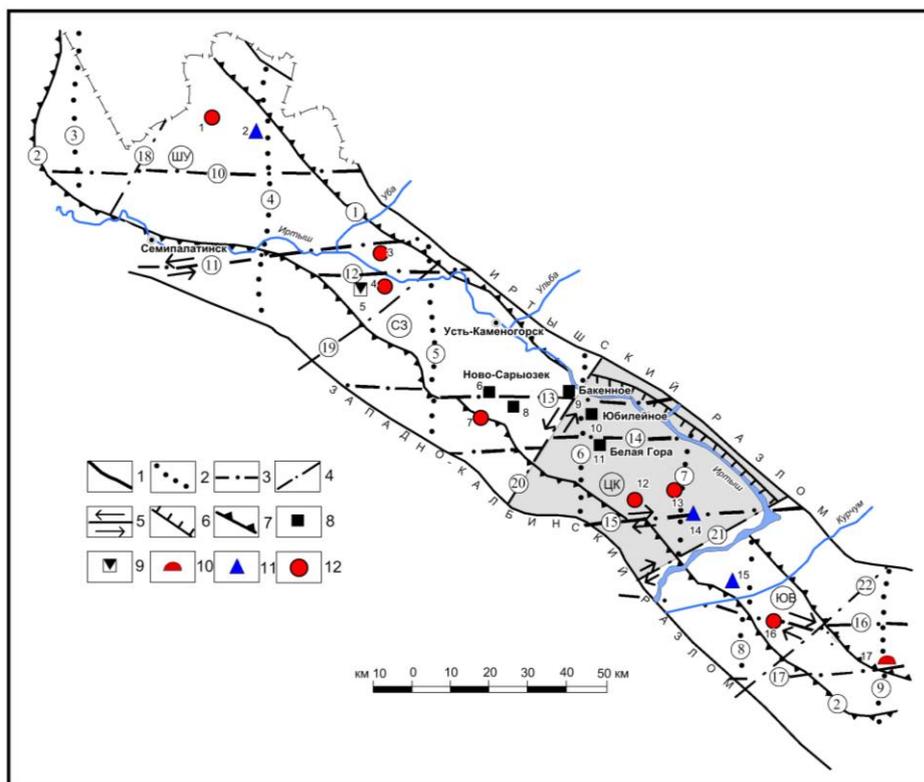
а – вкрапленность танталит-колумбита с примесью F (3,23 вес. %); б – микрзерна касситерита; в – реликтовое зерно монацита магматического происхождения; г – микрокристалл пирита идиоморфной формы.

Рисунок 3.26 – Микровключения минералов в кварцевых альбитофирах (онгонитах) рудопроявления Ржавая Сопка. Аналитик А. Садиевков

По нашим представлениям указанные объекты не имеют самостоятельного практического значения, но являются индикаторами редкометалльного оруденения в скрытых гранитных массивах, которые фиксируются по геолого-геофизическим данным и космическим снимкам.

4 ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-КАЛБИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Как уже отмечалось выше, наиболее значительные редкометалльные пегматитовые месторождения расположены в Центрально-Калбинском рудном районе (Бакенное, Юбилейное и др.), а также проявлены в Северо-Западно-Калбинском районе (Кварцевое, Кенебай, Актобе и др.), рис. 4.1. При подготовке данного раздела автором использованы материалы геологосъемочных и геологоразведочных работ прошлых лет, литературные источники и собственные результаты минералого-геохимических исследований рудовмещающих пород, редкометалльных руд, мономинеральных фракций рудных и сопутствующих элементов на основе современных аналитических методов.



1 – глубинные продольные разломы, ограничивающие тектонические зоны; 2 – регматическая система глубинных разломов меридионального и 3 - широтного направления герцинской активизации; 4 – поперечные сбросо-сдвиговые разломы; 5 – направление перемещения блоков вдоль разломов; 6 – граница фронтальной части Центрально-Калбинского блока, надвинутого на Иртышскую зону смятия; 7 - границы Калба-Нарымского редкометалльного пояса; 8 – 12 – рудные формации (8 – редкометалльных пегматитов, 9 – камерных хрусталеносных пегматитов; 10 – альбитит-грейзеновая оловотанталовая, 11 – олововольфрамовая; 12 – кварцевожильная олововольфрамовая и оловянная). *Разломы (арабские цифры в кружках):* 1 – Калба-Нарымский, 2 – Теректинский, 3 – Белокаменский, 4 – Шульбинский, 5 – Азовский, 6 – Чебундинский, 7 – Манатский, 8 – Нарымский, 9 – Катон-Карагайский, 10 – Бородулихинский, 11 – Семипалатинский, 12 –

Убинский, 13 – Киинско-Гремячинский, 14 – Белогорский, 15 – Миролюбовский, 16 – Калгутинский, 17 – Буранский, 18 – Коростелевский, 19 – Дунгалинский, 20 – Сибинский, 21 – Бухтарминский, 22 – Чингизстайский. *Рудные проявления*: 1 – Коростели, 2 – Ржавая Сопка, 3 – Ново-Каиндинская, 4 – Каиндинская, 5 – Кварцевое, 6 – Ново-Сарыюзек, 7 – Канайка, 8 – Медведка, 9 – Бакенное, 10 – Юбилейное, 11 – Белая Гора, 12 – Козловское, 13 – Комсомольское, 14 – Палатцы, 15 – Чердоаяк, 16 – Бурабай, 17 – Карасу. *Название тектонических блоков (буквы в кружках)*: ШУ – Шульбинский, СЗ – Северо-Западно-Калбинский, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский).

Рисунок 4.1 – Схема разрывной тектоники и ведущих типов редкометалльных месторождений Калба-Нарымского редкометалльного пояса (составлено Т. А. Ойцевой)

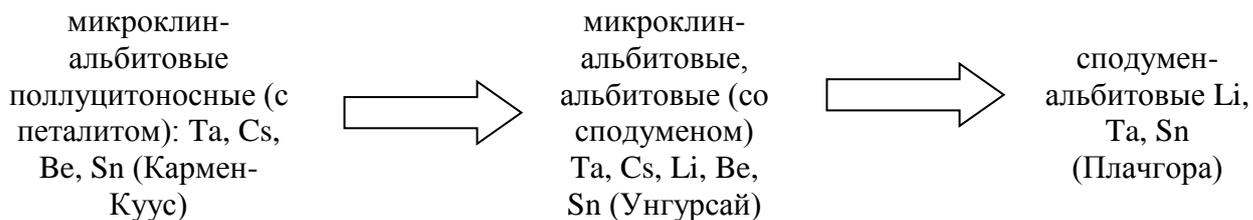
Юбилейное месторождение является одним из ведущих редкометалльно-пегматитовых месторождений Калба-Нарымской зоны, которое многие годы разрабатывалось Белогорским ГОКом. Характеризуется сложным геологическим строением, стадийностью пегматитового рудообразования и содержит многие уникальные минералы, которые в качестве музейных образцов демонстрировались на выставке ВДНХ (Москва).

4.1 Геотектоническая позиция Асубулакского рудного поля

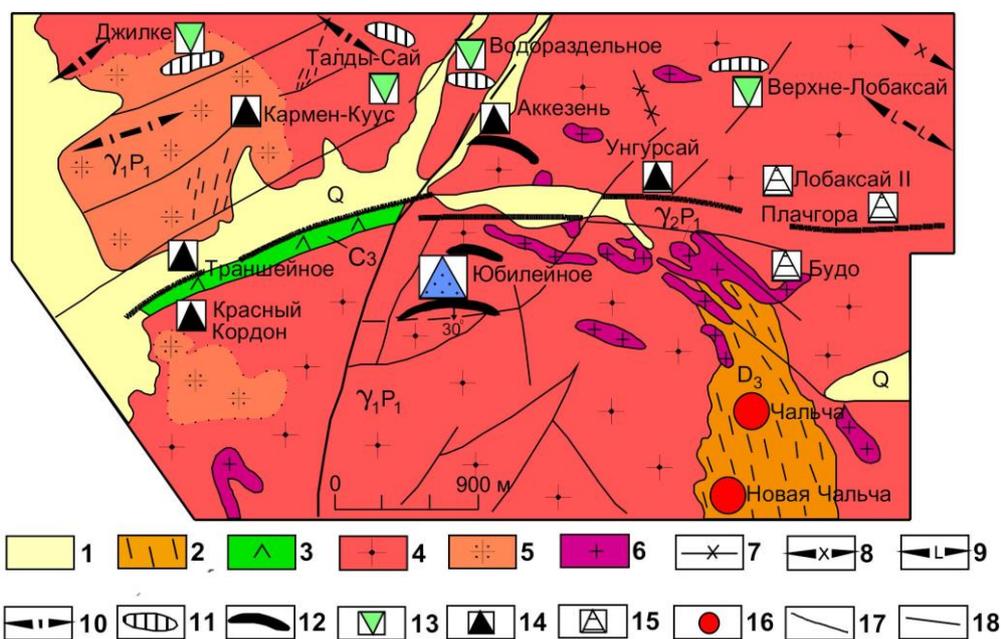
Месторождение расположено в Асубулакском рудном поле и входит в состав Асубулак-Белогорского рудного узла, который сформировался в крупном ареале калбинских гранитов на пересечении северо-западного меридианального и широтного глубинных разломов и по геолого-геофизическим данным (Г. П. Нахтигаль, 1977) совпадает с корневым утолщением гранитной интрузии (рис. 4.2). Рудное поле приурочено к депрессионному прогибу сланцевой кровли Тастюбинского гранитного массива и контролируется Асубулакским (Плачгоринским) субширотным глубинным разломом, линейно вытянуто в длину на 8-10 км при ширине 3-4 км. Сложено песчаниково-алевролитовыми отложениями такырской свиты (D₃), гранитоидами калбинского комплекса (P₁) и рыхлыми четвертичными отложениями. В рудном поле широко развиты жильные образования (аплитовидные граниты, аплит-пегматиты и пегматиты олигоклаз олигоклаз-микроклиновые (безрудные), блоковые микроклиновые (Nb, Be) и редкометалльно-замещенные (Ta, Nb, Be, Li и др.).

Главная закономерность рудного поля заключается в зональном распределении в его пределах редкометалльных объектов, что отмечалось в работах Г. Б. Мелентьева, Д. Я. Айздердзиса, Е. П. Пушко, Т. М. Никитиной, Б. Я. Аргамакова, Н. А. Солодова, О. Д. Гавриленко и других исследователей [25,53,67-73]. В продольном субширотном направлении выделяются две рудоносные гранитные полосы (Унгурсайская и Краснокордонская), разделенные Асубулакским разломом. В Унгурсайской северной полосе

зональность проявляется (с запада на восток) в последовательной смене микроклин-альбитовых поллцитоносных пегматитов сподумен-альбитовыми:



В таком же направлении отмечается зональность в южной Краснокордонской полосе: Красный Кордон→Юбилейное→Буро.



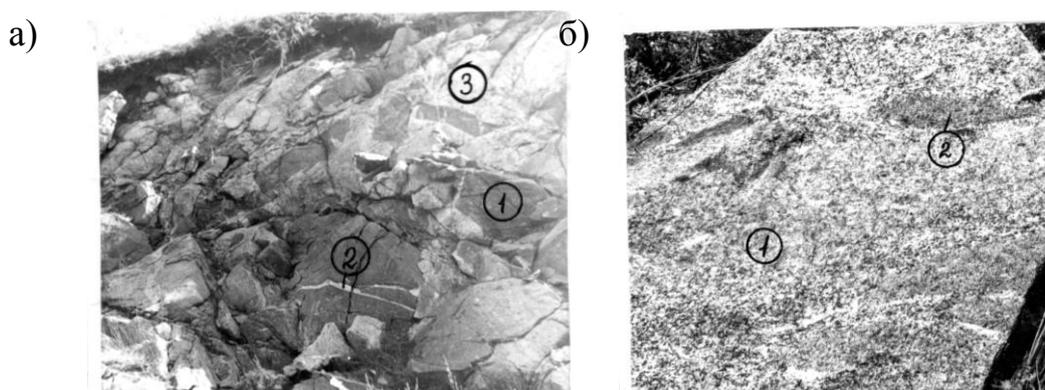
1 - четвертичные отложения; 2 - сланцы такырской свиты; 3 - диориты, гранодиориты кунушского комплекса; 4 - средне-крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты I фазы, 5 - их контаминированные разности и 6 - мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 7 - жильные аплитовидные граниты, 8 - аплит-пегматиты, 9 - олигоклаз-микроклиновые пегматиты безрудные, 10 - альбитизированные пегматиты слабо рудоносные, 11 - блоковые микроклиновые пегматиты, 12 - рудные пегматитовые жилы; 13 - месторождения блоковых колумбит-берилловых; 14-15 - месторождения редкометалльных пегматитов (14 - микроклин-альбитовые с петалитом и 15 - альбитовые с цветным минеральным комплексом, сподумен-альбитовые); 16 - кварцево-жильные оловянные; 17 - фрагменты широтного глубинного разлома; 18 - мелкие разрывные нарушения.

Рисунок 4.2 - Схема геологического строения Асубулакского рудного поля

Поперечная зональность рудного поля с севера на юг (от лежащего к висячему боку) характеризуется последовательной сменой олигоклаз-микроклиновых пегматитов (безрудных) блоковыми микроклиновыми

пегматитами с Nb, Be (Талды-Сай) и затем редкометалльными микроклин-альбитовыми и альбит-сподуменовыми пегматитами с Ta, Nb, Be, Li и др. (Юбилейное). в пределах указанных полос выявляется линейно-узловое распределение редкометалльных объектов с шагом оруденения 1,5 км [53].

Рудовмещающие породы представлены останцами и ксенолитами пород такырской свиты, превращенными в контактах с гранитами в биотит-кварцевые и биотит-кварц-полевошпатовые роговики. Внутри гранитного массива отмечаются мелкие ксенолиты гранитизированных осадочных пород и тневые мигматиты гибридного облика, имеющие постепенные расплывчатые и резкие инъекционно-метасоматические контакты с вмещающими гранитами (рис.4.3).



а – ксенолиты и останцы гибридных пород (1) с пегматитовыми прожилками (2) в гранитах I калбинского комплекса (3), уступ карьера на западном фланге месторождения; б – те же гранита (1) с «тневыми» пигментами (2) в уступе карьера.

Рисунок 4.3 – Гибридизированные разности гранитов в районе Юбилейного месторождения

Макроскопически это породы неравнозернистой структуры темно-серой окраски, размеры их варьируют от первых сантиметров до 100-200 м в плане. Состав изменяется от гранитизированных сланцев до плагиогранитов и гранодиоритов в более осветленных разностях (плагиоклаз 35-40%, кварц 30-35%, калишпат до 5%, биотит 15% и акцессории 5%). На западном фланге Юбилейного месторождения в районе Траншейной в уступах карьера среди калбинских гранитов вскрыты выходы меланократовых пород, близких по составу к кварцевым диоритам. В них повышены содержания CaO (5,44%) и невысокие кремнезема ($Q=+14,4$), в протолочках определены роговая обманка темно-зеленого цвета (27419 г/т), сфен (9870 г/т) и ильменит (135 г/т); геохимически повышено содержание Li (34 кларка). Происхождение и возраст этих образований считается дискуссионным. Возможно это гибридные разности интенсивно преобразованных пород, другие исследователи относят их к карабирюкскому комплексу C_{2-3} (Т. М. Никитина) или к кунушскому (Д. А. Айздердзис, К. Ш. Шапауов). Вопрос требует специального изучения.

Интрузивные образования представлены гранитами калбинского комплекса, объединяющего две интрузивные фазы.

4.2 Рудоносность гранитоидов I фазы

Первая фаза объединяет средне-крупнозернистые слабопорфировидные биотитовые граниты, развитые на поверхности, а в глубинных частях массива они сменяются среднезернистыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами (главная субфаза). В депрессионных прогибах и эндоконтактах массива проявлены их контаминированные разности (граниты, плагиограниты и гранодиориты субфазии контакта). К дополнительной субфазе относятся небольшие плитообразные тела мелкозернистых мусковитизированных и аплитовидных гранитов (рудопоявление Красный Кордон). Поздние дериваты комплекса представлены многочисленными жильными аплитовидными гранитами, аплитами, аплит-пегматитами, пегматитами разных типов и кварцевыми жилами.

Петрографически гранитоиды I фазы характеризуются невыдержанным количественно-минеральным составом с преобладанием плагиоклаза над калишпатом, повышенным значением биотита и неравномерным содержанием кварца (средний состав, %: плагиоклаз – 32,6; калишпат – 18,2; кварц – 23-35; биотит – 11,12; мусковит – 0,44 и акцессории – 0,06%). Акцессорные минералы в протолочках, г/т: апатит (1700), ильменит (431-1210), циркон и турмалин (по 75 г/т), в знаках – сподумен, касситерит, молибденит и др.

По петрохимическим данным (табл. 4.1, 4.2) эти граниты пересыщены кремнеземом ($Q=+24,5$), умеренно богаты щелочами натриево-калиевой серии ($a/c=4,4$) и имеют низкоплумазитовую агпаитность (рис. 4.4). По сравнению с другими гранитами калбинского комплекса в них повышено содержание CaO и более высокая сумма щелочей и полевошпатовой извести (9,4 мас.%).

Таблица 4.1 – Средние составы гранитов и жильных пород Юбилейного месторождения

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	66,93	72,90	73,58	67,57	71,14	70,97	67,82	69,65
TiO ₂	0,85	0,10	0,12	0,43	0,35	0,08	0,33	0,42
Al ₂ O ₃	15,48	14,79	14,30	16,59	14,69	17,16	17,41	15,33
Fe ₂ O ₃	0,68	0,67	0,53	1,33	0,65	0,90	0,82	0,77
FeO	4,11	1,09	2,01	2,23	2,37	0,61	1,090	2,44
MnO	0,07	0,05	0,07	0,09	0,09	0,09	0,14	0,09
MgO	1,44	0,54	0,66	0,95	1,17	0,25	0,78	0,97
CaO	2,44	0,70	1,12	1,54	0,86	0,53	1,14	0,92
Na ₂ O	3,01	3,42	3,18	3,42	3,00	7,84	2,45	3,44
K ₂ O	3,95	4,62	3,74	4,54	4,75	0,91	5,04	4,68
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,11	0,12	0,13	0,20	0,23	0,19
F	0,09	0,07	0,07	0,28	0,03	0,31	0,54	0,40

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
П.п.п.	0,41	0,71	0,30	1,34	0,47	0,47	1,17	0,54
Сумма	99,64	99,81	99,79	100,43	99,70	100,32	99,77	99,84

Примечание: 1 – граниты I фазы (10 ан.), 2 – граниты II фазы (11 ан.), 3 – жильные аплитовидные граниты, 4 – пегматиты олигоклаз-микроклиновые (5 ан.), 5 – 8 – пегматиты альбитизированные (5 – кварц-альбит-мусковитовая оторочка жил, 3ан., 6 – альбитовый комплекс, 7ан., 7 – грейзеновый комплекс, 8ан., 8 – сподумен-поллуцит-кварцевый комплекс, 5 ан.). По материалам Алтайского отдела ИГН

Таблица 4.2 – Среднее содержание окислов в молекулярных значениях

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	96	110	104	110	96	252	80	110
K ₂ O	84	98	78	96	102	20	106	100
Al ₂ O ₃	304	290	280	326	288	338	342	300
Na ₂ O+K ₂ O	180	208	182	206	198	272	186	210
SiO ₂	1114	214	1225	1125	1184	1182	1129	1160
Агпайтность	0.59	0.72	0.65	0.63	0.69	0.8	0.54	0.7

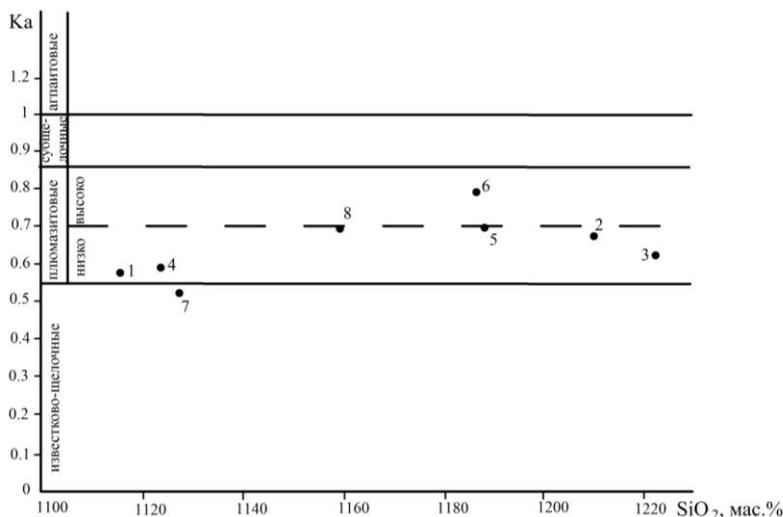
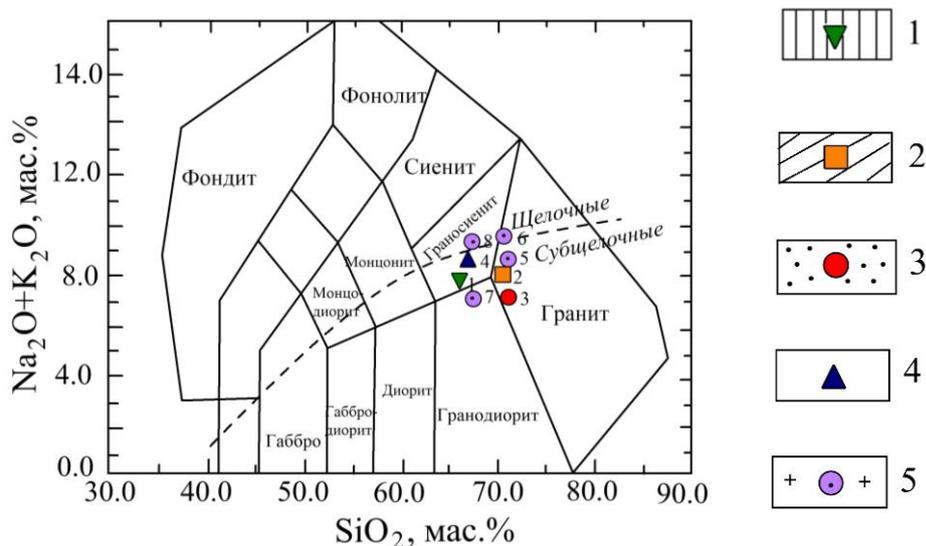


Рисунок 4.4 – Диаграмма агпайтности и кремнекислотности гранитов и жильных пород Юбилейного месторождения. Нумерация анализов по табл. 4.2

По классификации А. Н. Заварицкого гранитоиды I фазы соответствуют меланократовым породам с преобладанием Fe над Mg ($f=65$). На TAS-диаграмме они занимают промежуточное положение между гранодиоритами и нормальными гранитами (рис. 4.5). По этим признакам гранитоиды относятся к гранодиорит-гранитовому петрографическому типу [26].



1 – граниты I фазы (10 ан.), 2 – граниты II фазы (11 ан.), 3 – жильные аплитовидные граниты, 4 – пегматиты олигоклаз-микроклиновые (5 ан.), 5 – пегматиты альбитизированные. По материалам Алтайского отдела ИГН.

Рисунок 4.5 – Диаграмма кремнекислотности-щелочности гранитов и жильных пород Юбилейного месторождения по (Le Bas и др. 1986 г.) с линией разделения пород на щелочные и субщелочные по (Irvine и Baragar, 1971).
Нумерация анализов по таблице 4.2

Результаты исследования состава гранитов I фазы на микрозонде Jeol JXA 8100 приведены в табл. 4.3. В шлифе 01/ВК-15 определены минералы: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и хлорит. Выполнены определения составов 3-х зерен плагиоклазов (в каждом зерне по 5 определений), отвечающих кислуму плагиоклазу и альбит-олигоклазу, содержание в которых Na_2O достигает 9,74 и CaO 7,05%. Калиевый полевой шпат представлен в основном микроклином с примесью Na_2O до 1,72 %. Пластинчатый биотит по составу магнезиально-железистый с содержанием H_2O 5%. Хлорит также магнезиально-железистый, развивается как вторичный минерал по биотиту.

Таблица 4.3 – Результаты состава породообразующих минералов в гранитах I фазы (шлиф 01/ВК-15)

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	Total	Минерал
1	62.65	22.99	0.01	5.08	8.81	0.23	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	99.80	альбит (15 проб)
2	65.56	17.96	0.03	0.01	1.36	15.13	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	100.07	калишпат (5 проб)
3	32.64	17.28	3.72	0.00	0.09	9.96	22.90	7.24	0.36	0.02	5.00	99.19	биотит (5 проб)
4	23.23	21.07	0.27	0.04	0.06	0.49	31.46	10.70	0.60	0.12	12.00	100.04	хлорит (5 проб)

Примечание: Исследование на микрозонде Jeol JXA 8100.

Геохимически в гранитах главной субфазы повышены содержания Cu (до 7,5 кларка), Sn (4,1-7,6), Be (2-9,1) и Li (22,7). По результатам количественного спектрального анализа среднее значение в них Sn (25 г/т), Be (17 г/т). По данным нейтронно-активационного анализа в неизмененных гранитах содержание Ta варьирует в пределах 1,6-3,3 г/т, составляя в среднем 2,4 г/т (рис. 4.6) или практически на уровне кларка. В контаминированных разностях гранитов по результатам масс-спектрометрии оно достигает 4,5 г/т, что объясняется повышенным содержанием в них биотита с примесью тантала (табл.4.4, рис.4.7). Как видно, в гранитах I фазы содержание тантала низкое, который находится в рассеянном состоянии в основном в породообразующих минералах (в полевых шпатах, кварце и биотите). Отмечается повышенная оловоносность этих гранитов (Sn до 20 г/т) при низких содержаниях W и Mo.

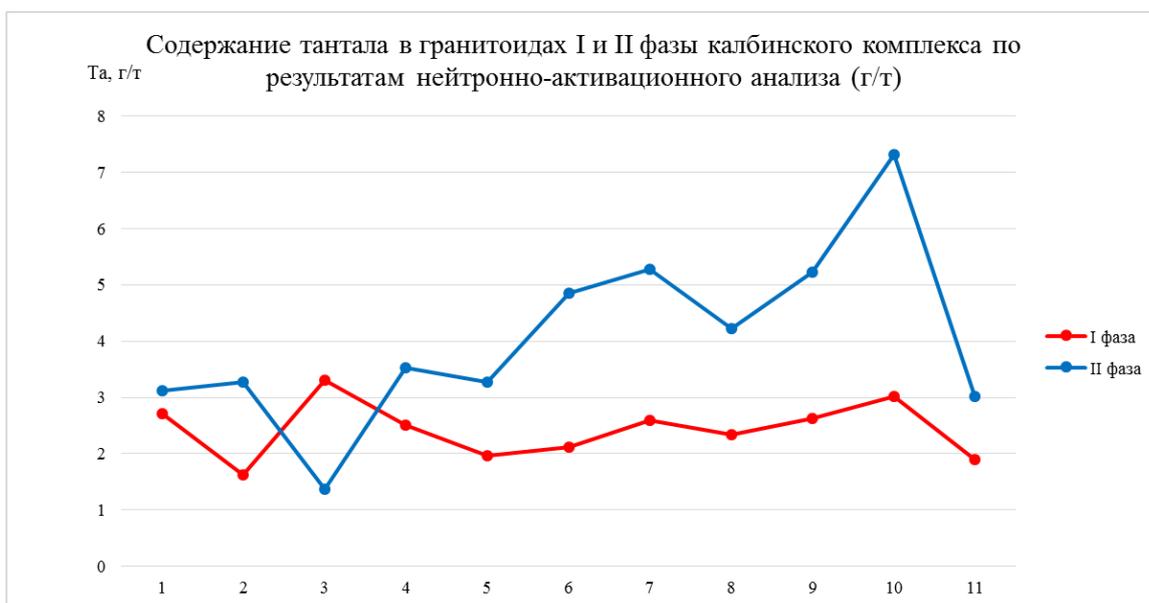


Рисунок 4.6 - Содержание тантала в гранитоидах I и II фазы калбинского комплекса по результатам нейтронно-активационного анализа (г/т)

Таблица 4.4 – Содержание редких элементов в биотитах гранитоидов (г/т)

№ п/п	№ Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	31	17,97	106,4	0,92	1280	1018	73,6	54,04	60,37	1,59
2	267-П	11,01	124,50	6,20	251,30	711,0	28,12	23,73	2,99	1,12
3	I-д	26,14	331,90	0,90	973,00	1743,0	98,10	27,96	12,75	3,39
4	426-П	7,21	101,7	1,16	1158	532,0	29,56	39,23	5,62	1,24
5	435-П	16,09	141,0	0,99	1521	1430,0	80,10	90,70	20,40	1,28
6	300-6	8,40	55,26	1,22	250,6	418,5	9,90	12,24	5,67	0,76

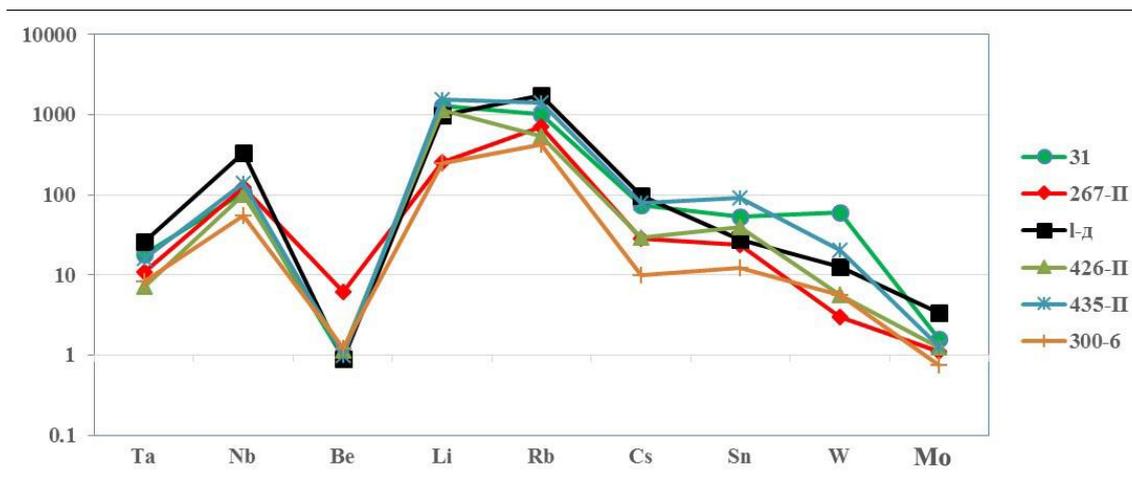
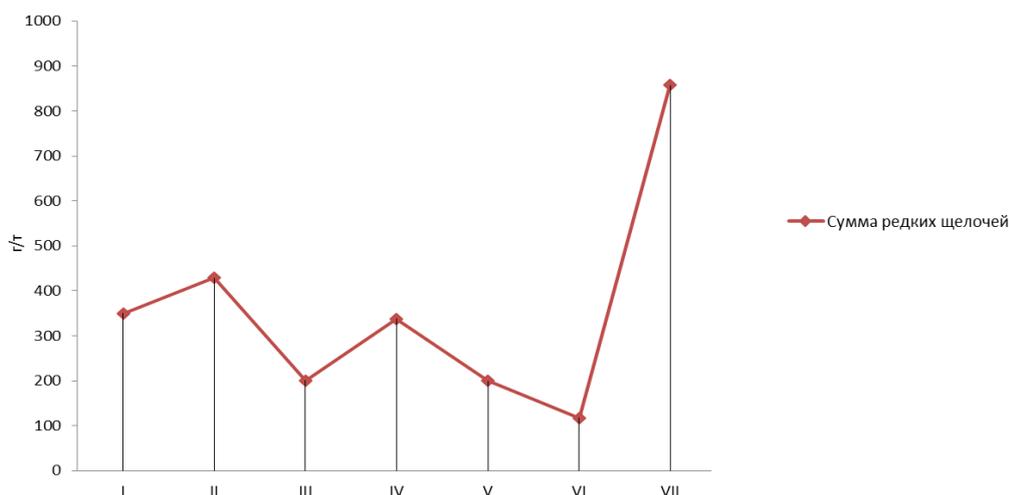


Рисунок 4.7 – Диаграмма содержания редких элементов в биотитах гранитоидов

Сумма редких щелочей (Li+Rb+Cs) достигает 480 г/т, что в 2,5 раза выше кларковых значений этих элементов и наиболее высокая среди других гранитов Калбинского региона (рис.4.8).

Сумма редких земель в гранитах достаточно высокая (155,4 г/т) с преобладанием лантоноидов над элементами тяжелой группы (в 9,3 раза). Редкие земли в мусковитах пегматитовых жил также представлены легкой группой (Приложение В). Поэтому промышленное редкометалльное оруденение на Юбилейном месторождении имеет пространственную и, вероятно, генетическую связь с гранитами I фазы калбинского комплекса, что согласуется с работами других исследователей [8,22,26-28 и др.].

Главная отличительная особенность рассматриваемых гранитоидов Юбилейного месторождения заключается в том, что в них практически не проявлены процессы площадной микроклинизации, альбитизации и мусковитизации, а отделение «сбрасывание» рудоносных газовой-жидких флюидов связывается с формированием их в тектонически нарушенной обстановке, вероятно, при активизации Асубулакского разлома, синхронно с жильной фазой, и сопровождалась формированием блоковых микроклиновых пегматитов и редкометалльно-замещенных пегматитовых жил в локальных трещинных структурах (Юбилейная, Музейная и др.).



I-VII – интрузивные комплексы: I кунушский гранодиорит-плагиогранитовый, P₁; II- IV калбинский P₁ (II – порфиоровидные биотитовые граниты первой фазы, III – биотитовые и IV – мусковитизированные граниты второй фазы); V – монастырский лейкогранитовый P₂; VI – керегетас-эспинский щелочно-гранитовый P₂; VII – миролюбовский дайковый P₂-T₁

Рисунок 4.8 – График распределения суммы редких щелочей (Li+Rb+Cs) в гранитоидах Калбы и Жарма-Саура

Как видно, потенциальная энергия рудообразования реализовалась в виде редкометалльных пегматитовых жил с мощным проявлением в них процессов микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и др. с последовательной повышенной концентрацией тантала от простых аплит-пегматитов и олигоклаз-микроклиновых пегматитов к более продуктивным минеральным комплексам (табл. 4.5, рис. 4.9), что обусловило в конечном итоге образование промышленного Юбилейного месторождения.

Таблица 4.5 – Среднее содержание тантала в аплитах и пегматитах Асубулакского рудного поля (г/т)

Название породы	Количество проб	Содержания Та
1	2	3
Жильные аплиты, аплит- пегматиты	8	6.3
Олигоклаз-микроклиновые пегматиты	31	5.4
Жила Юбилейная		
цветная минеральная зона		20.36
альбитовая зона		119
пегматит с касситеритом		231.9
пегматит редкометалльный		257.9
лепидолитовый грейзен		83.4
пегматит с танталитом		372.9
лепидолитовая зона		262.5
сподуменовая зона		1331.2
Среднее:	8	334.895

Название породы	Количество проб	Содержания Та
1	2	3
Жила Придорожная		
кварц-клевеландит сподуменовая зона	12	172.9
Жила Единая		
пегматит редкометалльный		257.9
грейзен с верделитом		2564.3
пегматит редкометалльный		522.7
лепидолитовый грейзен		83.3
Среднее:	4	857.05
кварц-альбит-микроклиновaя зона		7.4
кварц-альбит-микроклиновaя зона		9.7
кварц-альбит-микроклиновaя зона		31.9
кварц-альбит-микроклиновaя зона		36.6
кварц-альбит-микроклиновaя зона		5.7
кварц-альбит-микроклиновaя зона		4.6
кварц-альбит-микроклиновaя зона		23.5
кварц-альбит-микроклиновaя зона		238.6
кварц-альбит-микроклиновaя зона		20.7
кварц-альбит-микроклиновaя зона		10.2
Среднее:	4	38.89
Рудопроявление Унгурсай		
кварц-сподумен-альбитовая зона		21.3
кварц-сподумен-альбитовая зона		54.2
кварц-сподумен-альбитовая зона		85.9
кварц-сподумен-альбитовая зона		883.5
кварц-сподумен-альбитовая зона		79.2
Среднее:	10	224.82
Примечание: Результаты нейтронного анализа. Центральная лаборатория "Ташкентгеология"		

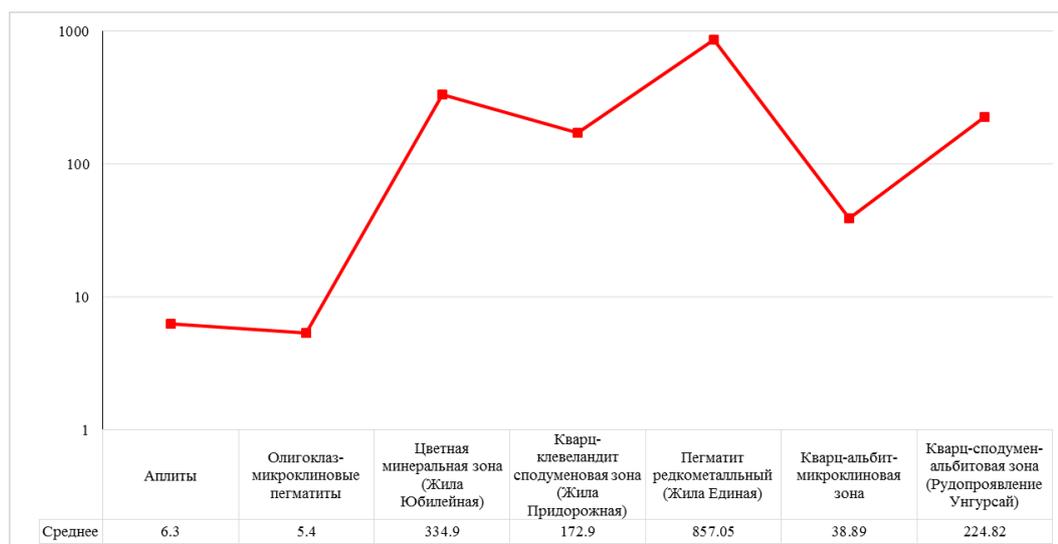
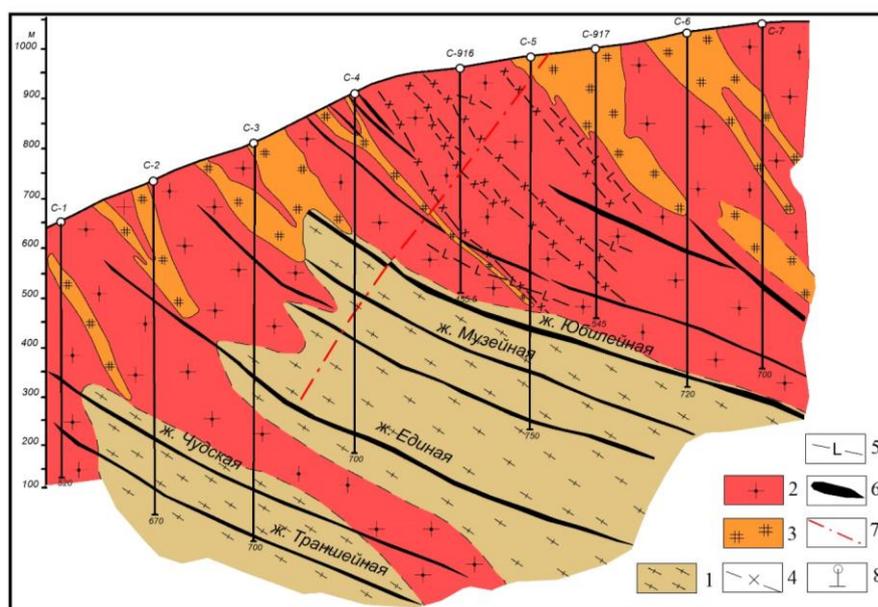


Рисунок 4.9 – Среднее содержание тантала в редкометалльных пегматитах Асубулакского рудного поля (г/т)

4.3 Рудоносность гранитоидов II фазы

Вторая фаза, по сравнению с гранитами I фазы, имеет небольшое развитие. Представлена мелко-среднезернистыми равномернозернистыми мусковитизированными гранитами («двуслюдянными» гранитами по В. А. Филиппову). Наиболее крупная Чальчинская трещинная интрузия развита на восточном фланге месторождения и контролируется системой северо-западных разрывных нарушений, оперяющих Асубулакский разлом. Граниты сложены крутопадающими дайкообразными телами (общей длиной 3-4 км при ширине до 1 км), имеющие резкие секущие контакты с гранитами I фазы. Более мелкие их жилообразные тела и апофизы (длиной в десятки и сотни метров) фиксируется в центральной части Юбилейного месторождения в разведочных скважинах (рис. 4.10) и представляются сателлитовой фацией Чальчинской интрузии.



