

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Дальневосточный геологический институт  
Дальневосточного отделения Российской академии наук  
(ДВГИ ДВО РАН)

На правах рукописи



Федосеев Дмитрий Геннадьевич

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД И ГЕНЕЗИСА  
ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ  
(ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка твёрдых полезных  
ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
академик А.И. Ханчук

Владивосток  
2019

## Содержание

<b>Введение</b> .....	4
<b>Принятые сокращения</b> .....	13
<b>Глава 1. Краткий геолого-металлогенический очерк</b> .....	14
1.1 Геологическая изученность района работ и месторождения Кордонное.....	15
1.2 Металлогеническая иерархия объектов исследования и особенности геологического строения Скрытого рудного узла.....	17
1.2.1 Металлогения района .....	17
1.3 Самаркинский террейн средне-позднеюрской аккреционной призмы.....	22
1.3.1 Рудовмещающие породы Самаркинского террейна аккреционной призмы	23
1.3.2 Мел-палеогеновые отложения .....	26
1.4 Магматические (интрузивные) породы. ....	27
1.5 Метаморфические породы.....	29
1.5.1 Метаморфические и метасоматические породы месторождения .....	31
1.5.2 Рудные тела .....	32
<b>Глава 2. Особенности генезиса и рудоносности гранитоидной ассоциации месторождения Кордонное и его ближайшего обрамления</b> .....	35
2.1. Возраст и петролого-геохимические особенности гранитоидных комплексов..	35
2.1.1. Геология и изотопная геохронология .....	36
2.1.2. Петрография и некоторые особенности минерального состава .....	38
2.1.3. Особенности геохимии и петрологии .....	44
2.2. Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов. ....	55
2.3. Термобарогеохимические параметры формирования магматических комплексов .....	58
<b>Глава 3. Гидротермально-метасоматические образования скарнов и околоскарновых пород</b> .....	65
3.1 Генетические типы вмещающих пород.....	65
3.1.1 Роговики.....	65
3.1.2 Кремни-кварциты .....	68
3.1.3 Сланцы.....	70
3.1.4 Мраморы.....	71
3.2. Минеральные ассоциации скарнов и околоскарновых пород .....	72
3.3. Минеральные ассоциации вольфрамовых руд .....	81
3.3.1. Полевошпатовые метасоматиты .....	81

3.3.2. Грейзены.....	81
3.4. Сульфидные руды .....	83
3.5. Геохимические и термобарогеохимические параметры формирования метасоматических пород и руд.....	88
<b>Глава 4. Минералого-геохимические аспекты рудной минерализации и генезис месторождения Кордонное .....</b>	<b>100</b>
4.1. Породообразующие минералы.....	101
4.2 Рудные минералы.....	117
4.2.1. Главные минералы .....	117
Заключение .....	154
Список литературы.....	160

## Введение

**Актуальность исследования.** Скарновые шеелитовые месторождения Приморского края Дальневосточного региона России принадлежат к приоритетным объектам, обеспечивающим восполнение и расширение минерально-сырьевой базы вольфрама и попутных металлов (меди, висмута, золота, серебра и др. элементов) в РФ.

Детальное изучение конкретных месторождений вольфрама имеет существенное значение для выяснения общих условий образования и закономерностей локализации эндогенного оруденения. Современные модели формирования подобных месторождений базируются на различных концепциях. Наиболее известны среди них ортомагматическая, латераль-секреционная и сквозьмагматическая. Неоднозначность оценки роли гранитоидов в рудообразовании существует даже в отношении хорошо изученных грейзеново-жильных месторождений, хотя особенности их пространственно-временных соотношений с мезо- и гипабиссальными гранитными интрузиями – эмпирически надежно установленные факты.

В последние десятилетия наиболее перспективными для промышленной отработки вольфрамовых руд считаются месторождения стратиформного и штокверкового типов, известные в Австралии (Кинг-Айленд), Франции (Сало), на Северном Кавказе (Кти-Теберда) и во многих других регионах мира. На долю эксплуатируемых шеелитовых месторождений скарнового генетического типа приходится более половины добычи вольфрама. Не является исключением и Приморский край, где на базе скарновых шеелит-сульфидных месторождений Лермонтовское и Восток-2 работают горно-обогатительные комбинаты. Требующие расширения сырьевой базы, поскольку объемы добычи руд на этих объектах неуклонно сокращаются в динамике. Очевидна необходимость реанимации отрасли, что подразумевает вовлечение в изучение новых рудных районов и месторождений региона. В Приморье наиболее перспективной является Малиновская рудная площадь (район), где известны месторождения вольфрама разных генетических типов. Одно из них – это слабо изученное месторождение Кордонное.

Недостаточная исследованность месторождения, предполагаемая схожесть стадийности минералообразования с эталонными объектами (Восток-2 и Лермонтовское) несомненно, повлияли на выбор этого месторождения в качестве объекта диссертационного исследования.

Предмет исследования – решение проблемы происхождения вольфрамовых руд месторождения Кордонное на основе применения комплекса современных аналитических методов, а также уточнения геологического строения рудной площади и месторождения, выяснения минералого-петрологических и геохимических особенностей гранитоидов, метасоматитов и руд, реконструкции физико-химических условий их формирования.

**Цель и задачи исследования.** Цель исследования – установить особенности вещественного состава руд и генезиса шеелит-сульфидного месторождения Кордонное для совершенствования общих представлений о металлогении вольфрама, уточнения геологических и минералогических критериев прогнозирования коренной вольфрамоносности в геологических структурах Приморья.

В соответствии с целью, задачи настоящей работы сформулированы следующим образом:

- изучить магматические образования, размещенные на площади месторождения и соответствующие факторы контроля вольфрамового оруденения;
- исследовать метасоматические породы, ассоциирующие с шеелитовой минерализацией;
- изучить минеральные ассоциации и сопутствующие рудные элементы;
- установить физико-химические параметры формирования магматических пород и шеелитовых руд для определения критериев рудоотложения и генезиса месторождения.

#### **Основные защищаемые положения**

1. В геологическом строении рудного поля месторождения Кордонное участвуют две группы гранитоидов, принадлежащие раннемеловому (103-101 млн лет), и позднемеловому (88-86 млн лет) магматическим комплексам. Генетическая самостоятельность выделяемых групп подтверждается различиями их локализации и петролого-геохимическими характеристиками. Первые относятся к I и S-, вторые – к I-типу.

2. На месторождении Кордонное пространственно совмещены скарны разного минерального состава и металлогенической специализации. Ранние вольфрамоносные скарны из высокотемпературных пироксеновых, гранат-пироксеновых и гранат-пироксен-волластонитовых минеральных ассоциаций сопряжены с шеелит-халькопирит-пирротинным оруденением. С поздними пироксен-андрадитовыми скарнами ассоциирует полиметаллическая (касситерит-сфалерит-галенитовая) минерализация.

3. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации месторождения Кордонное определяются пространственным совмещением двух типов руд: ранних – шеелит-сульфидных и поздних – олово-полиметаллических (с турмалином). Каждый из типов сопровождается Au-Vi минерализацией, различающейся по элементному составу сульфосолей. Для вольфрамовых руд характерны простые свинцово-висмутовые сульфосоли, для олово-полиметаллических – сульфосоли сложного Ag-Pb-Vi состава.

**Объект исследования.** Объектом исследования выбрано шеелит-сульфидное месторождение Кордонное, расположенное в пределах Малиновской рудной площади. Выбор обусловлен, с одной стороны – слабой изученностью месторождения, с другой – неординарным сочетанием вольфрамовой и олово-полиметаллической минерализации, которая продуцируется разновозрастными магматическими образованиями и выражена в различии не только минерального и элементного состава, но и петрографических, геохимических признаков и термобарогеохимических характеристик рудоносных магматитов.

**Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора в решение проблемы.** Основой для написания диссертационной работы послужили материалы, собранные автором и сотрудниками лаборатории рудно-магматических систем ДВГИ ДВО РАН в период 2011 – 2014 г.г. в процессе полевых исследований на площади месторождения Кордонное. При подготовке диссертации проанализирован фактический материал, отобраны наиболее информативные образцы для всего спектра аналитических исследований, в том числе изотопной геохронологии, геохимии, парагенетического анализа рудных минералов, петрографического, микрорентгеноструктурного и других видов прецизионных анализов минералов и пород. Было изготовлено 150 шлифов и 70 пластинок, для минералого-петрографических исследований. Выполнено 45 силикатных анализов для определения основных компонентов пород и 15 спектральных анализов магматических и метасоматических пород. В 20 пробах определены содержания петрогенных элементов, микроэлементов, редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS, в 30 пробах – рентгенфлуоресцентным методом. Состав рудных и породообразующих минералов изучен методом локального рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе «JXA – 8100», оснащенном энергодисперсной приставкой «Inca». Определен K-Ar и U-Pb методами возраст гранитоидов и сопутствующих им грейзенов.

Методами термобарогеохимии (главным образом крио- и термометрия) изучались физико-химические условия образования минералов пород и руд. Состав микрообъектов уточнялся современными методами локального исследования. В

термометрических опытах изучено около 150 флюидных включений. Проанализировано более 20 минеральных включений, 30 расплавных, 25 существенно газовых, сингенетичных расплавным. Методом Раман-спектроскопии исследованы десятки флюидных включений для определения состава газовой фазы. Выполнен пересчет результатов химического анализа породообразующих и рудных минералов на кристаллохимические формулы с использованием программы Mathematica.

**Оптическая микроскопия.** Для идентификации минеральных фаз во включениях изучались шлифы и пластинки пород (изготовленные методом «зеркального отражения»), при различных увеличениях (от  $\times 50$  до  $\times 1000$ ). Использовался оптический поляризационный микроскоп NIKON E 600 POL (NIKON E – 600 POL Optical Microscope for Geological Studies), Jeol в комплекте с приставкой для отраженного света, набором длиннофокусных объективов и цифровой телекамерой в Центре Коллективного Пользования (ЦКП) Приморского Центра Локального Элементного и Изотопного Анализа (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН.

**Определение возраста K-Ar и U-Pb методами.** Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (аналитик Лебедев В.А.), по методике 3-й категории: «Калий-аргоновый метод определения радиологического возраста пород» (Фор, 1989). При расчете возраста использовались константы:  $\lambda_k = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_b = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $^{39}\text{K} - 93,26$ ;  $^{40}\text{K} - 0,01167$ ;  $^{41}\text{K} - 6,73$  (ат.%); изотопное отношение атмосферного аргона  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ .

Необходимые для определения возраста U-Pb методом зерна циркона были отобраны стандартными методами дробления и выделения в тяжелой жидкости. Для измерения образцов использовался стандарт циркона FC1  $206\text{Pb} / 238\text{U} = 0.1859$  [Paces, Miller, 1993] и 2 стеклянных смонтированных в эпоксидной смоле стандарта NIST SRM610. U-Pb датирование этих образцов проводили с использованием LA-ICP-MS, производства NWR213 (ESI) и Agilent 6 7700x (Agilent Technologies), в Национальном музее природы и науки, Япония. Методика экспериментальных работ описана [Tsutsumi et al., 2012]. Размер лазера составлял приблизительно 25 мкм. Определение общего Pb производилось: на основе измеренного отношения  $207\text{Pb}$ ,  $208\text{Pb}$  и Th / U [Williams, 1998] и модели для общих составов Pb, предложенных [Stacey, Kramers, 1975]. Возраст рассчитан с использованием программного обеспечения Isoplot / Ex [Ludwig, 2003].

**Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой.** Определение содержания главных элементов, элементов-примесей (в том числе редкоземельных) в

породах и минералах было выполнено методом ICP-MS - на спектрометре Agilent 7500 в Лаборатории аналитической химии (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН), аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин; В.Н. Каминская; Г.А. Горбач; Н.В. Хуркало, Д.С. Остапенко.

**Термобарогеохимия.** Термометрические исследования включений выполнялись по общепринятой методике, с учетом рекомендаций, изложенных в работах Ю.А. Долгова, В.П. Чупина, Э.Реддера, Ф.Г. Рейфа, [Ермаков, 1979; Чупин, Косухин, 1982; Рёддер, 1987; Рейф и др., 1976, 1982, 1990, 2009]. Для опытов с флюидными включениями (ФВ) использовался оптический поляризационный микроскоп NIKON E – 600 POL (Optical Microscope for Geological Studies, Jeol, Япония) в комплекте с приставкой для отраженного света, набором длиннофокусных объективов, цифровой телекамерой, термостолком (для нагрева), криостолком (для охлаждения), (Heating / Cooling NIKON E – 600 POL Microscope), компьютером с программным обеспечением, оптическим стереомикроскопом - для пробоподготовки; осветителями, аксессуарами для установки цифровой фотокамеры и др. комплектующими (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН).

Для интерпретации термометрических данных использовались эвтектическая температура, конечная температура плавления клатрата, температура замерзания углеродной фазы. Соленость оценивалась по конечной температуре плавления льда для растворов низкой концентрации [Bodnar, Vityk, 1994]. Для включений высококонцентрированных растворов выясняли температуру плавления галита и полную гомогенизацию вакуолей, затем, используя изохоры 50-60 мас.% раствора NaCl [Atkinson, 2002; Becker et al., 2008], определяли давление и температурную коррекцию. Минимальное давление оценено с использованием данных об исчезновении пузырьков пара и растворения галита [Roedder, 1984]. Давление для разнонаполненных включений, гомогенизирующих при одной температуре в разные фазы, оценивалось с использованием температуры гомогенизации и плотности жидких включений, захваченных одновременно. Общая оценка давления проведена с помощью вычислительных программ [Bakker, 2003].

**Раман-спектроскопия.** Кроме традиционных методов термометрии, для уточнения состава газовой фазы флюидных и расплавных включений использовался спектрометр комбинационного рассеяния LabRam HR 800 (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН).

**Рентгеноспектральный микроанализ.** Использовался (четырёхканальный микроанализатор JXA – 8100 в диапазоне от В до U; производство компании Jeol Co Ltd; с кристаллами - анализаторами: LiF, PET, TAP, LDE2) для изучения состава



минералов, входящих в граниты и метасоматиты (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН), аналитики: Н.А.Кирюхина, Г.Б. Молчанова. Н.И. Екимова.

**Рентгенофлуоресцентный анализ** применялся для выявления элементов-примесей в гранитах при помощи спектрометра S4 Pioneer (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН), аналитик, к.г.-м.н. Е.А. Ноздрачёв. Исследовано 30 проб.

**Рентгенографические исследования** пород проводились с целью выяснения особенностей изоморфных замещений в минералах на дифрактометре ДРОН-3, Лаборатория рентгеновских методов (ЦКП, ДВГИ ДВО РАН), аналитик Т.Б. Афанасьева. Изучено 10 образцов. Результаты рентгенофазового анализа представлены в виде соответствующих дифрактограмм, идентификация которых выполнялась при использовании программы PDWin 3.0.

**Личный вклад автора в решение проблемы генезиса месторождения** Большая часть исследований проводилась при непосредственном участии автора, на завершающей стадии написания диссертационной работы – самостоятельно. Геологическое строение месторождения Кордонное исследовано автором в ходе экспедиционных работ в период 2011-2014 г.г. в составе отряда под руководством В.И. Гвоздева. Под его же руководством выполнялось петрографическое изучение прозрачных и полированных шлифов пород и руд. Самостоятельно проведены исследования расплавных и флюидных включений в кварце, гранате и шеелите, установлен состав газовой фазы включений на Раман-спектрометре, проведена интерпретация полученных результатов относительно условий процесса рудоотложения. Научные задачи исследования и основные подходы к их решению были определены совместно с научным руководителем д.г.-м.н. В.И. Гвоздевым, к.г.-м.н. В.А. Пахомовой, д.г.-м.н. В.Г. Гоневчуком, академиком А.И. Ханчуком, к.г.-м.н. А.С. Вахом. В течение двух лет автор руководил проектом РФФИ №12-05-31372 мол\_а по теме диссертации "Месторождение Кордонное (Дальний Восток России): генезис вольфрамовой минерализации и физико-химические условия образования рудных ассоциаций", а также проектами (ДВО РАН) №12-III-B-08-165 «Минеральные ассоциации скарнов и руд вольфрамового месторождения Кордонное (Приморский край)», №13-III-B-08-189 «Роль магматизма в гидротермальном рудообразовании и проблема источника рудного вещества на примере изучения месторождений Сихотэ-Алинской вольфрамоносной провинции», в 2015 году руководил разделом гранта №15-II-2-026 «Генезис месторождения Кордонное и проблемы источника вольфрама по данным комплексной интерпретации

геолого-петрологических, термобарогеохимических данных и результатов Раман-спектроскопии».

#### **Научная новизна.**

1. Впервые в ассоциации пород месторождения Кордонное выделены два типа гранитоидов, разных по возрасту, геохимическим, петрографическим и термобарогеохимическим признакам. Установлено, что они различаются также по минеральному составу, петро-геохимическим признакам и металлогенической специализации.

2. Установлены P-T параметры кристаллизации магматических пород, а также физико-химические характеристики образования самостоятельных кварц-шеелитовых прожилков, определяющих в основном вольфрамоность постмагматических образований.

3. В процессе изучения вещественного состава руд месторождения Кордонное выявлены новые, ранее не известные на месторождении минералы (козалит, жозеит, матильдит, самородные золото, висмут, лиллианит, икунолит и др.).

4. Разработана геолого-генетическая модель формирования магматических пород и рудообразования месторождения Кордонное, учитывающая современные представления о геологическом строении региона и металлогении.

**Практическая значимость.** В пределах Скрытого рудного узла выявлены и охарактеризованы различные по возрасту и составу типы магматических пород – раннемеловой (103-101 млн лет), и позднемеловой (88-86 млн лет), представляющие разные геодинамические этапы эволюции региона. Установлена связь вольфрамового оруденения с раннемеловыми гранитами, для которых описаны новые критерии распознавания.

Выявленные геохимические и петрологические особенности пород, данные о флюидном режиме кристаллизации гранитоидов, различающихся по продуктивности на вольфрамовое оруденение, могут быть использованы для прогноза оруденения, ассоциированного с гранитоидами.

Изложенные в работе результаты исследования, направленные на разработку критериев прогнозирования вольфрамового оруденения, могут найти применение в производственной практике для выявления геологических объектов в слабоизученных районах Приморского края и Дальнего Востока.

Методические подходы, предложенные автором, могут найти применение при выяснении роли гранитоидов в формировании эндогенных рудных месторождений и при изучении эволюции рудоносных систем.

**Апробация работы.** Результаты исследований по теме диссертации изложены в 13 публикациях, из них 5 статей опубликованы в рецензируемых российских журналах (все из списка ВАК).

Основные результаты представлены на: XXII Молодежной научной конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца, Апатиты, 2011; в работе научной школы-конференции «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, 2012 и 2013; на Региональной конференции молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и экологии Дальнего Востока России», Владивосток, 2012 и 2013; на XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Москва, 2012; на конкурсе научных работ молодых ученых и специалистов ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2014; на XX Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа-2014» Екатеринбург, 2014; на конкурсе научных работ молодых ученых и специалистов ДВГИ ДВО РАН, 2015; на XIII Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле», Москва, 2017; на XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Москва, 2018.

Одобрение научной общественности выразилось в многочисленных наградах автора по завершении конференций. Получены дипломы: «За победу в отборочном туре Всероссийского конкурса научно-исследовательских работ аспирантов в области наук о Земле» в Национальном исследовательском Томском государственном университете, (Томск, 2012); рекомендация к публикации в журнале «Геология рудных месторождений» статьи по материалам доклада: Редкоземельные элементы в магматических породах и рудах скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное (Приморский край), (Научная школа-конференция «Новое в познании процессов рудообразования» Москва, 2013); диплом за III место в конкурсе научных работ молодых специалистов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 2014); за «Лучший доклад по минералогии скарновых месторождений» в рамках работы XX Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа-2014» (Екатеринбург, 2014); за II место в конкурсе научных работ молодых специалистов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 2015); за II место в конкурсе научных работ молодых специалистов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 2016).

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения, общим объемом 170 страниц. В ней содержится 61 рисунок и 31 таблица. Список литературы включает 132 наименования.

**Благодарности:**

На разных этапах работы исследованиями автора руководили д.г.-м.н. В.И. Гвоздев, д.г.-м.н. В.Г. Гоневчук, академик А.И. Ханчук. Автор выражает им глубокую признательность за научное руководство, огромную поддержку и внимание на всех этапах выполнения работы, замечания и советы в процессе написания диссертации.

Особую благодарность автор выражает к.г.-м.н. В.А. Пахомовой за постоянную поддержку, и помощь в проведении термометрических исследований, а также к.г.-м.н. Б.Л. Залищаку за высококвалифицированные консультации по петрографической диагностике минералов. За советы, заинтересованное внимание, критические замечания, высказанные при обсуждении диссертации способствующие ее улучшению, автор выражает искреннюю благодарность: к.г.-м.н. А.С. Ваху, д.г.-м.н. И.В. Кемкину, д.г.-м.н. В.В. Голозубову, д.г.-м.н. Ю.Г. Волохину, к.г.-м.н. А.В. Гребенникову, д.г.-м.н. В.В. Раткину, д.г.-м.н. В.Г. Хомичу, к.г.-м.н. Б.И. Семеняку, к.г.-м.н. С.А. Касаткину, д.г.-м.н. В.Т. Казаченко, чл.-корр. В.Г.Сахно.

Автор благодарит администрацию Дальневосточного геологического института (ДВГИ ДВО РАН): директора к.г.-м.н. И.А. Александрова, зам. директора д.г.-м.н. И.А. Тарасенко и ученого секретаря к.г.-м.н. О.Ю. Лихачеву за поддержку в проведении исследований и доброжелательное отношение к диссертанту.

Автор считает приятным долгом поблагодарить коллектив лаборатории рудно-магматических систем: н.с. С.Ю. Культенко, к.г.-м.н. О.А. Елисееву, к.г.-м.н. Ю.А. Степнову, к.г.-м.н. В.Б. Тишкину, м.н.с. А.А. Орехова, за помощь при проведении полевых работ и внимание. За участие в проведении аналитических работ автор благодарит: к.г.-м.н. А.А. Карабцова, Н.И. Екимову, Г.Б. Молчанову, к.г.-м.н. Е.А. Ноздрачёва, а также сотрудников лаборатории аналитической химии Н.В. Зарубину, Д.С. Остапенко, к.г.-м.н. М.Г. Блохина, Е.А. Ткалину.

Автор благодарит сотрудников ООО ГП «Таежная экспедиция» А.В. Гурикова, С.И. Садкина за оказанную поддержку при проведении полевых работ, предоставление дополнительной информации, образцов пород и руд месторождения, а также за плодотворную работу над совместными публикациями.

### Принятые сокращения

Андрадит	- And	Кварц	- Q
Альмандин	- Alm	Магнетит	- Mgt
Апатит	- Ap	Мусковит	- Mu
Арсенопирит	- Ars	Молибденит	- Mo
Актинолит	- Act	Марказит	- Mr
Амфибол	- Amf	Кобальтин	- Co
Биотит	- Bt	Пирит	- Py
Висмутин	- Vn	Плагиоклаз	- Pl
Теллуриды	- Tel	Пирротин	- Po
Жозеит-А	- Goz-A	Пироксен	- Px
Жозеит-В	- Goz-B	Кобеллит	- Kob
		Козалит	- Koz
Волластонит	- Vol	Пренит	- Pren
Густавит	- Gus	Самородный висмут	- Vi
Герсдорфит	- Gers	Сфалерит	- Sf
Галенит	- Ga	Станнин	- Snn
Гематит	- Gmt	Сульфиды	- Sulf
Гранат	- Gr	Халькопирит	- Cp
Гроссулярь	- Gros	Хлорит	- Chl
Лиллианит	- Lill	Флогопит	- Flog
Геденбергит	- Ged	Шеелит	- Shl
Диопсид	- Di	Эпидот	- Ep
Кальцит	- Ca	Золото	- Au
Касситерит	- Kas		

ВМФ – включения магматического флюида

ИК – инфракрасная спектроскопия

мас.% – массовые проценты

мол – молекулярные количества

н.у. – нормальные условия

РВ – расплавленные включения

РЗЭ – редкоземельные элементы

РМС – рудно-магматическая система

ЦСР – Центральный Сихотэ-Алинский разлом

ЦКП (ПЦЛЭИА) – Центр Коллективного Пользования (Приморского Центра Локального Элементного и Изотопного Анализа)

ФВ – флюидные включения

ICP-MS - масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

## ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Объект диссертационного исследования – месторождение Кордонное – располагается в юго-восточной части Дальнереченского района Приморского края на левобережье верхнего течения р. Малиновки (бассейн р. Бол. Уссури), руч. Ладошина и его левых притоков. Ближайший населенный пункт – с. Ариадное находится на удалении около 30 км к западу, а в 250 км к северо – востоку расположен горнообогатительный комбинат «Восток 2» (рис 1.1).

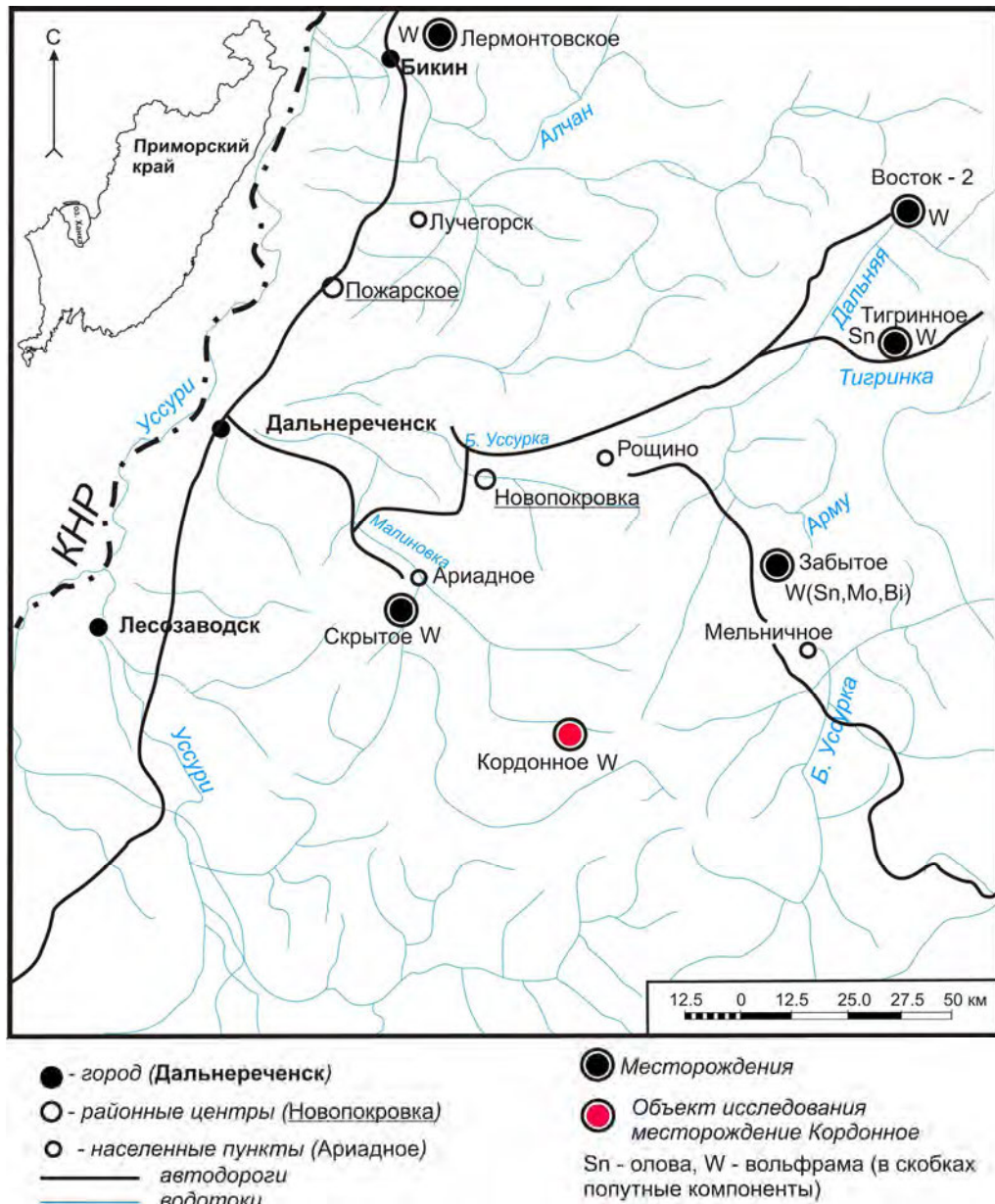


Рис. 1.1 Обзорная карта

С учетом направленности работ комбината на добычу и обогащение вольфрамовых руд работы, ориентированные на наращивание минерально-сырьевой базы вольфрама, являются для изучаемого региона актуальными и практически

значимыми. Выбор месторождения Кордонное в качестве объекта исследования определялся, кроме того, пространственной приуроченностью к Самаркинскому террейну где, согласно общей схеме металлогенического районирования Сихотэ-Алиня [Ханчук и др., 1995], сконцентрированы все промышленно значимые месторождения вольфрама юга Дальнего Востока РФ. Месторождение находится в пределах Малиновской рудной площади (района) в непосредственной близости от месторождения Скрытое с высоким потенциалом наращивания запасов вольфрамовых руд региона и соседствует с многочисленными практически интересными рудопроявлениями вольфрама – Легкое, кл. Александра и др. Все указанные выше месторождения и рудопроявления объединяются в «Центрально-Сихотэ-Алинскую» по Е.А. Радкевич [Радкевич, 1958; 1962] или «Самаркинскую» по А.И. Ханчуку с соавторами [Ханчук и др., 1995] металлогеническую зону Сихотэ-Алиня, ведущими типоморфными металлами которой являются вольфрам, медь, молибден и золото.

В последнее десятилетие была составлена многоцелевая геологическая карта ГДП-200 на листе L-53-XXVII, где приведены современные представления о стратиграфии, магматизме, тектонике и металлогении Малиновской рудной площади. Выделены перспективные территории на вольфрам, молибден, титан, золото, медь, редкие земли и редкие металлы [Бемянский, 2013 ф]. В число перспективных входит и площадь месторождения Кордонное. Однако, в минералого-геохимическом, петрологическом и металлогеническом отношениях эта площадь и месторождение изучены относительно слабо. Именно это придает особую ценность обобщениям геологического материала поисково-разведочных работ и результатов представляемых научных исследований, выполненных автором на месторождении Кордонное.

### **1.1 Геологическая изученность района работ и месторождения Кордонное**

Геологическое изучение Малиновской рудной площади (района) началось в середине прошлого века. К 1970 г были составлены геологические карты первого поколения М 1:200 000 [Худолей, Варфоломеева и др., 1952 ф; Силантьев, 1962 ф; Размахнин, 1966 ф] и 1:50 000 [Максименко, Катаев, 1970 ф; Старов, Мостовой, 1970 ф].

В результате проведения целенаправленных поисков на участках Малиновской площади: Александра, Лadoшина, Черного, Бурного, Кордонном и Скрытом [Иголкин и др., 1974 ф] были выделены наиболее перспективные участки: Кордонный и Скрытый. При проходке канав на этих участках удалось вскрыть первые рудные тела.

В начале 80-х годов проводились геофизические исследования района и отдельных участков. Проведение заверочных геологических работ на Кордонном не дало положительных результатов, на основании чего был сделан вывод о незначительности перспектив вольфрамовых рудных тел [Шамин, Павленко, 1979 ф].

Детальные поисковые работы в районе, возобновленные с постановкой их на площади рудопроявлений Скрытое и Кордонное, подтвердили прогнозные ресурсы категории  $P_2$  [Кораблинов, 1987 ф] в объеме 34,4 тыс. т и 5,49 тыс. т. триоксида вольфрама соответственно при содержаниях 0,44 % и 0,86 %. Сделан вывод о возможном наращивании запасов на рудопроявлении Кордонное (ресурсы по категории  $P_2$  оценены в 16,3 тыс. т триоксида вольфрама при содержании 0,22 %) [Кораблинов, 1987 ф], впервые сделано предположение о стратиформном характере оруденения месторождения Скрытое.

В 1988-1990 г.г. проводились поисково-оценочные работы на рудопроявлении Скрытое, в результате которых объект получил статус крупного месторождения [Кораблинов, Попков, 1990 ф]. После этого на рудопроявлении Кордонное была проведена предварительная разведка [Гуриков, 1995 ф], подсчитаны запасы категории  $C_2$ , которые в ГКЗ из-за низкого содержания вольфрама были отнесены к «забалансовым».

В 2005-2007 г. Малиновской партией проведены поисковые работы на участках кл. Александра и Легком. Составлена схематическая геологическая карта М 1:100000, на основе которой рассмотрены закономерности вольфрамовой минерализации. По участкам кл. Александра и Легкому оценены потенциальные ресурсы по категории  $P_2$  триоксида вольфрама в количестве 12,5 т. Проведена переоценка прогнозных ресурсов на рудопроявлении Кордонное, которые составили 38,4 тысяч тонн при среднем содержании триоксида вольфрама 0,85%. На всей территории Скрытого рудного узла была произведена оценка прогнозных ресурсов вольфрама по категории  $P_2$ , общий объем которых составил около 40 тысяч тонн триоксида вольфрама [Найденко и др., 2007 ф].

В период с 2010 по 2013 годы ООО ГП «Таежная экспедиция» выполняла съемочные и поисково-разведочные работы на месторождении Кордонное, что дало возможность автору собрать фондовый и оригинальный каменный материал по геологическим выработкам (канавы, расчистки, скважины) месторождения.

В 2013 году ОАО «Примгеология» была составлена Геологическая карта листа L-53-XXVII Российской Федерации (масштаб 1:200000, издание 2, серия южно-Сихотэ-



Алинская), охватывающая территорию Малиновской рудной площади и Скрытого рудного узла [Белянский и др., 2013 ф].

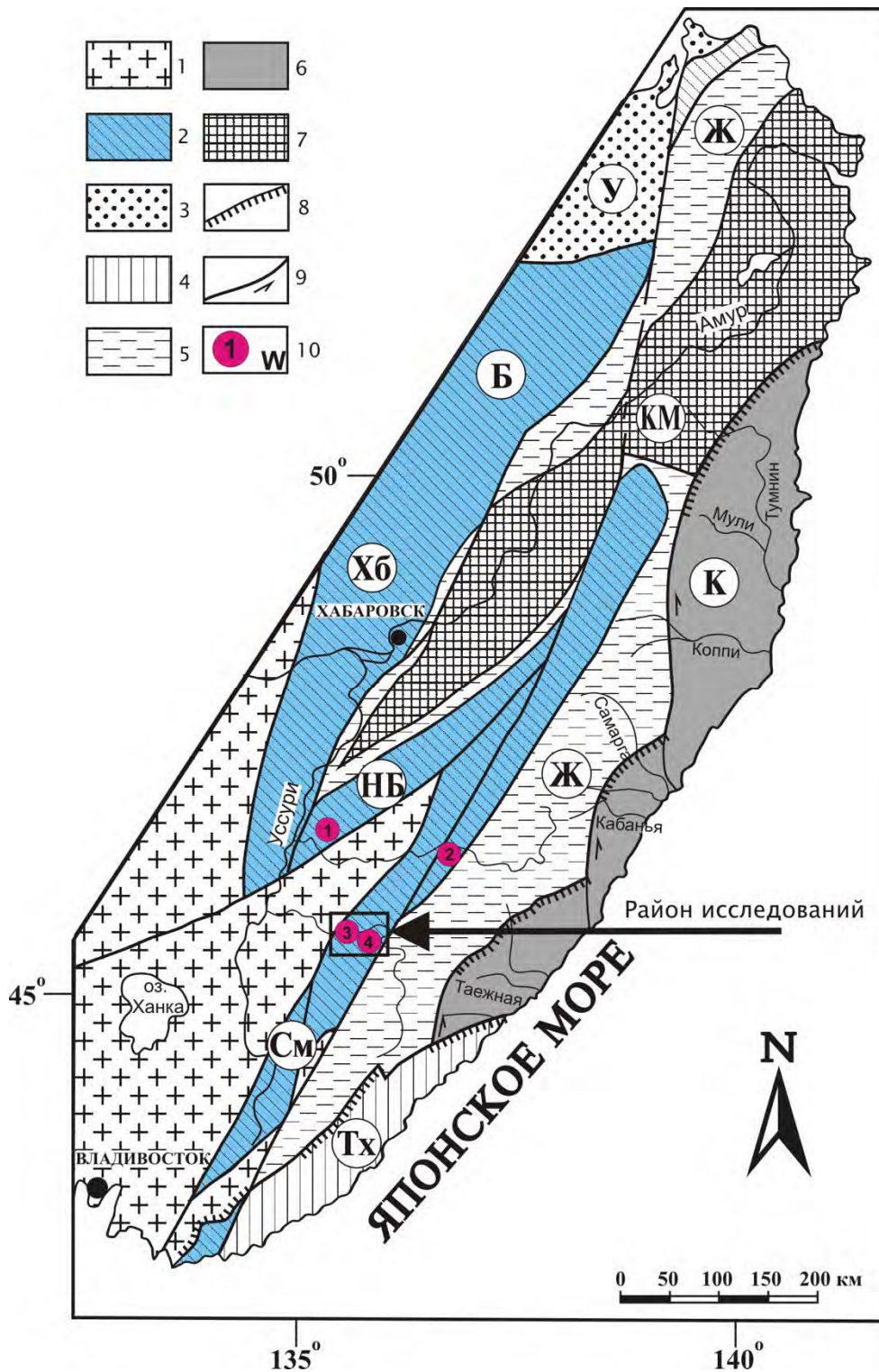
## **1.2 Металлогеническая иерархия объектов исследования и особенности геологического строения Скрытого рудного узла**

Согласно современным представлениям [Геодинамика, магматизм..., 2006], Самаркинский ранне-среднемеловой металлогенический пояс Cu-Mo ( $\pm$ Au, Ag) порфирировых, Mo ( $\pm$ W, Sn, Bi) и  $W\pm Mo\pm Be$  скарновых месторождений связан с гранитоидами S- типа Хунгари-Татибинского гранитного пояса, который интрузирует Самаркинский террейн аккреционного клина (рис. 1.2). Главные вольфрамовые месторождения Восток-2 и Лермонтовское.