1 – вмещающие гранитизированные, гибридные породы; 2 – средне- крупнозернистые контаминированные граниты I фазы и 3 – мелко- среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 4 – аплиты, аплитовидные граниты; 5 – пегматиты олигоклаз-микроклиновые, безрудные; 6 – пегматиты альбитизированные с бериллом, танталитом, сподуменом, цветными турмалинами, лепидолитом и другими минералами (рудные); 7 – разрывные нарушения; 8 – скважины.

Рисунок 4.10 – Геологический разрез на Юбилейном месторождении (Восточный фланг). По материалам Белогорской ГРП

По масштабности развития эти образования резко уступают жильным породам I фазы. Среди них преобладают аплит-микроклиновые пегматиты (с шерлом и мусковитом), что согласуется с выводами Д. Я. Айздердзиса и др. (1978) о том, что «в непосредственной связи с двуслюдянными гранитами

наблюдаются только безрудные (керамические) пегматиты». Однако следует учитывать, что в других районах Калбы с гранитами II фазы известны редкометалльные пегматитовые месторождения (Кварцевое, Ахметкино и др.), что подтверждает разновозрастность редкометалльно-пегматитового оруденения [22].

Петрографически граниты II фазы отличаются серой окраской, равномернозернистой структурой и выдержанным количественно-минеральным составом при примерно равном содержании плагиоклаза, калишпата и кварца (%); плагиоклаз (№12-32-30,3), калиевый полевой шпат – (30,5), кварц (31,7), биотит (3,9), мусковит (3,1), акцессории (0,5) [26]. Акцессории – циркон, апатит, к вторичным минералам относятся хлорит, серицит. Для гранитов характерна площадная мусковитизация, в меньшей степени проявлена микроклинизация.

По петрохимическим данным они наиболее лейкократовые по сравнению с гранитами I фазы, пересыщены кремнекислотой ($Q=+31.5$), характеризуются повышенной щелочностью ($a/c=17$) плюмазитовой Na-K серии ($Ka=0,68$). В них меньше железо-магнезиальных компонентов, CaO TiO₂. По этим показателям они близки к гранитам всех периодов по Р. Дэли и к «стандартным гранитам» по В. И. Коваленко [74].

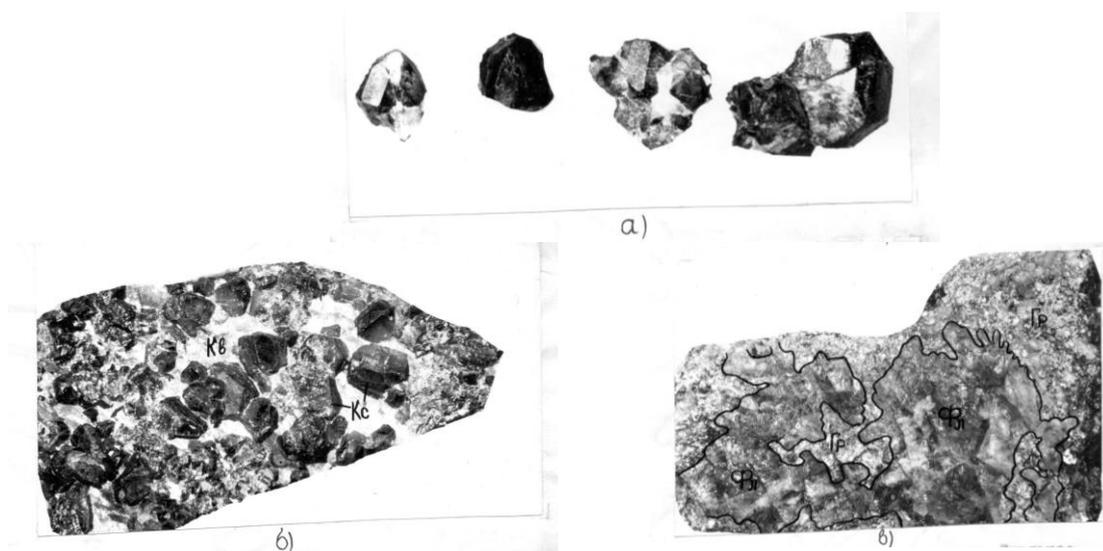
Геохимически эти граниты по полуколичественным спектральным анализам специализированы в основном на Sn (7,5 кларков), Pb, Mo, Be (2-3 кларка). По новым результатам масс-спектрометрического анализа определены надкларковые содержания (г/т): Cu (105-126), Zn (134-596) и Pb (53-271). Среди редких элементов повышены значения Sn (4,2-6,6 г/т) при содержании Ta, Nb, Be, Mo на уровне и ниже кларка. В амазонитовых гранитах, локально проявленных на рудопроявлении Кармен-Куус, отмечается некоторая обогащенность редкими элементами (г/т): Ta (4,06), Nb (35,53), Sn (16,13), Mo (6,53), что связано с повышенной грейзенизацией. По данным нейтронно-активационного анализа содержание тантала изменяется от 1,37 до 7,81 г/т при среднем значении 4,02 (по 12 пробам), рис. 4.6. В целом повышенная танталоносность гранитов II фазы, по сравнению с гранитоидами I фазы, объясняется обогащенностью их мусковитом, для которого выявлена общая тенденция концентрации тантала, олова, лития и других редких элементов (приложение Г).

Содержание суммы редких земель (101,36 г/т) ниже, чем в гранитоидах I фазы при практически одинаковом превышении лантаноидов над тяжелыми элементами (10,9 раза), что указывает на близкие источники магматических расплавов. Также снижена сумма редких щелочей (101,36 г/т), в составе которых преобладают Rb и Li при низком содержании цезия (соотношение Rb: Li: Cs=12, 2:7, 4:1).

Более поздний возраст мусковитизированных гранитов определяется на том основании, что они не только прорывают гранитоиды I фазы, но и

пересекают развитые в них жильные породы (аплит-пегматиты, олигоклаз-микроклиновые, микроклин-альбитовые пегматиты и кварцевые прожилки).

Рассматриваемые граниты II фазы сопровождаются и собственными жильными породами – жильными аплитовидными гранитами, пегматитами, а также маломощными грейзенами и кварцевыми прожилками с касситеритом и флюоритом (рудопоявление Скальное), рис.4.11.



а) темно-коричневые кристаллы касситерита дипирамидального облика и их двойники, увел. 4; б) друза кристаллов касситерита в кварце, увел.4; в) гнезда флюорита бледно-фиолетового цвета в кварц-полевошпат-мусковитовом грейзене, нат. увел.

Рисунок 4.11 - Типоморфные минералы рудопоявления Скальное

Рудоносность мусковитизированных гранитов II фазы реализовалась в образовании небольших кварцевых прожилков с касситеритовой минерализацией, сопровождавшихся грейзеновой оторочкой кварц-мусковит-турмалинового состава («темные» грейзены, рудопоявление Скальное). Касситерит здесь темно-коричневого цвета (размером до 1 см в поперечнике), хорошей огранки и является типичным для гидротермальных месторождений Калбы. Известны еще отдельные пегматитовые жилы кварц-альбит-мусковитового состава, не представляющие практического интереса. Такая низкая рудоносность объясняется разными факторами, среди которых можно отметить невысокий энергетический потенциал расслоенных дайкообразных тел мусковитизированных гранитов небольшой мощности, рассеяние редких элементов в процессе площадной мусковитизации, общее угнетенное развитие жильных пород, отсутствие ксенолитов вмещающих пород и выдержанность текстурно-структурных особенностей, указывающих достаточно глубокий денудационный срез гранитов.

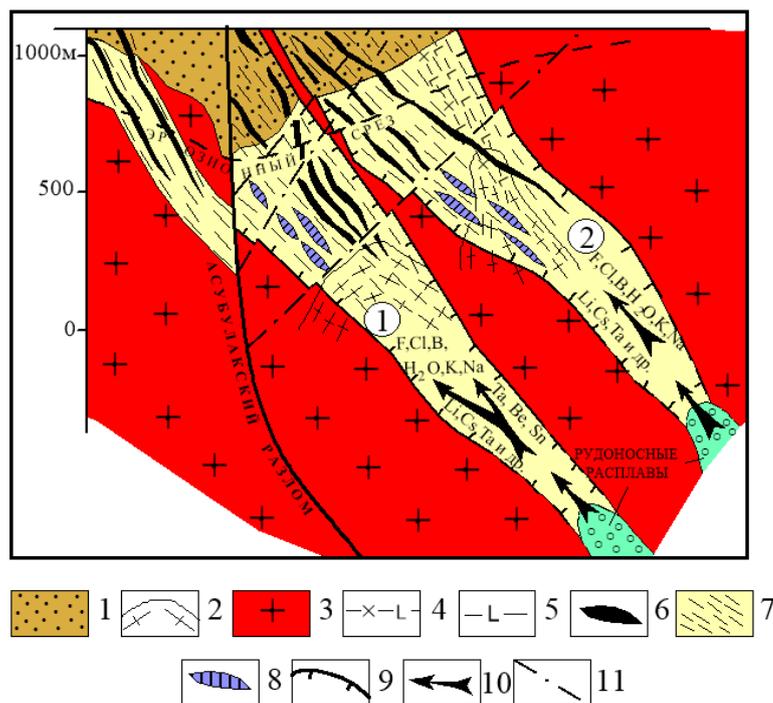
4.4 Структура Асубулакского рудного поля и Юбилейного месторождения

Асубулакское рудное поле по структурно-морфологической систематике, разработанной на основе работ П. Ф. Иванкина, Г. Н. Щербы, Б. А. Дьячкова и др., относится к интрузивно-тектоническому классу [28]. Непосредственно рудное поле характеризуется трещинно-разрывной многокорневой морфоструктурой линейного типа с «пучковым» распределением редкометалльных пегматитовых жил в структурах, оперяющих Асубулакский широтный разлом [25,26,75]. Рудные объекты локализуются непосредственно в пределах данного разлома (Красный Кордон, Плачгора, жила Траншейная) или на небольшом удалении от него (Кармен-Куус, Унгурсай, Юбилейное). По мере удаления от разлома в южном направлении интенсивность трещиноватости постепенно ослабевает, ограничивая пегматитовое поле. В целом Асубулакский разлом – это глубинная структура длительного развития, активно проявленная в герцинский цикл (в постколлизийной геодинамической обстановке) и имеющая рудоконтролирующее значение, трансформированная в альпийский цикл в зону полого надвига, перекрывшего Асубулакскую танталит-касситеритовую россыпь (В. А. Филиппов и др., 1960).

Юбилейное месторождение представляет аналогичную трещинно-разрывную структуру, сформированную в всячем южном фланге рудного поля. Объединяет систему параллельных пегматитовых жил, ориентированных преимущественно в субширотном направлении (Юбилейная, Музейная, Единая и др.). Анализ материалов геологоразведочных и эксплуатационных работ показывает, что на месторождении рудные тела концентрируются в двух рудоносных полосах или зонах (Юбилейной и Единой), имеющих конусовидную форму (рис.4.12).

Первая рудоносная зона (жилы Единая, Слепая, №143, 165 и др.), расположенная в нижней части месторождения, характеризуется зональной сменой минеральных комплексов (сверху вниз): микроклиновый, микроклин-альбитовый (Nb, Be, Ta), сподумен-альбитовый (Ta, Be, Ta).

Вторая рудоносная зона на всячем фланге месторождения (жилы Юбилейная, Музейная, жилы №155, 158-159 и др.) характеризуется более продуктивными грейзеновыми и сподуменсодержащими комплексами с максимумами рудоконцентрации во внутренних частях пегматитовых жил (Li, Cs, Ta, Sn).

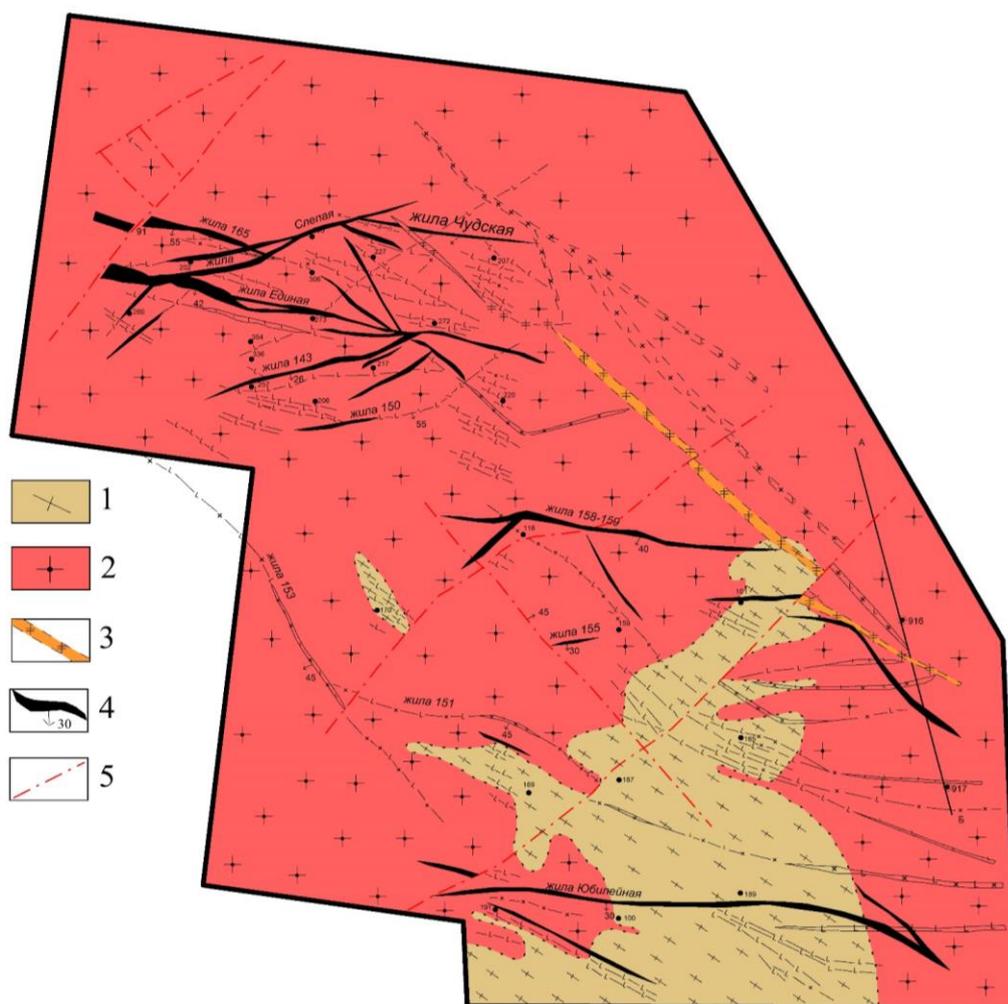


1 – депрессия кровли гранитного массива, представленная роговиками такырской свиты; 2 – ксенолиты интенсивно гранитизированных и биотизированных сланцев; 3 – порфиroidные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса; 4 – жильные аплит-пегматиты и 5 – олигоклаз-микроклиновые пегматиты; 6 – рудные пегматитовые жилы; 7 – зоны повышенной трещиноватости; 8 – прогнозируемые рудные тела; 9 – граница рудоносной зоны; 10 – направление перемещения флюидопотоков; 11 – разрывные нарушения. Цифры в кружках (1 и 2) – границы перемещения флюидопотоков пегматитовых систем Единой и Юбилейной.

Рисунок 4.12 – Схема размещения продуктивных рудоносных зон Юбилейного месторождения [26]

Основные рудные тела (Юбилейное, Музейная, Единая и др.) характеризуются неправильно-плитообразной формой (с раздувами и пережимами), прослеживаются в субширотном направлении на 150-900 м при ширине 1-5, реже 10 м и более; падение их пологое в южном направлении – 30-40°. В размещении пегматитовых жил определенное значение придается также внутрирудным разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания, разбившим месторождение на ряд мелких блоков. При этом, отмечается узловое скопление рудоносных пегматитов на пересечении трещин разного направления (рис. 4.13).

Формирование месторождения сопровождалось неоднократной активизацией трещинно-разрывной тектоники (сжатие-растяжение), что способствовало циклично-пульсационному поступлению новых порций пегматитообразующих флюидпотоков и стадийному метасоматическому замещению ранее сформированных минеральных комплексов в пегматитовых жилах.



1 – останцы вмещающих гибридных пород (гранодиориты, плагиограниты с ксенолитами мигматизированных сланцев); 2 – средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы и 3 – среднезернистые мусковитизированные (двуслюдяные) граниты II фазы калбинского комплекса; 4 – рудоносные пегматитовые жилы; 5 – разрывные нарушения.

Рисунок 4.13 – Схема размещения рудоносных пегматитовых жил Юбилейного месторождения на горизонте 530. По материалам геологоразведочных работ [76]

4.5 Зональность редкометального оруденения

По данным предыдущих исследователей (Т. М. Никитина, Б. А. Дьячков, А.Е. Ермоленко и др.), выявляется изменчивость мощности и неравномерное распределение редких элементов (Ta, Li, Sn и др.) по простиранию и падению рудных жил с потроением погоризонтных планов и расчетом изомощностей и изоконцентраций редких элементов [76]. На этом основании в Юбилейной жиле определяется линейно-узловое распределение редкометального оруденения с максимумами рудоконцентрации в ее утолщенных частях и на пересечении рудолокализирующих трещинных структурах с образованием

рудоносных полос или рудных лент северо-западного простирания (Приложение Д). Расстояние между рудными лентами 200-300 м, склонение их в юго-восточном направлении под углом 20°. Максимумы рудоконцентрации выявляются для Ta, Be, Sn, Li и Rb, все они расположены во внутренних частях жилы, имеют локальное развитие и связаны с грейзеновым и сподуменсодержащими минеральными комплексами, развитыми по альбитовой матрице (Приложение Е).

Таким образом, зональность оруденения в поперечном и продольном разрезах жилы повторяется в следующей последовательности: олигоклаз-микроклиновые пегматиты (безрудные), блоковые микроклин-кварц-мусковитовые (Nb, Be), микроклин-альбитовые (Ta, Sn, Be), альбитовые (Ta, Nb, Be, Sn), грейзеновые и альбит-сподуменовые (Li, Ta, Be, Sn), клевеландит-лепидолит-поллуцит-сподуменовый цветной (Ta, Li, Cs, Sn).

4.6 Геолого-генетическая модель редкометалльных пегматитов

При подготовке данного раздела учитывались обобщающие работы ряда авторов по моделированию и прогнозированию рудных месторождений (Д. В. Рундквист, Х. М. Абдуллаев, Л. Н. Овчинников, Э. П. Изох, Байбатша А. Б., Г. Н. Щерба, Ф. А. Летников, М. Ш. Омирсериков, Н. С. Бортников, Г. Н. Гамянин, М. С. Рафаилович и др. [28,53,77-85].

Генезис редкометалльных пегматитов Калба-Нарымской зоны рассматривалась в работах многих исследователей (А. И. Гинзбург, В. И. Кузнецов, Н. А. Солодов, В. Д. Никитин, С. Г. Шавло, В. А. Филипов, Ю. А. Садовский, В. Ф. Кашеев, В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков и др.) Происхождение редкометалльных пегматитов связывалось с остаточными гранитными расплавами с позиций магматической гипотезы (А. Е. Ферсман, А. И. Гинзбург, К. А. Власов, Н. А. Солодов, В. И. Кузнецов и др.) или отличался их метасоматический генезис (А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин, С. Г. Шавло и др.). В последующие годы было показано, что в Калбе выделяются два генетических типа пегматитов: 1) *магматической природы* и 2) *метасоматического происхождения* [26].

Модель Юбилейного месторождения рассматривается на основе положений интрузивной гипотезы и отражает генетическую связь редкометалльного оруденения с внутрикамерными остаточными очагами гранитной магмы. Месторождение сформировалось на заключительной стадии становления гранитного массива в процессе ритмично-пульсационного поступления флюидонасыщенных растворов (H₂O, F, B, Cl, Ta, Li и др.) в условиях полузамкнутой рудно-магматической системы при понижении температуры и давления [26,53]. Подчеркивается стадийное наложение рудоносных флюидопотоков на матрицы простых пегматитов с проявлением интенсивных метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация,

грейзенизация, окварцевание и др.) и последовательным нарастанием концентрации редкометального оруденения.

Исследования показывают, что исходные гранитные расплавы по преобладающему содержанию лантаноидов, невысокому содержанию стронция и обогащенности литофильными редкими элементами имели коровое происхождение. Этим они отличаются от гранитоидов Восточно-Саянской зоны мантийно-корового происхождения, обогащенных тяжелыми редкими землями [87]. В то же время нами установлено, что рудовмещающие граниты Калбы, кроме редких элементов, имеют повышенные содержания Zn, Pb, Cu и значимые величины As, Sb, Ag, Au, Pt, Bi и других элементов, отражающих смешанные источники рудного вещества, связанного, вероятно, с флюидными потоками из разноуровневых очагов магматизма. Это нашло отражение в образовании в пегматитах, кроме лепидолита, сподумена, танталит-колумбита, берилла и касситерита, сопутствующих минералов (пирит, галенит, арсенопирит, антимонит, золото и др.).

Ведущее значение в образовании редкометалльных пегматитов придается процессам альбитизации (генераторам рудообразования), проявленной в виде новообразований сахаровидного и мелкозернистого альбита, среднезернистого пластинчатого альбита и голубовато-серого крупнопластинчатого клевеландита, с которыми в разных минеральных комплексах ассоциируют лепидолит, поллуцит, цветные турмалины, берилл, танталит-колумбит, касситерит и другие минералы. Флюидный режим формирования редкометалльно-пегматитовых месторождений, вероятно, близок к газожидким системам, описанным в работах Ю. А. Садовского, Е. П. Пушко, 1978; В. Е. Загорского, И. С. Перетяжко, 1992; С. З. Смирнова, 2015). Непосредственно на Юбилейном месторождении исходные расплавы-растворы были насыщены флюидами (H_2O , F, B, Cl и др.) и функционировали в температурном интервале 1000-280°C при постепенном снижении давления от 4000 до 600 атм. [88].

Анализ материалов показывает, что благоприятными факторами для рудообразования являются: 1) напряженная тектоническая обстановка становления гранитного массива при активизации разрывных нарушений различной ранговости (Асубулакский разлом и его оперяющие структуры); 2) дегазация рудообразующих потоков в апикальных частях массива в неравновесных РТ-условиях; 3) крупные останцы и ксенолиты гранитизированных вмещающих пород такырской свиты гибридного облика (литолого-геохимический барьер), к которым по данным разведочных скважин приурочены главные рудные жилы месторождения (Юбилейная, Музейная, рис. 4.10). Более мелкие пегматитовые жилы ореольного типа, слабо затронутые процессами замещения, являются практически безрудными.

4.7 Минералого-геохимическая характеристика

В изучение минералогического состава пегматитов Калбы большой вклад внесли А. И. Гинзбург, В. Д. Никитин, С.Г. Шавло, Н. А. Солодов, В. И. Кузнецов, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов и др. По составу и степени рудоносности пегматиты подразделяются на три типа: 1) олигоклаз-микроклиновые (безрудные), 2) микроклиновые-блоковые с бериллом и колумбитом (слабо рудоносные) и 3) альбитовые с несколькими минеральными комплексами (рудные).

Минеральный и химический состав руд отмечается большим разнообразием. Основные полезные ископаемые: Та, Ве, Sn, Li, Cs. Всего обнаружено более 80 минералов. Основные породообразующие минералы (%): альбит, кварц, микроклин и мусковит; второстепенные - апатит, турмалин, жильбертит, флюорит, кальцит и др. На ряде рудных полей и месторождений проявлен уникальный комплекс минералов нескольких генераций (альбит, клевеландит, лепидолит, поллуцит, сподумен, петалит, амблигонит, полихромные турмалины, берилл, танталит-колумбит, касситерит и др.). Главные рудные минералы - танталит-колумбит, касситерит, сподумен и берилл.

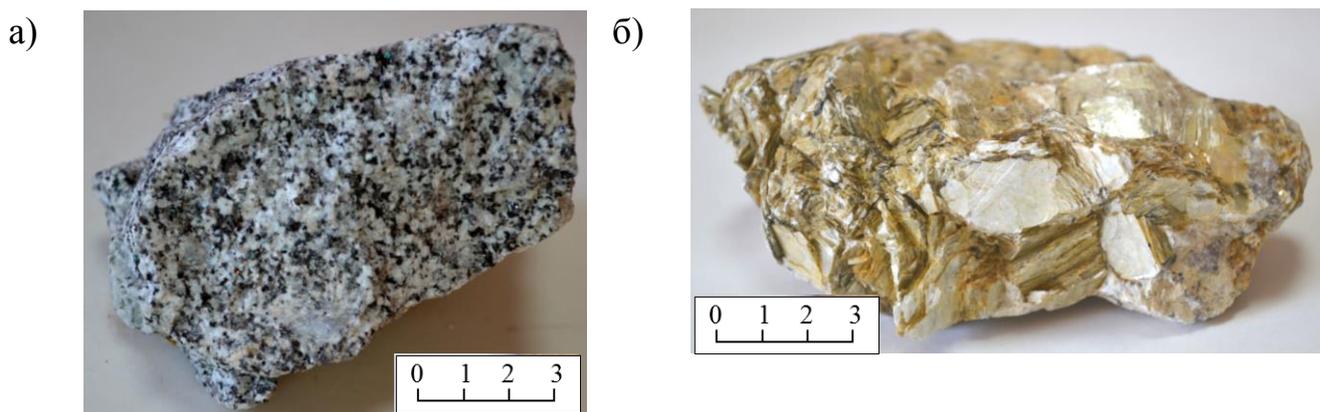
Новые исследования вещественного состава пегматитов автором проводились с использованием электронной микроскопии с целью изучения типоморфных минералов и геохимических элементов – индикаторов редкометалльного пегматитообразования. На ряде типовых месторождений (Бакенное, Юбилейное, Траншейное, Кармен-Куус и др.) производился отбор образцов и проб из вмещающих гранитов, метасоматических образований и пегматитовых жил. Аналитические исследования выполнялись в основном в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ на масс-спектрометре ICP-MS с индуктивно связанной плазмой, определяющим 73 элемента с высокой чувствительностью, а также рентгеноспектральный анализ на установке Jeol JXA 8100 и электронно-микроскопические исследования на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3LMU JSM-6510LV с рентгеноспектральным детектором EDS (WDS) фирмы Oxford Instruments. Для определения состава рудных минералов применялся рентгено-структурный спектрометр СРВ-1М. Микроскопический BSE-анализ и изотопные исследования выполнялись в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск).

По результатам проведенных работ на месторождении выделяются следующие минеральные комплексы.

Олигоклаз-микроклиновый комплекс преобладает в безрудных пегматитовых жилах (№151, 152 и др.). В его составе отмечаются кварц, олигоклаз, микроклин, мусковит, шерл и гранат, иногда слабо проявлена альбитизация. В боках жил развиты аплитовые и аплит-пегматитовые оторочки. Мусковит серебристо-белого цвета, образующий «ельчатые» разности. Шерл представлен черными призматическими кристаллами. Гранат образует

кристаллы (размером до 1 см) красного и красно-бурого цвета с характерными гранями тригонтриоктаэдра, реже ромбододекаэдра. В осевой части жил развиваются мелкоблоковые кварц-микроклин-мусковитовые агрегаты с шерлом.

Микроклиновый комплекс фиксируется фрагментарно в виде отдельных блоков кварц-микроклинового состава, развитых в центральных и боковых частях крупных пегматитовых жил (Юбилейная, Единая и др.). В блоковых зонах отмечаются также гнезда крупнопластинчатого мусковита серебристо-белого цвета, кристаллы берилла зеленовато-серой окраски и пластинки колумбита (рис. 4.14, рис. 3.20).



а) средне-крупнозернистый слабопорфировидный гранит I фазы калбинского комплекса; б) гнездо крупнопластинчатого мусковита.

Рисунок 4.14 – Вмещающие граниты и типоморфные минералы микроклинового комплекса

Автором проводилось изучение распределения элементов – примесей в основных минералах микроклинового комплекса.

Микроклин в виде вкрапленника из гранитов I фазы характеризуется повышенными значениями Be (до 54,36 г/т), Rb (475,6), Sn (до 13,05) и W (2,19). В пегматитовых микроклинах определены весовые содержания (г/т): Al (80000) при невысоком содержании Fe (7320) и Mg (2960), среди щелочей K преобладает над Na (4,5 раза), повышено значение P (12571).

Редкие земли содержатся в небольшом количестве, характеризуются в основном легкой лантаноидной группой (Приложение Ж, табл. 4.6, 4.7; рис. 4.15, 4.16). Среди халькофильных элементов отмечаются (г/т): Cu (50,3), Zn (65,9), Pb (77,58), Sb (34,55), Ag (до 4,94) и Au (0,30). Выявляется резкое преобладание Rb (2230) над Li и Cs, определены повышенные содержания Sn (12,38) и W (22,9).

Берилл представлен кристаллами призматического облика зеленовато-серой окраски, в которых, по сравнению с другими его генерациями, наиболее

высокое значение Be (среднее 35377 г/т) и некоторая обогащенность Sn (14,76 г/т).

Мусковиты отличаются повышенными содержаниями редких элементов (Ta, Nb, Be, Sn) и особенно обогащены редкими щелочами (Li+Rb+Cs=1,5-2%). Эти показатели характерны не только для мусковитов микроклинового комплекса, но и для других минеральных образований и Юбилейного месторождения (Приложение Г, И), что позволяет рассматривать мусковиты одним из главных индикаторов редкометалльного пегматитообразования. Обогащенность мусковитов Li (до 5465-9478 г/т) рекомендуется учитывать при технологическом обогащении и комплексном использовании редкометалльных руд.

Таблица 4.6 – Содержание редких земель в полевых шпатах (г/т)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	Сумма легких	Сумма тяжелых	Легкие Тяжелые
Вкрапленник микроклина	8.82	15.92	1.79	6.80	0.99	1.17	1.10	0.18	1.04	0.77	0.88	0.62	0.79	0.07	40.89	34.31	6.58	5.21
Микроклиновый пегматит	3.86	6.06	1.17	3.83	0.51	0.35	0.87	0.18	1.30	0.35	0.56	0.17	1.06	0.07	20.32	15.42	4.91	3.14
Редкометалльный пегматит	2.60	4.58	0.48	1.72	0.30	0.06	0.32	0.11	0.45	0.11	0.46	0.09	0.40	0.05	11.74	9.68	2.06	4.71

Примечание: Результаты ICP-MS. Исполнитель С. Н. Полежаев

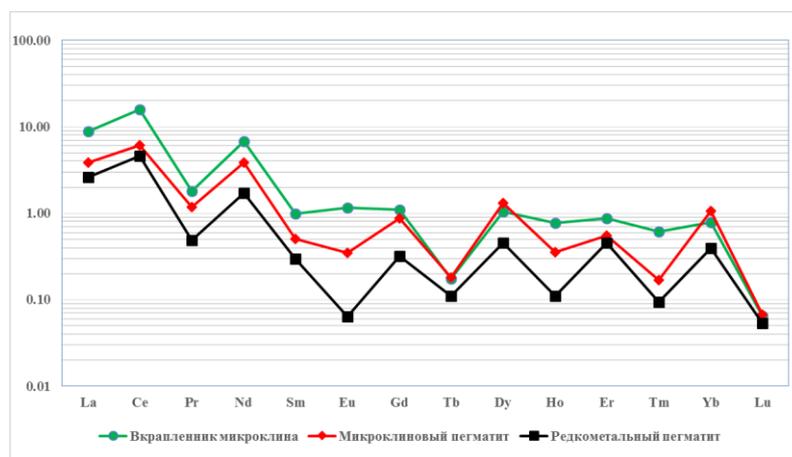


Рисунок 4.15 – Диаграмма содержания редких земель в полевых шпатах

Таблица 4.7 – Содержание редких элементов в полевых шпатах (г/т)

	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
Вкрапленник микроклина	0.81	3.69	27.97	57.90	401.95	10.99	8.47	3.32	0.85
Микроклиновый пегматит	0.62	1.20	0.96	12.59	1009.08	43.34	3.54	2.03	0.64
Редкометалльный пегматит	18.59	15.46	3.08	65.80	3583.73	384.55	13.06	12.98	1.42

Примечание: Результаты ICP-MS. Исполнитель С. Н. Полежаев

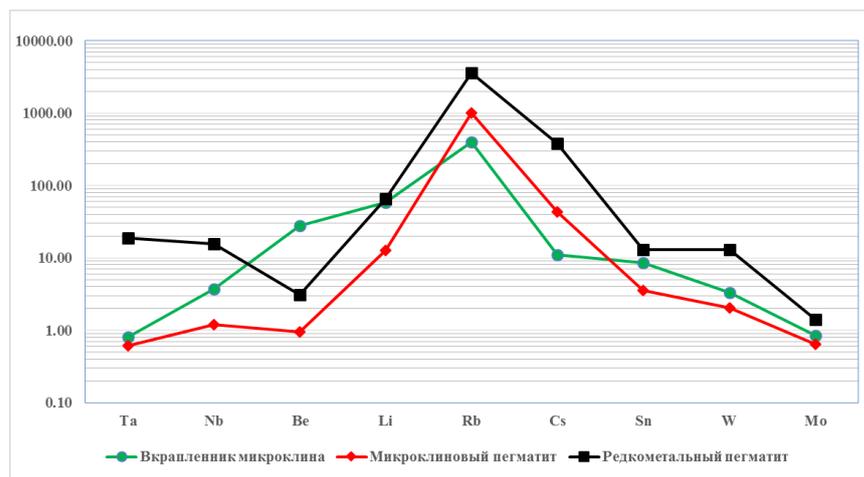
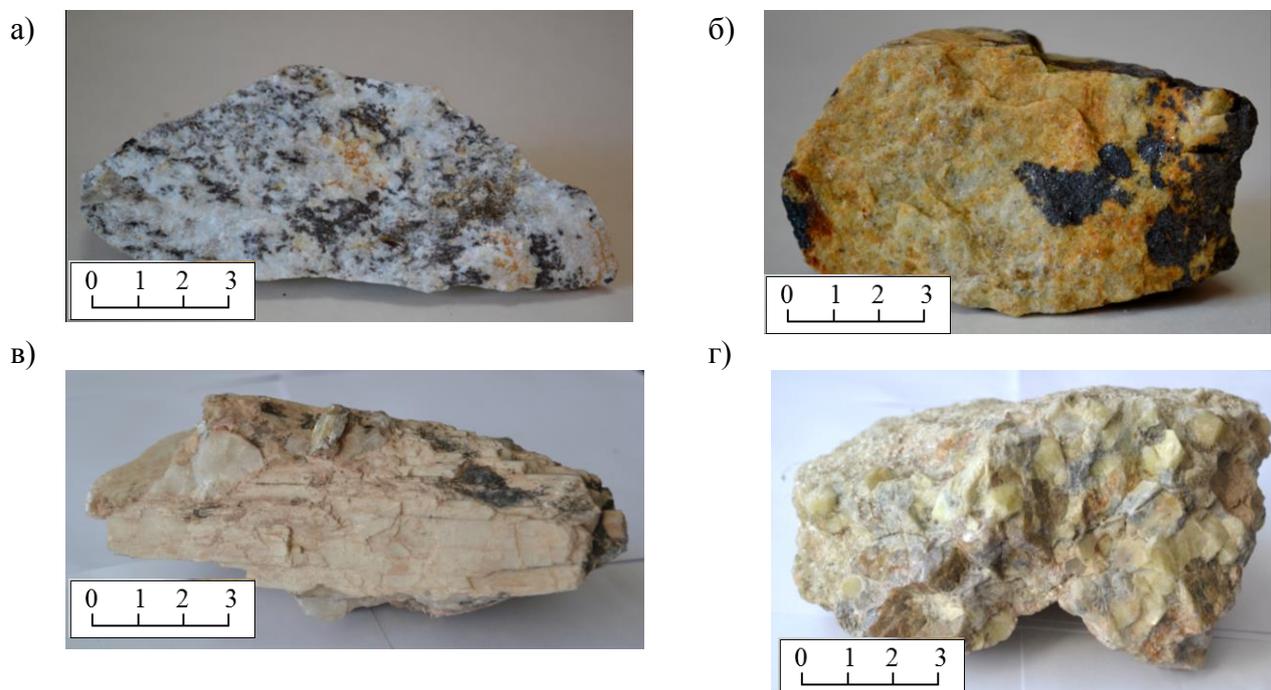
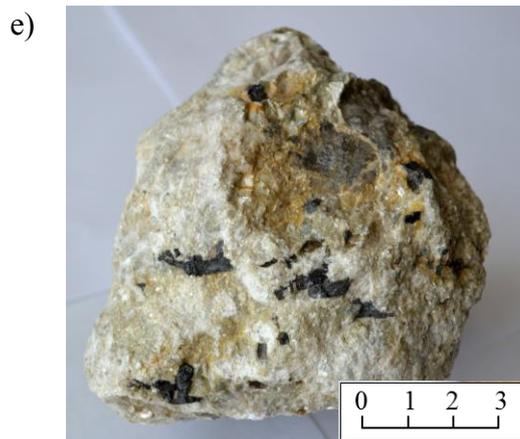
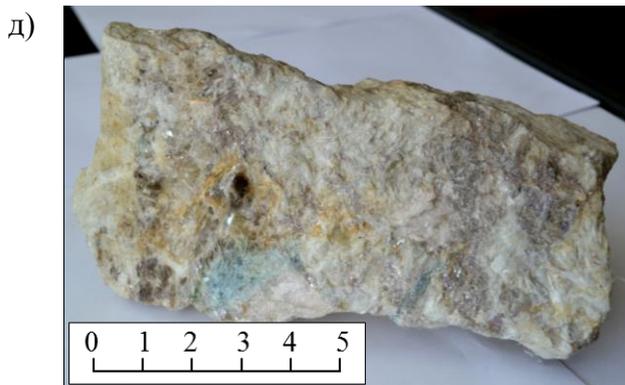


Рисунок 4.16 – Диаграмма содержания редких элементов в полевых шпатах

Микроклин-альбитовый комплекс является одним из ведущих в пегматитах. Четко проявлено метасоматическое замещение микроклина мелкозернистым альбитом, ассоциирующим с кварцем и мусковитом серебристо-белого цвета (от мелкочешуйчатого до крупнопластинчатого). Отличаются пятнистые скопления фосфатов лития и марганца, отдельные шестоватые кристаллы сподумена (размером до 18x8 см), лучистые кристаллы верделита, гнезда берилла и рудная вкрапленность танталита и колумбита (рис. 4.17).