### **1.2.1 Металлогения района**

Малиновская рудная площадь (район), составными элементами которой являются два рудных узла – Скрытый и Сланцевый [Найденко и др., 2007 ф], характеризуется высокой насыщенностью геохимических ореолов с аномально повышенными содержаниями вольфрама в меньшей степени, олова, молибдена, полиметаллов и меди. В настоящий момент здесь известно крупное (более 150 тыс. тонн  $WO_3$ ) вольфрамовое месторождение Скрытое, среднее по запасам (более 10 тыс. тонн  $WO_3$ ) вольфрама месторождение Кордонное, рудопроявления Лёгкое, Эльдовакское, кл. Александра (Mo-W); оловянные месторождения Бурное, Чёрное (W-Sn) и др. (рис 1.3). Большинство вольфрамовых месторождений сосредоточены в пределах Малиновского и Ладошинского блоков [Найденко и др., 2007 ф], сложенных кремнисто-терригенными породами (рис. 1.3).

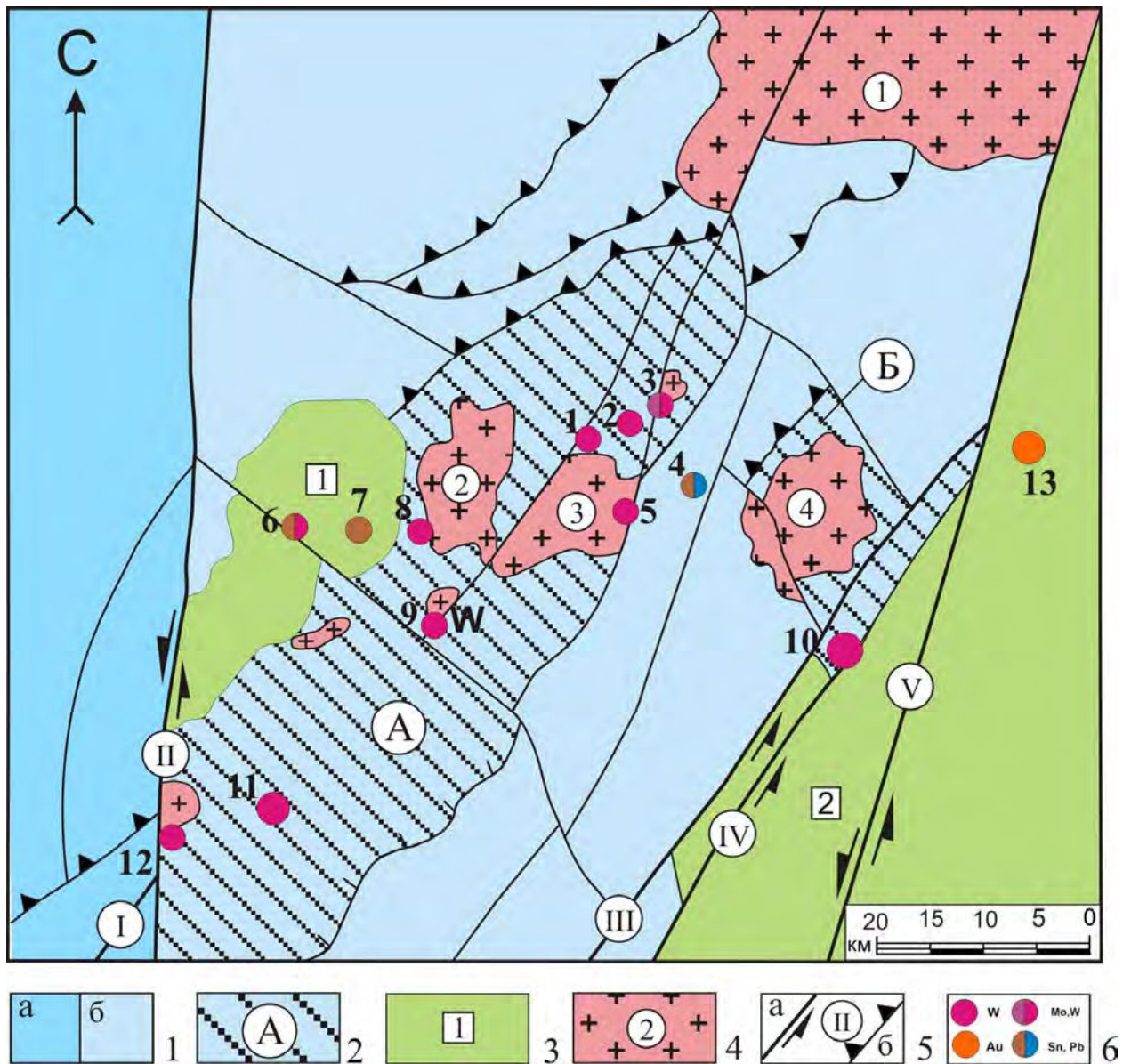
Вольфрамовое оруденение Скрытого рудного узла представлено преимущественно скарновым и гидротермальным генетическими типами. Наиболее распространены скарновые месторождения, которые обнаруживают большое сходство с вольфрамовыми объектами Востоковского и Лермонтовского рудных узлов, на площади которых находятся промышленные, эксплуатируемые месторождения Восток-2 и Лермонтовское. В меньшей степени получила распространение гидротермальная минерализация с вольфрамитом и шеелитом грейзено-кварцево-жильной формации, которая пространственно локализована среди гранитоидов татибинского комплекса (месторождения кл. Александра, Чёрное, Тамаринское, Эльдовакское, Кордонное – штокверковое рудное тело). Также перспективным объектом этого типа является рудопоявление кл. Александра [Максименко, Катаев, 1970 ф; Иголкин, Жишкевич, 1974 ф].



**Рис. 1.2** Схема террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса и его обрамления с элементами металлогении по [Ханчук и др., 1999], с дополнениями автора.

1-7 - террейны: 1 – докембрийские; 2, 3 – юрские: 2 - аккреционной призмы; 3 – турбидитовые; 4-6 – раннемеловые: 4 – аккреционной призмы; 5 – турбидитовые; 6 – островодужные; 7 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционной призмы; 8-9 – разломы: 8 – надвиги, 9 – сдвиги (стрелками показано направление движения вдоль сдвигов) 10 - скарновые вольфрамовые месторождения (1 – Лермонтовское, 2 – Восток-2, 3 – Скрытое, 4 – Кордонное).

Террейны: См-Самаркинский, Нб-Наданахада-Бикинский, Хб-Хабаровский, Б-Баджалский, У-Ульбанский, КМ-Киселевско-Маноминский, Тх-Таухинский, Ж-Журавлевско-Амурский, К-Кемский



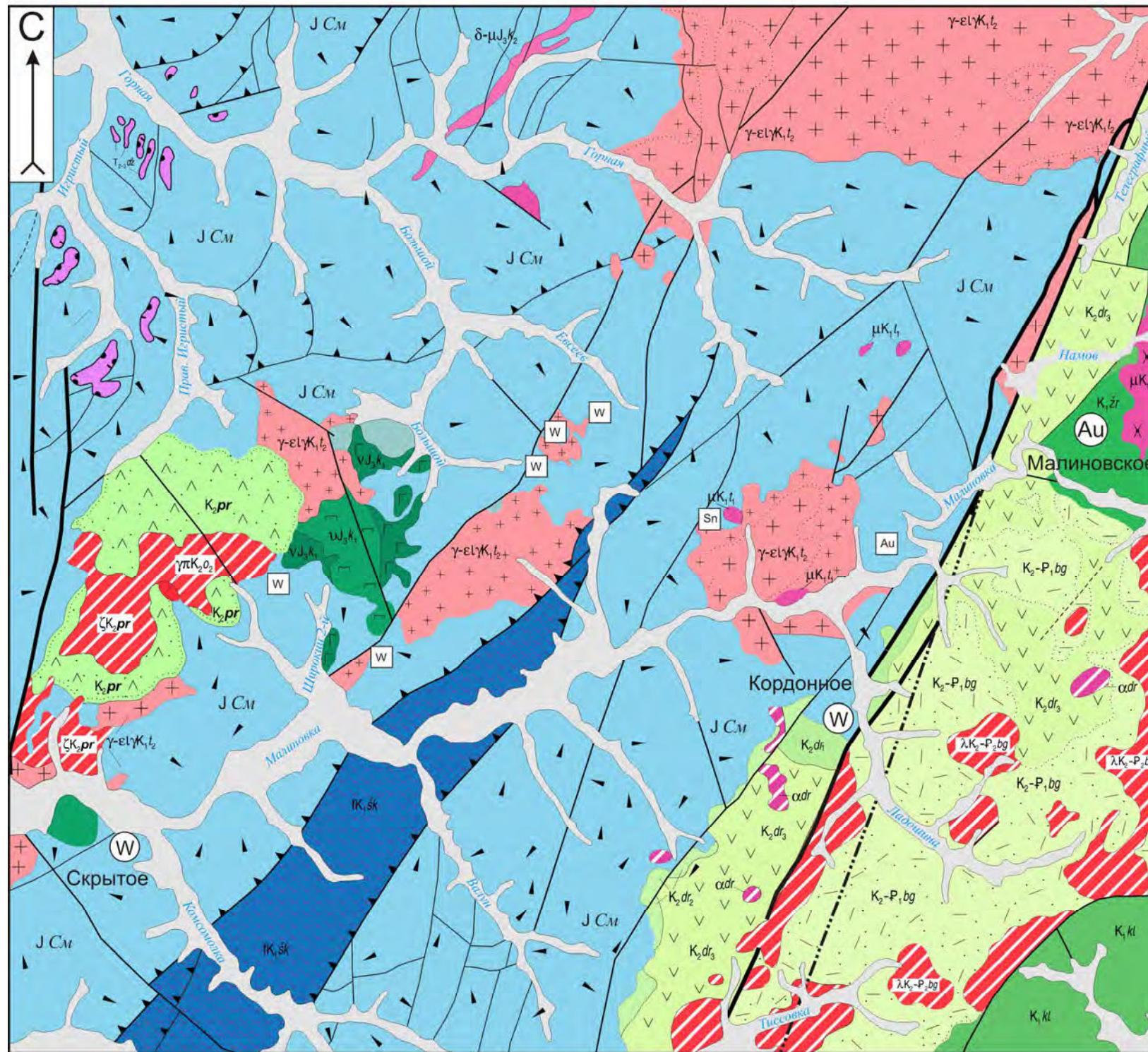
**Рис. 1.3** Схема тектонического и металлогенического районирования Скрытого рудного узла по [Найденко и др., 2007 ф] с дополнениями автора.

**1** – юрская система (Самаркинская металлогеническая зона): а – Ариадненская подзона, б – Самаркинская подзона; **2** – блоки юрских вулканогенных пород, вмещающих вольфрамовое оруденение: А – Малиновский блок, Б – Ладошинский блок; **3** – поздний мел – палеогеновые вулканогенные структуры: Заоблачная (Водораздельная) – 1, Тиссовая – 2 (номера в квадратах); **4** – гранитоиды татибинского комплекса: Горный – 1, Водораздельный – 2, Ореховский – 3, Ладошинский – 4 (номера в кружках); **5** – разрывные нарушения: а) – сдвиги, б) – надвиги, разломы (номера в кружках): Самаркинский – I, Меридиональный – II, Быстринский – III, Медвежинский – IV, Центральный Сихотэ-Алиньский (зона ЦСР – восточная граница Скрытого рудного узла) – V; **6** – месторождения и рудопроявления (номера и типы минерализации): кл. Большой (W) – 1, кл. Тамирский (W) – 2, кл. Александра (W, Mo) – 3, кл. Левый Скальный (Sn, Pb) – 4, Эльдовакское (W) – 5, Черное (Sn, W) – 6, Бурное (Sn, W) – 7, кл. Широкого (W) – 8, Легкое (W) – 9, Кордонное (W) – 10, Скрытое (W) – 11, Рекетинское (W) – 12, Малиновское (Au) – 13.

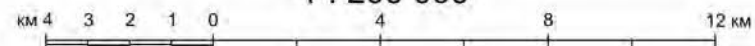
Анализ материалов по Скрытому рудному узлу дал основание Т.И. Гетманской с соавторами [Гетманская и др., 2012 ф] считать, что источником вольфрама для рудных тел месторождений Скрытое, Кордонное и рудопроявлений являются пластовые интрузии водораздельного комплекса, выделенного А.Н. Найдено [Найдено и др., 2007 ф], сингенетичные вулканитам основного состава в вулканогенно-сланцевой толще (содержания вольфрама в вулканогенных породах – 10-150 г/т; в минералах вулканогенных пород ильмените, сфене, лейкоксене, оксидных минералах Fe, Mn – 0.19-2.8 вес.% WO<sub>3</sub>). В этой связи потенциальную рудоносность площади месторождения Кордонное Т.И. Гетманская с соавторами связывают с развитием в составе терригенной толщи ритмично повторяющихся горизонтов кремнисто-вулканогенных пород (сложены кремнями, туфами и туффитами основного состава), которые интенсивно амфиболизованы и сульфидизированы. Мощность таких горизонтов варьирует от 2-3 м до первых десятков метров. Кремнистые прослои представлены микрокварцитами, содержат примесь карбонатного состава, иногда – линзы известняков [Гетманская и др., 2012 ф].

Сланцевый узел, занимающий южную часть площади (района), рассматривается более перспективным на оловянное (месторождения Сланцевое, Павловское и др.) и медно-оловянное (Березовое и др.) оруденение. Причиной такого различия минерализации двух рудных узлов одного района может быть зависимость от состава вмещающих пород: терригенных, вулкано-терригенных, а также магматических комплексов, которые для рассматриваемого типа месторождений могут не только вмещать рудные тела, но и являться источниками необходимых флюидов и рудных компонентов.

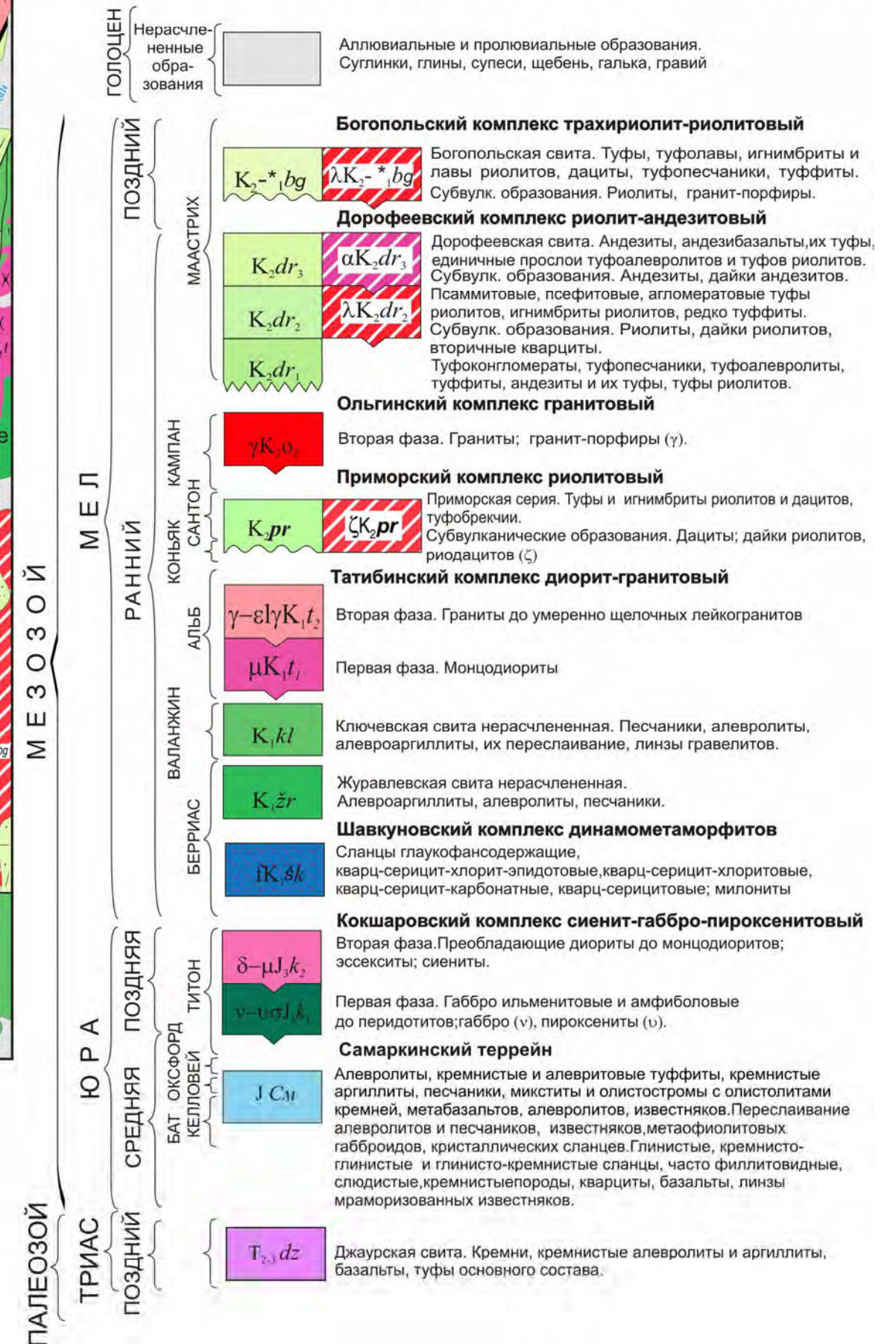
Месторождение Кордонное в структурно-металлогеническом плане находится в северной части Малиновской рудной площади (района), в составе Скрытого рудного узла (рис. 1.4), расположенного в зоне сочленения разломов северо-восточного (Центральный Сихотэ-Алинский – западные ветви: Быстринский и Медвежинский разломы) и северного (Меридиональный) простирания, что, по мнению многих исследователей, является благоприятным фактором локализации скарнового шеелит-сульфидного оруденения в Приморском крае. Район считается наиболее перспективным на вольфрамовое оруденение (месторождения Скрытое и Кордонное, рудопроявления: Легкое, ключа Александра, и др.).



1 : 200 000



## Условные обозначения



### 1.3 Самаркинский террейн средне-позднеюрской аккреционной призмы

Представления о стратиграфии района в начальный период исследований базировались на геологических материалах прежних лет [Геология СССР, 1969] и геологических отчетах, в частности [Белянский, 2013 ф; Найденко и др., 2007 ф], которые не учитывали современных данных тектонических и литолого-стратиграфических исследований, сформированных в рамках концепции террейнового строения Сихотэ-Алиня. Изучению Самаркинского террейна посвящены работы многих известных ученых и геологов-производственников. Большой вклад в современные представления о геологии и стратиграфии рассматриваемого района внесли ученые ДВГИ ДВО РАН (А.И. Ханчук, И.В. Кемкин, В.В. Голозубов, Ю.Г. Волохин, А.Н. Филиппов, В.С. Руденко и др.).

Сложности систематики осадочных пород в пределах исследуемого региона обозначились уже в конце 80-х годов прошлого столетия [Ханчук и др., 1988; Кемкин, 1989; Голозубов, Мельников, 1986; Мазарович, 1985], когда началось активное целенаправленное изучение строения, состава и возраста аккреционных призм Сихотэ-Алиня, с учетом выделения тектоно-стратиграфических комплексов.

Было обнаружено, что осадочные комплексы, слагающие так называемый главный антиклинорий и, как считалось ранее, относимые к нормальной стратиграфической последовательности геосинклинального типа [Геология СССР, 1969], на самом деле представляют собой комплексы, в строении которых принимают участие турбитдитовые и олистостромовые толщи средней-верхней юры с включениями палеозойских офиолитов, палеозойских и триасовых кремней, базальтов и известняков океанического происхождения. В аллохтонных включениях была выявлена согласная последовательность: триасовые кремни общей мощностью около 50 м практически всего триаса, нижнеюрские кремнисто-глинистые отложения и песчаники средней юры. Эта последовательность отражает стратиграфию океанической плиты при ее движении в юре от пелагической части океана к глубоководному желобу [Ханчук, 1988; Голозубов, 2006; Кемкин, 2006].

При этом картирование Самаркинского террейна показало, что оптимальным является выделение не свит, а тектоно-стратиграфических комплексов [Кемкин, Ханчук, 1992, 1993], представляющих собой залегающие на различных структурных уровнях геологические тела, которые формировались в юре в процессе субдуцирования океанической плиты.

В Самаркинском террейне, к настоящему времени установлено омоложение тектоно-страграфических комплексов Самаркинской аккреционной призмы от верхних структурных уровней к нижним. При этом каждый из выделяемых комплексов сложен в нижней части пелагическими образованиями (кремни), переходящими выше по разрезу в гемипелагические (кремнистые аргиллиты), которые далее сменяются окраино-континентальными отложениями (аргиллиты, алевролиты, переслаивание песчаников и алевролитов) и залегающими на них образованиями субдукционного меланжа [Кемкин, 2006].

### **1.3.1 Рудовмещающие породы Самаркинского террейна аккреционной призмы**

Площадь Скрытого рудного узла сложена породными ассоциациями нижнего структурного уровня Самаркинского террейна, выделяемыми в Бреевский тектоно-стратиграфический комплекс [Кемкин, 2006]. Ранее [Геология СССР, 1969] эти образования описывались в составе тудовакской и самаркинской свит.

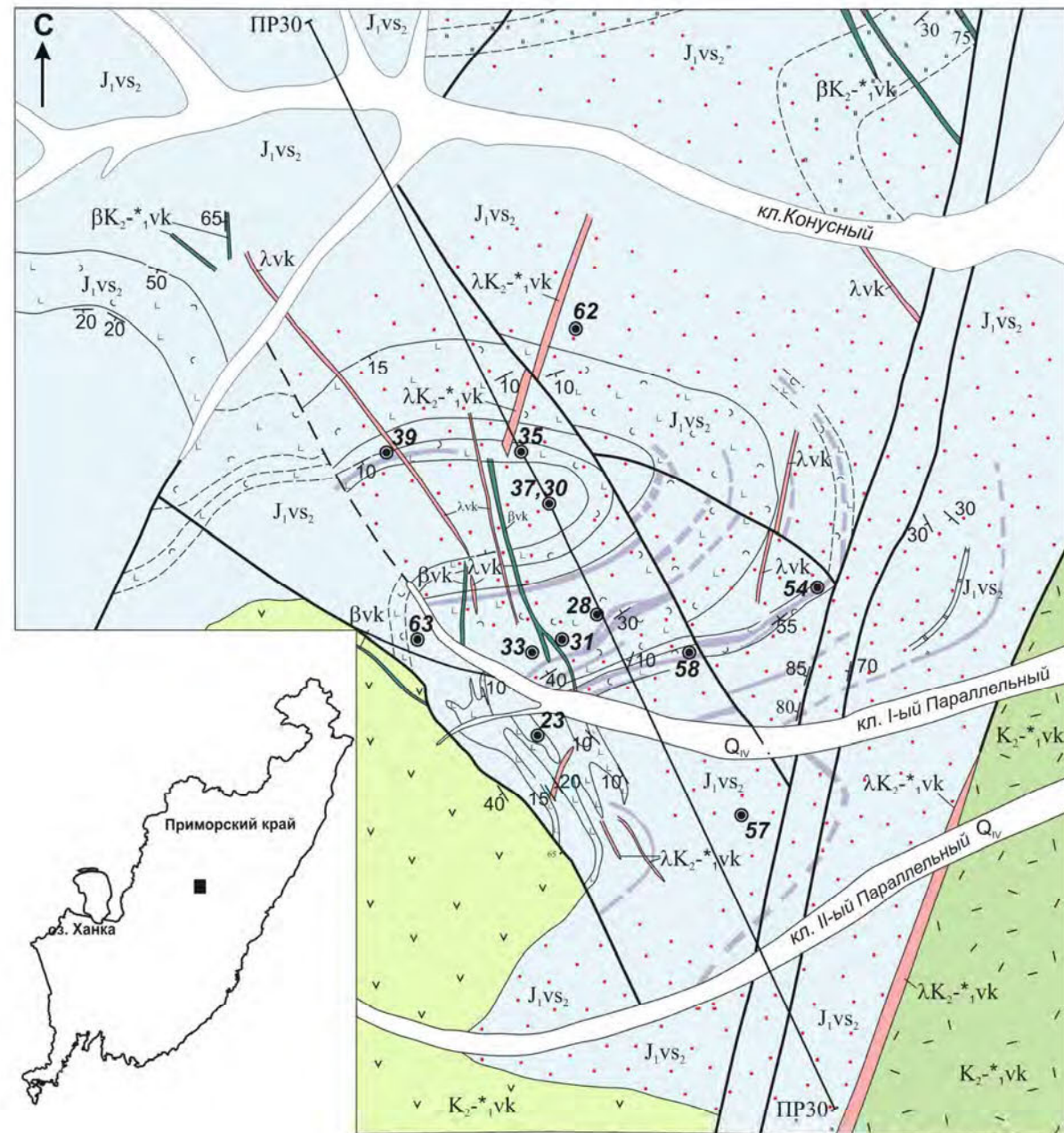
Ю.И. Максименко [Максименко, Катаев, 1970 ф] и О.Г. Старов [Старов, Мостовой, 1970 ф] выделили отложения тудовакской свиты как кремнисто-сланцевую толщу юрского возраста, разделив ее на три пачки: кремнисто-сланцевую, вулканогенно-осадочную и песчано-сланцевую, сложенную глинистыми, кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми, часто филлитовидными сланцами, алевролитами, кремнистыми породами, с подчиненным распространением мраморизованных известняков, кварцитов, песчаников, туффитов, базальтов.

Позднее в результате проведения поисковых и разведочных работ на месторождении Скрытое, рудопроявлениях Кордонное, Легкое, ключа Александра, участке Мартовском, получен новый геологический материал, в том числе по скважинам, который позволил А.Н. Найдено [Найдено, 2007 ф] на данной территории выделить вулканогенно-сланцевую толщу, которая на самом деле является частью аккреционной призмы с включениями палеоокеанических базальтов, известняков и кремней.

Ранее было установлено, что радиоляриевые датировки плитчатых кремней на различных уровнях рассматриваемой части призмы отвечают анизийскому ярусу среднего триаса – нижнему байосу [Волохин и др., 1990, 2003, 2013; Кемкин, Голозубов, 1996], а возраст вышележащих аркозовых терригенных пород матрикса аккреционной призмы – от бата до оксфорда [Кемкин, 2006].

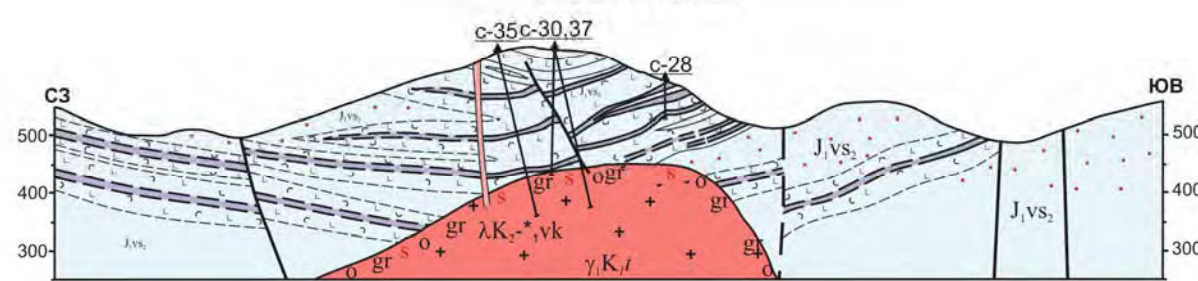
По данным А.Н. Найдено [Найдено и др., 2007 ф], на площади месторождения (рис. 1.5) преобладают и являются рудовмещающими смятые в пологие (до 10-25°)

### Месторождение Кордонное геологопоисковая карта масштаб 1:5 000



Карта составлена с использованием материалов Иголкина В.В. 1974 г.; Шамина В.И., 1979 г.; Кораблинова П.В., 1987 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ПРОФИЛЮ 30  
масштаб 1:5 000



#### Условные обозначения

- Q<sub>iv</sub> Современные аллювиальные отложения. Галечники, гравийники, пески, суглинки
- Вулканический комплекс.**  
K<sub>2</sub>\*-1,vk Риолиты, дациты, их туфы, туффиты, кластолавы дацитов, дайки кислого (l) и средне-основного (b) состава
- J<sub>1</sub>vs<sub>2</sub> **Вулканогенно-сланцевая толща.** Средняя подтолща. Филлиты, кварциты, мраморизованные известняки, вулканогенно-осадочные породы основного и среднего состава, базальты
- γ,K,t **Татбинский комплекс.** Первая фаза. Граниты среднезернистые биотитовые (только на разрезе)
- Кремни, кремнистые сланцы, глинисто-кремнистые сланцы
- Лавы (1) и туфы (2) основного состава
- Андезиты, андезибазальты
- Лавы и туфы кислого состава
- Граниты (только на разрезе)
- Рудовмещающие структуры:**
- Пластовые скарноидные залежи по вулканитам основного состава установленные (1) и предполагаемые (2)
- Разрывные нарушения установленные (1), предполагаемые (2)
- Элементы залегания пород, тектонических нарушений
- Ороговикование и другие вторичные изменения:  
1) грейзенизация,  
2) сульфидизация,  
3) окварцевание
- Район исследований (на врезке)
- Скважины

Рис. 1.5 Геологическая карта месторождения Кордонное составлена с использованием материалов Найденко и др., 2007г.



складки породы вулканогенно-сланцевой толщи, относимые ныне к Бреевскому тектоно-стратиграфическому комплексу, в котором кремни охватывают диапазон времени от анизийского яруса среднего триаса до аален-байоса средней юры, кремнистые аргиллиты имеют байоский возраст, алевро-аргиллиты – байос-батский возраст, алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками охарактеризованы келловейскими микрофоссилиями [Кемкин, 2006]. В целом строение района исследований представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных в различных сочетаниях породами упомянутой выше кремнисто-терригенной последовательности и образованиями субдукционного меланжа. Для пластин, характеризующихся терригенным составом, не редки эффузивные образования основного, среднего, реже кислого состава, – так называемые «метавулканыты» [Гетманская и др., 2012 ф], их туфы и туффиты, туфоалевролиты, свидетели проявления синхронного надсубдукционного вулканизма. Большинство пластин сложено либо кремнями, либо глинистыми сланцами, либо терригенными породами. При этом выделяются участки, где преобладают те или иные разновидности пород. Так, в южной и центральной части площади месторождения преобладают туфы основного и среднего состава, в которых отмечаются пластины кремней мощностью от 0.4-0.6 до 8-12 метров, туфоалевролитов и алевролитов. Характерной особенностью туфов является наличие значительного количества гнезд, линз метасоматического кварца. Общая мощность вулканогенно-сланцевой толщи составляет 280-300 м.

Вулканогенно-сланцевые породы в составе Бреевского тектоно-стратиграфического комплекса, вмещающие рудные тела месторождения Кордонное, рассечены многочисленными тектоническими нарушениями и дайками кислого и среднего состава, предположительно, позднемелового дорофеевского комплекса. В южной и юго-восточной части с резким угловым несогласием, через тектоническую, брекчию перекрываются вулканогенно-осадочными и эффузивными породами верхнемеловой дорофеевской свиты.

Образования субдукционного меланжа картировались ранее как самаркинская свита. Интенсивное меланжирование связано, по – видимому, с тем, что при формировании комплекса субдуцировались не только слоистые толщи, но и подводные горы (гайоты) и их карбонатные «шапки» [Ханчук и др., 1989]. Матрикс меланжа представлен алевролитами с отдельными горизонтами песчаников, туфоалевролитов и пепловых туффитов основного состава, в которых заключены глыбы и обломки базальтов, кремней, известняков [Кемкин 2006; Голозубов 2006].

### 1.3.2 Мел-палеогеновые отложения

На рассматриваемой территории представлены образованиями наложенных приразломных вулканоструктур: Заоблачной, пространственно приуроченной к Меридиональному разлому, и Тиссовой, занимающей территорию восточнее тектонических элементов, оперяющих Центральный Сихотэ-Алинский разлом (рис. 1.3, 1.4). В их основании залегают образования ключевской ( $K_1k$ ) и журавлевской ( $K_1\check{r}$ ) свит. Выполняющие эти структуры вулканиты по составу и возрасту подразделяются на приморский (сантон-компан), дорофеевский (компан-маастрихт) и богопольский (маастрихт-даний) комплексы [Найденко и др., 2007 ф]. По последним данным, богопольский комплекс имеет палеогеновый возраст (палеоцен - ранний эоцен) [Гребенников, Попов, 2014]

**Приморская серия ( $K_2pr$ )** – объединяет вулканогенные породы риолит-дацитового состава – игнимбриты, туфы, лавы и лавобрекчии, наиболее широко распространенные в вулканоструктуре Заоблачной. Они несогласно залегают на юрских осадочных отложениях, гранитах татибинского комплекса и перекрываются андезитами дорофеевской свиты. Мощность стратифицированных образований составляет 370-800 м. Возраст этого комплекса, в соответствии с палеофлористическими характеристиками его покровных образований на прилегающих территориях – турон-кампанский; геохронологическая датировка экструзии риодацитов, опробованных на правом борту р. Малиновка – 85,3 млн лет (калий-аргоновый метод) [Найденко и др., 2007 ф].

**Дорофеевский комплекс ( $K_2dr$ )** – риолит-андезитовый. Он объединяет одноименную свиту и тесно с нею связанные субвулканические, экструзивные и жерловые образования, локализованные в грабене зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома (вулканоструктура Тиссовая).

**Дорофеевская свита** представлена туфогенно-осадочной и существенно андезитовой пачками (подсвитами) суммарной мощностью 500-750 м.

Первая пачка сложена переслаивающимися темно-серыми туфогенными алевролитами, мелкозернистыми слабо слюдистыми песчаниками, мелко - и среднегалечными конгломератами с галькой кремнистых пород и порфиринов в туфогенном цементе. В алевролитах и песчаниках нижней части разреза первой пачки собрана раннемаастрихтская флора.

Вторая пачка сложена андезитами и андезитобазальтами с единичными прослоями туфоалевролитов.

Субвулканические, экструзивные и жерловые образования комплекса тесно ассоциируют со стратифицированными. Обычно это штоки с площадью выхода до 0.2 км<sup>2</sup> или дайкообразные тела размером (2.0×0.4) км<sup>2</sup>, ориентированные в северо-восточном направлении параллельно краям вулканоструктуры.

Возраст комплекса – кампан-маастрихтский, в соответствии с его палеофлористическими характеристиками и преобладающими радиологическими датировками (калий-аргоновый метод, 79-67 млн лет) [Найденко и др., 2007 ф].

**Богопольский комплекс** ( $P_{1bg}$ ) – трахириолит-риолитовый, объединяет одноименную свиту, субвулканические, экструзивные и жерловые образования кислого и умеренно-кислого состава.

Богопольская свита, представлена чередованием туфов и лав риолитов, риодацитов, игнимбритов с редкими прослоями туффитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Мощность свиты 300-450 м.

Субвулканические, экструзивные и жерловые образования распространены совместно с покровными фациями. Они образуют грибообразные тела площадью 0,6-6 км<sup>2</sup> и представлены преимущественно риолитами и риодацитами [Найденко и др., 2007 ф].

#### 1.4 Магматические (интрузивные) породы

Интрузивные породы Скрытого рудного узла на поверхности закартированы сериями относительно крупных (Горный, Водораздельный, Ореховский, Ладошинский) и мелких (кл. Легкий, кл. Александра, Рекетинский и др.) массивов (рис. 1.3 и 1.4). По особенностям вещественного состава и возрасту среди них выделены два интрузивных комплекса: 1 – водораздельный (раннеюрский) и 2 – татибинский (раннемеловой).

**Водораздельный комплекс** ( $v-u J_2$ ) (петротип – массив Водораздельный) представлен пластовыми интрузиями и дайками пироксенитов, габбро, габбро-диабазов, диабазов. Этот комплекс выделен [Найденко и др., 2007 ф] как интрузивный комагмат вулканитов, встречающихся среди пород вулканогенно-сланцевой толщи. Основанием для этого послужили: характер залегания интрузивных тел в виде силлов, и состав вулканитов. Водораздельный комплекс на современном уровне эрозионного среза представлен интрузивными телами и отдельными секущими дайками. Кроме них, скважинами колонкового бурения вскрыт ряд интрузивных тел габбро (силлы) на месторождении Скрытое, рудопроявлении Легкое, участке Мартовском. Площадь таких силлов составляет первые квадратные километры, мощность от 5-10 до 60-80 м.

Водораздельный интрузив (более 20 км<sup>2</sup>) представляет собой пологую межпластовую залежь, сложенную во внутренних частях крупнозернистыми клинопироксенитами, переходящими к краям через плагиоклазовые пироксениты в трахитоидные мелкозернистые габбро и габбро-диабазы. В приконтактных частях наблюдается уменьшение зернистости пород и расщепление тела на отдельные межпластовые "слои" с образованием "пачек переслаивания" с вмещающими их филлитами. Мощность отдельных прослоев тех и других пород от 5 до 40 м. Контакты отчетливые, резкие. В эндоконтакте габброиды имеют плитчатый облик, сильно рассланцованы, вплоть до образования плагиоклаз-эпидот-биотитовых, альбит-актинолитовых сланцев [Найденко и др., 2007 ф].

**Пироксениты** – крупнозернистые массивные породы темно-серого до черного цвета, состоящие из моноклинного пироксена, в той или иной степени замещенного амфиболом (тремолит, актинолит). Рудные минералы представлены ильменитом (до 15%), хромитом, магнетитом, пентландитом, халькопиритом и пирротинном.

**Габбро** – средне-, мелкозернистые породы темно-серого с зеленоватым оттенком цвета, интенсивно актинолитизированы. Судя по псевдоморфозам актинолита, первичные породы представляли собой клинопироксеновые габбро, габбро-диабазы. Эти породы (силлы) в пределах месторождения Скрытое зафиксированы скважинами и канавами. Наиболее крупное тело силлов охватывает практически всю площадь месторождения (около 4 км<sup>2</sup>). Его мощность от 5-10 до 60-70 м. Первичные породы (габбро) интенсивно амфиболизованы, рассланцованы, большей частью преобразованы в плагиоклаз-актинолитовые, плагиоклаз-хлорит-актинолитовые, либо в плагиоклаз-эпидот-актинолитовые метасоматиты. В них содержатся: сфен, ильменит, лейкоксен, игольчатый апатит. В габбро практически повсеместно присутствует вкрапленность сульфидов (пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит) и отмечается повышенное содержание вольфрама (от 5-6 до 16 г/т; месторождение Скрытое) [Кораблинов, 1987 ф].