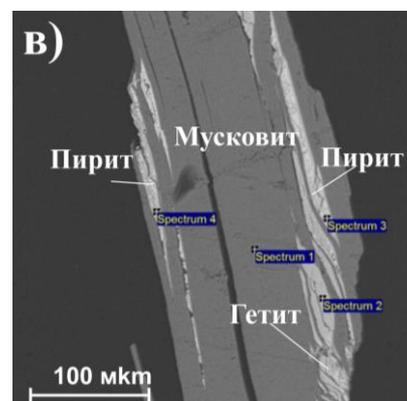
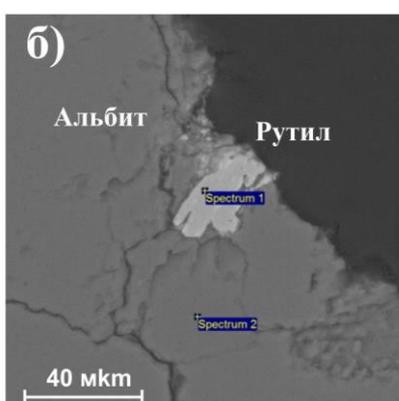
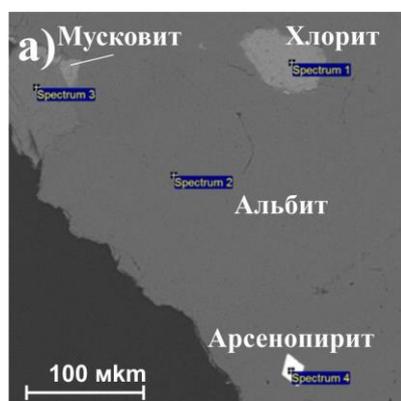


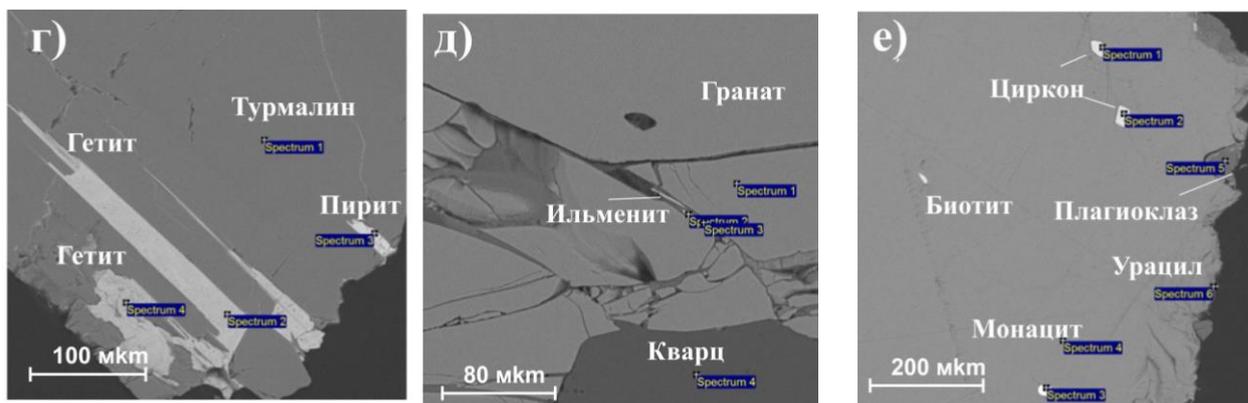


а, б) типичные образцы микроклин-альбитового комплекса; в) призматический кристалл сподумена; г) гнезда кристаллов берилла; д, е) альбитизированный пегматит с вкрапленностью танталита и колумбита.

Рисунок 4.17 – Типовые образцы микроклин-альбитового комплекса

Основными рудными минералами являются касситерит и танталит-колумбит, редко наблюдаются призматические кристаллы сподумена. Наряду с элементами редкометалльной группы, отмечается парагенезис альбита с кварцем, мусковитом, гранатом и турмалином. Альбит содержит микровключения мышьяковистого пирита (As-0,96), ромбического арсенопирита (As-47,28; S-18,91%) и зерна рутила (Ti-57,87%), рис. 4.18 а, б. В пластинчатом мусковите наблюдаются продольные прожилки гетита и пирита, которые также развиваются по турмалину (рис. 4.18 в, г). В трещиноватом гранате фиксируются микровключения ильменита, содержащего примеси Nb_2O_5 (9,67) и Ta_2O_5 (4,84%), рис. 4.18 д. В пластинке зафиксированы микровключения циркона (ZrO_2 – 64,47%), монацита (с примесью Ag_2O – 3,19%) и оксиды урана (UO_2 – 65,71%), рис. 4.18 е. Отмечаются также магнетит, галенит, кальцит и хлорит. Как видно, альбитизированные пегматиты, кроме редкометалльных минералов, содержат оксиды железа, танталоносный ильменит, редкоземельный монацит с примесью серебра. Подчеркивается радиоактивность биотита.



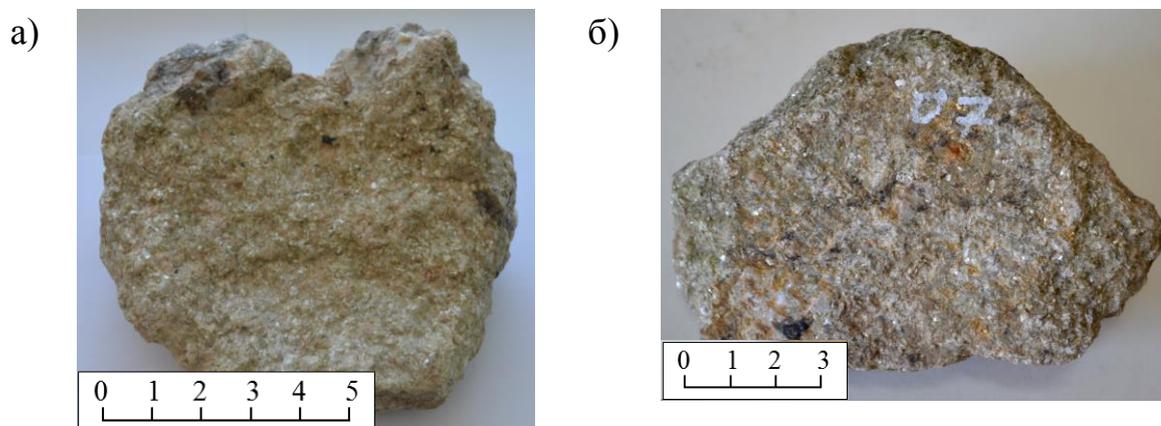


а – зерно хлорита и арсенопирита в альбите; б – включения рутила в альбите; в – микровключения пирита в мусковите; г – железистые включения гетита в турмалине; д – микрозерна ильменита в гранате; е – зерна циркона со сростками альбита в биотите.

Рисунок 4.18 - Типоморфные минералы среднезернистого альбитизированного пегматита с танталитом. По результатам BSE-анализа.

Аналитик Аборнева И. В.

Кварц-альбит-мусковитовый (грейзеновый) комплекс встречается локально в различных частях жил. Во внутренних зонах ассоциирует с альбит-сподуменовым комплексом. Внешне это крупнозернистый грейзен зеленоватой окраски, состоящий в основном из мусковита (более 50%), кварца и альбита (рис. 4.19).



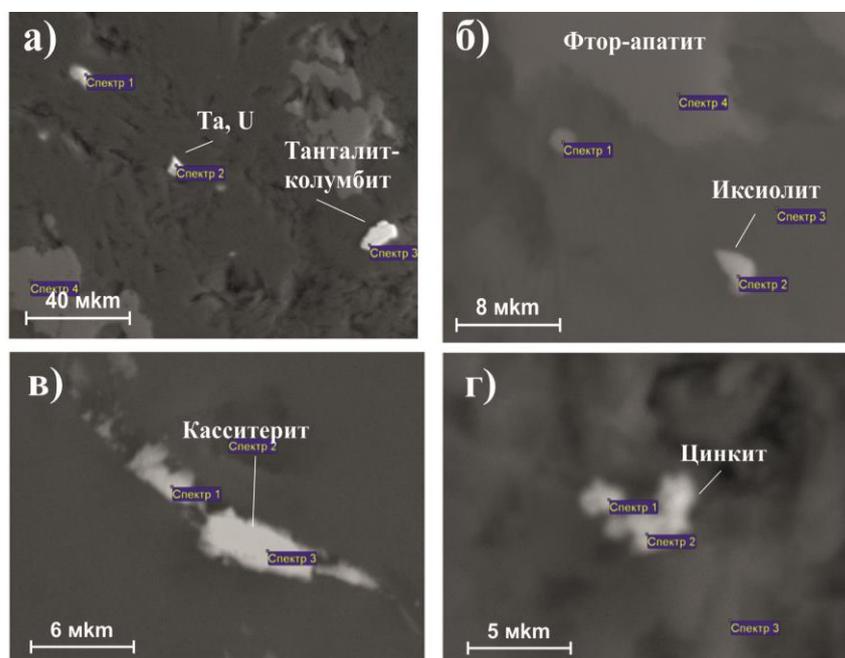
а – грейзен зеленовато-серой окраски; б – грейзен с мусковитом и вкрапленностью танталита.

Рисунок 4.19 – Типичные образцы кварц-альбит-мусковитового комплекса в жиле Юбилейной

К типоморфным индикаторным минералам относятся зеленый мусковит, фтор-апатит, апатит и зеленый турмалин (верделит). Редко встречается сподумен. Рудные минералы представлены вкрапленностью танталита,

иксиолита (Ta, Nb, Sn, Fe, Mn) $_4O_8$, ураноносного танталового минерала (Ta -31,33; U – 4,46-6,57), касситерита, цинкита и других, которые определяются макроскопически и на микроуровне (рис. 4.20). Танталит-колумбит образует пластинчатые и таблитчатые кристаллы черного цвета. Апатит в протолочках отмечается в виде обломков призматических кристаллов различной окраски (2458 г/т), верделит мелкокристаллический с примесью Li_2O – 0,54%.

Главная отличительная особенность грейзенового комплекса заключается в обогащенности его танталом (на уровне ураганных значений). Среднее содержание Ta_2O_5 в грейзенах более 0,3% (табл.4.8). По спектральным анализам содержание Ta в точечных пробах достигает 0,5-1%, а в протолочках – 4460 г/т. В грейзенах жилы Единой также повышена концентрация Ta – 2564,3 г/т. Аномальные содержания тантала в грейзенах с зеленым мусковитом установлена и на других пегматитовых объектах: Унгурсайском (Ta_2O_5 – 1500 г/т, Nb_2O_5 – 125 г/т) и Кварцевом (Ta_2O_5 до 0,225%).



а – микровключения танталит-колумбита и ураноносного танталового минерала; б – вкрапленность иксиолита и включение фтор-апатита неправильной формы; г – гнездовидное образование цинкита.

Рисунок 4.20 – Микровключения минералов в кварц-альбит-мусковитовом комплексе. Аналитик А. В. Русакова

Таблица 4.8 - Среднее содержание редких элементов и сопутствующих компонентов в гранитоидах и пегматитах Юбилейного месторождения

Породы	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Ta/Nb	K_2O	Na_2O	K_2O+Na_2O	F	Sn	Be
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гибридные породы	<0,0003 (5)	0,0028 (95)		1,9	3,36	5,26	0,09 (10)	0,0063 (6)	<0,0003

Породы	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta/Nb	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O+Na ₂ O	F	Sn	Be
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Граниты I фазы калбинского комплекса: северный фланг	0,0032 (5)	0,0015 (5)					0,20 (9)		
восточный фланг	0,021 (5)	0,0011 (5)	2,1 2,1	3,63 3,5	2,92 2,09	6,55 5,59	0,16 (10)	0,025 (9)	0,017 (12)
Граниты II фазы калбинского комплекса	0,0005 (5)	0,0006 (5)	0,83	4,34	2,62	6,96	0,12 (10)	0,020 (3)	0,0124 (2)
Минеральные пегматитовые комплексы: альбитовый	0,0136 (70)	0,0069 (7)	2	0,28	8,49	8,77	0,15 (5)	0,040 (22)	0,058 (17)
Грейзеновый с зеленым мусковитом	0,3083 (6)	0,0435 (96)	22,9	5,21	3,43	6,84	0,52 (6)		
Лепидолитовый грейзен	0,0360 (6)	0,0044 (50)	8,2	8,2	1,63	12,85	2,13 (6)	0,055 (12)	0,014 (7)
Сподумен-кварцевый	0,1425 (6)	0,0162 (6)	8,8	8,8	4,33	5,46	0,039 (6)	0,064 (10)	0,0178 (4)
Цветной	0,0173 (5)	0,0056 (5)	3,1	3,1	9,12	8,72	0,86 (5)	0,061 (6)	0,020 (6)

Примечание: анализы Ta₂O₅, Nb₂O₅, K₂O, Na₂O - химические; Sb, Be - количественные спектральные; F – фторометрический. Центральная лаборатория ПГО «Востказгеология». В скобках указано число проб.

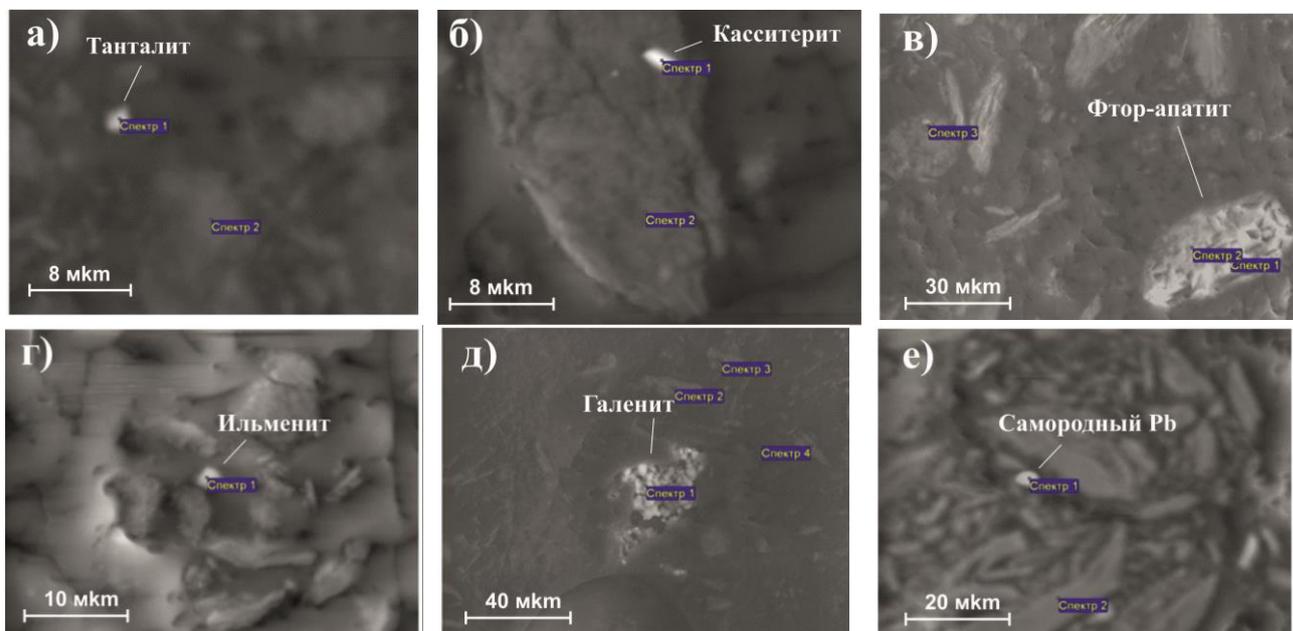
Следует подчеркнуть, что мусковиты из разных минеральных комплексов Юбилейного месторождения значительно обогащены редкими элементами (Ta, Nb, Be, Sn) и редкими щелочами (Li+Rb+Cs), сумма которых достигает 12308 г/т (табл. 4.9), что позволяет считать этот минерал ведущим геохимическим индикатором рудного процесса [89-91].

Таблица 4.9 - Содержание элементов в мусковитах из редкометалльных пегматитов Юбилейного месторождения (г/т)

№ п/п	№ Пробы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	5953-б	27,78	199	56	6545	4869	894	502,2	4,35	0,06
2	4953	28,47	267	70,64	3996	4787	513,2	567,6	4,44	0,13
3	4980-б	23,98	218,8	38,28	5465	4849	639,4	557,8	6,59	0,86
4	4987-г	31,44	330,2	33,24	2190	4016	261,5	574,7	8,91	0,84
5	4994-г	39	214,7	29,28	9478	5837	1023	491,2	4,51	0,62
6	2234-1	121,14	147,37	23,14	4564	4114	547,6	323,4	21,69	6,98
7	2235-3	63,47	156,81	20,73	3299	3226	448,6	348,2	15,62	8,53
8	4215-а	153,1	185,1	22,14	413,9	1144,9	218,8	230,6	18,34	6,58
9	2212-1	121,6	301,1	28,17	2844	3872	400	403,9	10,27	6,07
10	2212-3	1795	406,1	32,6	2408	4064	600	721,5	7,91	4,41
11	4973-г	67,39	692	35,89	1010	1555	99,75	216,44	25,92	7,8

Примечание. Результаты масс-спектрометрического анализа (ICP-MS). Аналитик С.Н. Полежаев

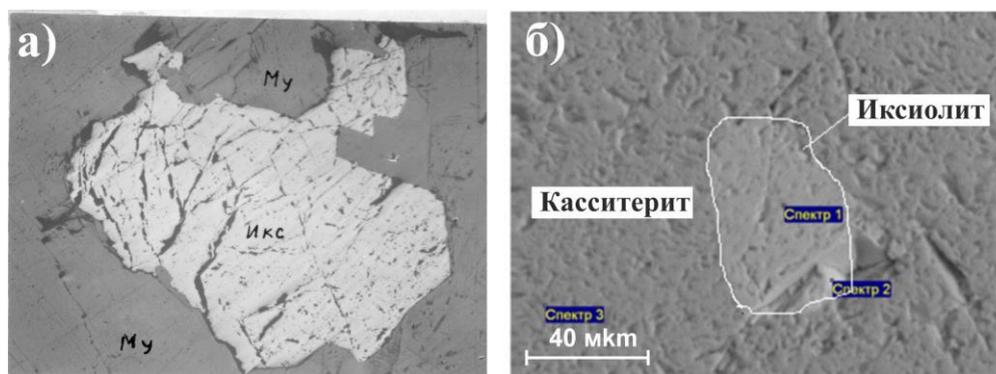
В рассматриваемом комплексе танталит представлен в основном мелкокристаллической вкрапленностью (размером до 0,5 см), ассоциирующей с альбитом и мусковитом, и легко выделяется при обогащении. Кроме того, по лабораторным исследованиям выявлены тончайшие флюидные микровключения в мономинеральной фракции мусковита, наряд с касситеритом, фтор-апатитом, ильменитом и другими минералами (рис. 4.21).



а – микрозерно танталита (размером 1 мкм); б – вкрапленность касситерита; в – лейстовидные зерна фтор-апатита; г – микровключение ильменита овальной формы; д – вкрапленность галенита; е – микрозерно самородного свинца.

Рисунок 4.21 – Флюидные микровключения минералов в мусковитах из альбитизированных пегматитов. Аналитик А. В. Русакова

Иксиолит, впервые описанный О. Д. Гавриленко [76], представлен кристаллами пирамидального облика с кристаллографическими гранями диэдра и пинакоидов. В аншлифах по отражательной способности этот минерал близок к танталиту, характеризуется слабой анизотропностью, повышенным содержанием Sn (более 1%) и Mn (0,9%). По нашим данным иксиолит обнаружен в касситерите в виде микровключений овальной формы (размером до 20 мкм), содержащий Ta-38,9; Sn-30,36; Mn-5,01; Fe-0,96 и примесь Au (1,17-1,33 мас.%), рис. 4.22.

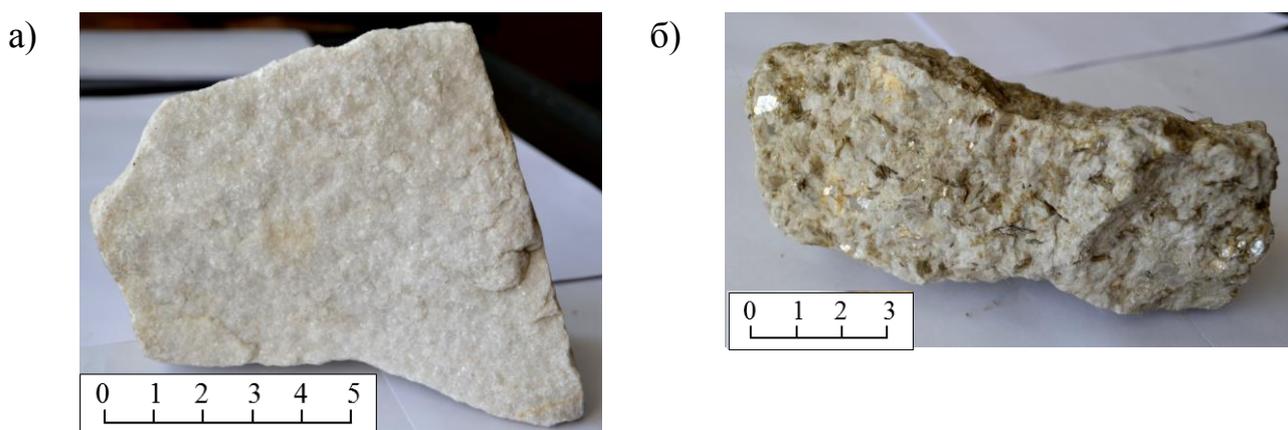


а – идиоморфное зерно иксиолита (Икс) в мусковите; аншлиф 2212, увел. 50; б – микровключение иксиолита в мономинеральном зерне касситерита.

Рисунок 4.22 – Минерал иксиолит в грейзеновом комплексе Юбилейного месторождения

Альбитовый комплекс, как отмечалось выше, является матрицей для редкометалльных пегматитов и имеет широкое развитие на месторождении. В отличие от микроклин-альбитового комплекса сложен преимущественно альбитом (95%) с незначительной примесью кварца (до 5%), мусковита, турмалина, граната и других минералов. Внешне – это порода массивного облика белого цвета, сложенная в основном мелкозернистым альбитом и его сахаровидной разновидностью с розовым гранатом (рис. 4.23 а).

Разновидности данного комплекса проявлены в центральных частях, висячем и лежащем боках пегматитовых жил. Кроме альбита и кварца, они содержат (в г/т): танталит-колумбит (263), касситерит (452,8), минералы группы самарскит-фергусонита (33,7). К характерным минералам относятся также апатит, гранат, турмалин (шерл и верделит) и фосфаты Li, Mn, Fe (рис. 4.23 б, 4.17). Отмечаются еще сподумен, циркон, сфалерит, корунд, флюорит и биотит.



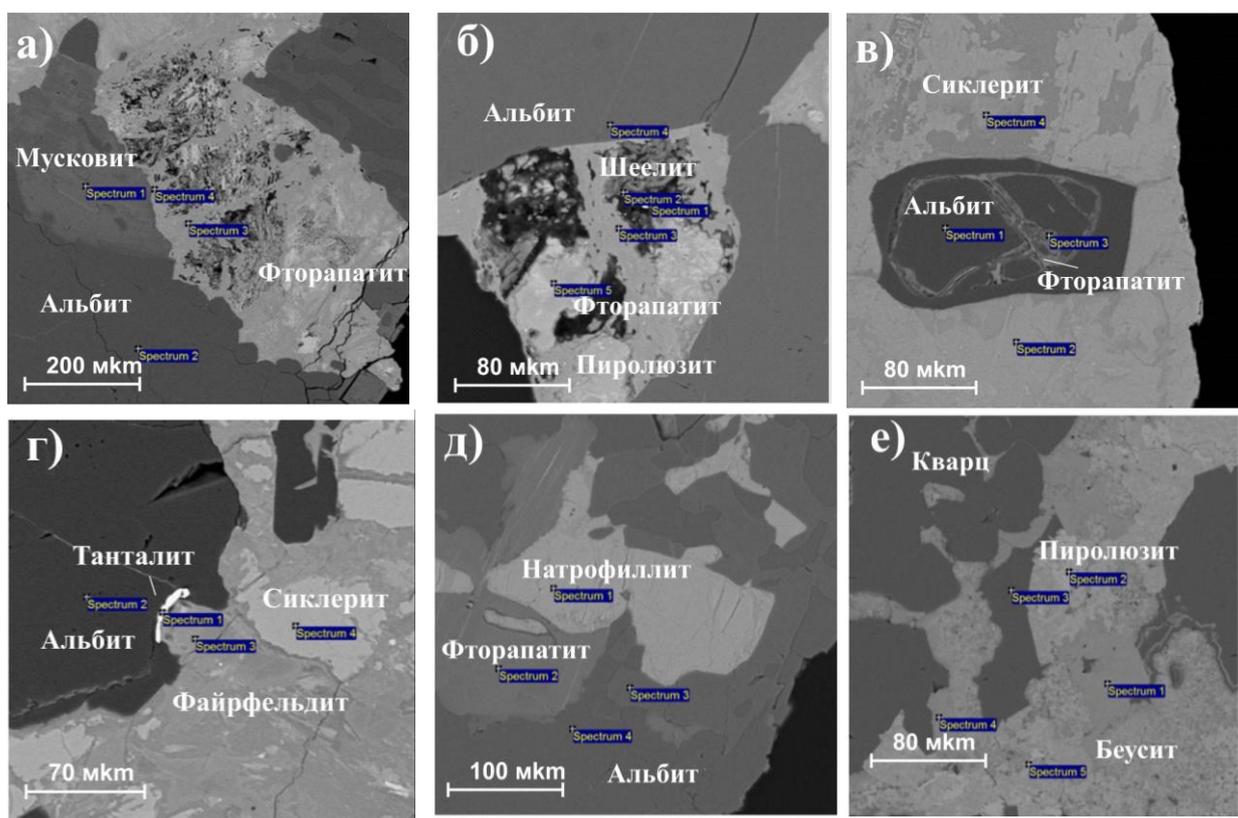
а – сахаровидный альбит массивного облика; б – альбитизированный пегматит с мусковитом и призматическими кристаллами верделита.

Рисунок 4.23 – Типоморфные минералы альбитового комплекса

Колумбит-танталит фиксируется в виде мелкой вкрапленности (размером до 0,5 мм) в сахаровидном альбите и призматических кристаллов темно-бурого и черного цвета. Касситерит представлен кристаллами дипирамидально-призматического облика различной окраски от красновато-бурой и бледно-зеленой до бесцветной.

Отличительная особенность комплекса – обогащенность фосфатами Li, Mn, Fe, образующими гнезда, линзочки и пятна черной окраски размером в несколько сантиметров (рис. 4.17). В литиевых фосфатах повышены содержания P, Li, Mn (более 1%) и редких элементов (в %): Ta (0,08-0,1%), Sn (0,01-0,3), Be (до 0,01), отмечаются значимые содержания Mo, As, Sb, Zn. По результатам масс-спектрометрического анализа альбит в незначительной степени обогащен редкими элементами (в г/т): Ta (26,33), Sn (22,88), Nb (67,43) и редкими щелочами (Li до 112,3; Rb до 381,4 и Cs до 19,6). В альбитизированных пегматитах со сподуменом повышены концентрации Li (3664), Sn (до 110 г/т). На BSE-снимках альбитизированные пегматиты с фосфатами лития и марганца (обр. ВК-02/15) характеризуются широким комплексом породообразующих и рудных минералов. Для альбита характерны включения фтор-апатита (с примесью Cs_2O -0,99%), содержащего вкрапленность шеелита (WO_3 -59,85%), рис. 4.24 а, б. Отмечаются также кварц, мусковит, турмалин и сфалерит (Zn-50,27%). Среди литиеносных марганцевых минералов группы трифилит-литиофиллита - $\text{Li}(\text{Fe}_2+\text{Mn}_2)[\text{PO}_4]$ впервые обнаружен *сиклерит* ($\text{LiMn}_2+\text{PO}_4$), рис. 4.24 в. Также наблюдается новообразование натрий- и кальцийсодержащих фосфатов марганца: *файрфельдита* - $\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{PO}_4)_2$, *натрофиллита* (P_2O_5 – 40,88; MnO – 29,27 и Na_2O – 10,16%), и *беусита* (Ca - 34,47; P – 13,48 %), ассоциирующих с альбитом, пиролюзитом и кварцем (рис. 4.24 г, д, е) [91а].

Среди рудных минералов выявлено микровключение танталита (ферротанталита), в котором Ta_2O_5 преобладает над Nb_2O_5 (в 4,59 раза), а FeO (13,64%) значительно больше MnO (1,58%). Берилл образует кристаллы (размером более 300 мкм), которые пересекаются кварцем и содержат включения пиролюзита и мусковита. В целом альбитовый комплекс геохимически специализирован на Ta, Nb, Be, Li, Sn, в практическом плане сопровождается рядовыми рудами, составляющими порядка 12% от общих запасов редких металлов Юбилейной жилы [76].



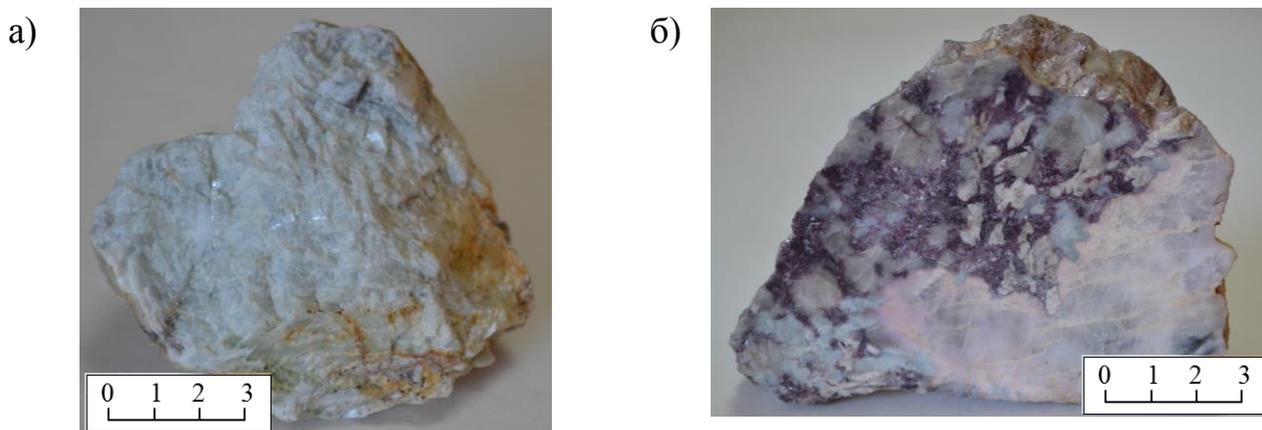
а – зерно фторапатита в ассоциации с альбитом и мусковитом; б – микровключения шеелита в сростке фторапатита и пиролюзита; в – литиевый минерал сиклерит, содержащий включения альбита и фторапатита; г – прожилок танталита на границе альбита и марганцевых минералов; д – сросток натрофиллита с альбитом и фторапатитом; е – марганцевые минералы (пиролюзит и беусит) и более поздняя генерация кварца.

Рисунок 4.24 – Типоморфные минералы альбитизированных пегматитов с фосфатами лития и марганца. По результатам BSE-анализа. Аналитик Аборнева И. В.

Сподуменсодержащие пегматиты являются главными концентраторами редкометалльного оруденения [89-95]. Они объединяют несколько продуктивных минеральных комплексов: кварц-клевеландитовый, сподумен-клевеландитовый (цветной) и их разновидности, детально описанные в работе [76]. В возрастном отношении сподуменные пегматиты прорывают граниты I фазы и являются более древними относительно второй фазы калбинского комплекса [95]. Подобные пегматиты широко развиты в других редкометалльных провинциях и сформировались в континентальных литосферных блоках ЗК в постколлизивной геодинамической обстановке [96]. Главная их особенность заключается в сложности вещественного состава, содержащих типоморфные уникальные минералы нескольких генераций (клевеландит, лепидолит, сподумен, петалит, амблигонит, поллуцит, цветные турмалины, касситерит, танталит-колумбит, микролит и другие) и богатые комплексные руды (Sn+Ta+Cs+Li). Автором проводилось дополнительное изучение вещественного состава рудоносных минеральных комплексов с использованием электронной микроскопии.

Кварц является основным минералом пегматитов, образуя метасоматические прожилки, гнезда и блоки темно-серого и белого цвета, иногда стекловидный. В чистом виде состоит (в атомн.%) из О (66,17) и Si (33,83).

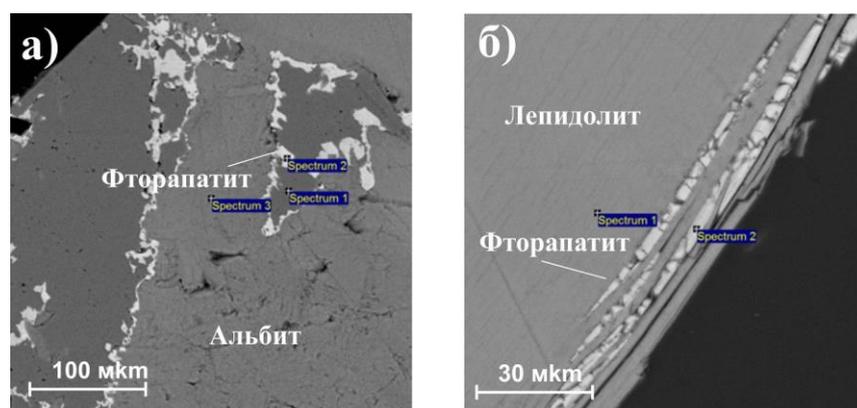
Клевеландит образует изогнутые крупнопластинчатые кристаллы голубовато-серого цвета, ассоциирующие с кварцем, лепидолитом, сподуменом, петалитом и другими минералами (рис.4.25).



а – агрегаты клевеландита светло-серого цвета; б – клевеландит голубовато-светлый в ассоциации с кварцем, крупнопластинчатым лепидолитом и петалитом пятнистой окраски.

Рисунок 4.25 – Разновидности клевеландита в кварц-клевеландитовом и цветном комплексах

По данным BSE-снимка клевеландит состоит (в %) из Na_2O (11,48), Al_2O_3 (20,1), SiO_2 (67,28), P_2O_5 (0,37), K_2O (0,16), CaO (0,18). Для него характерна пятнистая ажурная и прожилковая вкрапленность фторапатита (F – 5,33; P_2O_5 – 34,33; CaO – 47,47%), рис. 4.26.



а – микровключения фторапатита в альбите; б – прожилки фторапатита в лепидолите.

Рисунок 4.26 – Типоморфные минералы кварц-турмалинового пегматита (индиголита). По результатам BSE-анализа. Аналитик Аборнева И. В.

По результатам масс-спектрометрии в голубом клевеландите рудопроявления Кармен-Куус обнаружены повышенные содержания (г/т): Li (348,15), Sn (353,3), Ta (17,59), общая сумма редких элементов составляет 949,08 г/т (рис. 4.27, табл.4.10). В составе щелочей Na (7653 г/т) преобладает над K (3286). Сумма редких земель невысокая (5,46) с максимальным значением Dy (3,07 г/т). Сидерофильные элементы представлены (в г/т) в основном Fe (5573), Mn (110), Ti (87) и Cr (66). На Юбилейном месторождении для клевеландита характерна вкрапленность фторапатита в виде пятнистых скоплений и агрегатов (рис. 4.26).