**Татибинский комплекс (γ-ε1γK1)** на исследуемой площади представляют массивы: Горный, Ореховский, Ладошинский и др. Площадь выхода отдельных интрузивов на дневную поверхность составляет десятки и первые сотни квадратных километров. Выделяются две фазы внедрения. Первая фаза – диориты, граниты и гранодиориты, вторая – гранит-порфиры, лейкограниты, аплиты. Контакты с вмещающими породами рвущие, неровные, с заливами и далеко выступающими апофизами. Интрузии сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами с порфировой структурой, обусловленной крупными

вкрапленниками ортоклаза. Менее распространены мелкозернистые разности, тяготеющие к зонам эндоконтакта. В массиве Горном отмечаются участки пород миаролового облика. Небольшие тела площадью 0.5-3 км<sup>2</sup> сложены, как правило, гранодиоритами и тоналитами.

Контактные изменения (по мере удаления от контакта) выражаются в образовании вокруг интрузий зональных ореолов: кордиерит-биотитовых роговиков, биотитовых роговиков и ороговикованных пород. Ширина зон в зависимости от размеров интрузий и характера контактов колеблется от первых десятков метров до 2-3 км.

Интрузии татибинского комплекса сосредоточены в широкой полосе северо-восточного простирания (рис. 1.4). Возможно, они являются выходящими на дневную поверхность выступами кровли батолита, который фиксируется на глубине по геофизическим данным. Доказательством этому служат «не приуроченные» к интрузиям ореолы ороговикования, дайковые поля и не выходящие на поверхность штоки гранитоидов татибинского комплекса, выявленные по результатам бурения на месторождениях Скрытое и Кордонное [Найденко и др., 2007 ф]. Именно с этим комплексом большинство исследователей связывает вольфрамовую минерализацию района. Геологические данные о возрасте татибинского комплекса следующие: они прорывают средне- и позднеюрские отложения, перекрываются вулканитами приморского комплекса сантон - кампанского возраста. Абсолютный возраст пород, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, составляет: 105.2 ± 2 млн лет (шток месторождения Скрытое), 95.8 ± 2 млн лет (шток рудопроявления Легкое) [Найденко и др., 2007 ф].

Более подробная характеристика магматических комплексов, продуцирующих оруденение, рассматривается в главе «Особенности генезиса и рудоносности гранитоидной ассоциации месторождения Кордонное и его ближайшего обрамления».

### **1.5 Метаморфические породы**

На площади Скрытого рудного узла установлены породы, образовавшиеся вследствие регионального и контактового метаморфизма.

**Региональный метаморфизм** проявлен в породах вулканогенно-сланцевой толщи и интрузивного комплекса Водораздельный.

Осадочные породы – рассланцованные, плитчатые, с шелковистым блеском вдоль плоскостей отдельности. Петрографические исследования показали что, алевролиты и аргиллиты превращены в кварц-полевошпат-мусковитовые, кварц-мусковитовые,

полевошпат-кварц-серицитовые сланцы с гетерогранобластовой, лепидогранобластовой структурой; кремни – в микрокварциты, иногда слюдистые микрокварциты и кварцитосланцы.

Вулканогенные породы основного состава преобразованы в амфиболовые (актинолитовые, тремолит-актинолитовые), плагиоклаз-амфиболовые, амфибол-слюдистые сланцы. Так же интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы комагматичные вулканитам силлы диабазов и габбро-диабазов. При мощности более 7 м во внутренних частях силлов сохраняются элементы первичной текстуры и структуры пород. Исходные минералы практически полностью замещены амфиболом (актинолит, тремолит), хлоритом, эпидотом и цоизитом. Степень изменения пород по текстурно-структурным особенностям, минеральным ассоциациям и кристалличности отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма.

Региональный метаморфизм сопровождался метасоматическими изменениями пород. В известняках это мраморизация и тремолитизация в зонах дробления, образование маломощных зон диопсид-тремолитового состава на контактах мраморизованных известняков с филлитами. В сланцах с линзами вулканитов основного состава образовались послойные зоны эпидот-актинолитовых метасоматитов. Метасоматические породы постоянно содержат пирротин, который представлен агрегатами зерен (размером 0.05-5 мм) и сплошными зернистыми массами, образующими линзы мощностью до 5-7 см.

**Локальный (контактовый)** метаморфизм широко проявлен вблизи интрузий гранитоидов татибинского комплекса. По степени изменения вмещающих их пород условно выделены три зоны: внутренняя, средняя и внешняя.

**Внутренняя зона** – примыкающая непосредственно к контактам гранитоидных массивов. Здесь наблюдаются кварц-биотитовые роговики с кордиеритом. Внешне это вишнево-серые породы с узловатой, пятнистой, массивной текстурой, лепидогранобластовой структурой, состоящие из кварца, полевого шпата, биотита (ориентированного по слоистости пород) и крупных ситовидных порфиробластов кордиерита. Иногда в пределах этой зоны образуются полосчатые кварциты и кварц-плагиоклазовые породы. Ширина ореола кордиеритсодержащих роговиков – от нескольких десятков метров до 0.5 км.

**Средняя зона** ороговикования, как и предыдущая, имеет кварц-биотитовый состав, но отличается от нее отсутствием пятнистых и узловатых текстур. Роговики этой зоны (по алевролитам и песчаникам) представляют собой темно-серые породы со слабым вишневым оттенком. В их минеральном составе преобладает биотит,

пространство между чешуйками которого выполнено зернами плагиоклаза и кварца. Структура пород гранолепидобластовая, микрогранобластовая. Ширина зоны варьирует от 20 м до 3 км. По вулканогенным породам основного состава образовывались роговики кварц-амфибол-биотитового состава.

**Внешняя зона** - это зона слабо ороговикованных пород, которые по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям являются промежуточными между образованиями зоны кварц-биотитовых роговиков и неизмененными породами. Визуально они почти не различаются. Отличия устанавливаются только при микроскопическом изучении и выражаются в образовании между обломками пород и отдельных крупных зерен биотитового цемента, который часто замещается хлоритом, серицитом и кварцем [Найденко и др., 2007 ф].

### **1.5.1 Метаморфические и метасоматические породы месторождения**

Все породы на площади месторождения Кордонное вмещающие сульфидно-вольфрамовое оруденение в значительной степени изменены процессами регионального и локального метаморфизма. Региональный метаморфизм, по мнению многих исследователей [Кораблинов, 1987 ф; Садкин и др., 2012 ф; Гетманская и др., 2012 ф], фиксируется появлением в разрезах толщи горизонтов филлитовидных сланцев.

Считается, что контактовый метаморфизм проявлен на всей площади месторождения и, связан с интрузией гранитоидов татибинского комплекса, наличие которой подтверждено результатами бурения и данными геофизических работ. По степени его интенсивности наблюдаются зоны биотитовых роговиков (непосредственно в контакте с гранитоидами), зоны биотит-хлоритовых ороговикованных пород (по мере удаления от контакта с гранитоидами) и зоны хлоритизированных слабо ороговикованных пород (внешняя зона контактового ореола).

Метасоматические изменения на площади месторождения проявлены в образовании скарнов, грейзенов, пропилитизации, и формировании гидротермальных прожилков.

При этом скарнирование пород носит локальный характер. Наиболее благоприятными в этом плане являются известняки, чуть менее - туфы и туфолоavy основного состава. Поэтому особенностью месторождения Кордонное является присутствие в рудных телах скарнов двух минеральных типов, которые характеризуются разной рудной металлогенической специализацией которые детально будут рассмотрены в главе 3.

Грейзенизация пород наиболее интенсивно проявлена в приконтактовых частях скрытой на глубине интрузии гранитоидов. Для грейзенизированных пород характерно преобладание в их составе кварца, серицитизация плагиоклаза и почти полное замещение биотита мусковитом и хлоритом.

Пропилитизация обычно проявлена в вулканогенных породах (диабазы, лавы и туфы основного состава) и выражается в образовании эпидот-скаполитовых, турмалин-хлорит-кварцевых, эпидот-кварц-актинолитовых, актинолит-тремолитовых пород.

Окварцевание и сульфидизация наблюдаются практически во всех породах. Это прожилки и маломощные (первые сантиметры) жилы кварцевого и шеелит-сульфидно-кварцевого состава. На отдельных участках содержание сульфидных минералов достигает 10-15 % (преобладает пирит, реже отмечаются – пирротин, арсенопирит, халькопирит).

### 1.5.2 Рудные тела

По результатам разведочных работ на месторождении Кордонное установлено 14 шеелит-сульфидных рудных тел, представленных пластовыми и штокверковыми морфологическими типами.

**Пластовые рудные тела** представляют собой метасоматические залежи, образовавшиеся по горизонтам метабазальтов и карбонатно-кремнистых пород вулканогенно-сланцевой толщи. По данным [Найденко и др., 2007 ф], часть метабазальтов – это пластовые интрузии габбро-диабазов комплекса Водораздельный.

Микрокварциты содержат примесь карбонатного состава, иногда - линзы известняков. В целом, карбонатная составляющая в таких участках часто проявлена крайне слабо. Исключением является северный фланг площади, где вскрыты линзы известняков и карбонатно-кремнистых пород, в том числе с вкрапленностью шеелита.

Пластовые рудные тела сложены шеелит-скарновыми и шеелит-скарново-сульфидными рудами. Их мощность варьирует от 1.3-2.9 м., а содержания  $WO_3$  – от 0.4 до 1.08%. При этом наиболее высокие концентрации вольфрама сосредоточены в участках, где залежи пересечены крутопадающими прожилками шеелит-кварцевого состава, формирующими рудные столбы или штокверкоподобные тела.

**Штокверковые рудные тела** представляют собой зоны с шеелит-кварцевыми прожилками, локализованные в туфах основного состава и приуроченные к сочленению разломов СЗ и СВ простирания в центральной части месторождения (рис.



1.5). Протяженность штокверковых зон – 300 и 600 м, мощность – 30-38 м, протяженность по падению – 150 и 250 м. По данным геофизических исследований, главное штокверковое рудное тело месторождения имеет овально-удлиненную форму с размерами по длинной оси 450, а по короткой – 150 метров и пространственно приурочено к надинтрузивной, экзоконтактовой зоне гранитоидного массива, кровля которого в этой части осложнена небольшими купольными поднятиями. Штокверк представляет собой комбинацию прожилков разных направлений, среди которых резко преобладают прожилки, ориентированные вдоль зоны трещиноватости. Падение прожилков крутое на северо-восток (45-70°), реже на юго-запад (60-80°). Прожилки прямолинейные и достаточно выдержанные по простираанию и мощности. Их мощность колеблется от 0.2 до 5 см, редко до 10-20 см. По минеральному составу преобладают кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки; реже встречаются сульфидно-кварцевые. Вкрапленники шеелита пространственно приурочены к зальбандам прожилков.

Распределение вольфрама по мощности штокверка неравномерное: обогащенные участки с содержаниями 0.42%  $WO_3$  чередуются со слабо обогащенными с содержаниями 0.03-0.04%  $WO_3$ . Мощности тех и других участков колеблются от одного до нескольких метров. Среднее содержание  $WO_3$  в штокверках 0.22%. Границы рудных тел определяются по данным опробования.

Основным ценным компонентом во всех морфологических типах рудных тел является вольфрам (0.21% W или 0.265%  $WO_3$ ). Кроме этого, в качестве попутных компонентов в рудах присутствуют железо (14.5%; здесь и далее средние содержания), медь (0.034%), серебро (0.26 г/т), золото (<0.2 г/т), олово (0.002%), висмут (0.0042%). Следует отметить, что содержания висмута (висмутин, самородный висмут) в рудах обычно колеблются в пределах от 0.001 до 0.01-0.05%, достигая в отдельных пробах 0.1-0.2% при максимальном 0.5%. Количество серебра редко достигает 5 г/т, а золота 0.2 г/т (в единичных пробах до 2.5 г/т). Олово присутствует в количестве 0.01-0.05%, содержание молибдена не превышает – 0.02%, при обычных колебаниях в интервале 0.0002-0.005%. Характерно постоянное присутствие в рудах сульфидов (до 5%), в том числе пирита – 80-85%, арсенопирита и пирротина – по 5-10%; реже встречаются халькопирит, ковеллин, сфалерит, галенит и др. Вредные примеси – фосфор (0.118%), сера (0.26%), мышьяк (0.044%).

Руды характеризуются тонко- и неравномернозернистой структурой с прожилковой, прожилково-вкрапленной и брекчиевой текстурами. Преобладающий размер зерен шеелита от 0.08 до 0.15 мм. Сопоставляя полученные данные с данными

по типовым вольфрамовым месторождениям региона (Лермонтовское, Восток-2), можно сделать вывод, что руды месторождения Кордонное являются комплексными, а по вещественному составу относятся к скарновому шеелит-сульфидному промышленному типу. Все перечисленное выше позволяет высказать сомнение в отнесении руд месторождения к стратиформному типу, по аналогии с месторождением Скрытое [Кораблинов, 1987 ф; Гуриков, 1995 ф; Шамин, 1979 ф; Гетманская, и др., 2012 ф].

По последним данным, средние содержания во всех типах руд по категории  $P_1$  составляют: руды – 10548,9 тыс т, триоксида вольфрама – 20236,2 т; по категории  $P_2$  руды – 9849 тыс т, триоксида вольфрама – 22148 т. [Найденко и др., 2007 ф].

## **ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ И ЕГО БЛИЖАЙШЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Изучение магматических пород – важнейшая составляющая в решении вопросов генезиса тех металлогенических объектов, где минерализация парагенетически или генетически связана с магматическими породами. Исследуемое автором скарновое шеелит-сульфидное месторождение несомненно принадлежит к ряду таких металлогенических объектов. Результатом исследований могут быть как уточнения уже существующих (региональные, интегральные) моделей, так и построение новых моделей локальных рудно-магматических систем (РМС), которые необходимы для оценки перспектив слабоизученных объектов. Такое исследование при подготовке диссертации выполнено автором на месторождении Кордонное. Основной акцент при этом сделан на изучение гранитоидов, поскольку именно гранитоидный магматизм в моделях разных авторов рассматривается как обязательный (определяющий) фактор рудообразующей системы с вольфрамовой специализацией.

В Приморском секторе Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы магматические комплексы, с которыми пространственно и генетически ассоциирует вольфрамовое и олово-вольфрамовое оруденение, входят в состав Хунгари-Татибинского [Симаненко и др., 2006], или центрального Сихотэ-Алинского плутонического пояса [Сахно, 2001]. На эталонных объектах вольфрамовую минерализацию связывают с гранитоидами Дальненского (Татибинского) комплекса, которые представлены двумя петрохимическими типами: S-тип – Лермонтовское (124 млн лет; хунгарийская серия высокоглиноземистых гранитоидов [Изох и др., 1967] и I-S тип – Восток-2 (110-95 млн лет, татибинская известково-щелочная серия [Геология СССР, 1969; Говоров, Левашев, 1973; Назаренко, Бажанов, 1987; Хетчиков и др., 1996; Крымский и др. 1998; Сахно, 2001; Гоневчук, 2002; Гвоздев, 2010]).

### **2.1. Возраст и петролого-геохимические особенности гранитоидных комплексов**

Основное внимание автора было сосредоточено на изучении гранитоидов – пород высокоинформативных как при выяснении особенностей рудоносных магматических ассоциаций, так и генезиса ассоциирующего с ними оруденения. По представлениям большинства исследователей, эти образования следует рассматривать как производные разных этапов эволюции единой рудно-магматической системы [Смирнов, 1969; Синяков, 1986; Таусон, 1977]. Для рассматриваемых нами типов

рудной минерализации: скарнов, грейзенов, кварц-полевошпатовых штокверков, такие заключения особенно правомерны, поскольку гранитоиды здесь выступают как непосредственные источники рудного вещества и рудоносных флюидов.

Краткие сведения по магматическим породам, в том числе и гранитоидной ассоциации, приведенные выше при описании Малиновской рудоносной площади (района) и рудного узла Скрытого, позволяют предположить, что гранитоиды месторождения Кордонное с наибольшей вероятностью могут представлять позднюю фазу татибинского (монцо) диорит-гранитоидного комплекса. Не исключался также вариант участия в этой ассоциации двуслюдяных гранитов хунгарийского типа.

### **2.1.1. Геология и изотопная геохронология**

По данному вопросу автором были изучены гранитоиды не вскрытых эрозией штоков месторождения Кордонное, устья ключа Ладошина. Исследование выполнялось по горным выработкам (канavam, буровым скважинам) на площади месторождения и при маршрутном изучении прилегающих территорий.

Полевые наблюдения и петрографическое исследование (описание) пород в шлифах привели автора к предварительному, но, как представляется, достаточно обоснованному выводу о том, что в составе гранитоидной ассоциации рудного поля месторождения присутствуют две разные по возрасту, генезису и рудоносности группы.

Первая группа гранитоидов слагает не выходящий на поверхность интрузив (шток), над кровлей которого (~100 м) локализованы рудные тела. Эти граниты, по соотношению с рудными образованиями и особенностям минерального состава, важная из которых присутствие парагенетической ассоциации мусковита с буровато-красным (плеохроизм до очень светло-коричневого) биотитом и кислым тонко сдвойникованным плагиоклазом, можно считать представителями ассоциации «вольфрамоносных гранитоидов» Сихотэ-Алиня.

Возраст штока гранитов месторождения Кордонное определялся K-Ar методом по слюдам, которые были отобраны из мусковитизированных пород и мусковитовых прожилков (образцы керна скважин 63 и 58; (табл. 2.1). Установлено, что возраст мусковита из гранитов с «объемной» мусковитизацией (скважина 63), составляет  $102.5 \pm 2$  млн лет, в то время как мусковиты из прожилков (скважина 58; в зальбанде «рудного интервала») –  $91 \pm 2$  млн лет.