Таблица 4.10 – Распределение редких металлов в минералах рудопроявления Кармен-Куус (г/т)

№ пробы	Наименование минерала	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo	Sr	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
КК-2	Розовый микроклин	0.73	2	1.3	87.2	1360	87.6	5.5	0.1	0.5	1.9	1546.82
КК-13	Альбит с мусковитом и верделитом	5.86	42	5.9	1247	530.7	163.3	39	0.6	1.4	0.8	2035.82
КК-16	Серебристый мусковит	9.41	125	5.2	1606	5061	295	312	1.4	0.6	4	7419.39
КК-17	Жильбертит	18.5	24	6.4	3835	5210	3328	149	1.9	0.6	3.5	12576.5
КК-5	Клевеландит	17.6	6.2	1.3	348.15	149.6	68.05	353	0.2	0.7	4.1	949.08
КК-3	Петалит	0.92	2.7	1.1	10620	61.3	129.5	4.7	0.1	0.8	6.8	10827.9

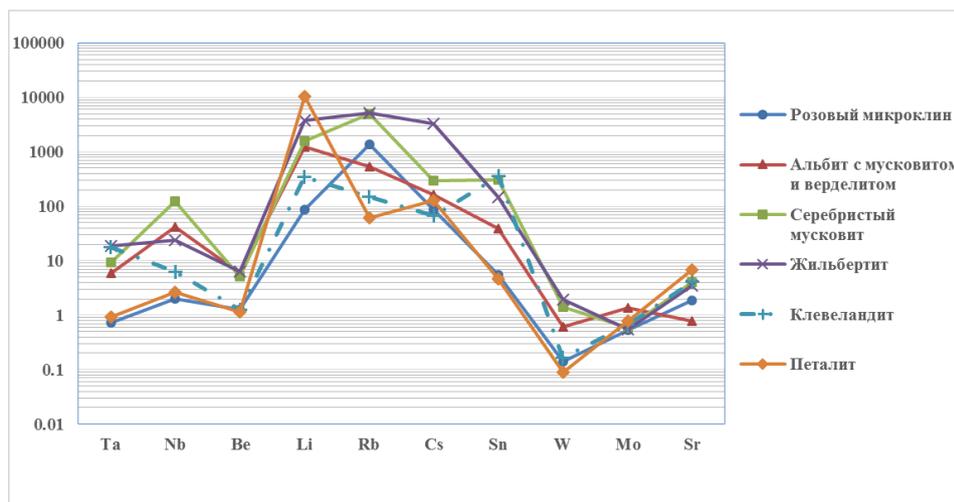
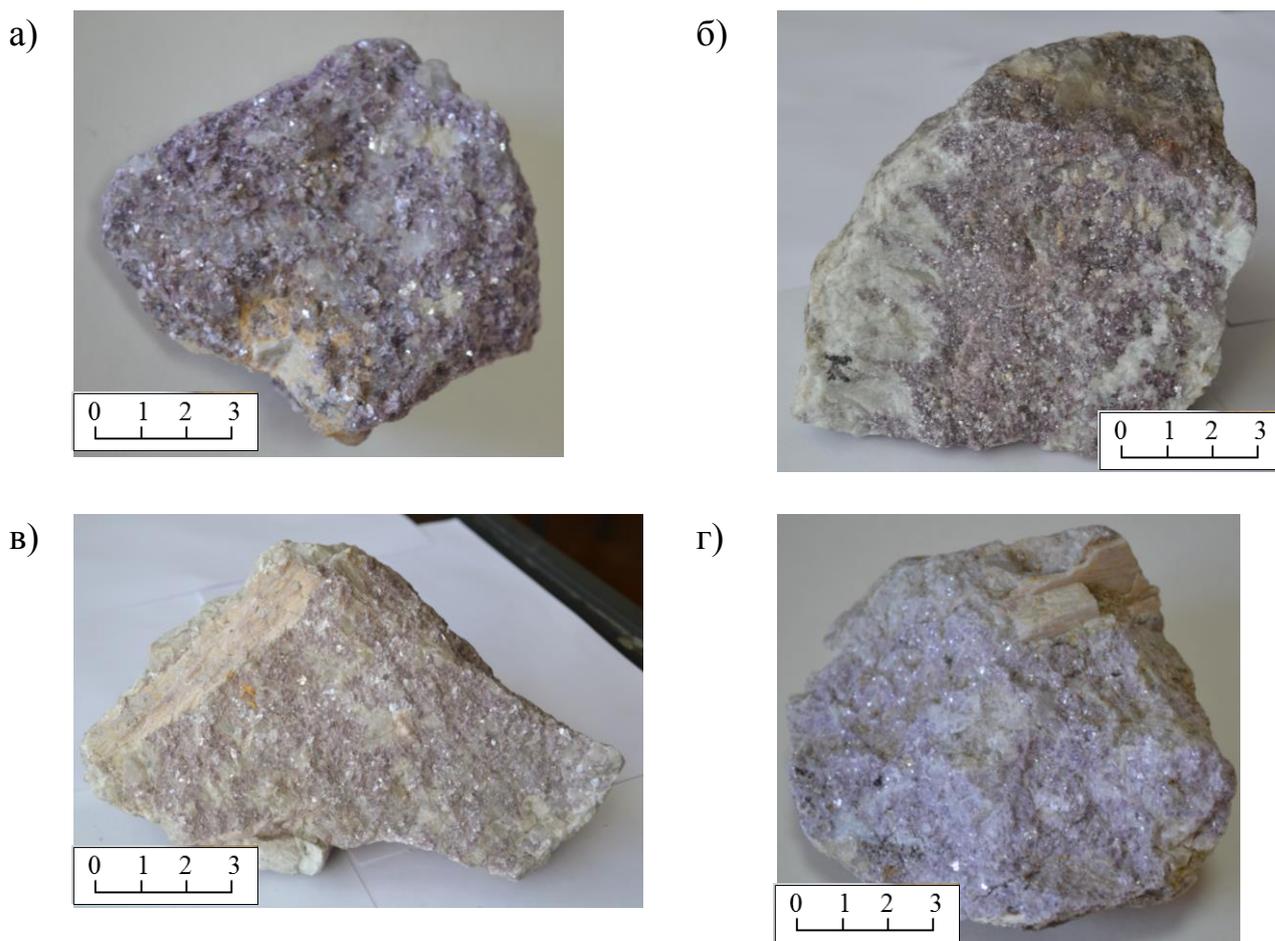


Рисунок 4.27 – График распределения редких элементов (по таблице 4.9)

Лепидолит является главным минералом кварц-альбит-лепидолитового (грейзенового) комплекса, образованного в температурном поле 410-200° [88]. Грейзены локализируются обычно во внутренних частях жилыотличаются

сиреневой окраской за счет обогащенности их лепидолитом (рис. 4.28). Интегрированный возраст лепидолита по Ar/Ar методу – $286,4 \pm 2,9$ млн. лет, близкий к возрасту гранитов I фазы калбинского комплекса, что подчеркивает их родственные связи (рис. 4.29).

Петрохимически по данным микроанализа BSE эти образования состоят (%) в основном из SiO_2 (49-52), Al_2O_3 (24-28), F (5,6-6,4) и отличаются повышенной калиевой щелочностью (K_2O – 10,9), в виде примеси отмечаются Na_2O (0,3-0,4), MnO (0,25-0,36), SrO (2,77-7,3) и WO_3 (1,35-3,25). К главным минералам относятся среднезернистый альбит, зернистый кварц и пластинчатый лепидолит.



а – типичный образец грейзена; б – замещение лепидолитом пластинчатого клевеландита; в, г – грейзены с кристаллами сподумена и вкрапленностью танталит-колумбита.

Рисунок 4.28 – Кварц-альбит-лепидолитовый грейзен Юбилейного месторождения

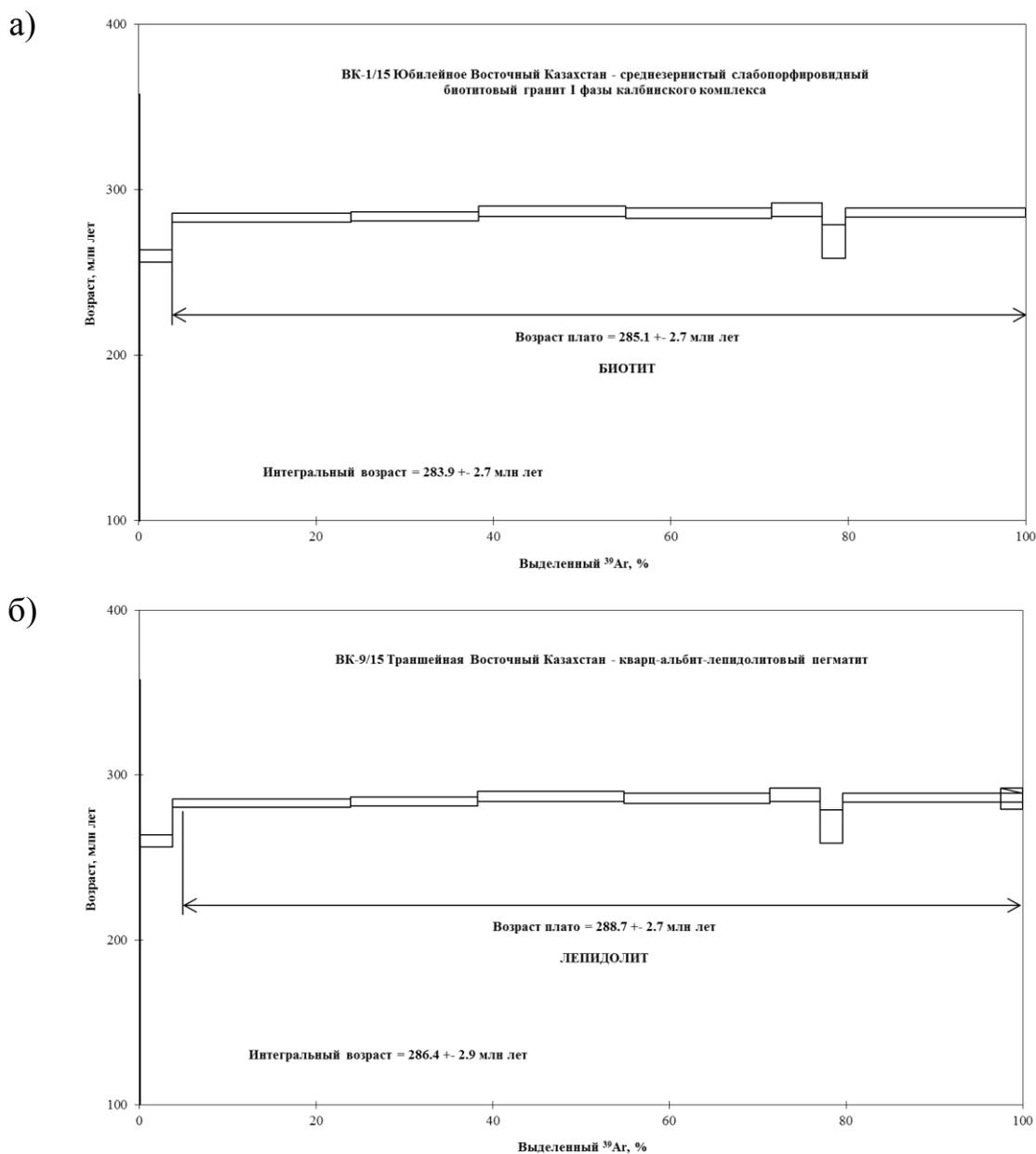


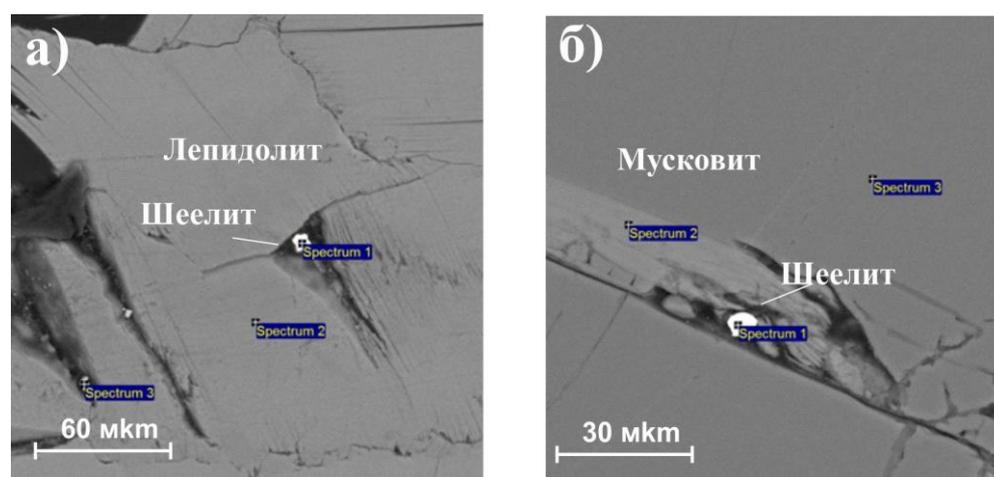
Рисунок 4.29 – Результаты определения интегрального возраста в слюдах Юбилейного месторождения (а) и рудопроявления Траншейное (б)

Лепидолит представлен двумя разновидностями: 1) крупно- и среднечешуйчатый, образующей в ассоциации с клевеландитом и кварцем крупные агрегатные скопления; 2) мелко-скрыточешуйчатой, фиксируемой в виде метасоматических кварц-лепидолитовых гнезд среди других минералов. По данным BSE-снимков лепидолит образует включения в альбите и кварце, заниженная сумма компонентов которого (92-95%) объясняется, вероятно, наличием Li и H в структуре минерала, которые не определяются энергодисперсным методом рентгеноспектрального анализа. Это подтверждается результатами ICP-MS, показавшими высокие содержания Li в лепидолитах и мусковитах из пегматитов Асубулакского рудного поля

(табл.4.11). В дефектных участках отмечается микровключение шеелита ($WO_3\%$) более поздней генерации (рис. 4.30).

Таблица 4.11 – Содержание редких элементов в слюдах (г/т)

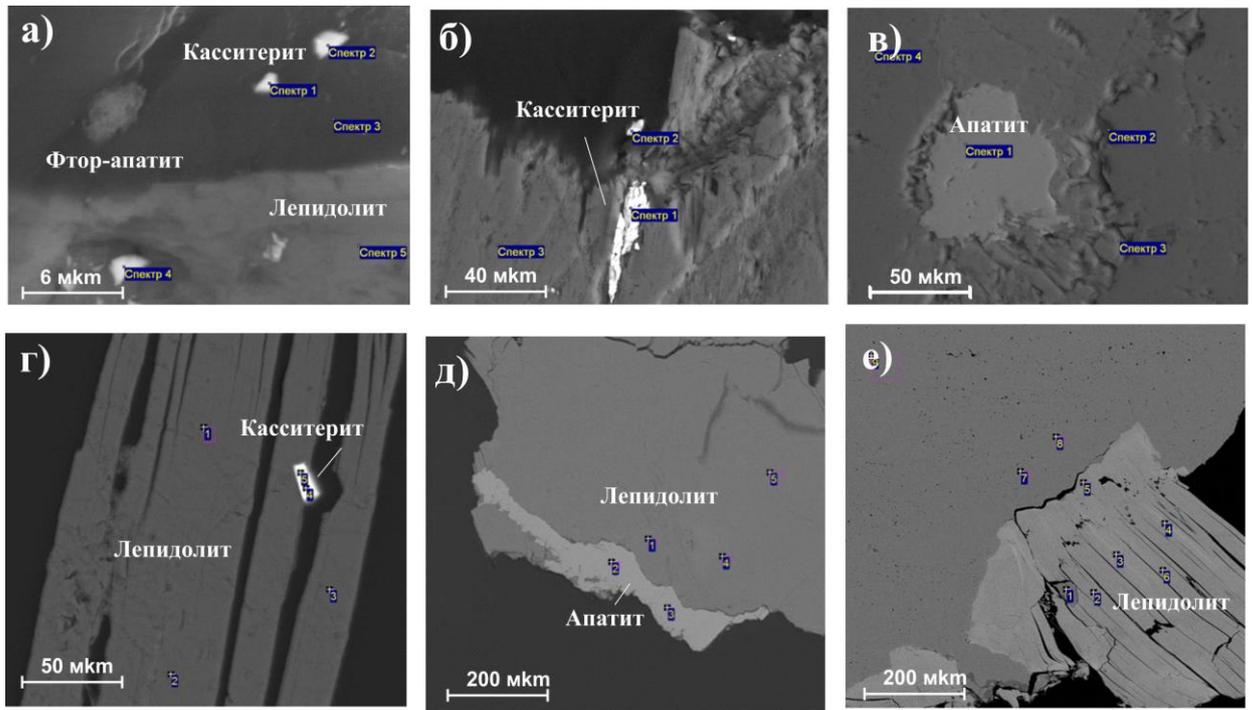
№ п/п	Местор-е	Харак-ка породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	Красный Кордон	Лепидолит	10,34	50,94	4,74	16240	1718	263	81,46	8,38	12,52
2	Кармен Куус	Жильбертин	18,52	24,1	6,4	3835	5210	3328	148,5	1,93	0,55
3	Юбилейное	Мусковит	224,76	283,47	35,46	3838	3848	513,26	448,87	11,69	3,9
Среднее			84,54	119,5	15,5	7971	3592	1368	226,3	7,33	5,66
Примечание: Коэффициенты рассчитаны по результатам анализов ICP-MS (г/т). Аналитик С. Н. Полежаев											



а – микровключения шеелита в лепидолите; б – микрозерно шеелита в мусковите.

Рисунок 4.30 – Типоморфные минералы грейзенового комплекса. По результатам BSE-анализа. Аналитик Аборнева И. В.

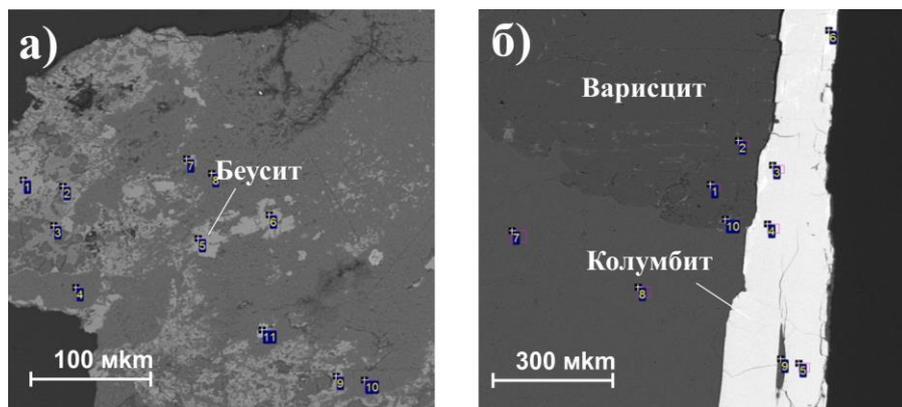
В слюдах повышены также содержания Rb, Cs, Sn, Ta, Nb, W. В составе редких земель доминирует лантоноидная группа элементов при общей небольшой сумме TR (12,2 г/т). В кварц-клевеландит-лепидолитовых пегматитах в целом определены аномальные содержания Ta (248,7), Nb (1940), Li (7160), Rb (4746), Sn (80,54), P (3357) при невысоких значениях W (2,44) и Mo (1,2). Фиксируются также значимые содержания Sb (2,9), Ag (0,51), Au (0,30), Bi (0,34), Pd (0,12), In (0,24), Tl (7,82). На РЭМ-изображении выявлены микровключения касситерита мельчайших размеров и более крупные трещинной формы, а также фтор-апатит, апатит и лепидолит (рис. 4.31). Отмечается еще вкрапленность других минералов и самородные элементы Ni, Pb и Zn. Включения касситерита в лепидолите подтверждается также микроанализом ($SnO_2 - 97.72\%$).



а – флюидные включения касситерита, фтор-апатита; б – более крупные микрозерна касситерита прожилковой формы; в – реликтовое зерно апатита, разъедаемое альбитом и лепидолитом; г – включение касситерита в лепидолите; д – изогнутое зерно апатита в лепидолите; е – микровключение лепидолита

Рисунок 4.31 – Микровключения минералов грейзенового комплекса Юбилейного месторождения и рудопроявления Траншейное

Беусит – фторсодержащий марганцевый минерал из группы литиофилита ($Mn_2+Fe_2+Ca, Mg)_3(PO_4)_2$, впервые определенный на BSE-снимке, содержащий (в%): CaO (45,61), P_2O_5 (38,15), MnO (8,61), Al_2O_3 (0,23) и F (2,28) (рис.4.32). Требуется его дополнительное изучение.

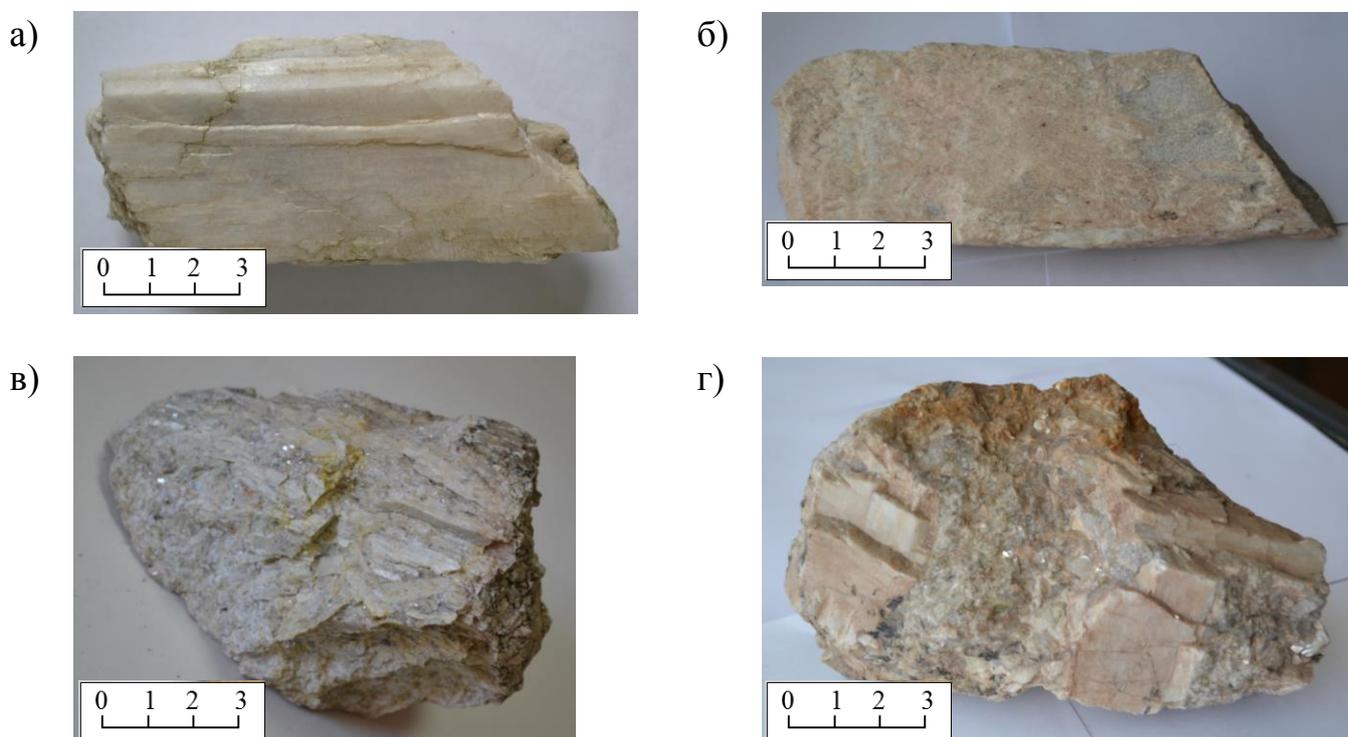


а – флюидные включения беусита; б – включения варисцита и колумбита

Рисунок 4.32 – Микровключения минералов грейзенового комплекса рудопроявления Траншейное

Фтор-апатит является распространенным минералом (с содержанием F – 3,5-5%), образует сростки с альбитом, лепидолитом и кварцем. В альбите зональность на BSE-снимках не обнаружена, фиксируются микровключения фосфорного минерала - *варисцита* $[(AlPO_4)_2H_2O]$, содержащего P_2O_5 (46,84%), Al_2O_3 (35,24) и F (1,67).

Сподумен из группы пироксенов ($Li, Al[Si_2O_6]$) – один из главных минералов-индикаторов редкометалльного пегматитообразования. Образует призматические кристаллы дощатого облика (размером до 0,5 м) желтовато-белого и бежевого цвета стеклянного блеска, при вторичных изменениях приобретающий розоватую окраску. Отмечаются агрегатные скопления с ориентированным распределением кристаллов сподумена, ассоциирующих с кварцем, клевеландитом и амблигонитом (рис.4.33). Основные кристаллографические грани сподумена-призмы $m\{110\}$ и пинакоида $a\{110\}$.



а – призматический кристалл сподумена со стеклянным блеском; б – вторично-измененный кристалл сподумена; в – агрегат кристаллов сподумена; г – метасоматическое замещение сподумена кварц-альбит-слюдистым прожилком.

Рисунок 4.33– Типоморфные образцы сподумена лепидолит-сподумен-клевеландитового комплекса

Изучение состава сподумена производилось в пегматитах Бакенного месторождения. Редкие земли представлены преимущественно лантаноидной группой элементов, средняя сумма которых превышает тяжелые элементы в 6,53 раза (табл. 4.12, рис. 4.34). Отмечается повышенное содержание в них халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb) и весовые значения благородных и

сопутствующих элементов (Ag, Au, Sb, Cd), табл. 4.13, рис. 4.35. Определены вышекларковые значения рассеянной группы элементов (г/т): В (до 72,13), Ga (до 83,88), Ge (до 19,59), Tl (до 70,03). Содержание сидерофильных элементов достигает (г/т): Fe (11500), Mn (819), Ti (124), Ni (118) и Cr (117). Среди петрогенных элементов в среднем преобладают Al (171330), Mg (3531), Ca (14600), а содержание Na (10722) в 5,9 раза выше K, что дополнительно указывает на натриевую щелочность среды образования сподуменовых пегматитов. Подчеркивается обогащенность сподумена Li (до 55260 г/т), Sn (до 217,4) при неравномерном содержании Ta, Nb, Be (табл. 4.14, рис. 4.36). Сподумен месторождения Коктогай (Китай) в большей степени обогащен Ta, Nb, Be при меньшем содержании Sn.

Таблица 4.12 – Содержание редких земель в сподумене

№ п/п	№ Пробы	Месторождение Участок	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑TR	Сумма легких	Сумма тяжелых	Легкие Тяжелые
1	Ж-100-б (1)	Бакенное	3.21	6.03	0.6	1.98	0.18	0.06	0.28	0.04	0.06	0.01	0.07	0.01	0.08		12.61	12.00	0.61	19.67
2	Ж-100-б (2)	Бакенное	1.69	2.08	0.33	1.28	0.39	0.34	0.56	0.18	0.5	0.09	0.28	0.04	0.18		7.94	5.77	2.17	2.66
3	О-25	Бакенное	0.34	0.72	0.2	0.39	0.15	0.07	0.21	0.11	0.84	0.07	0.16	0.09	0.17		3.52	1.80	1.72	1.05
4	М-4	Бакенное	0.61	1.28	0.16	0.56	0.17	0.03	0.16	0.02	0.24	0.04	0.02	0.01	0.08	0.01	3.39	2.78	0.61	4.56
5	СП	Коктогай	2.03	6.02	1.02	2.99	0.26	0.1	0.14	0.04	0.69	0.32	0.12	0.16	1.04	0.01	14.94	12.32	2.62	4.70
6	Б-1	Бакенное	6.05	8.19	1.06	2.98	1.42	0.11	0.31	0.05	0.25	0.04	0.07	0.04	0.05		20.62	19.70	0.92	21.41
7	Ю-1	Бакенное	2.75	2.41	0.44	2.45	0.17	0.12	0.29	0.05	0.38	0.07	0.12	0.06	0.05		9.36	8.22	1.14	7.21
		Среднее	2.38	3.82	0.54	1.80	0.39	0.12	0.28	0.07	0.42	0.09	0.12	0.06	0.24	0.01	8.48	6.93	1.55	6.53

Примечание. Коэффициенты рассчитаны по результатам анализов ICP-MS (г/т). Аналитик С. Н. Полежаев

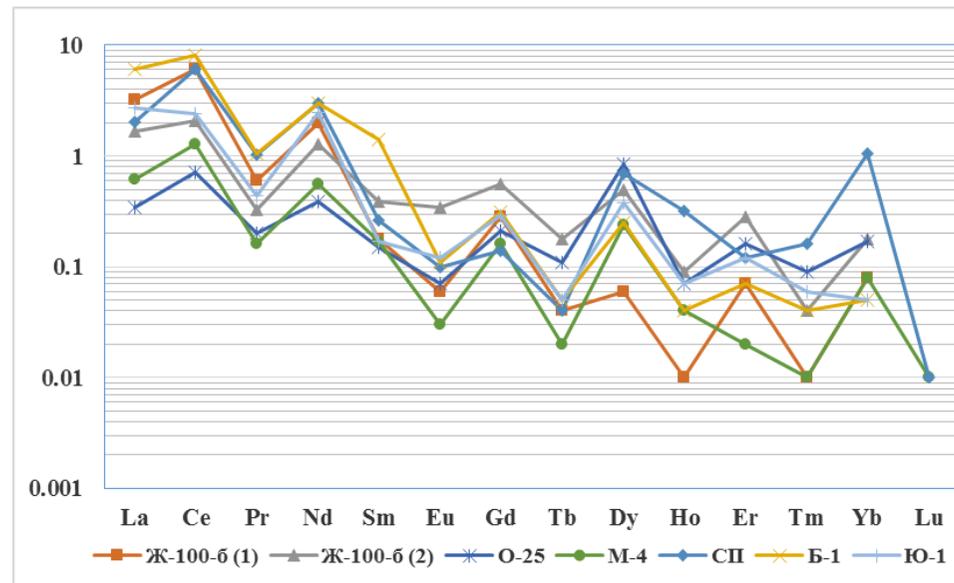


Рисунок 4.34 – Диаграмма распределения редких земель в сподуменах. Анализы по таблице 4.11

Таблица 4.13 – Содержание халькофильных и сопутствующих элементов в (г/т) сподуменах

№ п/п	№ Породы	Месторождение	Cu	Zn	Pb	Sb	Ag	Au	Pt	Ir	Hg	Bi	Pd	Cd	Ba
1	Ж-100-б (1)	Бакенное	107.30	116.40	410.60	40.30	17.52	0.22	<0.01	<0.01	0.01	0.77	0.31	0.53	28.01
2	Ж-100-б (2)	Бакенное	109.50	76.30	64.94	29.91	12.31	0.35	<0.02	<0.02	0.64	7.08	0.01	1.06	22.12
3	О-25	Бакенное	51.10	83.88	106.50	12.36	1.70	0.17	<0.01	<0.001	0.01	0.57	0.09	0.31	116.00
4	М-4	Бакенное	64.54	62.27	0.01	1.04	0.44	0.17	0.02	0.00	0.02	0.60	0.12	0.14	114.80
5	СП	Коктогай	29.73	38.71	5.76	0.45	1.44	0.01	0.01	0.01	0.59	0.08	0.07	0.20	43.48

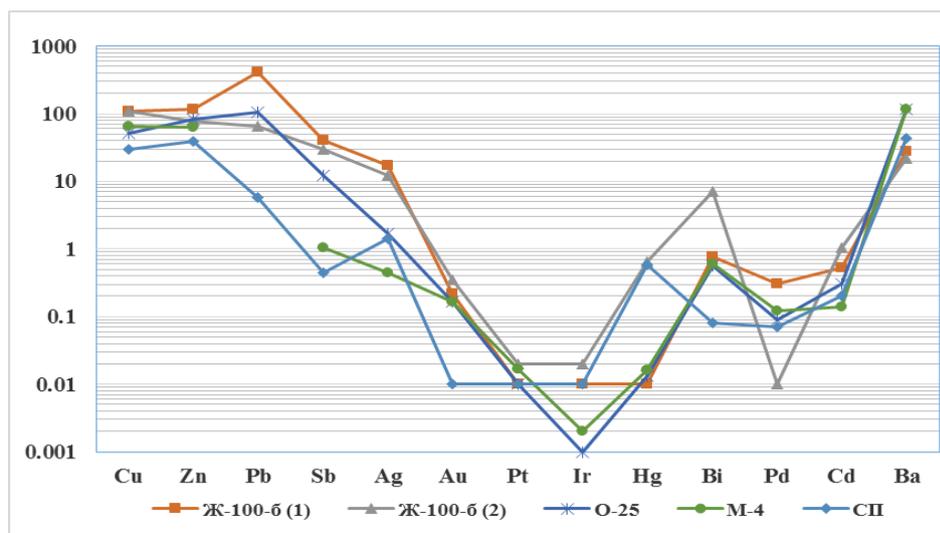


Рисунок 4.35 – Диаграмма распределения халькофильных элементов в сподуменах

Таблица 4.14 – Содержание редких элементов в сподуменах (г/т)

№п/п	№ Породы	Месторождение	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	Ж-100-б (1)	Бакенное	11.27	7.32	1.49	55260	10.81	5.24	217.4	17.5	1.27
2	Ж-100-б (2)	Бакенное	60.90	62.40	1.49	14610	26.60	7.14	146.9	0.90	1.22
3	О-25	Бакенное	0.30	2.64	1.17	48130	114.00	15.54	69.29	7.59	1.30
4	М-4	Бакенное	2.67	8.57	2.00	34500	74.70	54.70	210.0	0.23	1.12
5	СП	Коктогай	84.15	41.76	102.0	53040	24.07	33.13	3.85	1.30	38.21
6	Б-1	Бакенное	1,2	4,6	44,1	31150	17,7	18,1	91,41	0,79	23,45
7	Ю-1	Бакенное	3,6	13,7	1,06	20070	12,4	256,8	59,63	0,94	4,17

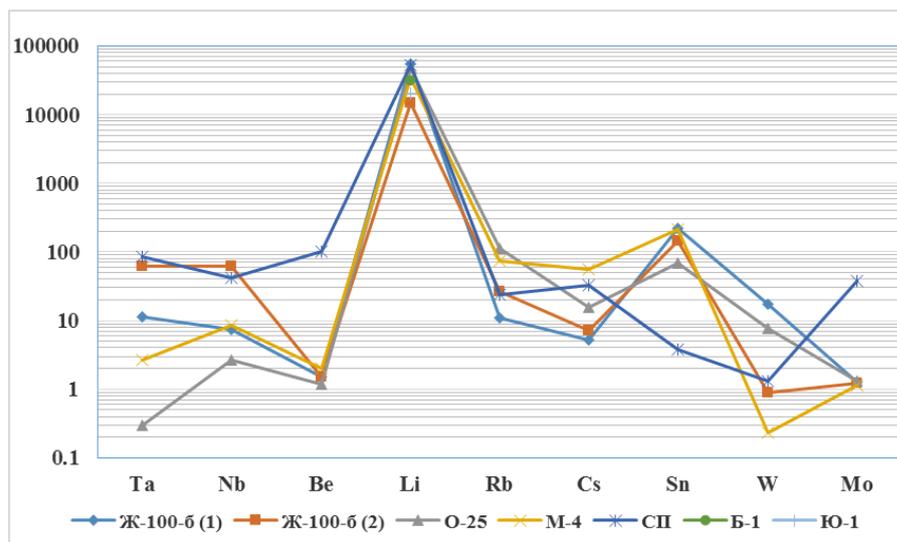
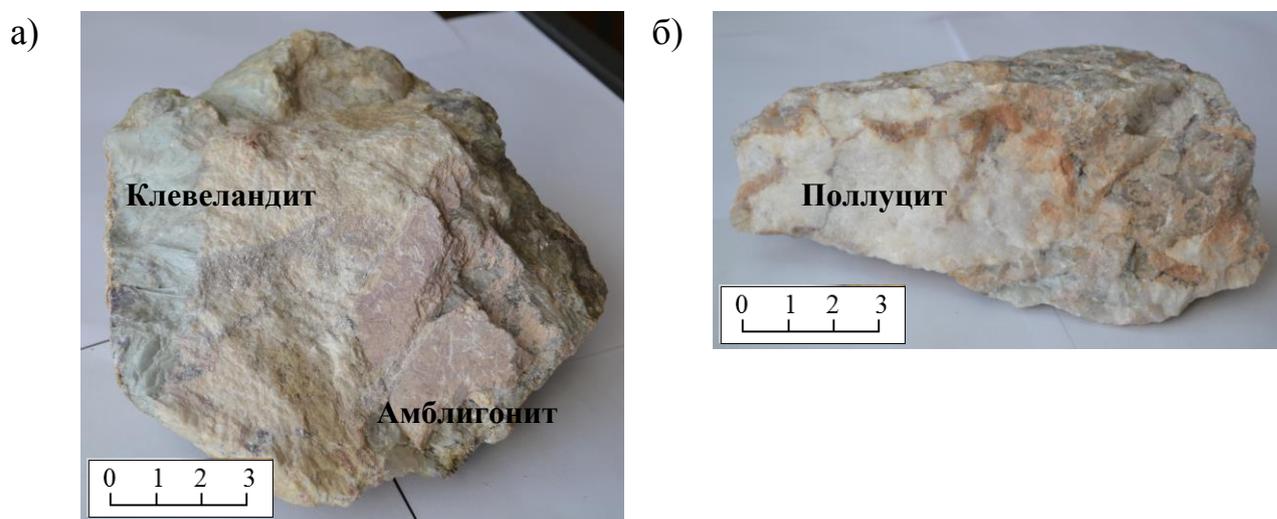


Рисунок 4.36 – Диаграмма распределения редких элементов в сподуменах

Амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$ отмечается в виде крупных кристаллов призматического облика (размером до 10-15 см) с хорошо выраженными гранями пинакоидов. Является типичным литиевым минералом цветного комплекса, ассоциирует с клевеландитом, лепидолитом, сподуменом, поллуцитом и кварцем, образует идиоморфные агрегаты. При выветривании приобретает коричневатую-розовую окраску (рис.4.37).

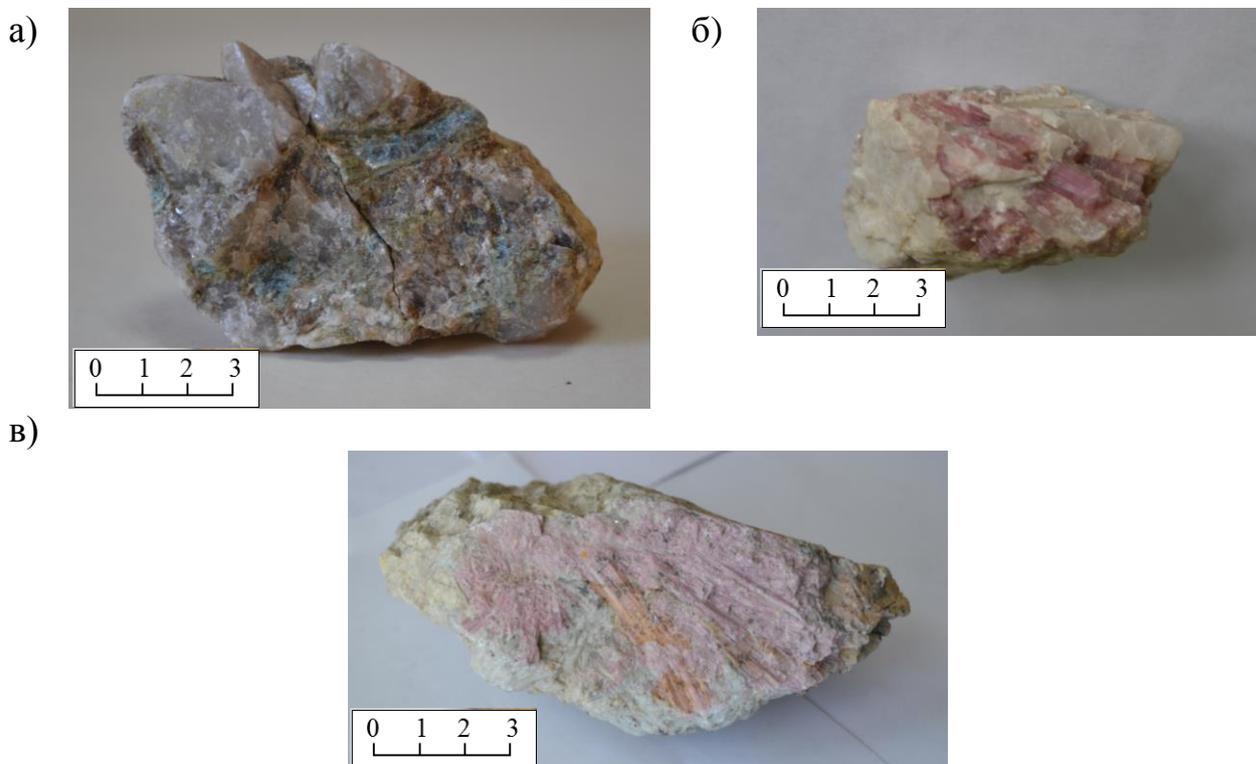


а – реликтовый кристалл амблигонита, корродируемый кварцем и мелкочешуйчатым лепидолитом; б – гнездо поллуцита белой окраски.