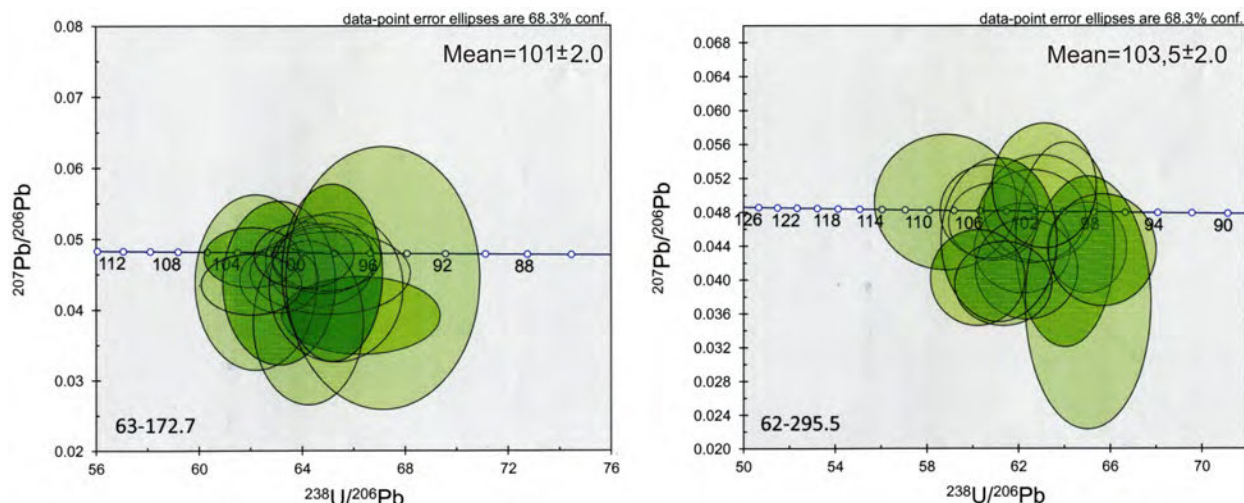
## Изотопный возраст гранитов и грейзенов

№	проба	Минерал	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/\text{г}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2 \sigma$	Привязка
1	62-259.5	Биотит	6.55 $\pm$ 0,07	48.42 $\pm$ 0.18	103,5 $\pm$ 2,0	М-е. Кордонное. Скв. 62. 259 м Гранит слабо измененный.
2	63-172.7	Биотит	7.13 $\pm$ 0.08	51.47 $\pm$ 0.17	101 $\pm$ 2.0	М-е. Кордонное. Скв. 63. 173 м Гранит изменённый.
3	63-146	Мусковит	8.61 $\pm$ 0,09	63.0 $\pm$ 0,2	102.5 $\pm$ 2.0	М-е. Кордонное Скв. 63. 146 м. Грейзенизированный гранит
4	АГ-334	Биотит	6.73 $\pm$ 0.07	41.16 $\pm$ 0,13	86.1 $\pm$ 1.9	Устье кл. Ладощина. 260 м к западу
5	ГВ-1774	Биотит	6.32 $\pm$ 0.07	39.08 $\pm$ 0.13	87 $\pm$ 2.0	Лев. борт кл. Ладощина. 500 м к югу от устья
6	ГВ-1778	Биотит	6.98 $\pm$ 0.07	42.93 $\pm$ 0.14	86.6 $\pm$ 1.8	Пр. борт р. Малиновка (шток).
7	ГВ-1818	Мусковит	8.91 $\pm$ 0.10	57.41 $\pm$ 0.18	91 $\pm$ 2.0	Скв. 58. 166 м. Грейзен на выходе из рудного интервала.
8	ГВ-1891a	Биотит	7.39 $\pm$ 0.08	50.10 $\pm$ 0.17	95 $\pm$ 2.0	Интрузив в зоне ЦСР (восточная граница).

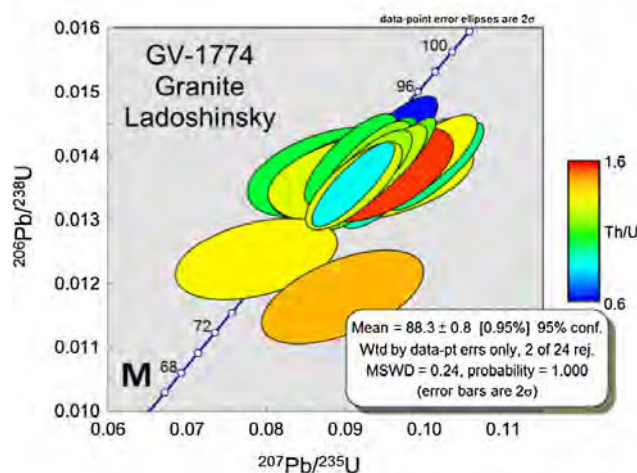
**Примечание:** К-Аг изотопный возраст определен по авторским пробам в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) В.А. Лебедевым

Несколько иные результаты были получены при определении возраста гранитоидов устья ключа Ладощина (левый приток р. Малиновки). Граниты здесь средне- и крупнозернистые, визуально имеют облик, характерный для пород заключительной гранитной фазы татибинского комплекса. Возраст этих гранитов, определенный по породообразующему биотиту (табл. 2.1), составляет 86.1 $\pm$ 1.9 млн лет. Такой же возраст (86.6 $\pm$ 1.8 млн лет) имеют более мелкозернистые (относительно предыдущих) граниты небольшого штока на правом берегу р. Малиновки (табл. 2.1), которые А.Н. Найденко с соавторами [Найденко и др., 2007 ф] относили к заключительной фазе гранитоидов татибинского комплекса. Близкие значения возраста имеют и дайкообразные тела мелкозернистых гранитов (дайки или метасоматические зоны, секущие граниты штока месторождения Кордонное).

Результаты К-Аг изотопного датирования подтверждены U-Pb датированием по циркону, выделенному из проб вольфрамоносных гранитов 63-172.7, 62-259.5, в лаборатории исследовательского центра «Цукуба», Япония [Федосеев и др., 2014] (Рис. 2.1), а также невольфрамоносных гранитов ГВ 1774 [Vor-ming Jahn et al., 2015] (Рис. 2.2).



**Рис. 2.1** Изотопный анализ цирконов из образцов гранитов 63-172.7, 62-259.5 [Федосеев и др.2014] (группа I, вольфрамоносные, привязка образцов указана в таблице 2.1)



**Рис. 2.2** Изотопный анализ цирконов из образцов гранитов ГВ-1774 [Bor-ming Jahn et al., 2015] (группа II, не вольфрамоносные, привязка образца указана в таблице 2.1)

Сопоставив результаты изотопного датирования можно сделать вывод, что в формировании рудно-магматической системы месторождения Кордонное принимали участие гранитоиды двух возрастных групп: 1 – 95-105 ± 2 млн лет; 2 – 85-90 ± 2 млн лет, которые в схемах геодинамической эволюции региона характеризуют разные геодинамические обстановки [Ханчук, Кемкин 2003]. Это позволяет предполагать существенные различия их минерального и вещественного составов.

### 2.1.2. Петрография и некоторые особенности минерального состава

**Граниты первой группы** (101-103 млн лет) наиболее широко распространены на изученной территории и с разной степенью детальности изучались многими исследователями (рис. 2.3, 2.4). Ими сложены относительно крупные массивы –

Горный, Водораздельный, Ореховский, Ладошинский. Более мелкие тела, часто имеющие тектонические контакты с вмещающими их породами, распространены в Скрытом рудном узле и по всей Малиновской рудной площади. Автором были изучены не вскрытые эрозией гранитоиды штока (600×400 м) месторождения Кордонное.



**Рис. 2.3** Фрагмент керна характерного гранита (шток месторождения Кордонное, скважина 62, на глубине 259.5 м от поверхности), образец 62-259.5



**Рис. 2.4** Слабо измененный биотитовый гранит, интрузив в зоне центрального Сихотэ – Алинского разлома (ЦСР) (восточная граница Скрытого рудного узла), образец ГВ-18916

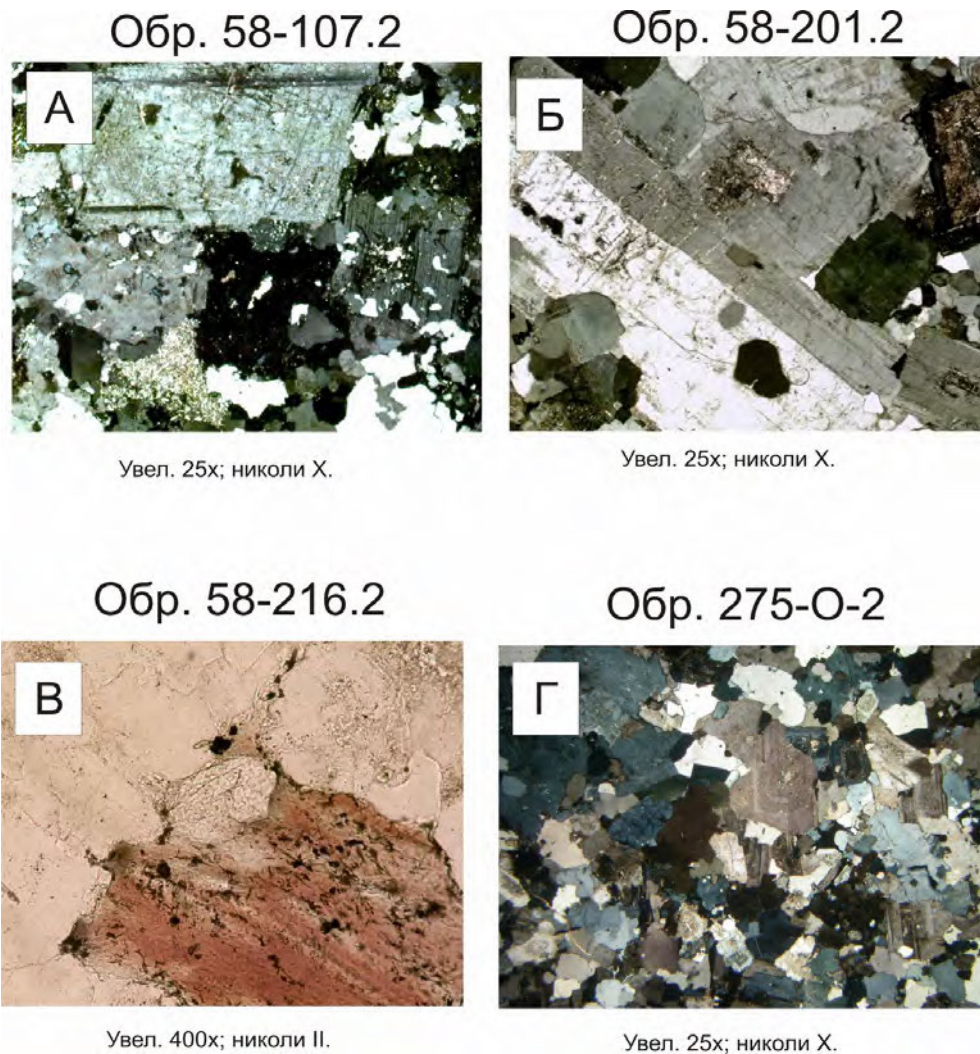
По результатам бурения и геофизическим данным граниты первой группы распространены под всей площадью месторождения на глубине около 100 м. Они имеют крупно-, гигантозернистое строение и содержат порфиновые вкрапленники полевых шпатов. В минеральном составе преобладают кварц (до 20 %), плагиоклазы (до 40%), калишпат (до 30%), биотит и мусковит (до 10 %). Из

акцессорных минералов в небольшом количестве (менее 1%) присутствуют циркон, ильменит, рутил, сфен, апатит, шеелит, монацит, ксенотим [Иванова, 1975; Степанов, 1977; Руб и др., 1982; Левашев, 1991; Герасимов и др., 1994; Ханчук и др., 1995; Хетчиков и др., 1996; Крымский и др., 1998]. Следует отметить присутствие в группе акцессорных минералов магнетита.

Кварц, в отличие от полевых шпатов и биотита, имеет ксеноморфный облик и заполняет пространство между ними. Полевые шпаты представлены микроклином, образующим решетчатые двойники и кислым очень тонко полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом (рис. 2.5 А). В центральных частях порфировых вкрапленников, часто наблюдаются реликты плагиоклаза более основного состава, которые замещены криптокристаллическим агрегатом кварца, карбоната и серицита (рис. 2.5 Б). Основным темноцветным минералом в породе является биотит. Он часто находится в равновесных сростках с мусковитом и иногда замещается хлоритом и рудным минералом. Биотит имеет характерный для этого минерала из гранитов татибинского комплекса красный или буровато-красный цвет, с плеохроизмом до очень светло-коричневого (рис. 2.5 В). В кристаллах биотита присутствуют мелкие (менее 0.08 мм) идиоморфные зерна ксенотима окруженные плеохраичными двориками.

Граниты первой группы повсеместно в разной степени изменены. Преобладает «площадная» серицитизация (мусковитизация; позднемагматический этап изменений) иногда наблюдаются прожилки мусковита (постмагматический, гидротермальный этап изменений). Реже отмечается хлоритизация – замещение биотита хлоритом и формирование микропрожилков хлоритового состава. При изучении позрачных шлифов в таких участках почти повсеместно фиксируются скопления непрозрачных рудных минералов.



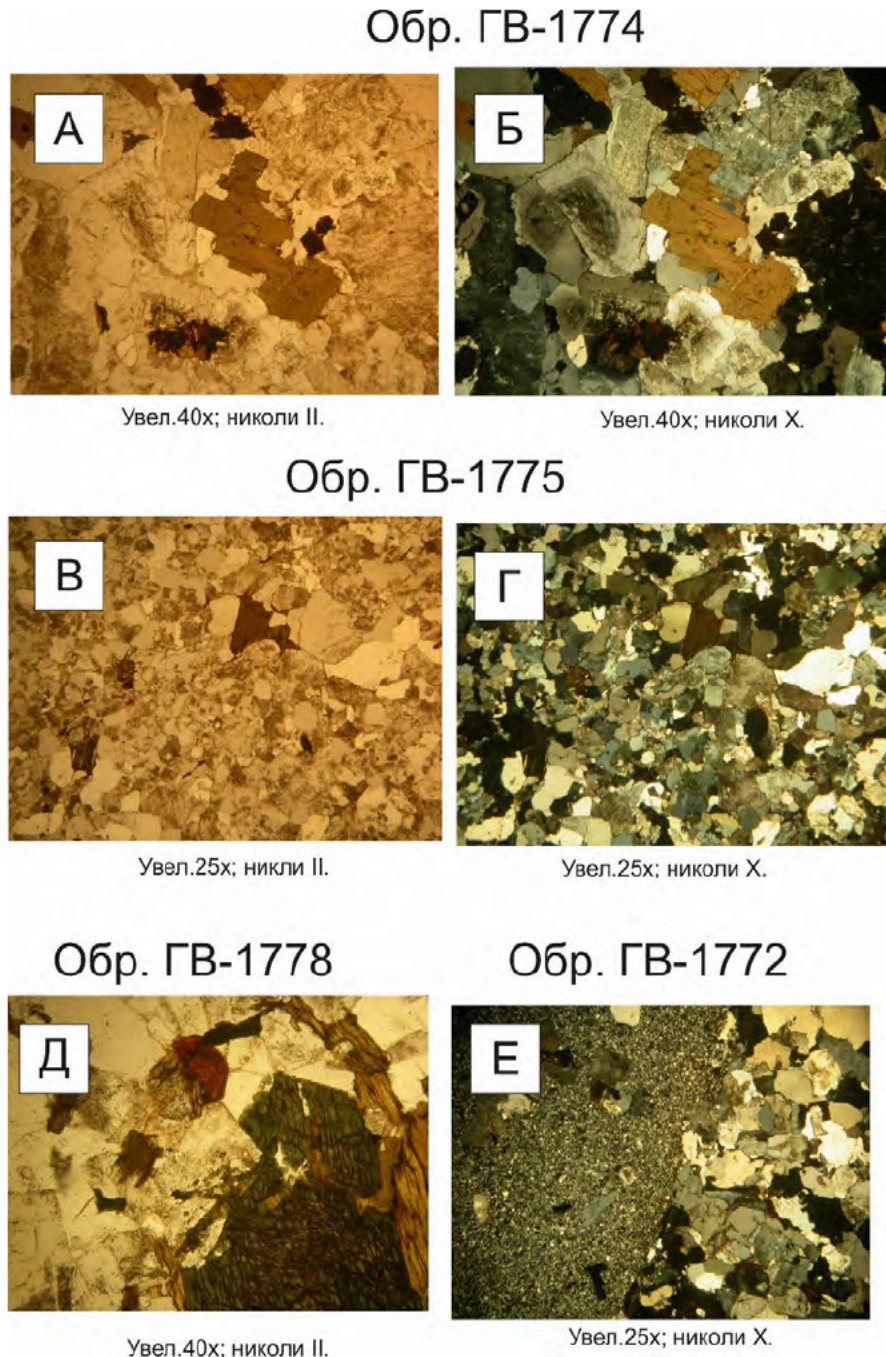


**Рис. 2.5 Характерные взаимоотношения минералов в гранитах первой группы**  
**А** – порфировая структура породы с аллотриоморфнозернистым строением «матрицы»;  
**Б** – порфировый вкрапленник зонального (андезин) плагиоклаза (центральная часть плагиоклаза имеет более основной состав и практически полностью замещена криптокристаллическим агрегатом кварца, карбоната и серицита);  
**В** – идиоморфное зерно акцессорного апатита в сростках с биотитом;  
**Г** – гипидиоморфнозернистая структура участка гранитов с мелкозернистым строением (порфировидность слабо выражена).

**Граниты второй группы**, по данным геологической съемки, менее распространены, по сравнению с гранитами группы I и, соответственно, слабо изучены.

В настоящее время наиболее изучен интрузив (шток?) в устье ключа Ладошина (рис 1.4). Граниты интрузива полнокристаллические средне-, мелкозернистые породы со слабо выраженной порфировидностью. Порфировые вкрапленники представлены биотитом, роговой обманкой, реже серицитизированным плагиоклазом. Количество биотита по массе породы значительно варьирует. Иногда наблюдаются участки пород (полосы и гнезда) где концентрации биотита превышают 15%, а сама порода приобретает облик «меланогранитов». Биотит в прозрачных шлифах имеет очень густую коричневую (буро-коричневую с зеленым оттенком) окраску, с плеохроизмом до

светло-коричневых цветов. Роговая обманка встречается только в магматических породах устья ключа Ладошина, имеет темно-зеленый цвет (иногда со слабым синеватым оттенком); плеохроизм – более светлые буро-зеленые цвета; иногда замещается биотитом. Присутствие амфибола – главная минеральная особенность гранитов второй группы (рис 2.6).



**Рис. 2.6 Характерные взаимоотношения минералов в гранитах второй группы**  
**А-Б** – гипидиоморфнозернистая структура взаимоотношений минералов в типовом биотитовом граните  
**В-Г** – участок лейкократового биотитового гранита с более мелкозернистым строением (аллотриоморфнозернистая, местами гипидиоморфнозернистая структура);  
**Д** – в гранитах порфиоровый вкрапленник роговой обманки замещается биотитом;  
**Е** – контакт дайки микрогранитов (слева) с мелкозернистыми гранитами (справа).

Еще одна минералогическая особенность гранитов второй группы - присутствие акцессорного ортита темной красновато-коричневой окраски который в шлифах легко отличается от других минералов по высокому показателю преломления. В группе акцессориев магнетит резко преобладает над ильменитом, повсеместно присутствует циркон и апатит в то время как гранат при описании шлифов не отмечен.

Несколько иной облик и состав имеют породы, слагающие небольшой шток гранитоидов, расположенный на правом берегу р. Малиновка (напротив устья кл. Ладошина). По данным геологического картирования они аналогичны вышеописанным и представлены как вторая фаза гранитов татибинского комплекса (рис. 2.7, образец ГВ 1778, привязка к образцу указана в примечании к таблице 2.3).

Аналогичный минеральный состав имеют граниты редко встречающихся даек в породах вулкано-теригенной толщи, а также граниты, вскрытые скважиной 63 (инт. 172.3 м) в штоке месторождения Кордонное (группа I). Показательно, что эти граниты, по сравнению с породами штока, слабо изменены, а основным вторичным минералом в них является не мусковит, а хлорит, замещающий биотит и слагающий совместно с кварцем прожилки и гнезда, содержащие иногда зерна рудного минерала.



**Рис. 2.7 Мелко-среднезернистый биотитовый с роговой обманкой гранит.** Правый борт р. Малиновки напротив устья кл. Ладошина, (группа II из штока в более крупном интрузиве биотитовых гранитов группы I), **образец ГВ-1778**

### 2.1.3. Особенности геохимии и петрологии

Отмеченные выше особенности минерального состава гранитоидов разных групп нашли свое отражение в их химическом составе. Химический состав пород исследован в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Результаты приведены в таблицах 2.2 и 2.3.

**Таблица 2.2**

**Результаты исследования химического состава гранитов группы I (вольфрамоносные) месторождения Кордонное (оксиды и ППП в %. Остальное – г/т)**

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Номер образца	63-173.9	63-172.7	АГ-321	АГ-321/1	АГ-319	62-259.5	ГВ-1820	ГВ-1821	ГВ-1891а	ГВ-1891б
SiO <sub>2</sub>	67.5	69.94	70.2	70.2	70.47	73.73	73.84	73.81	69.52	70.65
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.45	0.2	0.24	0.37	0.18	0.13	0.13	0.37	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.91	13.55	15.67	16.6	15.34	13.76	13.69	13.86	15.32	14.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.47	4.3	0.34	1.1	0.59	1.64	1.3	1.45	3.19	3.03
FeO	-	-	2.56	1.65	2.49	-	-	-	-	-
MnO	0.11	0.08	0	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.07	0.07
MgO	1.59	1.18	0.69	0.76	0.96	0.46	0.38	0.35	1.04	0.98
CaO	0.85	0.7	1.66	1.57	2.03	1.13	0.96	0.91	2.02	1.88
Na <sub>2</sub> O	2.46	2.62	3.44	2.81	3.54	3.31	3.16	3.4	3.42	3.23
K <sub>2</sub> O	5.2	5.6	3.7	3.38	3.64	4.78	5.03	4.91	4.13	4.15
п,п,п, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.81	1.03	1.5	1.75	0.6	0.59	0.95	0.76	0.7	0.71
	0.14	0.12	-	-	-	0.07	0.06	0.06	0.12	0.11
Сумма	99.65	99.58	100.1	100.08	100.12	99.68	99.52	99.68	99.89	99.74
Элементы примеси (г/т)										
S	470	930	-	-	-	1130	810	730	30	30
Cl	70	170	-	-	-	70	50	40	70	70
B	-	-	5	7	7	-	-	-	-	-
Rb	174	193	157	-	154	201	205	208	118	108
Sr	55	48	253	-	268	111	103	98	220	205
Ba	190	216	464	-	465	221	183	152	557	429
Zr	153	132	233	-	221	79	66	67	123	121
Nb	25	19	9	14	11	12	10	10	12	10
Y	76	56	16	17	22	31	38	36	27	22
Ni	12	9	15	15	17	4	6	5	7	9
Co	9	6	8	8	4	3	3	4	6	6
Cr	117	166	23	28	33	85	246	248	131	131
V	75	57	66	72	100	24	25	22	47	43
Mo	-	-	1,1	1,6	1,7	-	-	-	6,55	7,97
Cu	33	36	60	68	100	43	34	28	38,09	37,13
W	16	11	5	-	3,39	9	13	24	8,76	9,45
Sn	8	5,5	12	13	10	6	5	4	11,30	4,23
Pb	27	36	11	14	16	33	23	27	27	27
Zn	60	58	24	35	36	25	8	11	43	36
Ag	-	-	0,07	0,13	0,19	-	-	-	-	-
Th	30	21	19	-	10,41	13	9	10	15,56	13,31
U	14	9	8	-	3,90	9	7	7	2,31	1,98

Продолжение таблицы 2.2

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Номер образца	63-173.9	63-172.7	АГ-321	АГ-321/1	АГ-319	62-259.5	ГВ-1820	ГВ-1821	ГВ-1891а	ГВ-1891б
РЗЭ (г/т)										
La	41.15	27.76	24.96	-	27.56	16.38	15.15	12.74	30.37	24.14
Ce	103.68	67.03	51.6	-	57.52	38.13	37.31	31.26	60.02	49.62
Pr	11.94	7.98	5.61	-	6.11	4.5	4.5	3.83	7.2	5.93
Nd	44.86	30.39	20.82	-	20.5	16.55	17.14	14.25	26.76	22.29
Sm	10.82	7.26	3.32	-	3.85	4.34	4.67	4.1	5.44	4.35
Eu	0.16	0.14	0.66	-	0.73	0.41	0.34	0.3	0.91	0.78
Gd	10.91	7.1	3.2	-	3.63	4.36	4.56	4.22	4.75	3.95
Tb	2.01	1.3	0.58	-	0.53	0.85	0.96	0.91	0.81	0.66
Dy	12.89	8.25	3.04	-	3.46	5.29	6.68	6.15	4.77	3.91
Ho	2.74	1.65	0.59	-	0.6	1.11	1.38	1.34	0.91	0.75
Er	8.44	5.35	1.78	-	2.08	3.58	4.48	4.28	2.79	2.33
Tm	1.33	0.83	0.24	-	0.29	0.54	0.74	0.73	0.39	0.34
Yb	8.82	5.63	1.93	-	2.4	4.23	5.43	5.29	2.69	2.31
Lu	1.31	0.82	0.28	-	0.43	0.64	0.78	0.78	0.39	0.36
$\Sigma$ РЗЭ	261.06	171.49			129.69	100.91	104.12	90.18	148.2	121.72
Eu*	63.97	42.37	-	-	22.13	25.62	27.23	24.45	30.31	24.62
Eu <sub>N</sub> /Eu*	0.04	0.06	-	-	0.59	0.28	0.22	0.22	0.53	0.56
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.17	3.35	-	-	7.8	2.63	1.9	1.64	7.67	7.1

**Примечание:** анализы выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ методами атомной абсорбции, рентгено - спектральной флюоресценции и индукционно-связанной плазмы (ISF-MS).

Железо суммарное приведено для проб, исследованных методом РСФА. Пропуск в таблице – не определялось, прочерк – ниже предела чувствительности метода.

\*Отмечены пробы, приведенные для сравнения

**Привязка и краткое описание.**

1 - 8 пробы, отобранные по скважинам в центральной части рудного поля месторождения Кордонное:

1. 63-173.9 – скв. 63, 173.9 м.

2. 63-172.7 – скв. 63, 172.7 м.

3. АГ-321 – скв. 33, 166 м. Гранит вблизи контакта с вмещающими терригенными породами. Мелкозернистая разность с сульфидами.

4. АГ-321/1 – скв. 33, 166 м. Разность гранитов более крупнозернистых, полнокристаллических с биотитом.

5. АГ-319 – скв. 33, 188 м. Биотитовый гранит с мусковитом. Биотит буровато-красный частично хлоритизирован.

6. 62-259.5 – скв 62, 259 м. Гранит из буровой скважины 62, месторождение Кордонное.

7. ГВ-1820 – скв. 58, 201 м. Гранит биотитовый с мусковитом и вкрапленностью пирита.

8. ГВ-1821 – скв. 58, 204 м. то же. Менее изменен.

9, 10 ГВ-1891 а, ГВ- 1891 б - Интрузив в зоне ЦСР (восточная граница Скрытого рудного узла).

Здесь и в таблице 2.3, нижние пределы обнаружения концентраций микроэлементов (г/т): Rb. Sr. Nb – 1; Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Zr, Th, U, Pb, As – 2; Sc, Ba, Cr, V, La, Ce, Nd – 10; Cs – 15; S, Cl – 30. Нижние пределы определения концентраций петрогенных элементов (мас. %): SiO<sub>2</sub>-0.2. TiO<sub>2</sub>-0.01. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-0.2, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-0.1, MnO-0.01, MgO-0.04, CaO-0.04, Na<sub>2</sub>O-0.04, K<sub>2</sub>O-0.02, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-0.01. Определение концентраций **петрогенных элементов: Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb** на спектрометре S4 Pioneer проводилось в плавленных дисках. Диски диаметром 40 мм получали на автоматической установке Katanax K2 (Katanax inc. Канада) путем сплавления в тигле 2 грамма прокаленного вещества образца и 7 грамм флюса. Определение концентраций **S, Cl, Sc, Ba, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Pb, Th, U, La, Ce, Nd, Cs** на спектрометре S4 Pioneer проводилось в прессованных таблетках. Таблетки диаметром 40 мм получены прессованием 7 грамм образца на полуавтоматическом прессе НТР-40 (Herzog. Германия).

Таблица 2.3

**Результаты исследования химического состава гранитов группы II (не вольфрамоносные) месторождения Кордонное (оксиды и ППП в %. Остальное – г/т)**

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	АГ-334	*ГВ-1774	*ГВ-1771	ГВ-1778	АГ-332	АГ-329/1	ГВ-1777	ГВ-1775	*ГВ-1758	*ГВ-1823	*ГВ-1825
SiO <sub>2</sub>	73.25	73.27	74.49	74.67	75.53	76.34	77.85	78	75.2	76.56	77.2
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.27	0.15	0.15	0.11	0.17	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.78	13.39	13.16	13.01	12.51	12.59	12.38	12.07	12.65	12.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	2.66	1.64	1.84	0.89	0.38	0.88	1.01	1.03	1.41	0.98
FeO	1.03	-	-	-	0.39	1.04	-	-	-	-	-
MnO	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	-	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01
MgO	0.13	0.32	0.16	0.2	0.06	0.21	0.05	0.03	0.08	0.07	0.06
CaO	1.37	1.41	0.7	0.95	0.99	0.53	0.42	0.34	1.02	0.11	0.09
Na <sub>2</sub> O	3.86	4.11	3.77	3.51	3.95	3.53	3.63	3.55	2.77	3.9	2.95
K <sub>2</sub> O	4.53	3.93	4.83	4.81	4.03	4.59	5	5.05	6.03	4.57	5.35
п.п.п.	0.54	0.41	0.48	0.43	0.61	0.63	0.4	0.41	1.23	0.33	0.6
F	0.06	-	-	-	0.06	0.03	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.07	0.04	0.04	0.04	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	99.88	100.3	99.69	99.8	99.68	99.96	100.9	1	100.83	99.56	99.58
Элементы примеси (г/т)											
S	-	800	100	70	-	-	600	110	2710	40	1130
Cl	-	170	70	210	-	-	30	70	100	30	20
B	-	4.6	4.4	-	-	26	5.4	11.05	17.2	-	-
Li	-	3	1	-	25	30	3	4	4	-	-
Rb	231	185	200	191	185	-	209	200	239	213	205
Sr	122	145	96	122	-	-	32	11	35	15	41
Ba	298	199	260	269	-	-	100	40	87	32	69
Zr	463	173	118	138	-	-	152	69	88	87	83
Nb	15	17	17	12	<30	24	12	15	17	19	17
Y	32	24	21	15	40	33	23	24	34	37	19
Ni	10	2	2	2	<5	8	2	4	5	6	5
Co	<1	2	2	2	<1	3	1	2	2	2	1
Cr	-	100	106	69	-	5	124	145	288	369	369
V	19	14	10	9	10	8	6	6	14	18	16
Mo	<1.0	47	35	-	<1.0	1	23	15	18	-	-
Cu	12	2	2	2	10	15	3	2	11	3	28
W	0.29	3.21	3.96	-	-	-	3.51	6.69	12.15	-	-
Sn	5	<5	<5	<5	4	12	<5	<5	<5	-	-
Pb	23	15	19	21	28	32	31	24	35	27	72
Zn	<30	3.21	3.96	31	<30	53	3.51	6.69	12.15	26	9
Ag	-	0.2	0.18	-	0.05	0.17	0.16	0.16	0.17	-	-
Th	23.84	23	19.36	16	-	-	51.69	27.09	24.2	23	15
U	4.72	3.74	3.78	3	-	-	7.1	5.46	6.19	5	3
РЗЭ (г/т)											
La	21.25	35.6	22.3	24.33	-	-	9.62	17.43	13.1	12.76	10.1
Ce	51.53	77.26	54.61	55.06	-	-	38.85	38.94	38.2	36.58	25.63
Pr	4.97	7.99	4.76	5.21	-	-	3.06	5.02	4.77	4.73	3.35
Nd	18.26	29.08	17.16	17.4	-	-	11.28	18.7	19.38	19.21	13.6
Sm	4.15	5.57	3.37	3.1	-	-	3.05	4.52	5.59	5.7	3.41
Eu	0.45	0.63	0.43	0.43	-	-	0.15	0.09	0.08	0.06	0.04

Продолжение таблицы 2.3

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	АГ-334	*ГВ-1774	*ГВ-1771	ГВ-1778	АГ-332	АГ-329/1	ГВ-1777	ГВ-1775	*ГВ-1758	*ГВ-1823	*ГВ-1825
Gd	3.66	5.75	3.9	2.47	-	-	3.19	4.33	6.16	5.99	3.06
Tb	0.63	0.81	0.55	0.42	-	-	0.54	0.66	0.97	1.1	0.53
Dy	4.22	5.05	4.19	2.55	-	-	4.2	5.02	6.27	6.99	3.56
Ho	0.82	0.89	0.78	0.51	-	-	0.87	0.99	1.2	1.43	0.68
Er	2.76	2.83	2.47	1.71	-	-	2.95	3.14	3.68	4.37	2.1
Tm	0.38	0.43	0.39	0.26	-	-	0.48	0.54	0.56	0.63	0.31
Yb	2.83	2.85	2.63	1.93	-	-	3.41	3.96	3.74	4.4	2.16
Lu	0.46	0.42	0.41	0.29	-	-	0.56	0.56	0.54	0.64	0.31
$\Sigma$ PЗЭ	116.37	175.16	117.95	115.67			82.21	103.9	104.24	104.5	68.84
Eu*	23.22	33.26	21.18	16.68	-	-	18.32	26.15	34.36	34.31	19.21
Eu <sub>N</sub> /Eu*	0.34	0.34	0.36	0.46	-	-	0.15	0.06	0.04	0.03	0.04
(La/Yb) <sub>N</sub>	5.1	8.49	5.76	8.56	-	-	1.92	2.99	2.38	1.97	3.18

**Примечание:** анализы выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ методами атомной абсорбции, рентгено - спектральной флюоресценции и индукционно-связанной плазмы (ISP-MS).

Железо суммарное приведено для проб, исследованных методом РСФА. Пропуск в таблице – не определялось, прочерк – ниже предела чувствительности метода.

\*Отмечены пробы, приведенные для сравнения

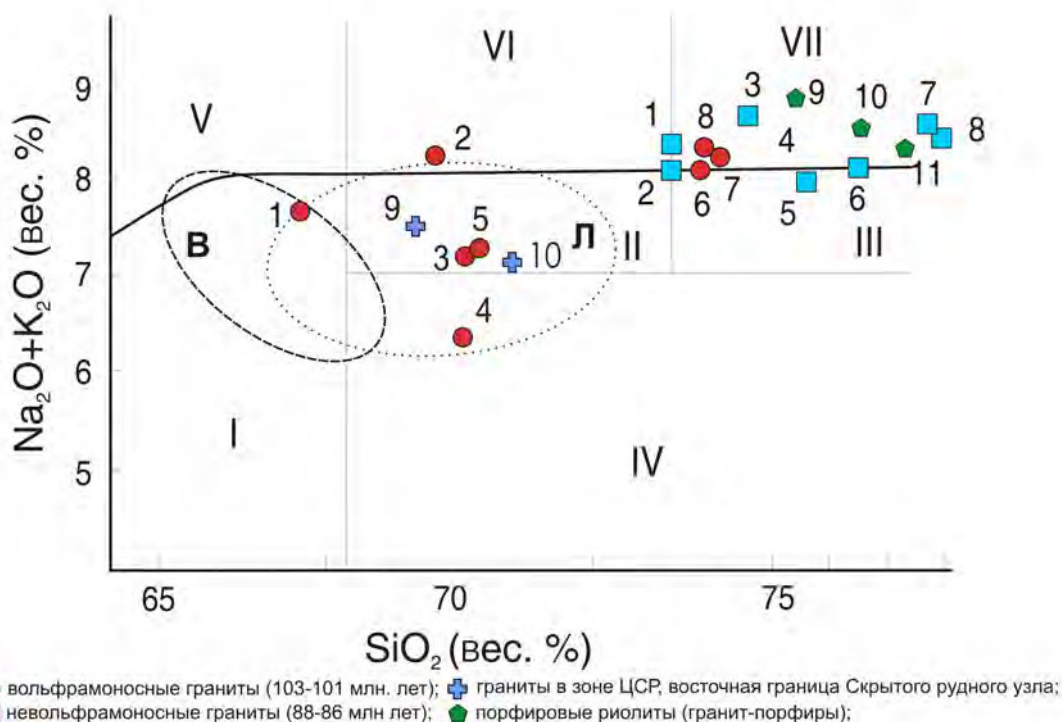
#### Привязка и краткое описание проб:

1. АГ-334 – левый борт р. Малиновки ~ 260 м к западу от устья кл. Ладощина. В коренных: граниты биотитовые серовато-розовые. По шлифу: биотит буро-зеленый (нет красного, характерного для вольфрамоносных), частично хлоритизирован, много включений апатита. Полевые шпаты слабо изменены: серицит, пелит.
2. ГВ-1774 – левый борт кл. Ладощина – среднезернистый биотитовый гранит, почти не измененный. Биотит темный буро-коричневый с плеохроизмом до светлого буро-коричневого. Нет красного оттенка. В биотите вроски (включения) апатита, редко – густо окрашенный буровато-розовый ортит.
3. ГВ-1771 – левый борт кл. Ладощина – полнокристаллический среднезернистый биотитовый гранит. Аналог ГВ-1774. Интенсивнее проявлена пелитизация калишпата и серицитизация (ближе к рудному полю?). Биотит изменен (гидратация?).
4. ГВ-1778 – правый борт р. Малиновки напротив устья кл. Ладощина – мелко - среднезернистый биотитовый с роговой обманкой гранит из штока в более крупном интрузиве биотитовых гранитов.
5. АГ-332 – левый борт р. Малиновки ~ 150 м к востоку от устья кл. Ладощина. Биотитовый гранит. Биотит хлоритизирован. по полевым шпатам – серицит, пелит. В целом изменен сильно.
6. АГ-329/1 – придорожная выемка к востоку от устья кл. Ладощина (~700 м): апофиза гранитов в роговиках. Граниты серые мелкозернистые. По шлифу – биотит-мусковитовый, измененный гранит. Плагноклаза мало. В основном – ассоциация кварца с калиевым полевым шпатом.
7. ГВ-1777 – устье кл. Ладощина, левый борт. Более мелкозернистые и бедные биотитом граниты. Биотит очень темный. Вторичные изменения – пелитизация калишпата. Плагноклаз кислый (олигоклаз-альбит).
8. ГВ-1775 – там же. Мелкозернистый с небольшим количеством биотита лейкогранит (Шток?). Со среднезернистыми гранитами резкого (фазового) контакта не обнаружено. «Переходной» разностью» может быть ГВ-1777.
9. \*ГВ-1758 – скв. 57 (108.5 м); «перемятый» порфиновый риолит вблизи брекчии. Изменен: тонкие прожилки кварца, чешуйки серицита (мусковита), гнезда и прожилки карбоната, отдельные кристаллы рудного минерала (пирит).
10. \*ГВ-1823 – скв. 58. 21 м.; гранит-порфир лейкократовый с мусковитом. Переход к порфировым риолитам (фациальный).
11. \*ГВ-1825 – скв. 59. 14.7 м. Риолит.

Для интерпретации аналитических результатов использованы диаграммы, рекомендованные в качестве классификационных (дискриминационных) Петрографическим советом (1981), Межведомственным петрографическим комитетом [Петрографический кодекс России, 2008], а также учебное пособие коллектива авторов Интерпретация геохимических данных [Интерпретация геохимических данных, 2001].