Рисунок 4.37 – Типичные образцы амблигонита и поллуцита цветного комплекса

Цветные турмалины также являются информативными минералами, различающимися по цвету, морфологическим признакам и химическому

составу. Как уже отмечалось, черные турмалины (шерлы) с низким содержанием редких элементов отражают пегматиты простого состава. В цветном минеральном комплексе более широко развиты агрегаты темно-зеленых турмалинов изменчивой окраски, кристаллы индиголита синей окраски (индиголиты), розовые рубеллиты и полихромные турмалины с черной головкой (рис. 4.38).



а – кристалл индиголита синей окраски; б – его идиоморфные кристаллы в кварце и в – лучистые скопления рубеллита

Рисунок 4.38 – Разновидности известных турмалинов редкометалльных пегматитов

Цветные турмалины ассоциируют с клевеландитом, лепидолитом, поллуцитом и являются индикаторами богатых редкометалльных руд (Ta, Nb, Sn, Li, Cs). Особенно необходимо отметить полихромные турмалины с высоким содержанием Cs (1354020 г/т), главных индикаторов цезиевых руд (табл. 4.15, рис.4.39).

Таблица 4.15 – Содержание редких элементов (г/т)

Минералы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Турмалин (полихромный)	37.2	97.1	2.66	2986	605.6	135400	19.26	1.86	1.73

Минералы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Рубеллит (розовый)	43.7	128.9	5	226.2	14.9	16.1	61.57	1.26	2.48
Шерл (черный)	7.6	22.6	2	135.4	6.7	22.1	4.87	0.82	1.93

Примечание: 1 – 3 – разноцветные турмалины из Юбилейного пегматитового месторождения Центральной Калбы.

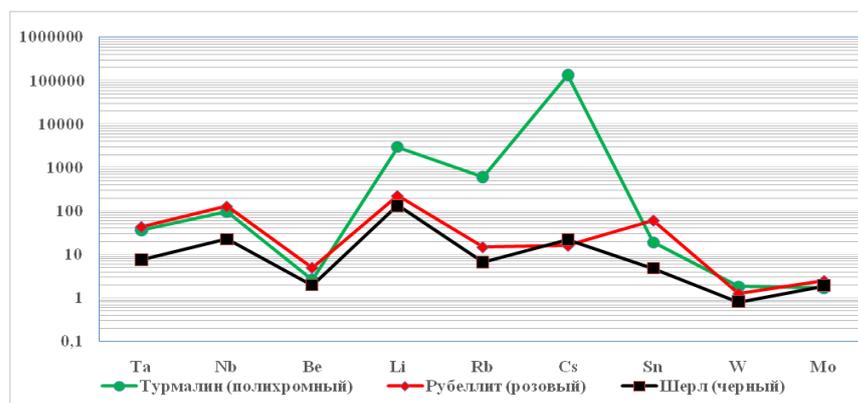
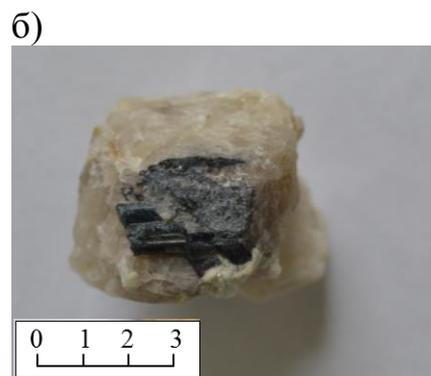
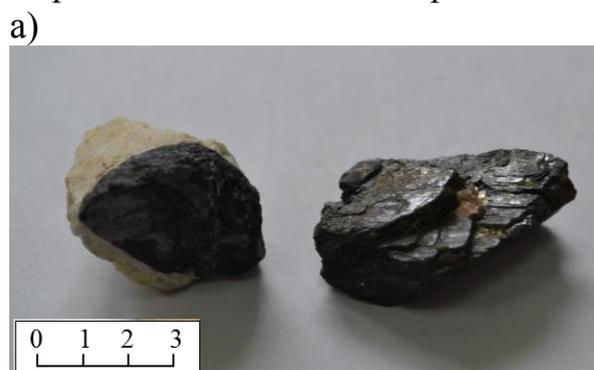
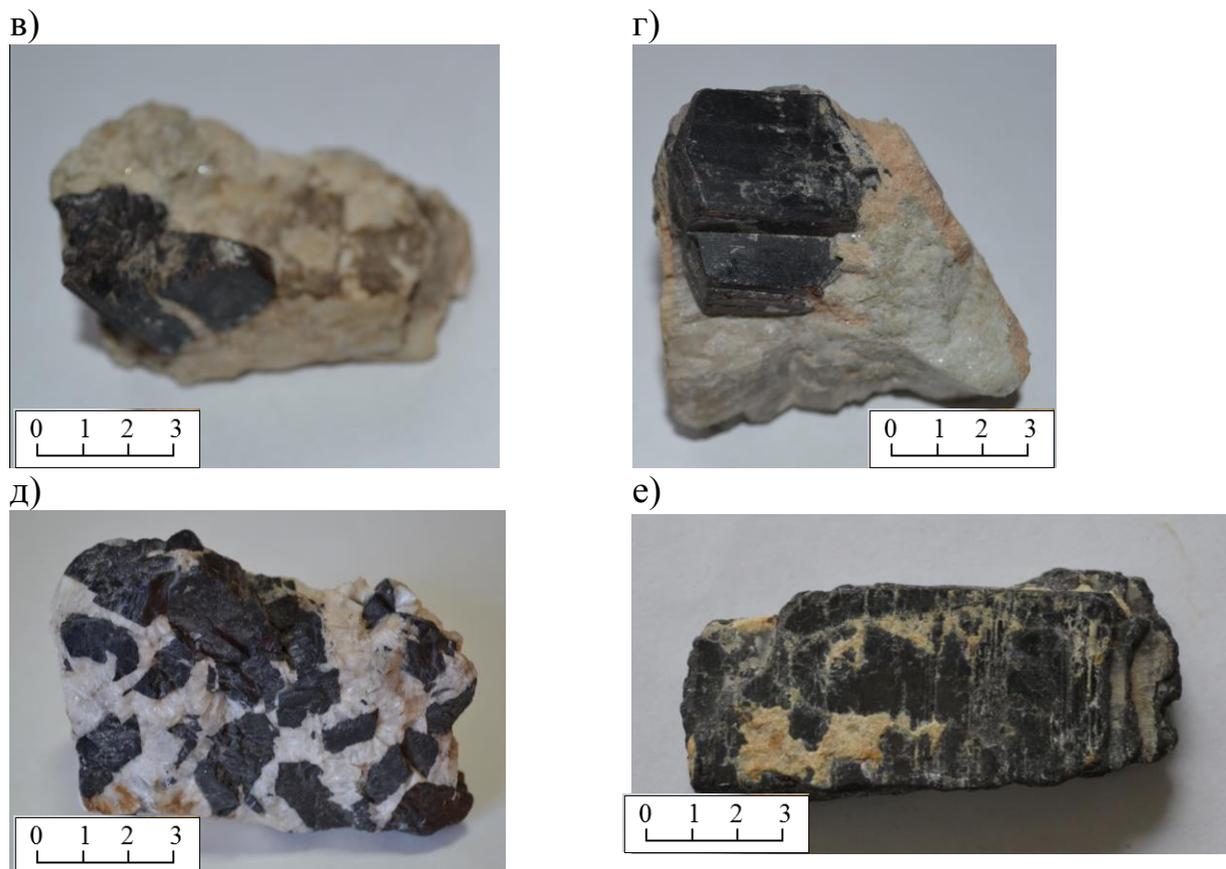


Рисунок 4.39 – График распределения редких элементов в турмалинах Юбилейного пегматитового месторождения. Нумерация проб по табл. 4.15

Поллуцит $Cs[AlSi_2O_6]$ относится к наиболее поздним минералам пегматитов, тесно ассоциирует с литиеносными слюдами, амблигонитом, петалитом, цветными турмалинами и кварцем. Наблюдается в виде сплошных масс молочно-белого цвета, мелко- и тонкозернистой структуры, часто сахаровидного облика. Является главным минералом цезиевых руд, которые обрабатывались на Юбилейном месторождении.

Танталит представлен крупными кристаллами черного цвета и образует мелкую вкрапленность (5-8 мм) в кварце, клевеландите, лепидолите, сподумене и других минералах. Отмечаются также в виде неправильных зерен или короткопризматических и таблитчатых кристаллов буровато-черного цвета (рис.4.40). Танталоносные минералы имеют несколько морфологических разновидностей, отличающихся по облику кристаллов, химическому составу и распределению элементов примесей.



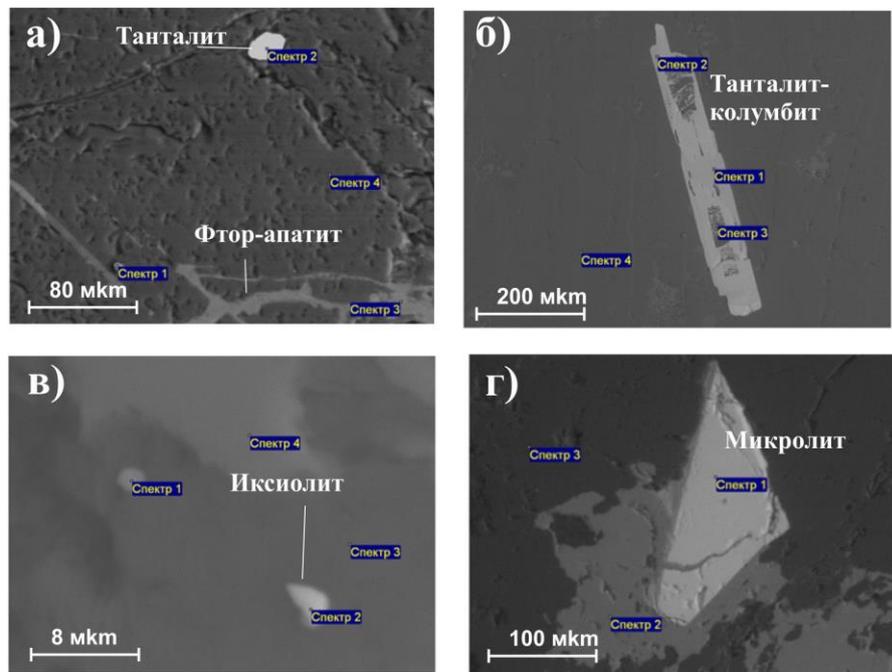


а – кристаллы танталита; б – танталит в кварце; в – сростки кристаллов танталита в альбите; г – таблитчатые кристаллы танталита красновато-черной окраски (возможно водженит), месторождение Коктогай; д – гнездовидное скопление кристаллов танталита в зернистом почковидном кварце; е – пластинчатый кристалл микролита с прожилками и гнездами альбита.

Рисунок 4.40 – Танталоносные минералы редкометалльных пегматитов Юбилейного месторождения

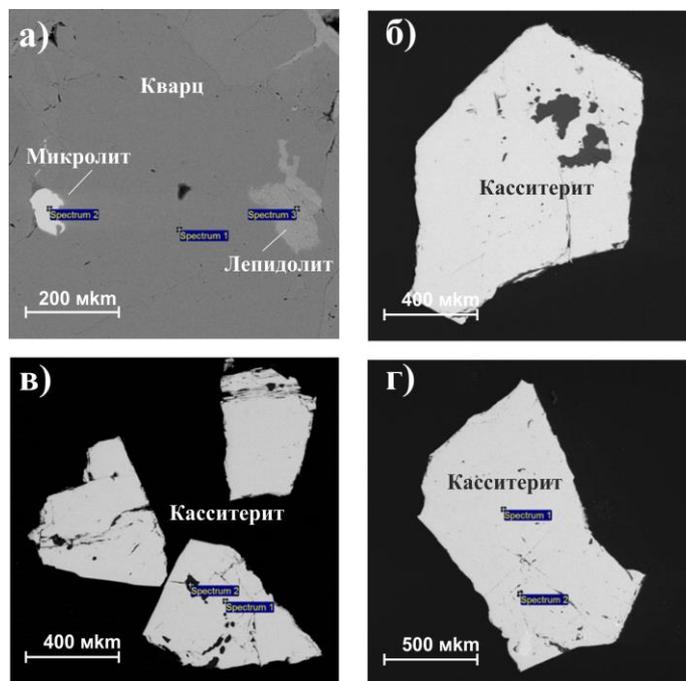
По О. Д. Гавриленко, отдельные разновидности танталитов характеризуются гранями дипирамид $s\{121\}$, $e\{112\}$, призмы $h\{001\}$ и пинакоида $h\{010\}$. На РЭМ-изображении в редкометалльных пегматитах выявлены микровключения колумбита, танталит-колумбита и микролита размерами в первые единицы и десятки мкм (рис. 4.41).

По данным BSE-анализа микролит зафиксирован в кварц-альбит-лепидолитовом грейзене в виде включения комковидной формы размером 65-70 мкм (Ta_2O_5 -78,07%), рис. 4.42 а. Отмечаются также кристаллы касситерита (размером до 400 мкм), содержащие включения кварца, лепидолита и примеси тантала (SnO_2 -93,09; Ta_2O_5 -4,24%), рис.4.42 б, в.



а – микровключение танталита комковидной формы, и прожилки фтор-апатита; б – удлиненно-призматический кристалл танталит-колумбита; в – микрозерно иксиолита; г – микровключение микролита.

Рисунок 4.41 – Танталоносные минералы цветного минерального комплекса



а – микровключение микролита комковидной формы; б, в, г – зерна касситерита разной формы.

Рисунок 4.42 – Редкометалльные минералы цветного минерального комплекса

По результатам выполненных анализов на Юбилейном и Бакенном месторождениях выделяются следующие разновидности танталитов: 1) *манганотанталиты* – $Mn(Ta,Nb)_2O_6$, обогащенные марганцем (отношение $Mn/Fe = 10,3-16,9$); 2) *тапиолиты* повышенной железистости - $Fe(Ta, Nb)_2O_6$; 3) *иксиолиты* с повышенным содержанием Sn (более 10%) и 4) *микролиты* оловоносные $(Ta, Nb, Li, Sn, Fe, Mn)_4O_8$. Танталиты характеризуются натриевой щелочностью ($Na/K=1,5-11,3$), что в ассоциации с клевеландитом и сподуменом отражает щелочную среду рудоотложения [97,98].

Повышенная марганцовистость танталоносных минералов подтверждается также на BSE-снимках, в которых среднее содержание MnO (16,33%) резко преобладает над FeO -0,71% (в 23 раза). Среди них в зональных микрозернах темные полосы соответствует колумбиту, а более светлые – танталиту (рис.4.43), но в целом по составу преобладают танталит-колумбиты (Nb_2O_5 -61,07 и Ta_2O_5 44,17%).

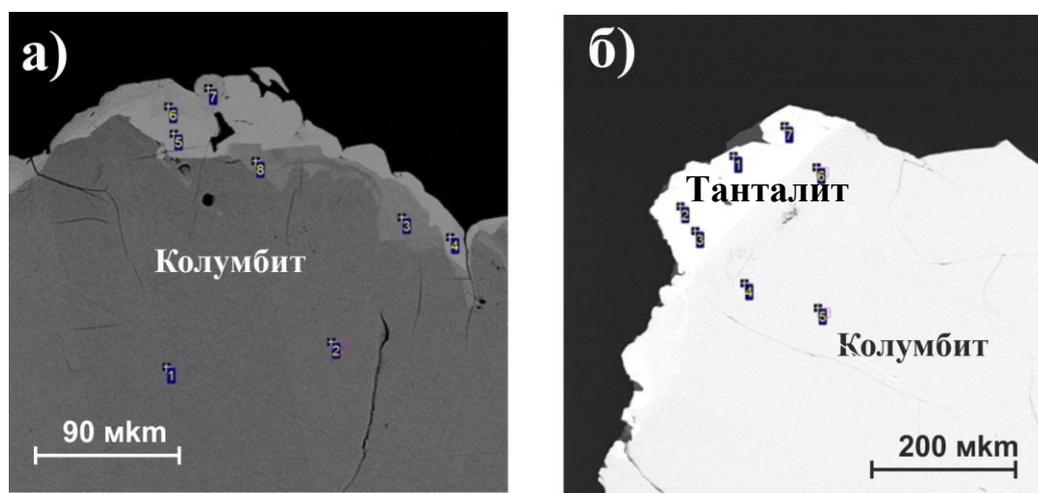


Рисунок 4.43 – Микровключения колумбита с оторочкой танталита на рудопроявлении Траншейное

По данным масс-спектрометрии содержание редких земель в танталитах невысокое ($\Sigma PЗЭ$ до 30 г/т) с преобладанием легкой группы элементов над тяжелой (в 1,9-6,4 раза). В составе халькофильной группы – распространенные элементы: Cu, Zn, Pb, Sc, Ba (табл. 4.16). Впервые выявляется обогащенность танталитов благородно-металльными элементами (Au, Ag, Pt, Ir, Cd, Sb), имеющими неравномерное распределение.

По результатам растровой электронной микроскопии на снимках картирования в танталитах, наряду с Ta и Nb, проявляется тонкодисперсная вкрапленность Au, U, W, Pb, Hf в виде более светлых точечных полос (рис. 4.44). Некоторые геологи считают проявление тонкодисперсного золота ошибкой прибора за счет искажения и наложения спектральных линий разных элементов.

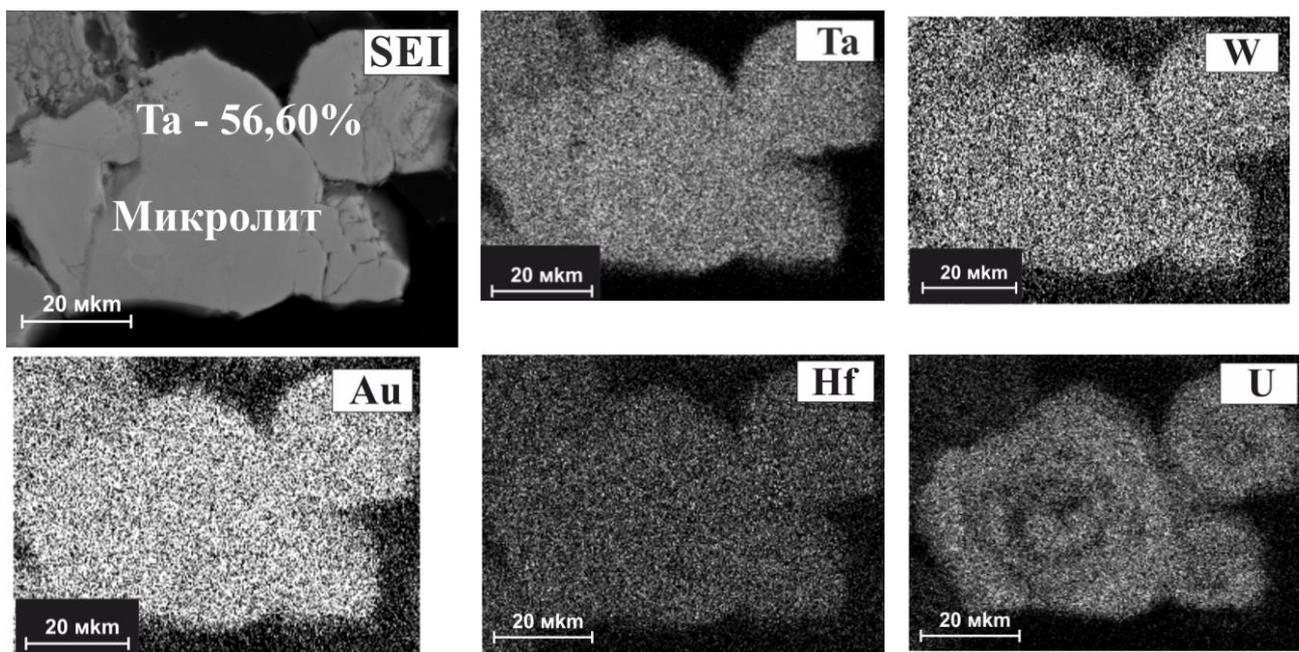
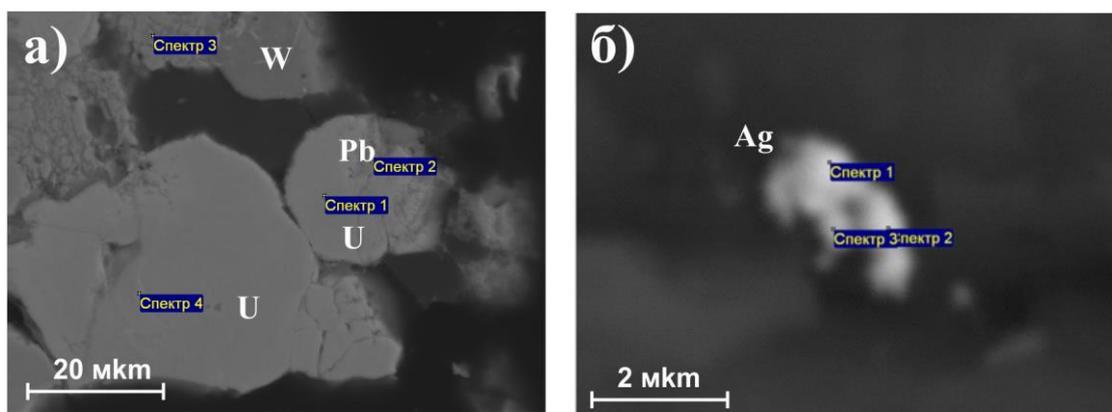
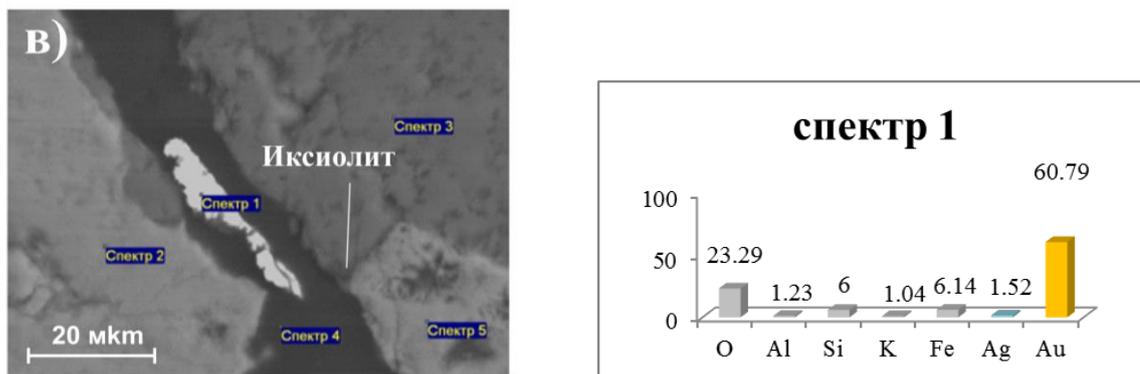


Рисунок 4.44 – РЭМ-изображение микролита с нанодисперсным включением Au, U, W из пегматитов Юбилейного месторождения. Асубулакское рудное поле

Однако следует отметить, что на РЭМ-изображении в этом же образце фиксируются весовые содержания U (до 9,37%), Pb (8,09), W (4,62), а в редкометалльных рудах поздней генерации обнаружено самородное золото (Au – 60,79; Ag – 1,52) и серебро (Ag – 15,17), рис. 4.45. Поэтому вопрос о золотоносности редкометалльных пегматитов изучаемого района является дискуссионным и заслуживает специального изучения.





а – тонкодисперсная вкрапленность минералов U, W, Pb; б – самородное серебро; в – микровключение золота в прожилке кварца, рассекающего танталит.

Рисунок 4.45 – Микровключения в танталитах Юбилейного месторождения

Среди рассеянных элементов в танталитах характерными элементами являются (г/т): Zr (до 28140) и Hf (до 8887), В (до 320), Hg (11,03), U (до 895) и In (до 266,2), повышенная концентрация которого объясняется за счет вкрапленности касситерита. Распределение редких элементов в танталитах отражено в табл. 4.17, элементы-примеси в которых представлены редкими щелочами ($\sum Li+Rb+Cs$ до 13536), Sn, W, в меньшей степени Be, Mo. В составе танталитов в основном преобладает Ta/Nb отношение.

Миароловый комплекс сформировался в позднюю стадию рудообразования и имеет локальное развитие. Подобные пегматиты широко развиты в Сибири, Таджикистане, Монголии, США и рассматриваются как миароловая фация, содержащая самоцветные минералы [99]. В Восточном Казахстане миароловая минерализация (топаз, марион, аквамарин, изумруд) проявлена на Дельбегетейском гранитном массиве, а также известны камерные хрусталеносные пегматиты в массивах Акжайляу и Дунгалы [26,53]. Миароловые пегматиты Юбилейного месторождения состоят в основном из альбита, микроклина, кварца, мусковита, лепидолита и апатита. В незначительном объеме содержит сподумен и флюорит (рис. 4.46). Типичные рудные минералы – танталит, микролит и минералы группы самарский – фергюсонита. Практическая значимость этого комплекса небольшая.



Рисунок 4.46 – Примеры миаролового минерального комплекса, сподумен-лепидолит-кварцевого состава

Таблица 4.16 – Содержание халькофильных и сопутствующих элементов в танталитах (г/т)

№ пробы	Участок	Характеристика породы	Cu	Zn	Pb	Sb	Ag	Au	Pt	Ir	Hg	Bi	Pd	Cd	Ba	Sc
К-12	Асубулак	Танталит	17	61,7	12,16	0,42	0,02	53	6,104	0,004	0,104	0,2	0,16	0,84	116,1	1,72
50	Юбилейное	Танталит-колумбит	9,64	106,3	28,56	1,3	4,6	10408	40,75	10,98	11,03	3,53	0,2	4,07	25,55	181,4
137	Юбилейное	Танталит-колумбит	24,47	76,38	3,69	0,51	3,12	9183	11,03	1,26	11,03	0,18	0,19	5,51	23,4	14,66
2212-4	Юбилейное	Танталит-колумбит	10,73	471	6,43	1,02	15,41	11201	69,66	12,23	1,92	0,21	0,26	8,13	43,23	9,62
Ж-100-а	Бакенное	Танталит	67,9	86,9	28,57	1,01	6,92	2314	6,68	1,38	0,28	2,25	0,5	35,42	13,97	14,96
11-Д-а	Кварцевое	Танталит-колумбит	65,34	378,5	134,8	2,56	6,62	4789	15,51	1,98	1,69	17,73	0,89	3,35	92,88	7,55
9-а	Медведка	Танталит-колумбит	10,83	166,8	47,25	0,4	10,86	2568	7,05	1,04	11,93	0,17	0,41	6,82	15,02	13,08
4071-а	Медведка	Колумбит	12,38	40,34	22,08	0,32	2,22	756	2,17	0,23	2,95	29,87	0,26	1,96	36,65	2,87
4125	Точка	Колумбит	11,04	95,5	9,51	0,63	12,41	3561	4,45	0,63	297,4	0,45	0,44	6,15	24,46	5,86

Таблица 4.17 – Содержание редких элементов в танталитах (г/т)

№ пробы	Месторождение	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo	Ta/Nb	Σ Li+Rb+Cs
К-12	Юбилейное	199160	271100	4,43	117,1	17,4	2,9	972,2	122,2	0,59	0,73	137,4
50	Юбилейное	349700	125810	0,76	276,6	78,29	48,91	53890	2144	0,84	2,78	403,8
137	Юбилейное	165200	89700	0,2	157,1	82,41	30,5	1840	168,9	1,28	1,84	270,01
2212-4	Юбилейное	221100	38880	1,76	340,9	223,7	47,25	100230	240,9	1,77	5,69	611,85
8077	Юбилейное	35300	5960	320,7	12950	368,2	217,7	5250	18,83	4,78	5,92	13536
Ж-100-а	Бакенное	217600	242000	0,58	225,6	10	1,04	1092	72,8	1,37	0,9	236,64
11-Д-а	Кварцевое	177970	112300	33,12	225,1	1174	162,3	2253	213,4	1,28	1,58	1561,4
9-а	Медведка	98560	152100	26,52	19,22	42,03	5,69	752,1	2218	1,25	0,65	66,94
4071-а	Медведка	24210	67310	1,2	11,87	16,88	2,54	683,4	339,2	0,67	0,36	31,29
4125	Урунхай	87370	182100	31,8	76,72	63,43	5,63	669,5	736,7	1,65	0,48	145,78
20	Китайский Алтай	40110	44150	6,2	97,8	19,2	25	118,7	21,33	4,25	0,91	142

Выводы:

В результате детальных минералого-геохимических исследований получена новая информация о вещественном составе редкометалльных пегматитов и определены типоморфные минералы и геохимические элементы-индикаторы редкометалльного пегматитообразования.

1. Редкометалльные пегматитовые месторождения Центральной Калбы сформировались в постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке в пространственно-генетической связи с гранитами калбинского комплекса (P_1). Они размещаются в Огневско-Бакенном, Асубулакском и Белогорско-Баймурзинском рудных полях зонального строения и контролируются широкими глубинными разломами и оперяющими их трещинно-разрывными структурами.

2. Получены дополнительные данные о близкой возрастной связи редких металлов (Ta, Nb, Be, Li и др.) с рудовмещающими гранитами I фазы калбинского комплекса нормального петрохимического ряда, низкоплюмазитовой аспаитности и умеренной основности, сопоставляемые с первым типом пегматитоносных гранитовых систем по С. М. Бескину, Ю. Б. Марину [100]. Подчеркивается потенциальная рудоносность этих гранитов на основании тесной пространственной сближенности с ними редкометалльных пегматитов, геохимической специализации на редкие щелочи (Li+Rb+Cs) и обогащенности породообразующего биотита редкими элементами (Ta, Nb, Li, Sn) и по другим критериям.

3. Минералогические поисковые критерии определяются степенью интенсивности проявления метасоматических процессов в пегматитовых жилах, среди которых ведущим генератором редкометалльного оруденения является *альбитизация*, сопровождаемая индикаторными типоморфными минералами (альбит мелкозернистый и сахаровидный, клевеландит, мусковиты разной окраски, лепидолит, цветные турмалины, сподумен, поллуцит, фторапатит, касситерит, танталит-колумбит и др.). Среди указанных минералов к наиболее информативным относятся мусковиты, обогащенные литием (до 5465-9478 г/т) и другими редкими элементами (Ta, Nb, Be, Rb, Cs, Sn, W).

4. Минералого-геохимические исследования показали, что в пегматитовых рудах ведущие редкометалльные и сопутствующие минералы наблюдаются на макроуровне, обнаружены в протолочках и фиксируются на микроуровне в виде флюидных включений, различных вкраплений и примесей. Танталоносные минералы встречаются в нескольких минеральных комплексах, представлены многими разновидностями (танталит, колумбит, тапиолит, иксиолит, микролит), среди которых преобладают марганцовистые танталиты (манганотанталиты). Впервые обнаружены литиеносные, фторсодержащие и глиноземистые фосфатные минералы: сиклерит, беусит и варисцит, а также натрий и кальцийсодержащие фосфаты марганца (натрофиллит и фэйрфелдлит). Сподуменсодержащие пегматиты наиболее продуктивны на литий-танталовое оруденение. По особенностям вещественного состава

пегматиты Калба-Нарымской зоны сопоставляются с крупными редкометалльными пегматитовыми месторождениями зарубежных стран – Коктогай, Кинг-Маунтин, Берник-Лейк и другие [101-106].

5. К геохимическим элементам-индикаторам редкометалльных пегматитов относятся Ta, Nb, Be, Li, Cs, F, B, P, которые образуют собственные минералы, фиксируются в рудах или других минералах (альбит, мусковит, лепидолит, сподумен и др.). Кроме того, в пегматитах выявлены еще многие сидерофильные, халькофильные, литофильные и рассеянные элементы (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ti, As, Sb, Au, Ag, Tl, Ga, In и др.), отражающие смешанные источники рудного вещества и подчеркивающие их геохимическое родство с гранитами I фазы калбинского комплекса. Исходные гранитные расплавы по невысокому содержанию редких земель преимущественно лантаноидной группы и стронция, обогащенности литофильными редкими элементами имели, вероятно, коровое происхождение.

5 ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ НА РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

С теоретических позиций новой глобальной тектоники уточняются закономерности развития гранитоидного магматизма и редкометалльной металлогении Калба-Нарымской зоны. Дальнейшее развитие получили представление о поясовом размещении редкометалльных и других типов месторождений региона, отличающихся по особенностям геологического строения и специфики металлогении (Рудноалтайский медно-полиметаллический, Калба-Нарымский редкометалльный, Западно-Калбинский золоторудный, Жарма-Саурский многометалльный и другие) [28,107,108]. Общая закономерность их формирования заключается в том, что они образуют единую систему параллельных рудных поясов северо-западного направления, ограниченных глубинными разломами, имеют значительную протяженность (500-800 км) и высокую рудную продуктивность, перспективы которых еще не исчерпаны. В результате проведенных исследований автором получены некоторые новые данные о закономерностях формирования, особенностях геологического строения и вещественного состава руд месторождений редкометалльных пегматитов с разработкой прогнозно-поисковых критериев их оценки [109].

5.1 Геотектонические критерии

В Калба-Нарымской зоне сосредоточено большое количество месторождений и рудопроявлений редких металлов (Ta, Nb, Be, Li и др.) различных рудно-формационных типов (пегматитовый, альбитит-грейзеновый, грейзеново-кварцевожильный, гидротермальный кварцевожильный и др.), которые сосредоточены в крупном гранитоидном поясе, сформированном в герцинский цикл в постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке пермского времени. Пояс вытянут в длину более чем на 500 км (при ширине 35-40 км), ограничен Калба-Нарымским и Теректинским глубинными разломами, отделяющими его от Иртышской зоны (на северо-востоке) и Западной Калбы (на юго-западе), рис. 4.1. По геофизическим данным гранитоидный пояс сформировался в блоке ЗК повышенной сиаличности (с увеличенной мощностью метагранитного слоя до 12 км и толщиной земной коры до 45-52,5 км), в геофизических полях отмечается отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом [22,27]. В продольном направлении Калба-Нарымский плутон представляет собой серию гранитоидных массивов плитообразной формы (мощностью 5-6 км) с корневыми ответвлениями в магмоподводящих каналах трубообразной формы, уходящих на глубину до 12-14 км (рис. 3.6, 3.9). В этой связи подчеркивается приуроченность редкометалльных рудных полей и месторождений к утолщенным частям гранитных массивов, что является одним из поисковых

критериев. Кроме того, по работам П. В. Серикова, В. В. Лопатникова, Г. Н. Щербы и др. [110], в поперечном направлении отмечается трехэтажное внутреннее строение Калба-Нарымского плутона в виде крупных плитообразных тел, пологопадающих в юго-западном направлении. Крупные перегородки между этажами, сложенные ороговикованными и гранитизированными осадочными породами кыстав-курчумской и такырской (D₃) свит, явились благоприятной средой для размещения жильных полей, в том числе редкометалльных пегматитов. Основная часть гранитного плутона размещается в тонкослоистых отложениях такырской свиты, а толща массивных граувакковых песчаников явилась его своеобразным структурно-литологическим экраном. По уровню становления эти граниты относятся к мезоабиссальной фации, а величина денудационного среза отдельных массивов составляет более одного километра [26]. Апикальные зоны многих гранитных интрузий вместе с рудными объектами уничтожены, поэтому на поверхности фиксируются только фрагменты бывших рудных полей и месторождений, сохранившихся обычно в краевых частях массивов.

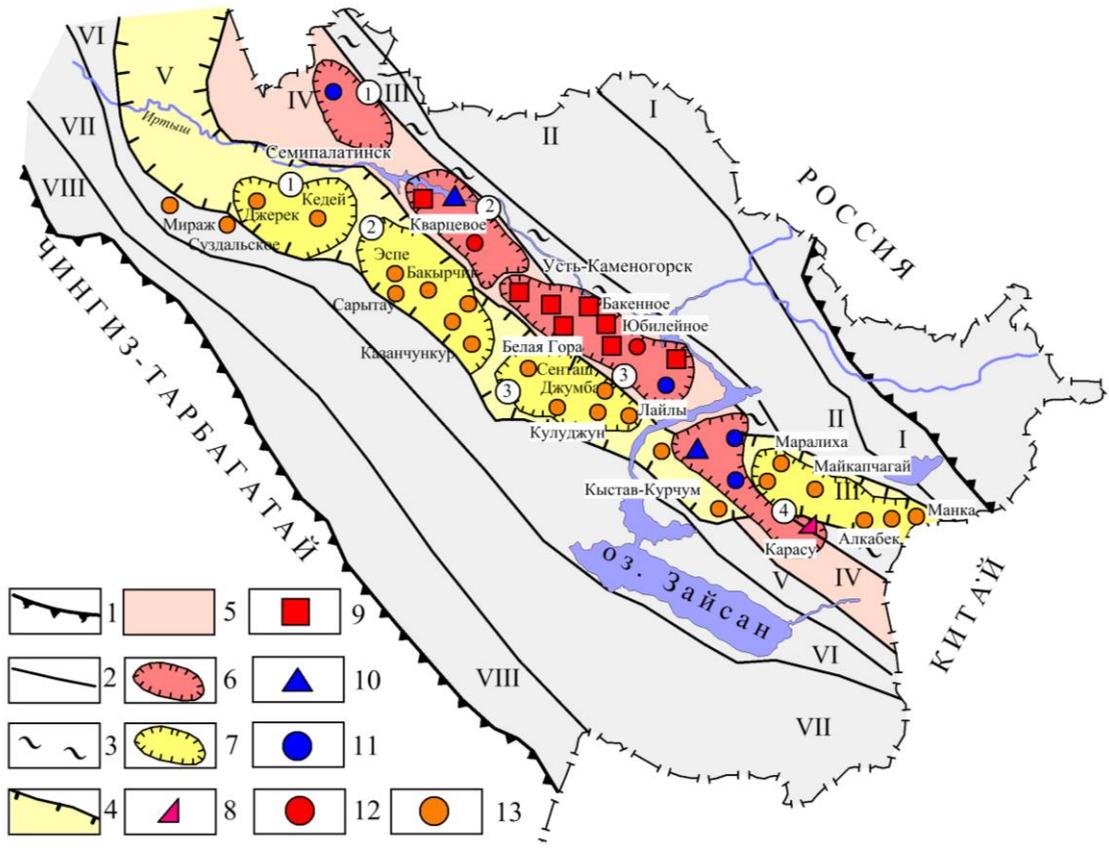
В металлогеническом плане Калба-Нарымский гранитоидный редкометалльный пояс пересекает золоторудный пояс Западной Калбы и Южного Алтая, сформированный в коллизионной геодинамической обстановке (C₃), и занимает по отношению к нему более позднюю возрастную позицию (рис. 5.1).

5.2 Геолого-структурные критерии

В размещении Калба-Нарымского гранитоидного пояса и редкометалльного оруденения ведущее значение придается разрывной тектонике. В герцинский цикл северо-западные разломы внутриплитной активизации (Калба-Нарымский, Теректинский и их оперяющие структуры) оказали решающую роль в размещении Калба-Нарымского гранитоидного плутона и служили крупнейшими магмоводами. На пересечении продольных северо-западных разломов с меридиональными и северо-восточным дизъюнктивами создавались линейно-узловые формы гранитных массивов, часто имеющих долготную ориентировку (Миролюбовский, Чебундинский, Шульбинский и др.).

В размещении редкометалльных пегматитоносных полей ведущее значение имела регматическая система субширотных глубинных разломов, особенно ярко проявленных в структурном контроле Огневско-Бакенного, Асубулакского и Белогорско-Верхнебаймузинского рудных полей. В Асубулакском рудном поле зонального строения пегматитовые месторождения и рудопроявления локализовались в трещинно-разрывных структурах, оперяющих одноименный субширотный разлом с шагом оруденения 1,5 км (Юбилейное, Кармен-Куус, Плачгора, Унгурсай, Красный Кордон и др.). В рудном поле, как уже отмечалось, проявляется поперечная зональность

оруденения с размещением блоковых микроклиновых пегматитов в лежащем боку, а более продуктивных альбитовых и сподуменсодержащих в его висячей части. Падение жил пологое к югу под углами 30-40°, по мере удаления от разлома их концентрация резко сокращается.



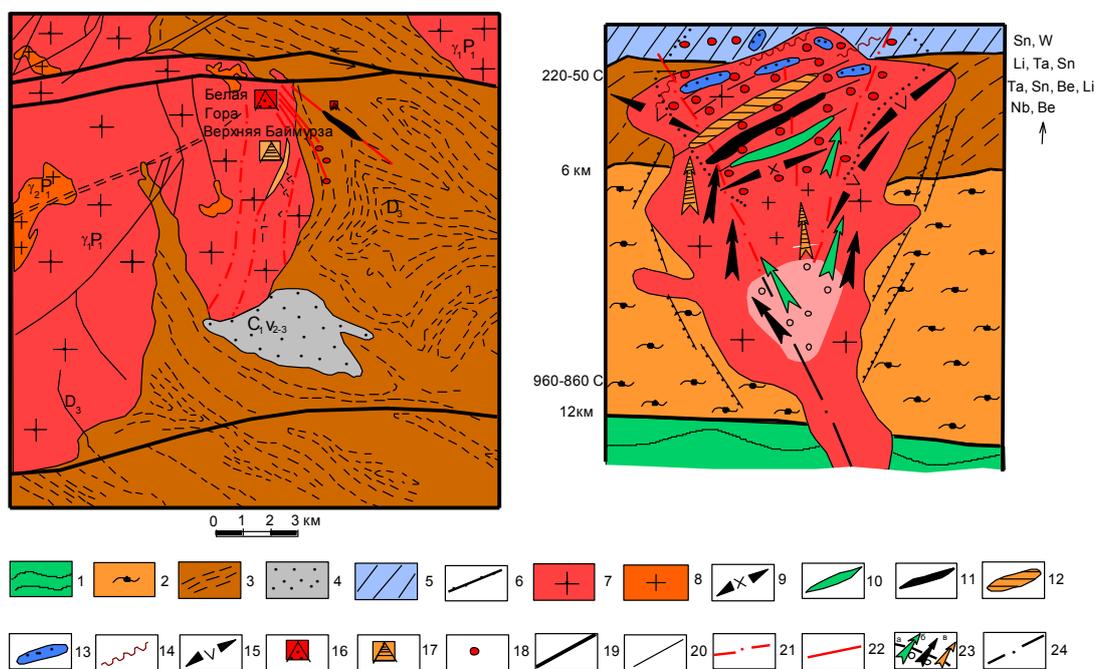
1 – границы Большого Алтая и 2 – металлогенических зон; 3 – Иртышская зона смятия; 4 – граница золоторудного пояса; 5 – редкометалльный пояс; 6 – рудные районы Калба-Нарымского редкометалльного пояса (1 –Шульбинский, 2 – Северо-Западно-Калбинский, 3 – Центрально-Калбинский, 4 – Нарымский); 7 – рудные районы Западно-Калбинского золоторудного пояса (1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский и 4 – Южноалтайский); 8 – 13 – месторождения: 8 – альбитит-грейзеновое (Sn, Ta), 9 – редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, Be, Li и др.), 10 – грейзеново-кварцевожильные (Sn, W), 11 – гидротермальные кварцево-жильные (Sn, W), 12 – оловянные (Sn) и 13 – золоторудные месторождения. *Металлогенические зоны* (I – Белоубинско-Сарымсактинская, II – Рудноалтайская, III – Иртышская, IV – Калба-Нарымская, V – Западно-Калбинская, VI – Чарская, VII – Жарма-Саурская, VIII – Сиректас- Сарсазанская).

Рисунок 5.1 – Схема размещения Калба-Нарымского редкометалльного и Западно-Калбинского золоторудного поясов в структуре Большого Алтая

Огневско-Бакенное рудное поле контролируется Киинско-Гремячинским широтным разломом, вдоль которого локализуется группа редкометалльных пегматитовых месторождений и рудопроявлений (Бакенное и др.), блоковых микроклиновых пегматитов (Огневское и др.), грейзеново-кварцевожильные и

гидротермалиты с олово-вольфрамовым оруденением (Гремячинская группа). На Бакенном месторождении рудные жилы сформировались в гранитных апофизах и сланцах, занимают поперечное положение в виде системы «лестничных жил» (по Ю. А. Садовскому).

Белогорско-Верхнебаймурзинское рудное поле размещается в восточном эндоконтакте Белогорского массива. Рудные пегматитовые жилы локализируются в трещинно-разрывных структурах, меридионального простирания, оперяющих Белогорский широтный разлом (рис. 5.2). Такую же позицию занимают другие рудные объекты в экзоконтактах массива (Калай-Топкан, Коп-Чурук и др.). Продольная зональность оруденения (от Белогорского месторождения к Верхней Баймурзе) проявляется в смене микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитов (Be, Nb) альбитовыми, микроклин-альбитовыми (Ta, Nb, Sn, Be, Li) и затем альбит-сподуменовыми (Li, Sn, Ta, Be). В вертикальном разрезе продуктивные «стволовые» жилы (Основная и др.) размещаются в надкорневой части рудного поля (Е. П. Пушко, А. Р. Бутко).



1 – метагранитный слой ЗК; 2 – известкисто-терригенные отложения, D_1 - D_2 ; 3 – песчаниково-алевролитовые отложения такырской свиты, D_3 ; 4 – флишоидные углеродисто-известкисто-терригенные отложения бурабайской свиты, C_1V_{2-3} ; 5 – граувакковые алевролитопесчаниковые и молассовые формации C_1 - C_2 ; 6 – малые интрузии и дайки плагиогранитов-границитов кунушского комплекса, C_3 ; 7-14 – калбинский комплекс, P_1 (7 – средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы; 8 – мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы; 9 – олигоклиз-микроклиновые пегматиты); 10-12 – редкометалльные пегматиты (10 – микроклиновые блоковые с Nb-Be, 11 – микроклин-альбитовые с Ta-Sn-Be-Li, 12 – альбит-сподуменовые с Li-Ta-Sn); 13 – эндо-экзогрейзены и 14 – кварцевые жилы преимущественно с Sn-W минерализацией; 15 – габбро-диабаз-гранитпорфировая формация, P_2 - T_1 ; рудные формации: 16 – 17 – пегматитовая танталоловянная редкощелочная (субформации: 16 – микроклин-альбитовая, альбитовая, 17 –

альбит-сподуменовая); 18 – гидротермальная кварцевожильная оловянная; разрывные нарушения: 19 – региональные рудоконтролирующие и 20 – оперяющие их мелкие разрывы и зоны трещиноватости; 21 – рудоподводящие и 22 – рудо локализирующие разломы; 23 – направление движения флюидопотоков разных стадий пегматитообразования (а – микроклиновой, б – микроклин-альбитовой, альбитовой и в – альбит-сподуменовая); 24 – магмоподводящий канал.

Рисунок 5.2 – Белогорское рудное поле (а – схема геологического строения Белогорского рудного поля; б – общая модель рудообразования). По материалам Алтайского отдела ИГН

Отмечается многофазность гранитоидного магматизма, широко проявились трещинно-разрывные структуры, различные метасоматические преобразования. Именно в Центрально-Калбинском районе сформировались главные поля редкометалльных пегматитов и основные промышленные пегматитовые месторождения (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.), рис. 3.23. Здесь сосредоточено наибольшее количество пегматитовых объектов (44%) относительно других рудных районов (табл. 5.1). В современном виде влияние северо-восточных разломов фиксируется коленообразным подворотом р. Иртыш (с северо-западного на юго-запад).

Таблица 5.1 – Распределение редкометалльных объектов в Калба-Нарымской зоне

Группа рудных формации	Шульбинский район				Северо-Западно-Калбинский район				Центрально-Калбинский район				Нарымский район				В целом по зоне			
	S	п	Кр	%	S	п	Кр	%	S	п	Кр	%	S	п	Кр	%	S	D	Кр	%
Эпимагматическая	2420				3587				5250	I	0,0002	0,3	4700	I	0,0002	1,7	15957	2	0,0001	0,4
Пегматитовая		I	0,0004	6,7		15	0,004	26,3		147	0,028	44,0		5	0,001	8,9		168	0,011	35,8
Кварцевожильно-грейзеновая		3	0,0012	20,0		I	0,0003	1,8		18	0,0034	5,2		8	0,0017	14,2		30	0,0018	6,7
Гидротермальная кварцевожильная		10	0,004	66,6		23	0,007	40,4		124	0,024	36,9		31	0,007	53,7		188	0,012	39,9
Гидротермально-измененных пород и тектонических зон		I	0,0004	6,7		3	0,0008	5,2		9	0,0017	2,6		2	0,0004	3,5		15	0,0009	3,7
Кластогенная (россыпи)						15	0,003	26,3		37	0,007	11,0		10	0,002	18,0		62	0,004	13,5
Итого:	2420	15	0,006	100	3587	57	0,016	100	5250	336	0,064	100	4700	57	0,012	100	15957	465	0,029	100

Можно предположить, что активизация системы северо-восточных разломов в постколлизийную (орогенную) стадию формирования Калба-Нарымского плутона предопределила аномальные Р-Т условия для кристаллизующихся гранитоидных расплавов и способствовала отделению и концентрации рудного вещества в пегматитовых жилах. Это одна из главных причин объяснения высокой продуктивности Центральной Калбы, по сравнению с другими рудными районами, для которых такие объекты менее характерны.

Благоприятными факторами для рудоконцентрации являются также апикальные и надинтрузивные зоны гранитных массивов плитообразной формы с концентрацией оруденения над их корневыми частями (Белогорско-Верхнебаймурзинское рудное поле и др.). Рудные пегматитовые жилы предпочтительно локализуются в пологих контактах гранитных массивов, в их автономных краевых и радиальных трещинах, в трещинно-разрывных структурах, оперяющих разломы внутри-интрузивной активизации (Асубулакское рудное поле и др.). К структурно-литологическим факторам концентрации оруденения относятся контактовые поверхности между структурными этажами и плитообразными телами разновозрастных гранитов, полосы мигматитов и гибридизированных пород (Асубулакское рудное поле, Бакенное месторождение и др.).

5.3 Магматические критерии

Магматический контроль редкометалльного оруденения отражает важную информацию о металлогенической специализации конкретных гранитоидных формаций, комплексов и интрузивных фаз и являются научной основой прогнозно-поисковых работ [19,58,74]. Доказательства генетической связи оруденения с различными интрузивными комплексами и формациями основываются, главным образом, пространственной совмещенностью редкометалльных объектов и гранитоидов, обогащенностью последних минерализаторами (H_2O , F, Cl, B и др.), редкими элементами (Sn, W, Be, Mo, Ta и др.), редкими щелочами (Li, Rb, Cs) и аксессуариями (касситерит, вольфрамит, танталит-колумбит, циркон, монацит, флюорит, топаз и др.). Современные исследования состава гранитоидов и рудного вещества с использованием электронной микроскопии позволили выявить ряд новых типоморфных минералов и геохимических элементов-индикаторов геохимической специализации гранитовых комплексов и редкометалльного пегматитообразования. Основные результаты приведены в ряде публикаций [8,15,21,24,28 и др.].

В Калба-Нарымской зоне основные редкометалльные месторождения в пространственно-генетической связи ассоциируют с гранитоидами калбинского комплекса (P_1), меньшая их часть сопровождается лейкогранитами монастырского

комплекса (P₂), а более поздние порфиновые дайки миролюбовского комплекса, практически безрудные [21,28].

Основные редкометалльные пегматитовые месторождения ассоциируют со средне-крупнозернистыми слабопорфировидными биотитовыми гранитами I фазы калбинского комплекса. Главные критерии их рудоносности: 1) значительное площадное и объемное развитие (высокий энергетический потенциал); 2) формирование в неспокойных тектонических условиях; 3) слабо проявленные послемагматические изменения (в основном микроклинизация); 4) невыдержанность фациального состава (граниты, гранодиориты, плагиограниты и др.) с преобладанием плагиоклаза (№18-37) над калишпатом и повышенным содержанием биотита (до 10-15%); 5) петрохимический нормальный ряд натриево-калиевой щелочности, низкоплюмазитовой агпаитности, весьма высокоглиноземистый и умеренной основности; 6) обогащенность редкими щелочами (Li+Rb+Cs), сумма которых в два раза выше по сравнению с гранитами II фазы (рис. 4.8); 7) геохимическая спецификация на редкие элементы (Ta, Nb, Be, Li, Sn); которые фиксируются в породообразующих минералах – кварце, полевых шпатах и особенно в биотите (табл. 4.4, рис. 4.7); 8) пространственная совмещенность жильных пород и редкометалльных пегматитов [6,21].

Граниты II фазы – это среднезернистые равномернозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты выдержанного петрографического состава (при равном содержании кварца, плагиоклаза и калишпата), высокоплюмазитовой агпаитности, низкой основности и весьма высокоглиноземистые. Характеризуются локальными процессами альбитизации и грейзенизации, сопровождаются собственными месторождениями редкометалльных пегматитов, сложенных преимущественно кварц-альбит-мусковитовыми грейзеновыми (с зеленым мусковитом) минеральными комплексами с главными рудными минералами – танталитом и бериллом (Кварцевое и др.). По запасам это более мелкие объекты по сравнению с месторождениями в гранитах первой фазы. С гранитами II фазы связаны также месторождения и рудопроявления нетрадиционного «внепегматитового» альбитит-грейзенового (апогранитного) типа с олово-тантал-литиевой минерализацией (Карасу, Ново-Ахмировское, Апогранитное и др.) и грейзеново-кварцевожильные и гидротермальные Sn-W объекты, мелкие по масштабам (Козловское, Караш, Бурабай и др.).

Лейкократовые крупнозернистые граниты монастырского комплекса (P₂) представлены крупными гранитными массивами в юго-западном верхнем структурном этаже Калба-Нарымского плутона и образуют небольшие плитообразные тела в краевых эндоконтактах Миролюбовского, Каиндинского и Каратсайганского массивов. Эти граниты отличаются повышенной кремнекислотностью и калиевой щелочностью, высокой плюмазитовой агпаитностью (Ka=0,83), в виде аксессуариев содержат монацит и флюорит. Они геохимически специализированы на редкие элементы (Ta, Li, W, Sn, TR и др.).

Но вследствие площадного кристаллохимического рассеяния редких элементов с ними не образовались месторождения редкометалльных пегматитов, а известны камерные хрусталеносные проявления (Дунгалы) и вольфрамовые гидротермалиты в Миролюбовском массиве (Большевик, Раздольненское, Восточное и др.). В альпийское время сформировались аллювиальные россыпи монацита (Каиндинская группа и др.) [28].

Миролюбовский дайковый пояс (P₂) пестрого состава от габбро-диабазов, диоритовых порфиритов до гранит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров сформировался на заключительной стадии герцинского тектономагматического цикла. Эти дайки самые поздние в регионе, абсолютный возраст которых 275 млн. лет [63], пересекают не только граниты калбинского и монастырского комплексов, но также и связанные с ними рудные тела, что отмечалось еще В. И. Кузнецовым (1954 г.). Более поздние кислые дайки этого комплекса (кварцевые порфиры и альбитофиры), относящиеся к онгонитам, по данным ICP-MS характеризуются повышенными содержаниями (в г/т): Та (до 20), Nb (до 70), Li (до 342), Rb (до 152), Sn (до 28), W (до 414), Mo (до 32), т.е. имеют редкометалльную геохимическую специализацию, но, в отличие от онгонитов молибден-вольфрамового месторождения Калгуты в Горном Алтае [111], они не содержат оруденение практической значимости. Однако изучению онгонитовых даек придается важное значение, которые возможно являются индикаторами скрытых редкометаллоносных гранитов [112].

5.4 Минералого-геохимические критерии

Пегматитовые месторождения характеризуются разнообразным и сложным вещественным составом, отражающим степень их рудоносности. Наиболее продуктивными представляются многокорневые пегматитовые жилы сложной морфологии с раздувами и пережимами, в которых интенсивно проявлены метасоматические процессы с привнесением рудного вещества (микроклинизация, альбитизация, грейзенизации и др.). Подчеркивается многостадийность рудного процесса, при которой каждая последующая стадия сопровождалась замещением более ранних минеральных комплексов с новообразованием породообразующих и рудных минералов нескольких генераций, являющихся индикаторами редкометалльного рудообразования. В результате минералого-геохимических исследований выделяются четыре главные последовательные стадии редкометалльной минерализации, не считая ранние стадии образования графических и олигоклаз-микроклиновых пегматитов:

1. *Микроклинизация*, сопровождающаяся образованием блоковых микроклиновых пегматитов. Индикаторами являются блоки микроклина и кварца (серого иногда розового цвета), гнезда крупнопластинчатого прозрачного мусковита, содержащего примеси Та, Nb, Ве, Li и других элементов. Рудные минералы – пластинчатый колумбит и призматические кристаллы берилла зеленовато-серой окраски.

2. *Альбитизация*, с которой связано формирование альбит-микроклинового и альбитового минеральных комплексов, являющихся матрицей редкометалльных пегматитовых жил. Ведущие типоморфные минералы – альбит сахаровидный и мелкозернистый, среднечешуйчатый мусковит, зеленый турмалин (верделит), розовый гранат, фторапатит, фосфатные минералы Fe, Mn, Li, Ca, Na в виде гнезд и пятен черного цвета (трифиллин, сиклерит и др.), мелкокристаллическая вкрапленность танталита, колумбита и касситерита черного цвета, кристаллы и гнездовидные скопления берилла. В эту стадию образовались в основном бериллий-олово-танталовые руды с рядовыми содержаниями металлов.

3. *Грейзенизация*, фиксируемая кварц-альбит-мусковитовым комплексом, сформировался локально во внутренних частях пегматитовых жил. Типоморфные минералы – зеленый литиеносный мусковит, фторапатит, зеленый турмалин (верделит), танталит-колумбит, иксиолит и касситерит черного цвета. Характерная особенность комплекса – ураганное содержание в нем тантала (до 1% и выше) и обогащенность оловом.

4. *Сподуменизация* проявилась на поздней стадии пегматитового процесса, характеризуется новообразованием сподумена в виде массовых скоплений, отдельных гнезд и параллельно ориентированных кристаллов. Возникшие кварц-клевеландитовый, сподумен-кварцевый, сподумен-клевеландитовый комплексы и их разновидности являются наиболее продуктивными, составляющими до 70% от общих запасов редких металлов на месторождении. Индикаторы оруденения – клеветандит, сподумен, амблигонит, поллуцит, лепидолит, цветные турмалины, флюорит, танталоносные минералы (манганотанталит, микролит, иксиолит) и другие. Формирование этих комплексов сопровождалось усложнением формы и увеличением мощности пегматитовых жил, увеличением количества рудных и сопутствующих минералов, концентрацией редкометалльного оруденения.

Исследования показывают, что наиболее продуктивными представляются также пегматитовые жилы, в которых интенсивно проявлены все четыре стадии метасоматоза. В этих пегматитах широко проявлены разные генерации и разновидности танталоносных минералов (колумбит, танталит-колумбит, манганотанталит, микролит, иксиолит, тапиолит). Впервые обнаружены фосфатные минералы: сиклерит, беусит, варисцит и др., а также самородное золото в кварце и тонкодисперсное в танталитах. Особое практическое значение имеет установление повышенной литиеносности слюд, не только в лепидолите, но и в других их разновидностях, включая прозрачные светлые мусковиты, которые пользуются широким распространением в различных типах пегматитов [113]. Поэтому мусковиты – это главные индикаторы редкометалльного оруденения.

К геохимическим критериям, как уже отмечалось, относятся редкие щелочи (Li, Rb, Cs) и собственно рудные элементы: Ta, Nb, Be, Sn. По результатам геохимических исследований выявляется аналогичный спектр

элементов в гранитах, рудах и мономинеральных фракциях полевых шпатов, кварца и слюд, что свидетельствует о близком составе исходных магматических расплавов и пегматитообразующих расплавов - растворов и подчеркивает синхронность кристаллизации гранитов и образования пегматитов.

5.5 Геолого-генетические модели пегматитовых месторождений

При выполнении научно-исследовательских работ автором учтены основополагающие представления о происхождении редкометалльных пегматитов (А. Е. Ферсман, А. И. Гинзбург, В. И. Кузнецов, В. Д. Никитин, Н. А. Солодов, А. А. Беус, Б. М. Шмакин, В. Е. Загорский, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов, В. А. Нарсеев, Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков и др.). Анализ материалов предыдущих исследователей, новые экспериментальные работы С. З. Смирнова и других авторов, современные радиологические данные о возрасте гранитов и пегматитов Калбинского региона и новые результаты исследований по редкометалльной металлогении Калба-Нарымской зоны с участием автора позволяют дополнить некоторые представления о генезисе пегматитов.

Геолого-генетическая модель редкометалльного пегматитообразования на примере Калба-Нарымской зоны определяются генетической связью исходных гранитоидных расплавов и пегматитообразующих растворов-расплавов, флюидных газовой-жидких растворов с глубинными магматическими очагами. Процессы пегматитообразования, вероятно, происходили в открытой или полужамкнутой магматической системе синхронно с кристаллизующимися гранитными расплавами, образовавшими первую главную фазу калбинского комплекса. Предполагается неоднократное ритмично-пульсационное поступление рудоносных расплавов-растворов (H_2O , F, B, Cl, SO_4 , Ta и др.) с проникновением их в тектонически ослабленные участки и трещинные структуры (автономные и наложенные) еще не затвердевших гранитных интрузий [8,53]. Механизм отделения (ликвидации) пегматитообразующих расплавов от кристаллизующейся гранитной магмы осуществлялся при неравновесных РТ-условиях и повышенном давлении, интенсивность которого периодически могла изменяться [85,88]. В этих условиях сформировались собственные пегматитовые жилы плитообразной формы, локализованные в трещинно-разрывных структурах. Длительное функционирование и их периодическая прерывистость обусловили последовательное преобразование и метасоматическое замещение первичных пегматитов с отложением и концентрацией рудного вещества. При этом, наиболее продуктивными представляются многокорневые (стволовые) пегматитовые жилы, производные глубоких магматических очагов [25]. Среди большого количества безрудных пегматитовых тел на известных рудных полях (сотни и больше) рудные пегматитовые жилы представлены только первыми единицами. Этим, в первую очередь, объясняется небольшие запасы редких металлов в промышленных пегматитовых месторождениях Калба-Нарымской зоны.

5.6 Характеристика перспективных площадей и участков

На основании анализа материалов геологоразведочных работ прошлых лет и новых результатов научных исследований по теме диссертации, с учетом возросшего интереса к литиевому сырью и другим редким элементам, приводится следующее перспективное направление прогнозно-поисковых работ. Перспективные участки приведены на прогнозной карте Большого Алтая (рис. 5.3).

5.6.1 Доизучение известных редкометалльных пегматитовых полей и месторождений.

Промышленные редкометалльные месторождения Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Верхняя Баймурза и др., открытые в 50^{ые} годы прошлого века, разрабатывались Белогорским ГОКом только на тантал, олово и нерудные полезные ископаемые (микроклин, мусковит и кварц), а хвосты обогащения (с Li, Cs, Be) скапливались в хвостохранилищах. Степень сохранности их пока не изучена. Более мелкие месторождения и рудопроявления микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов (Красный Кордон, Плачгора, Унгурсай, Кармен-Куус, Лобаксай II и др.) оценивались на Ta, Nb, Be, Li, Cs, некоторые из них частично разрабатывались старателями, а сейчас заслуживают дополнительного изучения.

Асубулакское рудное поле контролируется одноименным широтным глубинным разломом, вдоль которого в полосе 2-3 км сконцентрирована серия пегматитовых объектов, содержащих литиевую, цезиевую и олово-танталовую минерализацию (Юбилейное, Красный Кордон, Кармен-Куус, Плачгора, Аккезень, Унгурсай, Будо и др.). Среди них пока только Юбилейное месторождение имело промышленное значение, остальные объекты получили отрицательную оценку. Однако имеющиеся материалы показывают, что вся зона Асубулакского разлома является рудоносной структурой, известны переходы рудных тел из одного объекта в другой, близкая продольная и поперечная зональность редкометалльного оруденения, пучковое распределение пегматитовых жил, одинаковые геохимические аномалии и сходный минеральный состав с Юбилейным месторождением и другие данные, т. е. это единое рудное поле, перспективы которого еще не исчерпаны.

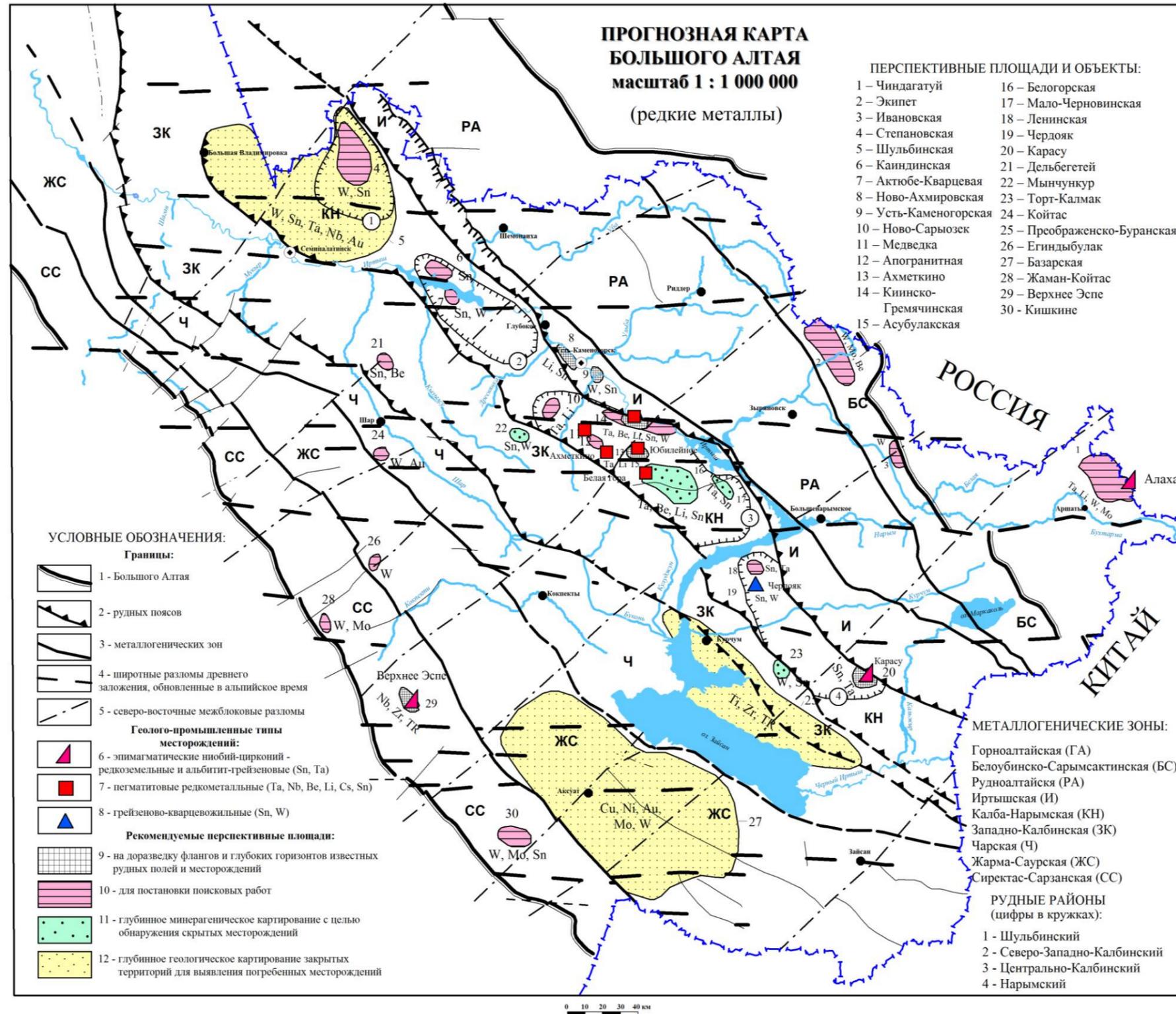


Рисунок 5.3 - Прогнозная карта Большого Алтая (составлено Б. А. Дьячковым, Т. А. Ойцевой)

Кроме того, на рудопроявлениях Плачгора, Лобаксай II, Красный Кордон и др. по данным бурения выявлялись отдельные высокие и ураганные содержания Li_2O (до 14,06 кг/т) и повышенные концентрации слюды (до 18 %). На литиевое сырье также перспективны блоковые микроклин-мусковитовые пегматиты месторождений Талдысай и Джилке, расположенные в лежащем боку Асубулакского поля [114,115]. Необходимо также учитывать различный денудационный срез рудных объектов по данным морфоструктурного анализа (Г. Б. Мелентьев, Д. Я. Айздерзис, 1973 г.) [71]. Недостаточно изучена рудоносность центрального шва Асубулакского разлома, где могут быть обнаружены скрытые рудные тела по аналогии с жилой Траншейной [116].

В рудном поле по минералого-геохимическим данным широко проявлены сподуменсодержащие и поллуцитоносные минеральные комплексы (с лепидолитом, цветными турмалинами, сподуменом, петалитом, поллуцитом, микролитом и др.), отражающие обычно верхние части месторождений. К благоприятному фактору относится пологое залегание пегматитовых жил, преимущественно южного падения. Поэтому перспективы Асубулакского рудного поля связываются с доизучением северного фланга Юбилейного месторождения, в районе жил Единая и Слепая, где по ранним работам прогнозировался прирост запасов $\text{Ta}=50$ т [76]. Рекомендуются также переоценка недостаточно изученных перспективных рудопроявлений на глубину.

Рудопроявление Красный Кордон расположено на западном фланге Асубулакского рудного поля. По Б. Я. Аргамаковой и др. (1975 г.) вмещающие породы представлены среднезернистыми и средне-крупнозернистыми слабопорфировидными биотитовыми гранитами I фазы калбинского комплекса [72]. Широко проявлены их контаминированные и гибридизированные разновидности, а также глубоко метаморфизированные останцы осадочных пород гранодиоритового и кварцево-диоритового состава. Рассматриваемый участок приурочен к опущенному тектоническому блоку, структура которого осложнена альпийским надвигом под Асубулакской танталит-касситеритовой россыпью (В. П. Астраханцев, 1974 г.).

На рудопроявлении известно несколько десятков пегматитовых жил разного состава и сложной морфологии. Простирание их изменяется от меридионального до северо-восточного и северо-западного, протяженность на поверхности достигает 160-300 м с учетом их кулисообразных ответвлений. Падение жил пологое в южном направлении под углами $10-40^\circ$, мощность варьирует от 1,5 до 3 м, в раздувах до 4-6 м и более. Выделяются рудоносные жилы Основная, Лепидолитовая – Находка, Поллуцитовая I, II, III, Берилловая, Перспективная и др.

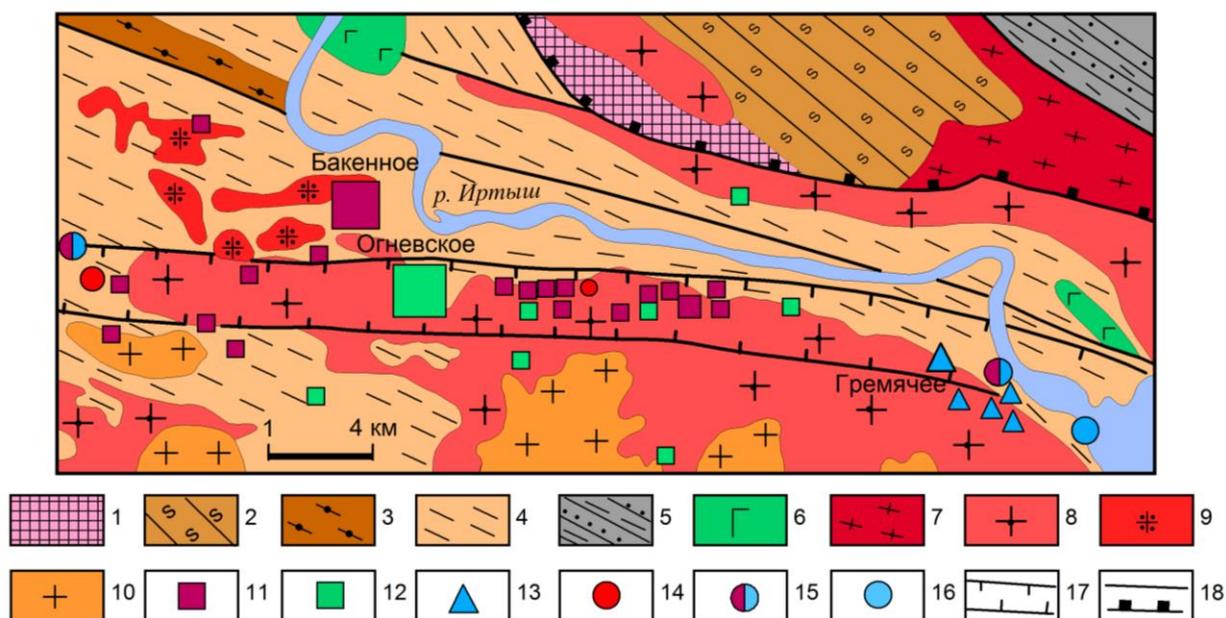
Анализ материалов показывает, что на рудопроявлении развита система параллельных редкометалльных жил дугообразной формы, содержащих наиболее продуктивные поллуцитоносные и лепидоносные минеральные комплексы, отражающие верхние части зональной рудной колонны. В связи со

сложными горно-техническими условиями рудные тела не доизучены на глубину и срезаны Асубулакским надвигом [117]. Учитывая выявленные закономерности пучкового-многоэтажного распределения пегматитовых жил на примерах Бакенного и Юбилейного месторождения, возможно обнаружение слепых рудных тел и на рудопроявлении Красный Кордон. Целесообразно провести специальные лабораторные исследования на определение литиеносности слюд, широко развитых как в редкометалльных пегматитах, так и в блоковых микроклин-мусковитовых пегматитах. Доразведка рудопроявления Красный Кордон на глубину при комплексной оценке руд возможно выведет его в категорию промышленных месторождений с запасами Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn на уровне Юбилейного месторождения.

Бакенное месторождение – это типовой объект редкометалльных пегматитовых месторождений, самое крупное в Восточном Казахстане. Расположено в северном эндо- и эоконтакте Прииртышского гранитного массива Центральной Калбы, в пределах Огневско-Бакенного рудного узла. Главное рудоконтролирующее значение придается Киинско-Гремячинской зоне субширотного глубинного разлома, расположенного в головной части Центрально-Калбинского надвига на Иртышскую зону смятия. По простиранию зоны глубинного разлома расположена группа пегматитовых месторождений и рудопроявлений (Бакенное, Огневское и др.), а также грейзеново-кварцевожилые и гидротермальные месторождения олова и вольфрама (Гремячинская группа), рисунок 5.4.

Рудовмещающие – апофизы контаминированных гранитов I фазы калбинского комплекса и метаморфизованные отложения такырской свиты – андалузитовые и кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, мигматиты, артериты. Пространственно-генетическая связь редкометалльных пегматитов с гранитами первой фазы обосновывается структурной приуроченностью рудных жил к выклинивающимся апофизам гранитного массива. Рудные жилы занимают поперечное положение относительно гранитов и сланцев в виде системы лестничных жил (по Ю.А. Садовскому) с падением к северо-западу под углом 15-20°. Морфоструктура месторождения по Е.П. Пушко – многокорневая жильная. Форма рудных тел - жилообразная и неправильно плитообразная, в плане - линзовидная и лентовидная. Мощность жил изменяется от 4-6 до 15 м, реже достигает 20 м; размеры их по падению превышают простирание. Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел более 350 м, по падению 1000 м. Отмечаются равномернозернистые, блоковые и зональные пегматиты.

Главные рудные минералы – танталит-колумбит, берилл, касситерит и сподумен. Наиболее продуктивный на литиевое сырье клевеландит-кварц-сподуменовый комплекс (с лепидолитом и поллуцитом) прослеживается в виде линз на значительное расстояние, располагаясь в осевой части жил (Сподуменовая I, №100, Сподуменовая III и др.). На месторождении сохранились пегматитовые жилы, содержащие крупные гнезда сподумена.



Геологические формации: 1- сланцево-метаморфическая (PR?), 2 – известкисто-терригенная, зеленосланцевая (D₂e – D₂ef); 3 – углеродисто-известкисто-терригенная (D₂gv); 4 – аргиллито-песчаниково-алевролитовая аспидная (D₃); 5 – углеродисто-известняково-терригенная (C₁t₂-v₁); 6 – габбро-плагиогранитовая (C₁); 7 – мигматит-гнейсогранитовая (C₁); 8-10 – гранитовая P₁ (8-9 – гранодиорит-гранитовая и 10 – гранитовая подформации). Рудные формации: 11 – редкометалльная пегматитовая, 12- блоковых микроклиновых пегматитов, 13 – грейзено-кварцевожильная вольфрамовая, 14 – кварцевожильная оловянная, 15 – олово-вольфрамовая и 16 – вольфрамовая; 17 – границы рудной зоны; 18 – фрагменты Иртышского глубинного разлома-надвига.

Рисунок 5.4 – Схема размещения Гремячинско-Киинской рудной зоны в Центральной Калбе. По Б. А. Дьячкову, Т. А. Ойцевой

По данным наших исследований в лаборатории ИРГЕТАС ВКГТУ (результаты масс-спектрометрии и растровой микроскопии) в сподумене содержание Li 55260 г/т, повышены значения (г/т): Cr (117,4), Zr (105), Rb (103,8), Sn (69,3), W (7,59), выявлены микровключения танталоносного шеелита (W 45,92 и Ta 7,69 вес %), касситерита (Sn 34,51%) и никелевого минерала (Ni 62,34%). В кварц-сподуменовых пегматитах количество Li достигает 20220 г/т, а в альбитизированных пегматитах – 3260 г/т. При подсчете запасов на месторождении среднее содержание лития составляло 0,119%.

Бакенное месторождение разрабатывалось только на тантал и олово, остальные металлы (Li, Rb, Cs, Be) накапливались в хвостах обогащения. В настоящее время рекомендуется его переоценка на литиевое оруденение (с комплексным извлечением других редких элементов). Увеличение ресурсов литиевых руд возможно за счет забалансовых запасов лития, вовлечения в оценку блоковых микроклин-мусковитовых пегматитов (месторождение Огневское) и других рудопроявлений в зоне Киинско-Гремячинского разлома. Ведущими минералами-индикаторами литиеносных пегматитов являются

слюды, в том числе наиболее распространенный светлый мусковит ($Li - 0,1-1\%$). На Бакенном месторождении содержание слюд в редкометалльных рудах изменяется от 0,2 до 25 (среднее 6,16%). В прошлые годы на Огневской фабрике вырабатывался мусковитовый концентрат поставка которого для предприятий Союза составляла ежегодно 5-7 тыс. тонн для технических целей. Общие утвержденные запасы слюды-мусковита значительные – 674 тыс. т [114]. Известны технологии гидрометаллургической переработки литиевого сырья. Поэтому при возобновлении разведочных работ в Огневско-Бакенном рудном узле необходимо производить оценку литиеносных слюд, развитых в различных минеральных комплексах, которые могут быть дополнительным источником Li , Cs , Ta , Sn , что повысит рентабельность редкометалльного оруденения. Прогнозные ресурсы лития могут быть увеличены в два раза и составить порядка 10000-15000 т.

Месторождение **Белая Гора** расположено в Центральном блоке Калба-Нарымской зоны, в пределах Белогорско-Баймурзинского рудного поля. Пространственно приурочено к восточному эндоконтакту Белогорского гранитного массива (рис. 5.5). Контролируется Первомайско-Белогорским региональным субширотным разломом, в оперяющих трещинно-разрывных структурах которого локализованы редкометалльные пегматитовые жилы субмеридионального простирания в полосе шириной 2-3 км [118].

Месторождение относится к пегматитовой редкометалльной формации. Рудные тела характеризуются неправильно-плитообразной формой, с раздувами и пережимами. Протяженность их достигает 1200 м при мощности до 20 м. По составу различаются микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты. Главные рудные тела – жилы Западная, Восточная, Центральная, Южная и Незамеченная имеют простирание СЗ $315-320^\circ$, падение ЮЗ $45-50^\circ$. Внутреннее строение жил зональное (от периферии к центру): микроклин-блоковый, кварц-альбит-микроклиновый и кварц-альбитовый. Наиболее богаты танталитом грейзены лежащих блоков жил. Рудные минералы – танталит-колумбит, мелко- и крупнокристаллический берилл, реже – касситерит. Пегматитовые руды массивные, неравномернозернистые, полностью подлежат добыче.

Месторождение разрабатывалось карьерами, на глубине-штольнями, в настоящее время законсервировано, резервное. Отрабатывались в основном танталовые и оловянные руды. Балансовые запасы мелкоразмерного мусковита составляли 276 тыс. т, среднее содержание мусковита – 6,3%. Как уже отмечалось, мусковиты на аналогичных пегматитовых месторождениях Калбы обогащены литием и другими редкими элементами. Поэтому месторождение Белая Гора является потенциально перспективным на литиевые руды, которые могут разрабатываться совместно со сподуменовыми пегматитами месторождения Верхняя Баймурза. Прогнозные ресурсы лития по аналогии с Бакенным месторождением могут составить 3000-5000 т. Хвосты

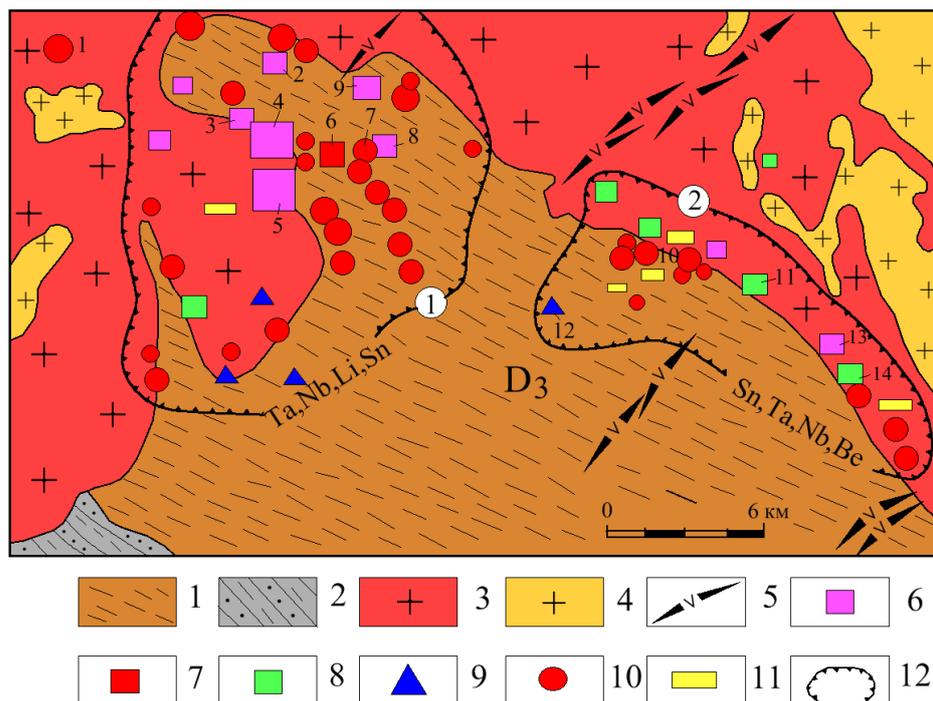
обогащительного производства (Белогорское хвостохранилище) рекомендуются для оценки на литиеносное комплексное оруденение (Li, Ta, Be, Sn).



Месторождение **Верхняя Баймурза** расположено в восточном эндоконтакте Белогорского гранитного массива, южнее месторождения Белая Гора (рис. 5.5). Относится к генетическому типу редкометалльных пегматитов (Li, Ta, Sn, Be). Рудное поле имеет четко выраженное меридиональное направление, параллельное контакту массива с вмещающими породами такырской свиты. Протяженность его около 5 км при ширине 3,5 км. Рудовмещающими являются среднезернистые биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса и их жильные дериваты (аплитовидные граниты, аплит-пегматиты, пегматиты и кварцевые жилы). Площадь месторождения порядка 5-8 км² [118].

Редкометалльные пегматиты локализуются в узкой тектонически ослабленной зоне, контролируются Первомайско-Белогорским региональным разломом широтного направления с локализацией рудных тел в его оперяющих разрывных структурах северо-западного и субмеридионального простирания

(рис. 5.6). Падение пегматитовых жил к западу (50-70°), в сторону корневой части (магмовода) Белогорского массива.



1 – углисто-глинистые сланцы такырской свиты (D₃); 2 – флишоидные алевролитопесчанниковые отложения бурабайской свиты (C_{1v2-3}); 3 – 4 – граниты калбинского комплекса P₁ (3 – средне-крупнозернистые порфириновые биотитовые граниты I фазы, 4 – среднезернистые биотитовые и мусковитизированные граниты II фазы); 5 – дайки миролюбовского комплекса, P₂ – T₁; 6 – 8 – пегматитовые месторождения и рудопроявления (6 – редкометалльные, 7 – тантал-оловянные, 8 – блоковые микроклиновые); 9 – грейзеново-кварцево-жильные олово-вольфрамовые; 10 – кварцево-жильные оловянные; 11 – россыпи касситерита и шеелита; 12 – рудные узлы (1 – Белогорско-Баймурзинский, 2 – Комаровский). Месторождения: 1 – Новое, 2 – Заречинское II, 3 – Жаман-Жазике II, 4 – Белая Гора, 5 – Верхняя Баймурза, 6 – Калай-Топкан, 7 – Баймурза I, 8 – Зареченское I, 9 – Зареченское II, 10 – Чудук-2, 11 – Аномалия №5, 12 – Шудук, 13 – Комаровское, 14 – Верхне-Черновское.

Рисунок 5.6 – Схема размещения редкометалльных объектов в Белогорском и Прииртышском гранитоидных массивах Центральной Калмы. Выкопировка из металлогенической карты листа М-44-XXIV (по Б. А. Дьячкову, Т. М. Никитиной, Н. П. Майоровой, 2008 г.)

Рудное поле характеризуется зональной сменой минеральных типов пегматитов и оруденения (с севера на юг):

микроклиновые, альбит-микроклиновые	→	альбитовые, микроклиноальбитовые	→	альбит-сподуменовые
Be, Nb	→	Ta, Nb, Sn, Be, Li	→	Li, Sn, Ta, Be

Редкометалльные пегматиты представлены правильно плитообразными жилами, выдержанными по простиранию и падению, имеющими с гранитами четкие и ровные контакты. Мощность жил первые метры, а длина варьирует от 200 до 2700 м. Для пегматитов характерны процессы замещения – альбитизация и сподуменизация, выделяются кварц-микроклиновые, альбититовые и альбит-сподуменовые пегматиты, в которых содержание сподумена достигает 40%.

Месторождение относится к потенциально промышленному типу на литий и олово, разрабатывалось старателями на олово и сподумен. Запасы олова балансовые составляют 2109 т, забалансовые – 118,0 т [118]. Учитывая возможности комплексного извлечения лития из сподуменовых и слюдяных концентратов по аналогии с другими пегматитовыми месторождениями прогнозные ресурсы Li могут составить 3000-5000 т. Рекомендуются доразведка месторождения.

Месторождение *Калай-Топкан* размещается в восточном экзоконтакте Белогорского гранитного массива (рис.5.6) и приурочено к восточному крылу антиклинальной структуры северо-западного направления (О. С. Маринкин, Н. Н. Лукашук, 1977 г.) [119]. Представлено серией кулисных пегматитовых жил северо-западного простирания общей протяженностью до 7 км. Жилы прослеживаются в длину до 1-1,5 км при мощности до 5,5 м, падение их на запад под углами 60-75⁰. По форме они представляют уплощенные линзы с апофизами и ответвлениями.

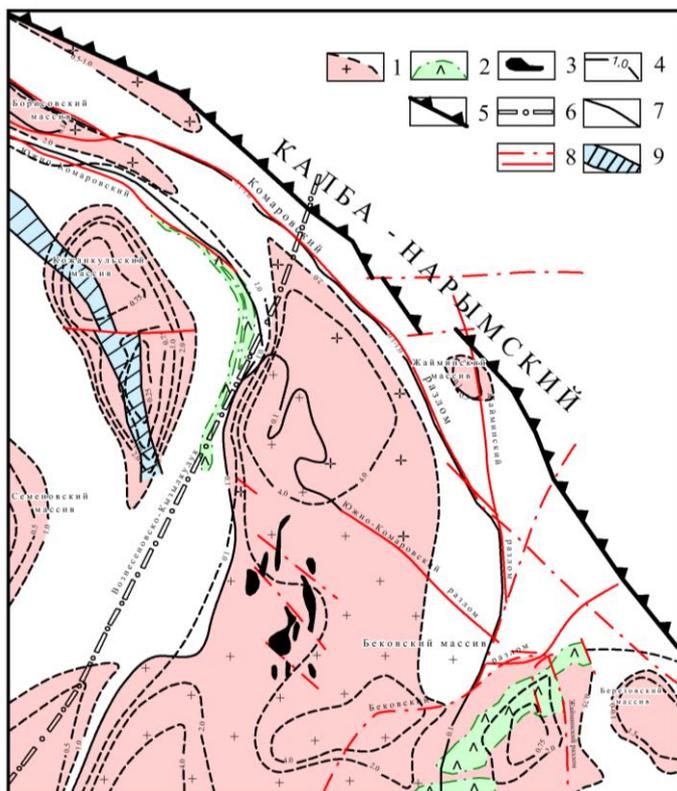
По составу это преимущественно кварц-микроклин-альбитовые пегматиты, в которых содержание альбита до 10-60%. Главные рудные минералы – танталит, касситерит и берилл. Второстепенные минералы: жильбертит, циматолит, флюорит, гранат, арсенопирит, пирит и редко сподумен. Часто отмечаются пятнистые гнезда фосфатов железа и марганца. Танталит и касситерит имеют мелкокрапленные размеры (доли и первые мм, реже 1-2 см). В грейзенизированных разностях фиксируется средне- и мелкочешуйчатый зеленый мусковит, вкрапленность танталита и касситерита. Отмечаются также кварцевые прожилки лестничного типа с касситеритовой минерализацией. По результатам анализов бороздовых проб (основных и контрольных) содержание основных компонентов достигает кондиционных значений (%): Ta – до 0,008-0,018; Sn – до 0,04-0,26 и BeO – 0,06-0,15. По результатам бурения подсекались слепые пегматитовые жилы, содержащие Ta₂O₅ – 0,011%; Sn – 0,084%; Be – 0,073%; Li – 0,014% при условной пятиокиси Ta₂O₅ – 0,027%.

Перспективы данного объекта определяются по следующим данным: 1) пространственное положение в непосредственной близости от промышленных месторождений Белая Гора и Верхняя Баймурза; 2) выдержанность рудного поля с поверхности и на глубину; 3) вторичные литогеохимические аномалии Sn, Be, Cs, Li, Ta, Nb, W, As и других элементов; 4) минералы-индикаторы оруденения (зеленая слюдка, жильбертит, циматолит, фосфаты Fe и Mn; 5) повышенные содержания Ta, Nb, Be, Sn на уровне рядовых проб

промышленных месторождений; б) возможность обнаружения скрытых рудных тел на глубине в зонах осветления вмещающих осадочных пород; 7) прогнозные авторские запасы Ta_2O_5 по данным разных авторов – 110-200 т. На этом основании месторождение Калай-Топкан рекомендуется к доразведке на глубину с оценкой на Ta, Sn, Be, Li.

5.6.2 Региональное геологическое изучение территории.

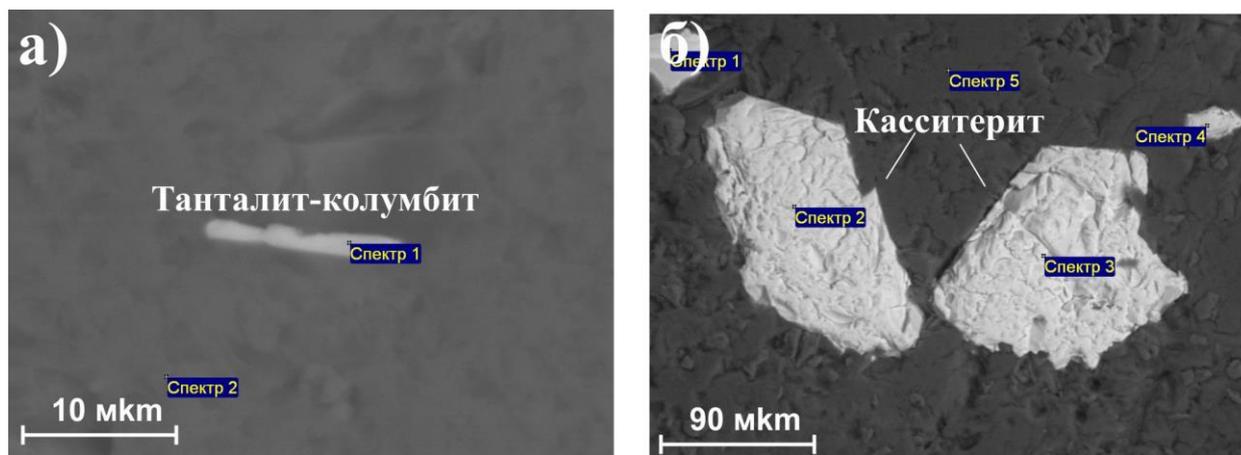
Предусматривается для прогнозирования и поиска скрытых и погребенных рудоносных редкометалльных структур и месторождений на перспективных площадях Калба-Нарымской зоны. В первую очередь рекомендуется постановка глубинного минерагенического картирования (ГМК-200) Шульбинской площади (лист М-44-IX). Обоснованием являются следующие предпосылки: а) по площади это четвертая часть Калба-Нарымской зоны, в которой широко развиты скрытые гранитоподобные массивы и их апофизы (по геолого-геофизическим данным), рис. 5.7; б) интенсивная проработка вмещающих осадочных пород надинтрузивной зоны (ороговикование, гранитизация, грейзенизация, сульфидизация и окварцевание и др.); в) прямые признаки редкометалльного оруденения (Sn, W) в виде грейзеново-кварцевожильных Sn-W рудопроявлений (Кожанкуль, Коростели, Степановское, Комаровское), оловоносных онгонитов (Ржавая Сопка), золотоносных и железорудных проявлений); г) детальные перспективные участки (на Ta, Sn, W), выделенные по результатам предыдущих поисковых работ и ГДП-200 с оценкой прогнозных ресурсов: Sn – 14400 т, W – 3000, Ta_2O_5 – 5000 т (А. Е. Степанов и др., 2006 г.).



1 – контуры скрытых массивов гранитного, 2 – диоритового состава, и 3 – дайкообразные тела габбро-диабазов; 4 – изолинии глубинности массивов; 5 – Калба-Нарымский граничный разлом; 6 – 8 – разрывные нарушения (6 – первого порядка; 7, 8 – оперяющие мелкие разломы; 9 – прогнозируемая рудоносная зона.

Рисунок 5.7 – Схема размещения гранитоидных массивов в Шульбинском рудном районе (по материалам Алтайской геолого-геофизической экспедиции)

Широкое развитие на данной площади рудоносных кварцевых жил (W, Sn), гидротермально-измененных рудовмещающих пород, апофизов гранитных массивов и оловоносных даек кварцевых альбитофиров (онгонитов) рассматриваются в качестве индикаторов скрытых редкометаллоносных гранитных массивов. Онгонитовые дайки обогащены фтором (типичные топазиты по Дергачеву, 1991 г.). По результатам наших анализов брекчированные дайки содержат микровключения танталит-колумбита, касситерита и других минералов (рис. 5.8).



а – микрозерно танталит-колумбита пластинчатой формы; б – микрозерна касситерита кристаллографической формы.

Рисунок 5.8 – Микровключения рудных минералов в брекчированных кварцевых альбитофирах на рудопроявлении Ржавая Сопка. Аналитик А. Садибеков

На рудопроявлении Ржавая Сопка развиты также остаточные коры выветривания мощностью до 20 м с прогнозными ресурсами олова – 1500 т. Поэтому рудопроявление рекомендуется для дополнительного изучения на глубину.

Минерагеническое картирование Шульбинской площади должно проводиться на основе разработанных геолого-структурных, рудно-петрологических и минералого-геохимических критериев прогнозирования и поиска редкометалльных объектов с использованием современных методов дистанционного зондирования (геофизические, геохимические, космические и др.) и высокоточных лабораторных анализов. Ожидается выявление новых редкометалльных объектов пегматитового, альбитит-грейзенового типов и в корях выветривания (типы месторождений Кварцевое, Карасу, Сарымбета и др.).

5.6.3. Переоценка перспектив Карагоин-Сарыозекской рудной зоны.

В пределах этой зоны известны особый тип альбит-сподуменовых пегматитов, ассоциирующих с плагиогранитами и дайками кунушского комплекса СЗ (Ахметкино, Точка. Ново-Сарыозек, Кушбарлык, Медведка и др.). В изучение этих объектов большой вклад внесли В. Ф. Кащеев, А. Р. Бутко, П. И. Сенишин, Р. С. Губайдуллин и др. [118-121]. По масштабности это мелкие месторождения, характеризующиеся бедным содержанием Та, Ве, Sn и большими прогнозными ресурсами литиевых руд. По аналогии с разведанным месторождением Ахметкино, они могут рассматриваться как резервные на литиевое оруденение (с попутным извлечением тантала и бериллия) [122,123]. Указанное направление представляется весьма актуальным и заслуживает проведение специальных научно-исследовательских и оценочных работ.

5.6.4 Оценка нетрадиционного «внепегматитового» типа редкометалльного оруденения.

К этому типу относятся альбитит-грейзеновые объекты с олово-тантал-литиевым оруденением, которые выходят на поверхность или скрыты на глубине (Ново-Ахмировское, Карасу, Мало-Черновинское, Апогранитное, Торткалмак и др.). По особенностям редкометалльного оруденения они близки к месторождениям Сарымбет (Северный Казахстан) и Алаха (Горный Алтай), заслуживают дополнительного изучения, как потенциального источника редких металлов [124].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа большого фактического материала по геологическому строению и редкометалльной металлогении Калба-Нарымской зоны прошлых лет и выполненных научно-исследовательских работ автором получены следующие основные результаты:

1) Выполненный анализ современного состояния геологии и металлогении Калба-Нарымской зоны показывает, что несмотря на достаточно хорошую изученность этой территории имеются еще дискуссионные и проблемные вопросы, главными из которых являются разработка критериев глубинного прогноза и поиска скрытых редкометалльных месторождений и укрепление минерально-сырьевой базы для редкометалльного производства.

2) На основе современных мобилистских гипотез дальнейшее развитие получили представления о поясовом размещении редкометалльных месторождений в Калба-Нарымской зоне, сформированных в герцинский цикл в постколлизии (орогенной) обстановке пермского времени. В металлогеническом плане они образуют Калба-Нарымский редкометалльный пояс региональной ранговости (длиной более 500 км), входящий в общую систему рудных поясов Большого Алтая, перспективы которых еще не исчерпаны.

3) По геолого-геофизическим материалам прошлых лет (П. В. Сериков, В. Н. Любецкий, Г. П. Нахтигаль и др.) уточнены границы северо-западного фланга Калба-Нарымской зоны, испытавшие здесь расширение и подворот по Теректинскому глубинному разлому в субмеридиональном направлении, возможно под влиянием Рудноалтайского надвига на Калба-Нарымскую зону. В возникшей области растяжения локализовались выходящие на поверхность и скрытые гранитоидные массивы, потенциально рудоносные на редкометалльное оруденение, что повышает перспективность Шульбинского рудного района.

4) Подчеркивается неравномерное распределение редкометалльного оруденения в Калба-Нарымском гранитоидном поясе различных геолого-генетических типов (пегматитовых, альбитит-грейзеновых, грейзеново-кварцевожилых и др.), среди которых ведущее геолого-промышленное значение придается редкометалльно-пегматитовым месторождениям (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.), сосредоточенным преимущественно в Центрально-Калбинском тектоническом блоке повышенной тектонической активности.

5) В геолого-структурном контроле редкометалльного оруденения ведущее значение придается разрывной тектонике (разломы различного порядка и возраста, оперяющие трещинно-разрывные структуры, магмоводы, узлы пересечения разломов и др.). Главное рудоконтролирующее значение в размещении редкометалльных пегматитовых полей и месторождений (Огневско-Бакенного, Асубулакского и Белогорско-Баймурзинского) имела

регматическая система древних субширотных глубинных разломов, активно проявленных в орогенную стадию формирования редкометаллоносных гранитоидных массивов, синхронно с процессами рудообразования (Киинско-Гремячинский, Асубулакский и Первомайско-Белогорский и другие).

6) Получена дополнительная информация о пространственно-генетической связи главного редкометалльно-пегматитового оруденения с гранитоидами I фазы калбинского комплекса повышенной основности, что согласуется с работами других исследователей [8,19,26,28 и др.]. Кроме тесной пространственной связи гранитоидного магматизма и редкометалльного оруденения, полученные новые результаты электронной микроскопии подтверждают минералого-геохимическую специализацию этих гранитоидов на редкие элементы (Li, Rb, Cs, Sn и др.).

7) Главная закономерность Асубулакского рудного поля многокорневой морфоструктуры заключается в том, что здесь редкие объекты локализованы в трещинно-разрывных структурах, оперяющих Асубулакский широтный разлом, и прослеживаются вдоль него с шагом 1,5 км. Рудные тела имеют преимущественно пологое южное падение под углами 30-40°. Проявляется поперечная зональность рудного поля с размещением блоковых микроклиновых пегматитов (Nb, Be) в его лежащем боку, а более продуктивных сподуменсодержащих и цезиеносных – на висячем фланге, что отмечалось и другими исследователями (Е. П. Пушко, Г. Б. Мелентьев, Б. Я. Аргмакова и др.). В рудных телах проявляется продольное линейно-узловое распределение оруденения (Ta, Be, Sn, Li), определенное внутрирудной трещинной тектоникой, с максимумами рудоконцентрации во внутренних утолщенных частях пегматитовых жил, образуя рудные ленты или рудные столбы [28].

8) В результате минералого-геохимических исследований, выполненных с использованием электронной микроскопии, получены новые данные о вещественном составе редкометалльных пегматитовых месторождений Асубулакского рудного поля с определением типоморфных минералов и геохимических элементов-индикаторов редкометалльного пегматитообразования. Главный поисковый минералогический критерий рудоносности пегматитов – степень интенсивности проявления в них метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, лепидолитизация, сподуменизация и окварцевание), которые проявлялись неоднократно с привнесением редких элементов (Ta, Nb, Be, Li и др.).

9) На Юбилейном месторождении стадийная направленность пегматитообразования и оруденения отражается последовательной сменой минеральных комплексов: 1) олигоклиз-микроклиновый (безрудный), 2) микроклиновый; 3) микроклин-альбитовый; 4) кварц-альбит-мусковитовый (грейзеновый); 5) альбитовый; 6) сподуменсодержащие и цезиеносные цветные (рудные). Для каждого минерального комплекса определены типоморфные минералы (микроклин, слюды, клевеландит, лепидолит, поллуцит, цветные турмалины, берилл, касситерит, танталит и др.). Среди них наиболее

информативными минералами являются слюды, обогащенные редкими элементами – Li, Rb, Cs, Ta, Sn, W (мусковит, зеленая слюдка, лепидолит, жильбертит). Впервые установлена повышенная литиенность мусковитов, широко развитых в различных минеральных комплексах, что имеет практическое значение.

10) Наиболее продуктивными на танталовое оруденение являются новые, сподуменсодержащие и поллуцитоносные минеральные комплексы, содержащие типоморфные минералы – сподумен, поллуцит, клевеландит, лепидолит, цветные и полихромные турмалины. Для этих комплексов характерны танталоносные минералы – микролит и иксиолит, а в целом на месторождении преобладают марганцовистые разновидности танталита – манганотанталит. Впервые по данным электронной микроскопии в танталитах зафиксированы повышенные значения Au, Ag, Pt, Ir, Cd, Sb, а в рудах выявлено микровключение самородного золота размером 25 мкм. В результате BSE-анализа в альбитовом минеральном комплексе впервые обнаружены фосфатные марганцевые минералы: сиклерит (LiMn_2PO_4), беусит ($\text{Mn}_2\text{Fe}_2\text{Ca, Mg}_3(\text{PO}_4)_2$) и фэйрфелдлит – $\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{PO}_4)_2$, также являющиеся индикаторными минералами.

11) Геохимические критерии прогнозирования редкометалльных пегматитов – это обогащенность их редкими щелочами (Li, Rb, Cs) и редкими элементами (Ta, Nb, Be, Sn), которые фиксируются в первичных и вторичных геохимических аномалиях. Установлен аналогичный состав геохимических элементов в рудовмещающих гранитах I фазы калбинского комплекса (в мономинеральных фракциях кварца, полевых шпатов и биотита) и редкометалльных рудах, что указывает на близость состава исходных магматических расплавов и рудоносных флюидпотоков. Кроме редких металлов, в пегматитах выявлен широкий спектр других элементов (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ti, As, Sb и др.), отражающих смешанный источник рудоносных расплавов – растворов. Исходные гранитные расплавы по преобладанию в них литофильных элементов, редких земель лантаноидной группы и невысокому содержанию стронция имели, вероятно, коровое происхождение [125].

10) Установлен более поздний возраст даек миролюбовского комплекса (P_2), которые не только пересекают все разновидности калбинского и монастырского комплексов, но и связанные с ними рудные тела, а также проникают в Иртышскую зону смятия без видимого изменения. Поздние дериваты этого комплекса – кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры (онгониты), геохимически специализированные на Li, Sn, Ta, Nb, Be, W, рассматриваются в качестве индикатора скрытых редкометаллоносных гранитов [122], что может быть использовано в практике геологоразведочных работ.

11) На основе разработанных региональных и локальных прогнозно-поисковых критериев выполнена оценка перспектив изученной территории и приводятся научно-практические рекомендации. Перспективное направление

дальнейших исследований заключается в постановке глубинного минерагенического картирования Шульбинского рудного района (ГМК-200), Центрально-Калбинском рудном районе (Огневско-Бакенный, Асубулакский, Белогорско-Баймурзинский) с переоценкой их на комплексное олово-тантал-литиевое оруденение, оценке нетрадиционного «внепегматитового» альбитит-грейзенового оруденения (Li, Ta, Sn) в редкометаллоносных гранитах (апогранитах) и литиеносных пегматитах Карагоин-Сарыюзекской рудной зоны. Проведенные научно-исследовательские работы показывают, что в Калба-Нарымской зоне имеются резервы укрепления минерально-сырьевой базы для действующих предприятий редкометалльного производства Восточного Казахстана. Разработанные научно-практические рекомендации и перспективные площади отражены на прогнозной карте. Реализация практических результатов диссертационной работы заключается в получении Актов внедрения от геологоразведочных компаний ТОО «ГРК Топаз» и ТОО «Геос».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Большой Алтай. Сборник материалов по проблеме комплексного изучения и освоения природных ресурсов Алтайско-Иртышского района // Изд. Академии Наук СССР, - 1936. - Т. II. - С. 612.
- 2 Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. – М.: Недра, 1972. – 212 с.
- 3 Стучевский Н. И., Багадаев Б. А. Геологическая служба Восточного Казахстана (очерк истории развития, взгляд в будущее). – Усть-Каменогорск: 2006. – 84 с.
- 4 Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. – 467 с.
- 5 Щерба Г.Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. – Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1957. – 216 с.
- 6 Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. – Алма-Ата: Наука, 1958. – 325 с.
- 7 Абдулкабирова М. А., Строева М. Н. О возрасте гранитных интрузий Калбы // Известия АН КазССР. Серия Геол. – 1955. - №19 – С.40-50.
- 8 Кузнецов В. И. Формирование пегматитов в связи с тектоникой и становлением гранитных массивов. – М.: Недра, 1977. – 184 с.
- 9 Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая // Известия АН КазССР. Серия Геол. – 1955. - №27 – С.105-108.
- 10 Щерба Г. Н. Геотектогены и рудные пояса. - Алма-Ата: Наука, 1970. – 184 с.
- 11 Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры. - Алма-Ата: Наука, 1975. – 276 с.
- 12 Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае // Основные идеи Кассина Н. Г. В геологии Казахстана. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. – С.357-378.
- 13 Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая // Сов. Геол. - 1962. - №6. – С. 77-93.
- 14 Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. – Алма-Ата: Наука, 1975. - 342 с.
- 15 Щерба Г. Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г. П. Рудоносность гранитных формаций Юго-Западного Алтая // Известия АН КазССР. Серия Геол. – 1979. - №2 – С. 18-31.
- 16 Дьячков Б.А. Гранитоиды Восточной Калбы и связанные с ними постмагматические образования // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана: Труды Каз ИМС. – Алма-Ата, 1966. – С. 69-79.

- 17 Майорова Н.П. Редкометалльные гранитоидные формации Калба - Нарымского пояса. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2004. – 92 с.
- 18 Дьячков Б. А., Мысник А. М. К вопросу о возрасте золотого оруденения Калбы // Геология, геохимия и минералогия золоторудных месторождений Казахстана. – Алма-Ата, 1968. – №1. – С.45-47.
- 19 Дьячков Б. А. Рудоносность магматических образований Калба-Нарымской зоны // Известия АН КазССР. Серия Геол. – 1979. - №6.
- 20 Дьячков Б.А. О соотношении кунушского комплекса Калбы и редкометалльного оруденения // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. – Алма-Ата: Наука, 1971. – С.165-171.
- 21 Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А. П., Степанов А. С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. – М.: Наука, 1982. – 248 с.
- 22 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата: Наука, 1984. – 240 с.
- 23 Шулыгин В. С., Навозов О. В. Магматические комплексы Калба-Нарымской зоны // Известия АН КазССР. Серия Геол. – 1986. - №5. – С. 36-45.
- 24 Леонтьев А. Н. Формации позднегерцинских редкометалльных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. – М.: Недра, 1969. – 164 с.
- 25 Пушко Е. П. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов Калбы: автореф. к. г.- м. н.: 04.00.08. – Новосибирск: Академия наук СССР, 1978. – 28 с.
- 26 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). – Алматы, 1994. - 208 с.
- 27 Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Стучевский Н. И., Нахтигаль Г. П., Антоненко А. Н., Любецкий В. Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. – Алматы: Гылым, 1998. - 304 с.
- 28 Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А. М., Ганженко Г. Д., Сапаргалиев Е. М. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. - 400 с.
- 29 Дьячков Б. А., Сапаргалиев Е. М., Мысник А. М. и др. Выявление закономерностей рудообразования в рудных поясах Восточного Казахстана с выделением продуктивных минерагенических уровней и структур, перспективных на обнаружение месторождений цветных, благородных, редких металлов и нерудных полезных ископаемых. Кн. 1 – 184 с., Кн. 2 – 280 с. Усть-Каменогорск – Алматы, Фонды ТОО «АГЭИ», - 2008.
- 30 Минерально-сырьевые ресурсы тантала, ниобия, бериллия, циркония и фтора: геология, экономика, технология // Сборник докладов, Усть-Каменогорск, 2003. – 416 с.
- 31 Котлер П. Д., Хромых С. В., Владимиров А. Г., и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпритация гранитоидов Калба-Нарымского

батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. – Москва, 2015. – Т. 462, № 5. – С.1–6.

32 Хромых С. В., Котлер П. Д., Гурова А. В., Семенова Д. В. Посторогенные дайковые пояса Алтайской аккреционно-коллизийной системы: геологическая позиция, состав и возраст // Матер. четвертой междунауч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2018. – С. 161-162.

33 Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. - №7-8. – С. 8-29.

34 Буслов М. М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52, №1. – С.66-90.

35 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н, Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321-1338.

36 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, №7. – С. 621-636.

37 Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., и др. Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая (средний – поздний палеозой) // Препринт № 1/16. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. – 51 с.

38 Хромых С. В., Изох А. Э. Синколлизийный базитовый магматизм Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Матер. третьей междунауч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2016. – С. 201-203.

39 Бисатова А. Е., Дьячков Б. А., Айтбаева С. С., Соляник В. П., Оразбекова Г. Б. О Калгутинской золотоносной вулcano-плутонической ассоциации на Южном Алтае // Матер. четвертой междунауч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». - Новосибирск, 2018. – С. 13-14.

40 Соколова Е. Н., Смирнов С. З., Хромых С. В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. – 2016. – Т. 24, № 2. – С. 168–193.

41 Филиппов В. А. Некоторые особенности редкометалльной металлогении Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. – 1978. - №8. – С. 53-58.

42 Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. Состав, флюидный режим и генезис онгонит-

эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, №11. – С.1748-1775.

43 Мякшин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометалльных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление // Геология и разведка недр. – 2003. - №2 (7). – С. 22-25.

44 Матайбаева И.Е. Закономерности формирования, условия размещения и прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив месторождений редких металлов и редких земель Восточного Казахстана: дис. доктора философии (PhD): 6D070600 / КарГТУ. - Караганда, 2017. – 147 с. (на правах рукописи).

45 Дьячков Б.А., Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Гавриленко О.Д. Типы редкометалльных месторождений Восточного Казахстана, и их оценка // Горный журнал. – 2017. - № 8. – С. 45–50.

46 Dyachkov B.A., Omirserikov M., Zimanovskaya N. About metallogenic Zoning of Geological Structures of the Great Altai // Materials of 6th Saint Petersburg International Conference and Exhibition. - Saint Peterburg, 2014. – We P10.

47 Safonova I. The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main detatable issues // Geoscience Frontiers. – 2014. – No 5. – pp. 537-552.

48 Dyachkov B., Mizernaya M., Kuzmina O., Zimanovskaya N., Oitseva T. Tectonic and Metallogeny of East Kazakhstan // Tectonics – Problems of regional settings. – 2018. – pp. 67-84.

49 Кузьмин М. И., Ярмолук В. В. Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа. – 2017. - №6. – С. 12-25.

50 Гаськов И. В. Сравнительная характеристика вулканизма и колчеданного оруденения островодужных обстановок Рудного Алтая и Урала // Матер. второй междуна. науч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2014. – С. 28-30.

51 Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Зимановская Н.А., Кузьмина О.Н., Майоров В.Н., Мизерная М.А., Садвакасова Г.Е., Оразбекова Г.Б. Геотектоническая позиция и металлогения Южного Алтая // Геология и охрана недр. – 2016. - №1(58). – С. 37-48;

52 Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. – Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2013. – 365 с.

53 Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. – 130 с.

54 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 5. – С. 451–475.

55 Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Увтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы: Гылым, 1997. - 288 с.

56 Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. - Томск: STT, 2008. - 226 с.

57 Zou Tianren, Cao Huizhi, Wu Boging. Pegmatites of Altai province, Xinjiang // Acta Geological Sinica. -1989. - Vol. 2, № 1. - P.45.

58 Frolova O. V., Gavrilenko O. D., Mataybaeva I. E., Seltman R. The rare earth type of deposits of East Kazakhstan // Materials of IX International conference. – Ust-Kamenogorsk, 2015. – pp. 100-106.

59 Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А., и др. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и минерагения Казахстана. – Алматы, 2000. – ч. 1. – С. 73-81.

60 Любецкий В.Н. Глубинное строение Калбы по геолого-геофизическим данным // Известия АН Каз. СС. Серия геол. - 1991. - №5. – С. 66-72.

61 Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Доклады РАН. – 2009. – Т. 424, № 1. – С. 84-88.

62 Котлер П. Д. Петрология гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан): дис. к. г.-м. н.: 25.00.04 / ФБГУН Институт земной коры СО РАН. – Новосибирск, 2017. – 205 с. (на правах рукописи).

63 Хромых С. В., Цыганков А. А., Котлер П. Д., Навозов О. В., Крук Н. Н., и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: Тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 983-1004.

64 Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. – М.: Госгеолтехиздат, 1954. - 294 с.

65 Айтиалиев Ж. А., Брач П. А., Брюшков В. И., Ергалиев А. Е., Шавло С.Г., Щерба Г. Н. Перспективные площади на олово и редкие металлы в Калба-Нарымском рудном районе. Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1:200 000 // фонды МД «Востказнедра», Алма-Ата: АН КазССР, 1954. – 232 с.

66 Рундквист Д.В. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. – Л.: Недра, 1978. - 607 с.

67 Солодов Н. А. К оценке редкометалльных пегматитовых проявлений Калбы // Академия наук СССР. – Москва, 1963. – 17 с.

68 Садовский Ю. А., Михайлов А. Г., Андрияшин В. В., Голованов А. А., Пушко Е. П., Тупицин А. В., Воротилов Н. А., Пушко Г. В. Отчет по теме Б.1.4.400 (30) 85-2/203 «Оценка перспектив на тантал и цезий, разработка поисковых критериев и направлений поисково-разведочных работ в Калбинском редкометалльном районе» // фонды МД «Востказнедра», Алма-Ата: КазИМС, 1975. – 264 с.

69 Дьячков Б. А. Литиеносные месторождения Восточного Казахстана // Матер. Всерос. научно-практ. совещания. – Новосибирск, 2018. – С. 42-47.

70 Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. – М.: АН СССР, 1962. - 233 с.

71 Мелентьев Г. Б., Айздердзис Д. Я. Информационная записка (по теме №60-Д) «Новые данные о перспективах района Асу-Булакского и Баймурзинско-Белогорского пегматитовых полей (В. Казахстан) на танталовое и цезиевое оруденение с рекомендациями по направлению поисково-разведочных работ» // фонды МД «Востказнедра», Москва: Академия наук СССР, 1973. – 27 с.

72 Аргамакова Б. Я., Миназов Р. С., Мелентьев Г. Б., Ермолин В. Т. Результаты поисковых и поисково-разведочных работ на поллуцитовых проявлениях Центральной Калбы на участках Красный Кордон, Унгурсай, Жеты-Сары, Дворянское (отчет Белогорской ГРП за 1971-1974 гг.) // фонды МД «Востказнедра», пос. Красный Кордон, 1975. – 160 с.

73 Маринкин О. С., Лукашук Н. Н. Отчет о результатах площадных поисковых работ масштаба 1:10 000 на редкие металлы в районе Асубулакского и Белогорского рудных полей, проведенных Асубулакской ГРП в 1974-77 гг. // фонды МД «Востказнедра», Усть-Каменогорск, 1977. – 198 с.

74 Коваленко В.И. Геология и геохимия редкометалльных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1977. - 208 с.

75 Смирнов А. М. Отчет о научно-исследовательской работе «Изучить нетрадиционный тип оловяно-танталового оруденения в Калба-Нарыме с выделением перспективных участков и внедрить рекомендации по направлению поисковых работ» (темы 0-56 (509), 2-46) // фонды МД «Востказнедра», Алма-Ата: КазИМС, 1992. – 86 с.

76 Дьячков Б. А., Никитина Т. И., Ермоленко А. Е. Геологическое строение и оценка перспектив Юбилейного пегматитового месторождения Центральной Калбы // фонды МД «Востказнедра», Усть-Каменогорск, 1987. – 262 с.

77 Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978. - 136 с.

78 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. О зональном размещении редкометалльного оруденения на Юго-Западном Алтае // Известия Ан Каз. ССР. Серия геол. – 1979. - №2. – С. 18-31.

79 Геолого-генетические модели рудных полей как основа локального прогноза, скрытого оруденения // Сборник научных трудов. – Алма-Ата: КазИМС, 1989. - 80 с.

80 Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. – М.: Недра, 1992. -308 с.

81 Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. – М., ГЕОС, 2000. – С. 204-224.

82 Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. Минеральные парагенезисы как отражение условий минералообразования // Рудогенез: Сб. научн. статей. Матер. междун. конф. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. - 346 с.

83 Омирсериков М.Ш., Исаева Л.Д. Геолого-динамическая модель формирования редкометалльных месторождений Калба-Нарымской рудной зоны // Геологическая наука независимого Казахстана: достижения и перспективы. – Алматы, 2011. – С. 199-203.

84 Байбатша А. Б. Модели месторождений благородных металлов. – Алматы: КазНТУ, 2014. – 452 с.

85 Смирнов С. З. Флюидный режим магматического этапа развития редкометалльных гранитно-пегматитовых систем: петрологические следствия: автореф. д. г.-м. н.: 25.00.04 / ФБГУН Институт земной коры СО РАН. – Новосибирск, 2015. – 42 с.

86 Рафаилович М. С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. – Алматы, 2009. – 304 с.

87 Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Козловский А. М. и др. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологай) // Петрология. – 2016. – Т.24, №5. – С. 515-536.

88 Садовский Ю. А., Степаненко Н. И., Пушко Е. П., Михайлов А. Г., Зимин О. Г. Об основных параметрах и флюидном режиме становления редкометалльных гранитных пегматитов // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких металлов. – Алма-Ата: КазИМС, 1978. - № 5. – С. 51-72.

89 Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Макрыгна В. А., Кузнецова Л. Г. Редкометалльные пегматиты // Гранитные пегматиты; Т.2. – Новосибирск: Наука, 1997. – 285 с.

90 Oitseva T. A., Dyachkov B.A., Vladimirov A. G., Kuzmina O. N., Ageeva O. V. New data on the substantial composition of Kalba rare metal deposits // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – Томск, 2017. - №110.

91 Ойцева Т. А., Дьячков Б. А., Владимиров А. Г., Кузьмина О. Н., Агеева О. В. Особенности формирования редкометалльных пегматитовых месторождений // Материалы четвертой международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2018. – С. 107-109.

91a Каталог минералов. <http://www.catalogmineralov.ru>

92 Ойцева Т. А., Дьячков Б. А., Агеева О. В. Особенности вещественного состава танталоносных пегматитовых месторождений Калбы // Материалы IV Международной научно-технической конференции студентов, магистрантов и молодых ученых «Творчество молодых инновационному развитию Казахстана». – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2018. – Ч. III. – С. 175-179.

93 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 им. Д. Серикбаева. – Усть-Каменогорск, 2017. - №1 (75). – С. 10-20.

94 Oitseva T. A., Kuzmina O. N., Murzintsev N, G., Kotler P. D. Rare metal structures, mineral types and age of the pegmatite deposits of Qalba-Narym granitoid belt // Восьмая международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2016. – С. 216-217.

95 Мурзинцев Н. Г., Ойцева Т.А., Котлер П. Д., Владимиров А. Г., Травин А. В., Хромых С. В., Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н. и др. AR/AR-изотопный возраст и структурный контроль сподумен-пегматитовых месторождений Восточного Казахстана. // Материалы третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2016. – С. 132-135.

96 Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Dyachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N., Vinogradov A.P. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // Russian Geology and Geophysics. – 2014. – №55. – P. 237-251.

97 Ойцева Т. А., Дьячков Б. А., Кузьмина О. Н., Агеева О. В. Геологическое строение и особенности вещественного состава руд Бакенного пегматитового месторождения (Восточный Казахстан) // Сборник материалов VI Российской научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». – Москва: ИГЕМ РАН, 2016. – С. 243-246.

98 Ойцева Т. А., Дьячков Б. А. Особенности геологического строения и минерального состава пегматитов Юбилейного месторождения Калбы // Материалы III Международной научно-технической конференции студентов, магистрантов и молодых ученых. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2017. – С. 157-161.

99 Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Миароловые пегматиты // Гранитные пегматиты; Т. 3. - Новосибирск: Наука, 1999. – 488 с.

100 Бескин С. М., Марин Ю. Б. Классификация пегматитоносных гранитовых систем // Материалы III межд. геол. конф.: «Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. – С. 40-42.

101 Morgan G. B., London D. Alteration of amfibolitic wallrocks around the Tanco rare element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba // Amer. Mineral. – 1987. – Vol. 72. – P. 1097-1121.

102 Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. - М.: Недра, 1987. - 224 с.

103 Xin Zhang, Hui Zhang, Zhan-Long Ma, Yun-Long Liu etc. A new model for the granite-pegmatite genetic relationships in the Kaluan-Azubai-Qiongkuer

pegmatite-related ore fields, the Chinese Altay // Journal of Asian Earth Sciences. – 2016. - №124. – P. 139-155.

104 Tang Yong, Wang Hong, Zhang Hui, Zheng-hang Lv. K-feldspar composition as an exploration tool for pegmatite-type rare metal deposits in Altay, NW China // Journal of Geochemical Exploration. – 2017. - №185. – P. 130-138.

105 Корец Piotr. Mineralogy of pegmatites from Western Finland (Naaralouma ana Kaatiala) and Sweden (Ranea) // Восьмая международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2016. – С. 216-217.

106 Tkachev A. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // Geological Society London Special Publications. – 2011. - №350 (1). – P. 7-23.

107 Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая, и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51, №3. – С. 222-238.

108 Беспаяев Х. А., Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Ужкенов Б. С. Золоторудные пояса Казахстана (глубинное строение, геодинамика развития, глубинные факторы локализации оруденения). - Алматы, 2007. – 284 с.

109 Дьячков Б. А., Ойцева Т. А., Мизерная М. А., Кузьмина О. Н., Зимановская Н. А. Закономерности формирования, геотектоническая позиция и критерии оценки рудоносности гранитоидного магматизма Восточного Казахстана // Материалы III международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании». – Екатеринбург, 2017. – С. 97-99.

110 Щерба Г. Н., Лопатников В. В., Сериков П. В., Дьячков Б. А., Щук Г. М. Морфология и строение Калба-Нарымского плутона // Известия АН СССР. Серия геол. – 1971. - №3. – С.57-65.

111 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., и др. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология, 2006. – Т. 14, № 1. – С. 90-108.

112 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.–С.6-11.

113 Дьячков Б. А., Ойцева Т. А., Мизерная М. А., Кузьмина О. Н. Редкометалльные рудоносные структуры Восточного Казахстана, и их оценка // Материалы международной научно-технической конференции. – Усть-Каменогорск: ВКГУ, 2018. – С. 232-241.

114 Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Дьячков Б.А., Щерба Г. Н., Беспаяев Х. А., Мыслик А. М., Артемьева Е. Л. Большой Алтай (геология и металлогения) // Кн. 3. Нерудные ископаемые. – Алматы: НИЦ Ғылым, 2003. - 304 с.

115 Артемьева Е.Л., Дьячков Б.А., Пасеков Ю.М. и др. Состояние и перспективы увеличения минерально-сырьевой базы высококалийевого полевошпатового сырья Восточного Казахстана // Известия АН КазССР. Серия геол. – 1984. - № 6. – С.13-17.

116 Смирнов А. М. Отчет по теме Б.П.3/408(30). 45-2/703 «Разработка критериев поисков скрытых танталовых месторождений в Калбинском районе». – Алма-Ата: КазИМС, 1984. – 194 с.

117 Оналбаева Ж. С., Самойлов В. И. Физико-химические исследования и разработка технологии гидрометаллургического вскрытия бериллового и литиевого минерального сырья. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2017. – 166 с.

118 Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана. Справочник. Второе издание. – Алматы, 2015. – 226 с.

119 Кашеев В. Ф., Бутко А. Р., Дистрянов В. М., Синишин П. И. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в Карагоин-Сарыозекской зоне за 1956 г. // Фонды «Востказнедра». - с. Таргын, 1957. – 190 с.

120 Дьячков Б. А., Ойцева Т. А., Бисатова А. Е. Современное состояние изученности и проблемные вопросы редкометалльной металлогении Калбы // Геология и охрана недр. – 2018. - № 3(68). – С. 34-42.

121 Ермолов П. В., Есимов Б. О. Редкометалльные провинции Казахстана: краткий обзор // Матер. Всерос. научно-практ. совещания. – Новосибирск, 2018. – С. 48-50.

122 Dyachkov B., Oitseva T., Frolova O., Mataibaeva I., Kusmina O. Geotectonic position, and ore potential of intrusive-dyke belts in East Kazakhstan // Proceeding of 17th International multidisciplinary scientific geoconference. – Bulgaria, 2017. – P. 239-246.

123 Kuibida M.L., D'yachkov B.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Kotler P.D., Rudnev S.N., Kruk E.A., Kuibida Y.V., Oitseva T. A. Contrasting Granite Magmatism in the Kalba Fold Belt (Eastern Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic Postorogenic Events // Journal of Asian Earth Sciences, 2018.

124 Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А. и др. О нетрадиционном типе редкометалльного оруденения Восточного Казахстана. // Материалы третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск, 2016. – С. 136-138.

125 Дьячков Б. А., Ойцева Т. А., Бисатова А. Е. Современное состояние изученности и проблемные вопросы редкометалльной металлогении // Геология и охрана недр. – 2018. - №3 (68). – С. 34-42.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по НРИИ
ВКГТУ им. Д. Серикбаева

О.Д. Гавриленко
«01» _____ 2018 г.



УТВЕРЖДАЮ
Проректор по УМР
ВКГТУ им. Д. Серикбаева

С.Ж. Рахметуллина
«01» _____ 2018 г.



АКТ

об использовании фундаментальных исследований на тему: «Геология, минералогия и условия формирования редкометалльного оруденения Восточного Казахстана (на примере Центральной части Калба- Нарымской зоны)» в учебном процессе университета

Мы, нижеподписавшиеся,
Начальник управления по АД,
Заведующая кафедрой «Геология и горное дело»,
Руководитель офиса коммерциализации технологий

Тажибаева Г.Б.
Нуршайыкова Г.Т.
Окасов Д. Е.

составили настоящий акт в том, что результаты фундаментальных исследований Ойцевой Татьяны Анатольевны - докторанта ВКГТУ им.Д. Серикбаева внедрены в учебный процесс кафедры «Геология и горное дело» в 2018 году.

Результаты фундаментальных исследований (2011-2018) по теме «Геология, минералогия и условия формирования редкометалльного оруденения Восточного Казахстана (на примере Центральной части Калба-Нарымской зоны)» используются при проведении лекционных и практических занятий для студентов геологических специальностей по следующей дисциплине: «Геология месторождений полезных ископаемых». Эффект – методика минералого-геохимических исследований вещественного состава редкометалльных пегматитов (на примере Калба-Нарымской зоны).

Эти данные отражены в Рабочей модульной учебной программе и syllabus по дисциплине «Геология месторождений полезных ископаемых», модуль 1 «Эндогенные месторождения»: тема 3 – Пегматитовые месторождения (лекция); в методических указаниях к практическим занятиям (стр. 5): тема 1.5 – Пегматитовые месторождения.

Начальник управления по АД,

Тажибаева Г. Б.

Руководитель офиса коммерциализации технологий

Окасов Д. Е.

Заведующая кафедрой
«Геология и горное дело»

Нуршайыкова Г. Т.

Декан ФНОЗ

Тунгушбаева З. К.

СОГЛАСОВАНО
Проректор по НРИИ



О.Д.Гавриленко
2018 г.



УТВЕРЖДАЮ
Президент ТОО «Геос»

В. А. Гуляйкин
2018 г.

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

Заказчик ТОО «Геос»

Настоящим актом подтверждается, что результаты диссертационной работы: «Геология, минералогия и условия формирования редкометалльного оруденения Восточного Казахстана (на примере центральной части Калба-Нарымской зоны)», выполненной в Восточно-Казахстанском государственном техническом университете им. Д.Серикбаева

Стоимостью Без стоимости

Внедрены в ТОО «Геос»

1. Вид внедрённых результатов: Информационная записка «О минералогическо-геохимических критериях прогноза месторождений редкометалльных пегматитов».
2. Характеристики масштаба внедрения: Единичное
3. Форма внедрения: Техническая документация
4. Новизна результатов научно-исследовательских работ: новые технологии прогнозирования и оценки редкометалльных пегматитовых месторождений Восточного Казахстана.
5. Внедрены:

- в промышленное производство: для использования информации при геолого-разведочных работах

- в проектные работы: для использования в проектах на поисковые работы

Социальный и научно-технический эффект: совершенствование технологии прогнозирования и поиска месторождений редких металлов с целью повышения эффективности геолого-разведочных работ.

от ВУЗа:

Руководитель офиса
коммерциализации технологий

 Д. Е. Окасов

Докторант

 Т. А. Ойцева

от Предприятия:

Генеральный директор ТОО «Геос»:

 Пятков Б. А.



Акт
о внедрении результатов научно-исследовательских работ



«Утверждаю»
Проректор по науке и международному
сотрудничеству ВКГТУ
О. Д. Гавриленко
20 октября 2015 г.



«Утверждаю»
Директор
ТОО «ГРК Топаз»
Н. Алимханов
г. Усть-Каменогорск

Мы нижеподписавшиеся,

Заведующей кафедрой «Геология и горное дело»
Профессор кафедрой «Геология и горное дело»
Начальник Иртышской партии

Г. Т. Нуршайыкова
Б. А. Дьячков
В. П. Соляник

Составили настоящий акт о том, что результаты научно-исследовательских работ грантового финансирования по договору с ГУ «Комитет науки» МОН РК по теме № 132-313-15 << Научное обоснование развития и создания собственной минерально-сырьевой базы редких и редкоземельных элементов в Восточном Казахстане>> переданы для внедрения в ТОО «ГРК Топаз» в виде «Карты размещения месторождений Восточного Казахстана» масштаба 1:1 000 000 (2015г.).

Карта подготовлена на современной геодинамической и рудно-формационной основе, отражает геотектоническое и металлогеническое районирование территории и объединяет ведущие типы железорудных, колчеданно-полиметаллических, золоторудных и редкометалльных месторождений Восточного Казахстана. Карта может быть использована в практике геологоразведочных работ подразделениями ТОО «ГРК Топаз» и других организаций при проведении геолого-съёмочных и поисковых работ.

Фактический экономический эффект = не подсчитывался.

Ожидаемый экономический эффект = не подсчитывался.

Приложение – электронная версия и бумажный вариант «Карты размещения месторождений Восточного Казахстана» - 1 экземпляр.

Заведующая кафедрой «Геология и горное дело»
Профессор кафедрой «Геология и горное дело»
Начальник Иртышской партии


Г. Т. Нуршайыкова
Б. А. Дьячков
В. П. Соляник

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Содержание редких земель в мусковитах из пегматитов Юбилейного месторождения (г/т)

№ п/п	№ Пробы	Месторождение Участок	Хар-ка породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма	Сумма легких	Сумма тяжелых	Коэффициент
1	5953-б	Юбилейное	Мусковит	10.14	16.02	2.05	6.91	0.83	0.26	0.97	0.15	1.18	0.40	0.41	0.21	1.37	0.09	40.99	35.95	5.04	7.13
2	4953	Юбилейное	Мусковит	11.01	20.49	2.61	9.28	1.14	0.29	0.92	0.13	1.17	0.38	0.34	0.18	1.20	0.05	49.19	44.53	4.66	9.56
3	4980-б	Юбилейное	Мусковит	11.90	21.93	2.91	10.46	1.16	0.28	1.20	0.15	1.09	0.38	0.38	0.17	1.12	0.04	53.17	48.36	4.81	10.05
4	4987-г	Юбилейное	Мусковит	22.36	39.30	4.58	16.53	2.26	0.53	2.06	0.28	1.63	0.42	0.57	0.19	1.19	0.04	91.94	85.03	6.91	12.31
5	4994-г	Юбилейное	Мусковит	25.53	44.19	5.04	17.71	2.54	0.46	2.15	0.25	1.41	0.39	0.47	0.20	1.22	0.05	101.61	95.01	6.60	14.40
6	2234-1	Юбилейное	Мусковит	2.11	2.53	0.40	1.75	0.37	0.04	0.25	0.02	0.10	0.04	0.09	0.01	0.08	0.02	7.81	7.16	0.65	11.02
7	2235-3	Из зальбанды ж.Юбилейной у шт.№2	Мусковит	3.65	3.68	0.48	2.28	0.41	0.06	0.57	0.05	0.32	0.08	0.23	0.04	0.19	0.04	12.08	10.50	1.58	6.65
8	4215-а	Альбитизированная жила	Мусковит	8.33	16.44	1.90	6.35	1.62	0.08	1.28	0.08	0.23	0.08	0.20	0.04	0.22	0.02	36.87	34.64	2.23	15.53
9	2212-1	Жила Единая из мусковит-кварцевого грейзена	Мусковит	2.27	1.94	0.64	2.31	0.75	0.06	0.25	0.04	0.11	0.04	0.09	0.01	0.06	0.01	8.58	7.91	0.67	11.81
10	2212-3	Юбилейное	Мусковит	0.60	1.61	0.17	0.65	0.16	«.01	0.25	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	3.54	3.19	0.35	9.11
11	4973-г	Юбилейное, грейзеновая зона, альбитовая жила	Мусковит	0.54	1.03	0.10	0.40	0.11	0.01	0.12	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	2.44	2.18	0.26	8.38

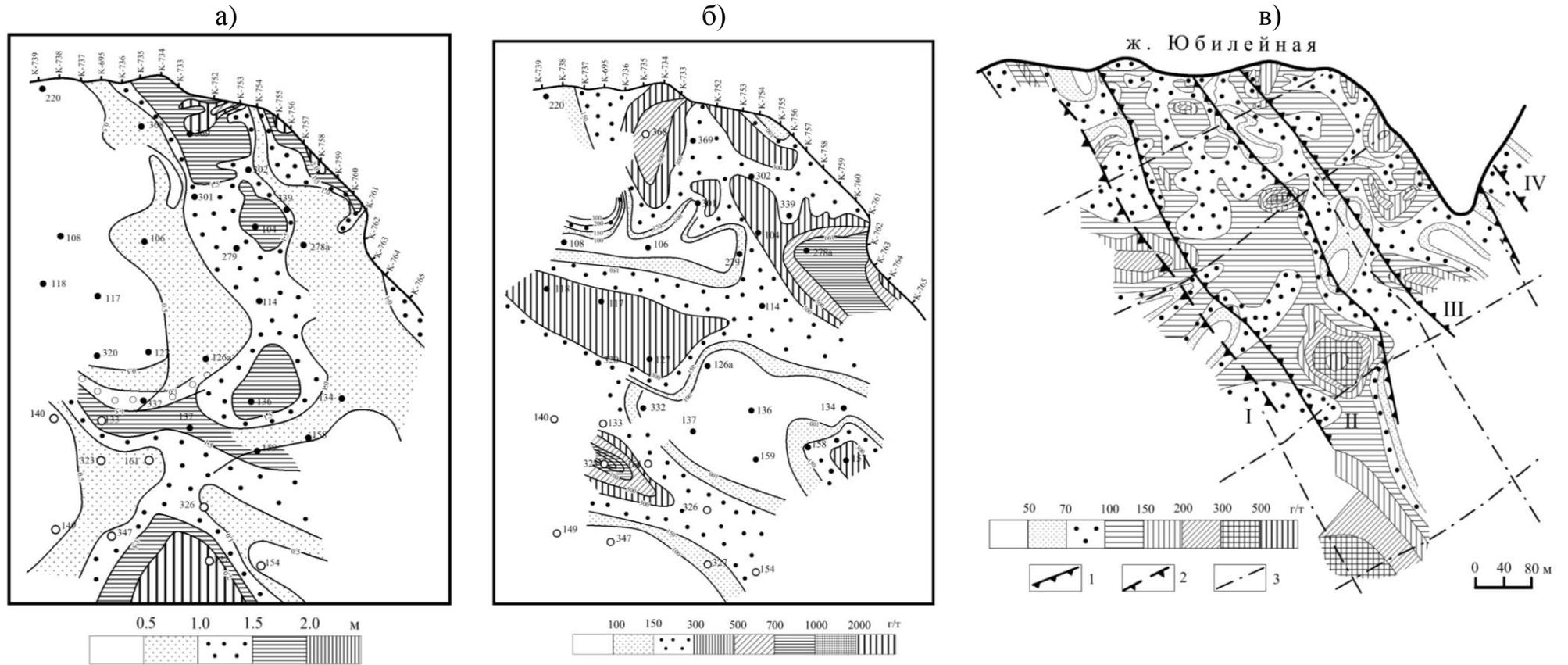
ПРИЛОЖЕНИЕ Г

Содержание редких элементов в мусковитах пегматитовых месторождений Калба-Нарымской зоны (г/т)

№ пробы	Месторождение	Характеристика	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W
2234-1	Юбилейное	Редкометальный пегматит	121,14	147,37	23,14	4564	4114	547,6	323,4	21,69
2235-3	Юбилейное	Из зальбандов жилы Юбилейной	63,47	156,81	20,73	3299	3226	448,6	348,2	15,62
4215-а	Юбилейное	Альбитизированный пегматит	153,1	185,1	22,14	413,9	1144,9	218,8	230,6	18,34
2212-1	Юбилейное	Мусковит-кварцевый грейзен, жила Единая	121,6	301,1	28,17	2844	3872	400	403,9	10,27
2212-3	Юбилейное	Мусковит-кварцевый грейзен, жила Единая	1795	406,1	32,6	2408	4064	600	721,5	7,91
4973-г	Юбилейное	Альбитизированный пегматит	67,39	692	35,89	1010	1555	99,75	216,44	25,92
4066-А	Точка	Мусковит-альбитовый пегматит	91,94	245,7	25,74	1209	1410	141,45	430,9	24,28
4080	Медведка	Экзогрейзен	152,18	166,38	42,04	482,1	3090	393,1	512,9	102,67
4045-А	Медведка	Зеленый мусковит из экзогрейзена	233,75	380,8	36,62	1101	3614	241,4	429,3	10,85
3-И	Медведка	Микроклин-альбитовый пегматит	81,33	268,8	70,22	664,2	2182	122,7	241,2	10,6
4089-А	Кушбарык	Альбитизированный пегматит	151,6	261,3	44,9	3611	2898	469,9	267,1	15,2
4033	Дворянское	Пегматит с рубеллитом	90,14	1213	23,36	143,52	405,9	28,53	62,81	12,22
4126-А	Урунхайское	Микроклин-альбитовый пегматит	302,1	399,6	46,68	3007	4227	483	569,3	16,14
4280	Бакенное	Редкометальный пегматит	60,41	570,8	123,8	2456	4085	280,2	424,9	7,48
4980-Б	Кармен-Куус	Пегматит с цветным комплексом	103,85	301,1	39,84	8613	3396	327,7	468,1	14,89
4117-Б	Чибунтайское	Блоковый микроклиновый пегматит	786,1	1045	31,19	802,4	2821	460,6	345	9,67
4171 -Б	Чибунтайское	Блоковый микроклиновый пегматит	170,38	300,2	202,1	446,7	1050	60,98	150,09	17,06
4182-Б	Чибунтайское	Блоковый микроклиновый пегматит	331,9	359,2	60,77	1062	2099	227,7	462,1	32,52

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории « IРGETАС» на приборе ICP-MS. Аналитик С.Н. Полежаев

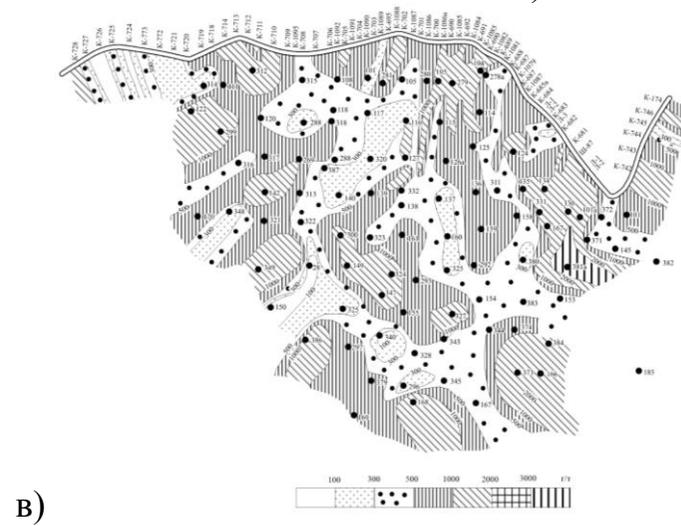
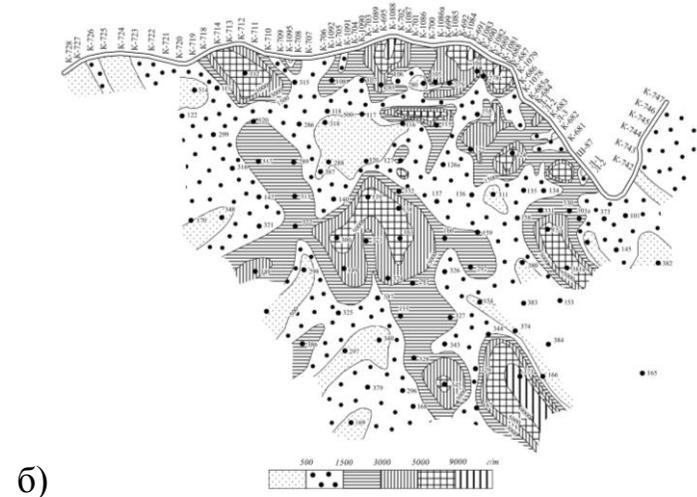
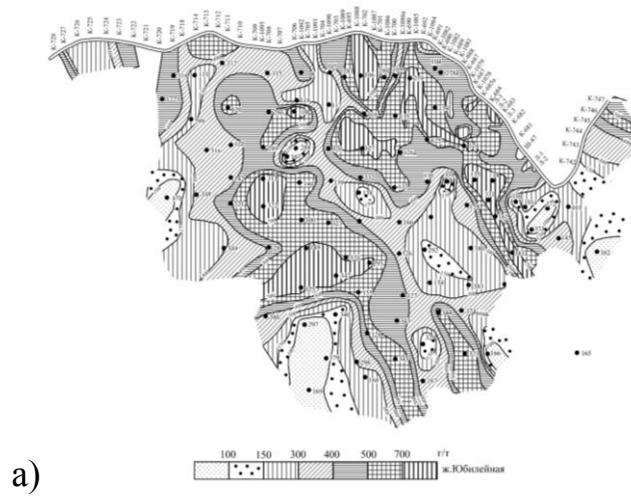
ПРИЛОЖЕНИЕ Д



Рудные ленты: 1 – установленные; 2 – предполагаемые и их номера; 3 – внутриинтрузивные разрывные нарушения, имеющие рудоконтролирующее значение.

а) план изомощности; б) план изоконцентрат содержаний Sn и в) план изоконцентрат Ta₂O₅ в проекции на горизонтальную плоскость в Юбилейной пегматитовой жиле. Точками с номерами отмечены буровые скважины [76]

ПРИЛОЖЕНИЕ Е



План изоконцентрат а) Be, б) Li и в) Rb в проекции на горизонтальную плоскость по жиле Юбилейной [76]

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Содержание редких земель в полевых шпатах (г/т)

№ Проб ы	Участок	Характеристика породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑TR	Сум ма легк их	Сумм а тяжел ых	Легки е Тяжел ые
23	Песчаный карьер	Микроклин, вкрапленник из гранитовой фазы	13.34	24.99	2.98	11.19	1.61	1.01	1.75	0.27	1.74	1.45	1.61	1.21	1.45	0.09	64.69	54.11	10.58	5.11
128	Из гранитов	Вкрапленник микроклина	4.29	6.85	0.6	2.41	0.36	1.32	0.44	0.08	0.33	0.08	0.14	0.02	0.13	0.04	17.09	14.51	2.58	5.62
298-4	Участок Буран	Полевой шпат, микроклин из пегматитов	6	13.14	1.75	6.2	1.18	0.92	1.99	0.43	3.04	0.62	1.46	0.3	1.75	0.17	38.95	28.27	10.68	2.65
339	Участок Буран	Микроклин из пегматита	3.68	8.43	1.3	3.85	0.06	0.16	0.53	0.07	0.67	0.34	0.15	0.16	1.06	0.03	20.49	17.32	3.17	5.46
45-П	Чебунтай	Полевой шпат из блокового пегматита	1.42	2.62	0.28	0.87	0.15	0.05	0.13	0.04	0.03	0.02	0.05	0	0.05	0	5.71	5.34	0.37	14.43
363-в	Участок Койтас	Полевой шпат из кварцевой жилы	4.32	0.04	1.35	4.4	0.63	0.27	0.82	0.18	1.47	0.43	0.56	0.21	1.39	0.07	16.14	10.74	5.4	1.99
4987-д	Юбилейное	Микроклин	1.51	2.07	0.22	1.08	0.09	0.05	0.18	0.04	0.06	0.02	0.15	0.01	0.08	0.01	5.57	4.97	0.6	8.28
5080	Унгурсай	Микроклин с прожилками кварца	1.12	2.44	0.32	1.03	0.21	0.03	0.16	0.12	0.51	0.12	0.46	0.11	0.72	0.04	7.39	5.12	2.27	2.26
4120	Жила Траншейная	Микроклин	1.48	2.65	0.27	1.05	0.36	0.05	0.33	0.06	0.2	0.01	0.07	0.01	0.07	0.01	6.62	5.81	0.81	7.17
6100	Кармен-Куус	Микроклин	2.59	4.53	0.48	1.69	0.18	0.06	0.08	0.08	0.11	0.02	0.07	0.01	0.03	0.01	9.94	9.47	0.47	20.15
4081-б	Верхняя Баймурза	Микроклин	3.67	6.61	0.68	2.46	0.48	0.06	0.54	0.34	1.37	0.39	1.64	0.42	0.09	0.2	18.95	13.9	5.05	2.75
4085-г	Верхняя Баймурза	Микроклин с хорошей спайностью	1.12	2.14	0.3	0.95	0.24	0.1	0.36	0.04	0.12	0.04	0.16	0.07	0.08	0.01	5.73	4.75	0.98	4.85
4092	Бакенное, ж. Сподуменовая	Микроклин	2.84	5.61	0.52	2.16	0.3	0.06	0.28	0.06	0.28	0.04	0.08	0	0.07	0.01	12.31	11.43	0.88	12.99
6065-г	Бакенное, ж. Сподуменовая	Микроклин бежевого цвета	1.74	3.25	0.43	1.28	0.21	0.07	0.15	0.04	0.11	0.01	0.05	0	0.07	0.01	7.42	6.91	0.51	13.55
4064	Бакенное, ж. Сподуменовая	Микроклин	8.79	14.22	1.35	4.52	0.86	0.09	0.44	0.09	0.19	0.03	0.14	0.01	0.08	0.01	30.82	29.74	1.08	27.54
6093-а	Жагы-Сары	Микроклин	2.98	5.25	0.61	2.08	0.3	0.06	0.79	0.34	2.03	0.5	2.07	0.38	2.97	0.26	20.62	11.22	9.4	1.19
5184-а	Медведка, ж. Блоковая	Микроклин	0.78	1.61	0.15	0.59	0.03	0.07	0.18	0.01	0.017	0.03	0.13	0.01	0.1	0.02	3.727	3.16	0.567	5.57

Примечание: Результаты ICP-MS. Исполнитель С. Н. Полежаев

ПРИЛОЖЕНИЕ И

Среднее содержание фтора и редких элементов в мусковитах из редкометалльных месторождений Калбы (масс.%)

Комплекс	Тип месторождения	F	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Sn	Be
Кунушский	Медведка-редкометалльно-пегматитовый (лестничный)	0,37 (13)	0,008 (15)	0,012 (15)	0,125 (22)	0,006 (21)
Калбинский: I фаза	Нижний Лайбулак - блоковые микроклиновые пегматиты	0,58 (9)	0,005 (10)	0,026 (10)	0,076 (11)	0,009 (10)
	Центрально-Калбинский (белогорский) - редкометалльные пегматиты, в том числе мусковиты:	1,12 (23)	0,009 (41)	0,012 (41)	0,09 (45)	0,008 (45)
	высокофтористые (F>1%)	1,5 (12)	0,006 (11)	0,016 (11)	0,118 (11)	0,005 (11)
	низкофтористые (F<1%)	0,72 (10)	0,006 (10)	0,013 (10)	0,031 (4)	0,021 (3)
II фаза	Чебунтай - блоковые микроклиновые пегматиты	0,58 (8)	0,007 (8)	0,012 (8)	0,06 (17)	0,012 (13)
	Ахметкино - редкометалльно-пегматитовые	0,5 (7)	0,023 (5)	0,029 (5)	0,08 (17)	0,001 (14)
	Грейзеновый олово-вольфрамовый	0,71 (5)	0,003 (3)	0,026 (3)	0,043 (5)	0,0009 (5)
	Кварцево-жильный оловянный	0,52 (7)	0,0009 (8)	0,003 (8)	0,099 (8)	0,002 (8)
	Средневзвешенное содержание в блоковых микроклиновых пегматитах	0,58	0,006	0,02	0,066	0,009
	редкометалльно-пегматитовых	0,79	0,01	0,013	0,097	0,006
	грейзеново-кварцево-жильных	0,6	0,0014	0,009	0,077	0,0015
Примечание. В скобках указано число проб. Анализы на Ta, Nb- химический метод, Sn, Be, - количественный спектральный анализ, F - силикатно-пламенная фотометрия. Центральная лаборатория «Восточно-Казахстанского геологического управления».						