Граниты первой группы (табл. 2.2) по положению фигуративных точек на использованных классификационных диаграммах определяются как граниты нормальной или слабо пониженной щелочности (преимущественно поле II), повышенной глиноземистости. При этом в группе I намечается выделение гранодиоритов (точка 1), гранитов (точки 2-5) и лейкогранитов (точки 6,7) (рис. 2.8) которые могут быть фазами в составе гранитоидной ассоциации или фациями в отдельных зональных интрузивах.

Большинство гранитов второй группы (рис. 2.8) попадают в поля лейкогранитов (III) и реже их субщелочных разновидностей (IV). Сюда же ложатся точки порфировых риолитов, которые, предположительно, слагают апофизы штока Кордонное.

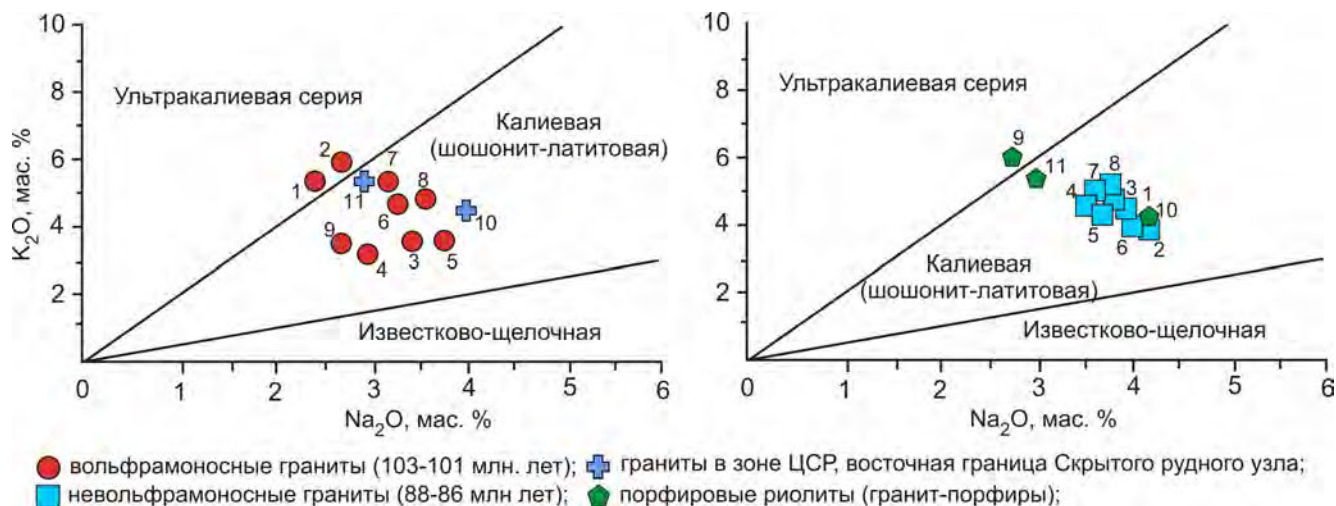


**Рис. 2.8 Классификация гранитоидов по содержанию щелочей и кремнезема (месторождение Кордонное) [ по «Классификация и номенклатура», 1981].**

Поля диаграммы: I – гранодиориты-тоналиты; II – граниты; III – лейкограниты; IV – низкощелочные граниты; V – кварцевые сиениты; VI – субщелочные граниты; VII – субщелочные лейкограниты. Поля вольфрамоносных гранитоидов: Восток-2 (В), Лермонтовское (Л) [Гвоздев, 2010].

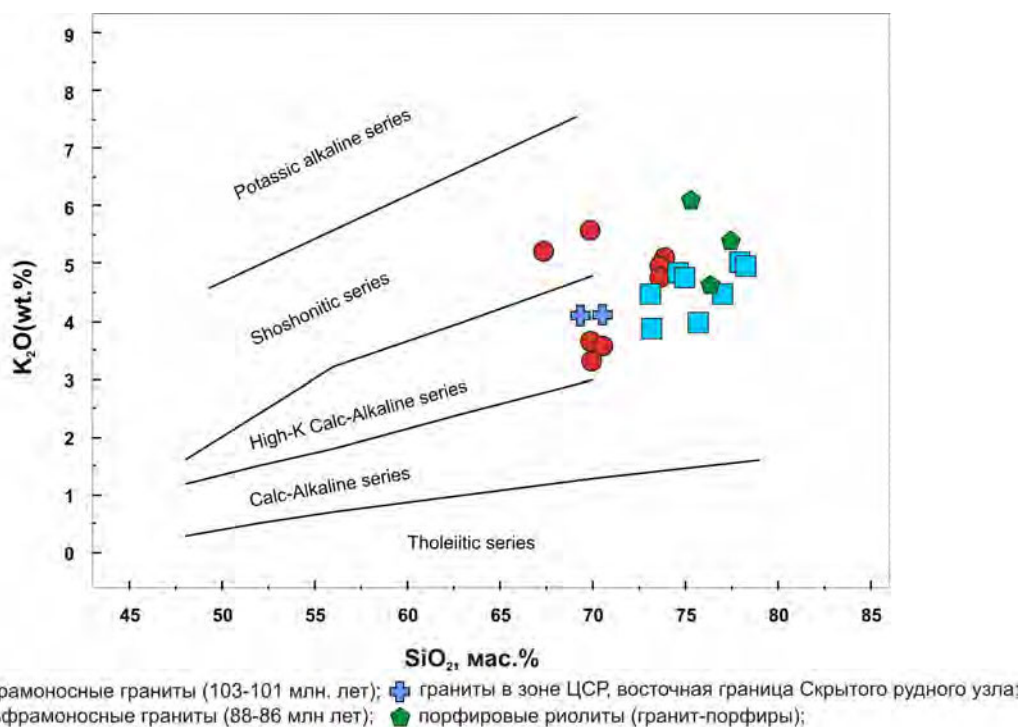


По соотношению оксидов калия и натрия изученные гранитоиды первой и второй групп попадают в поле калиево-натриевых пород шошонит-латитовой серии (рис. 2.9). При этом более высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  характерны для гранитов не вольфрамоносных.



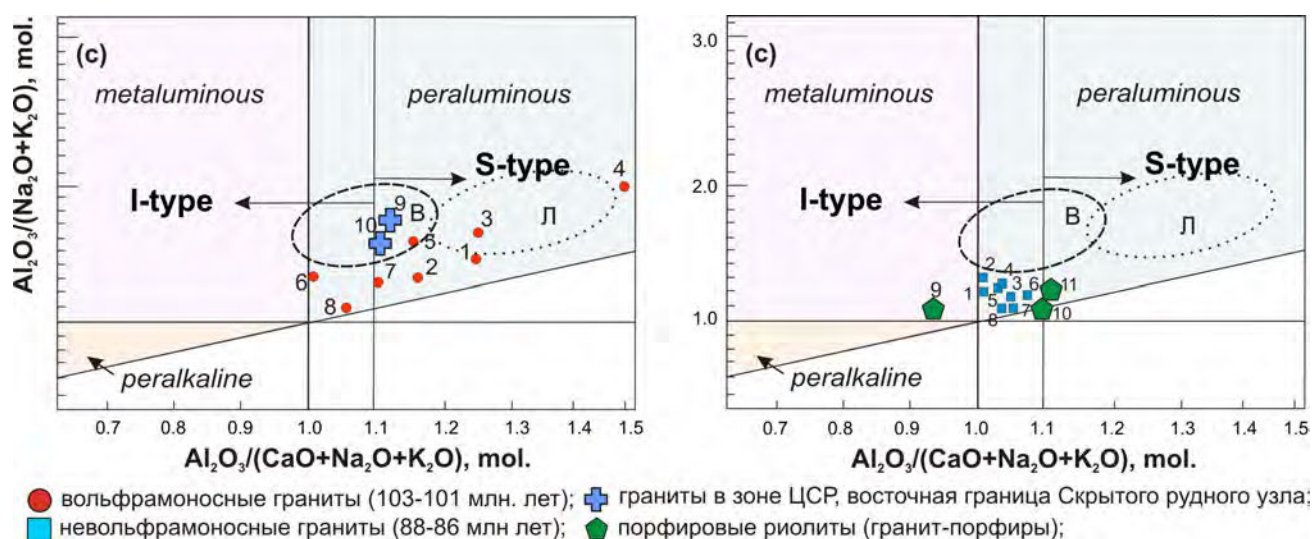
**Рис. 2.9** Классификация гранитоидов месторождения Кордонное по содержанию калия и натрия диаграмма [по Foley et al., 1987]

Рассматриваемые породы соответствуют высококалиевым (рис. 2.10) и попадают в поля шошонитовой и высококалиевой известково-щелочной серии.



**Рис. 2.10** Состав гранитов на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  [Pecerillo and Taylor, 1976]. Серии: Potassic alkaline – высококалиевая щелочная, Shoshonitic – шошонитовая, High-K Calc-Alkaline – высококалиевая известково-щелочная, Calc-Alkaline – умереннокалиевая, Tholeiitic – толеитовая.

Вариации параметров, использованных при построении диаграмм, могут быть обусловлены как постмагматическими изменениями гранитов, так и их фаціальными или фазовыми различиями. В связи с этим изученные граниты вероятно являются представителями разных фаз или этапов в эволюции рудно-магматической системы (РМС). Это также иллюстрируют классификационные диаграммы по [Frost et. al., 2001], (рис. 2.11), где точки гранитов первой группы обособлены от гранитов второй группы. В отличие от сильно пересыщенных глиноземом (S-тип) гранитов I, граниты II, даже в наиболее кислых разностях, определяются как слабо пересыщенный глиноземом I-тип.



**Рис. 2.11 Магматические породы месторождения Кордонное на классификационной диаграмме ANK/CNK [Frost et. al., 2001].** Metaluminous – малоглиноземистые, peraluminous – высокоглиноземистые, peralkaline – высокощелочные (агпайтовые). Поля вольфрамоносных гранитоидов: Восток-2 (В), Лермонтовское (Л) [Гвоздев, 2010].

Установленная гетерогенность гранитоидной ассоциации рудного поля месторождения Кордонное, по нашему мнению, может объяснить некоторые особенности металлогении как месторождения так и рудного узла Скрытого в целом. Можно предположить, что со становлением гранитов второй группы связано появление оловянной минерализации и сульфидной ассоциации со сфалеритом и галенитом. Фактом в пользу этого предположения является. Например, повышенное содержание олова, свинца и серебра в кварцевом прожилке из гранитов второй группы (АГ-331). В то же время по данным ICP – анализа, содержание олова в гранитах второй группы близкое к кларковому, а гранитоиды первой группы отличаются более высокими содержаниями меди. В этой связи выводы о каких-либо закономерностях в содержаниях вольфрама и олова в гранитоидах - II пока неоднозначны и требуют дополнительных аналитических данных.

Одним из индикаторов генезиса и металлоносности гранитов может быть распределение в них редкоземельных элементов, на что указывают авторы многих публикаций [Гоневчук и др., 1999; Сырицо, Табунс, 1993; Сазонов и др., 2009]. Данные по РЗЭ элементам приведены в таблицах 2.2 и 2.3; результаты показаны на рисунках 2.12, 2.13 и 2.14. Приняв за « типовые » для гранитов первой группы образцы АГ-319 и ГВ-1891, а для второй – ГВ-1774 и АГ-334, можно отметить, что при общем сходстве конфигурации трендов, для гранитов первой группы характерны низкое содержание тяжелых элементов и менее выраженный европиевый минимум. Для гранитоидов второй группы намечается «редкометальное» направление в эволюции распределения РЗЭ в последовательных интрузивных фазах (фациях): выравнивание нормированных содержаний (стремление к «равноплечному» тренду) за счет увеличения содержания тяжелых и уменьшения – легких РЗЭ при некотором увеличении их суммы. Европиевый минимум и равноплечность тренда наиболее ярко проявлены в заключительной «фазе» - порфировых риолитах. В то же время, результаты работ на других объектах с вольфрамовой минерализацией (месторождение Восток 2, рудопроявление Легкое) показывают, что для вольфрамоносных гранитоидных ассоциаций характерно общее понижение содержания РЗЭ в поздних интрузивных фазах при неизменном (незначительно изменяющемся) европиевом минимуме, что обусловлено, вероятно, фракционированием граната. Пилообразное распределение, отчетливо проявленное для тяжелых РЗЭ, по данным [Сазонов и др., 2009] свидетельствует о гидротермальном изменении образца, преимущественно – серицитизации.

Данные по содержанию Rb и Sr в изученных гранитоидах обеих групп свидетельствуют об их принадлежности к производным магм сложного состава: толеитовой и, частично, орогенной андезитовой (толеитовой повышенной основности) серий (рис. 2.15).

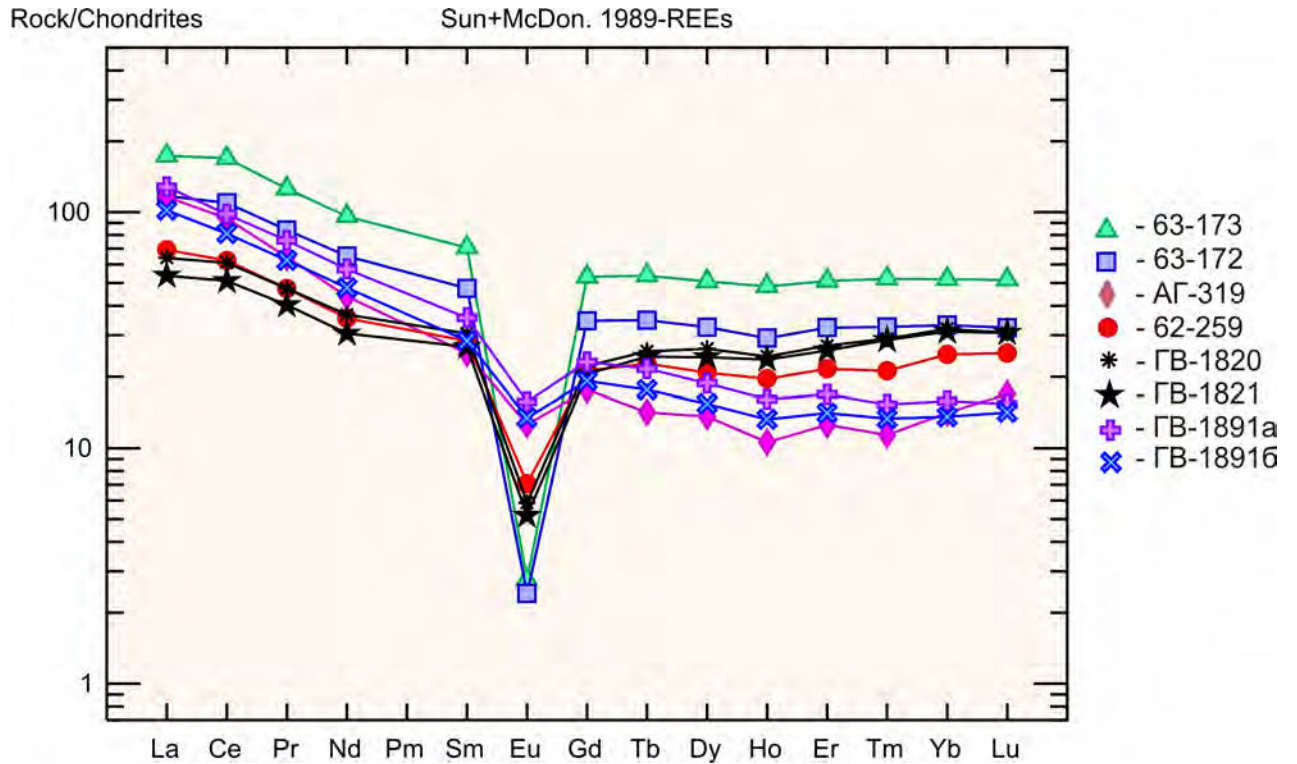


Рис. 2.12 Диаграмма нормированного содержания редкоземельных элементов в вольфрамоносных гранитах месторождения Кордонное (группа I, табл. 2.2).

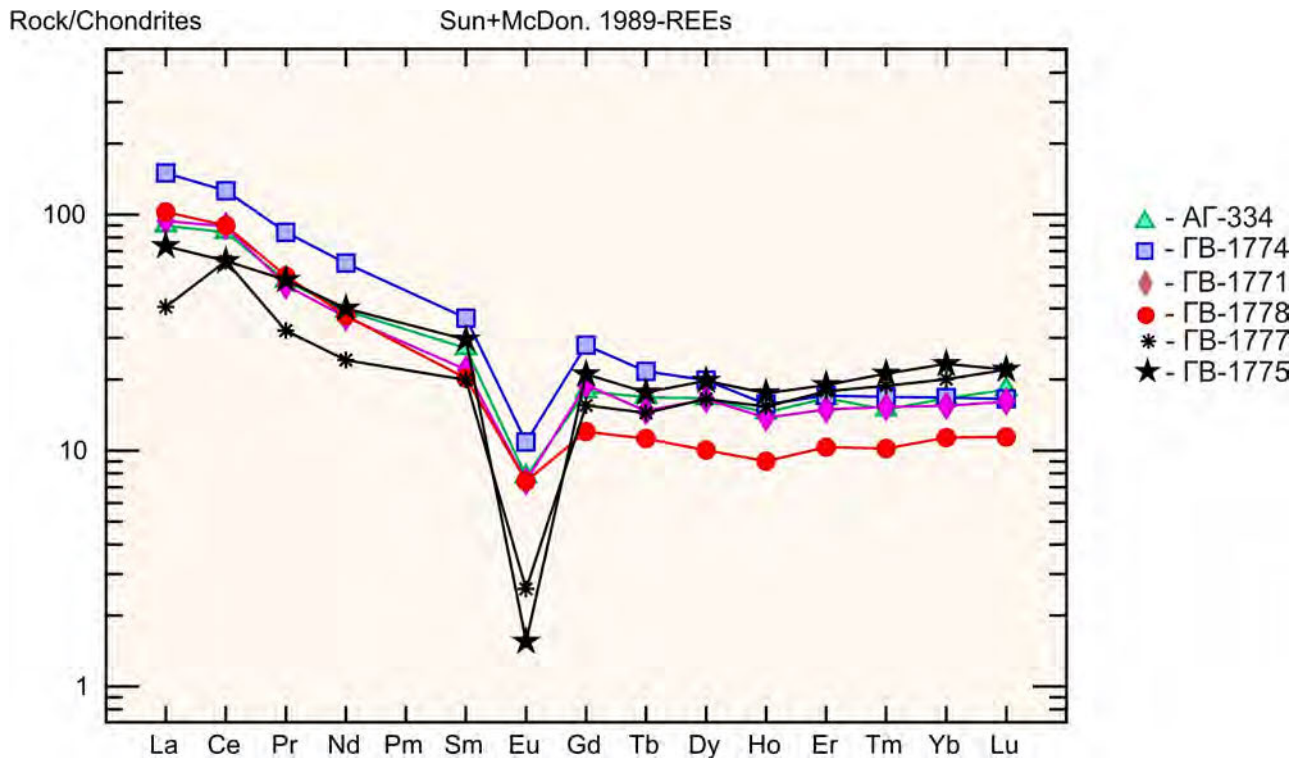


Рис. 2.13 Диаграмма распределения редкоземельных элементов в не вольфрамоносных гранитоидах (гранит-порфирах) месторождения Кордонное (группа II, табл. 2.3)

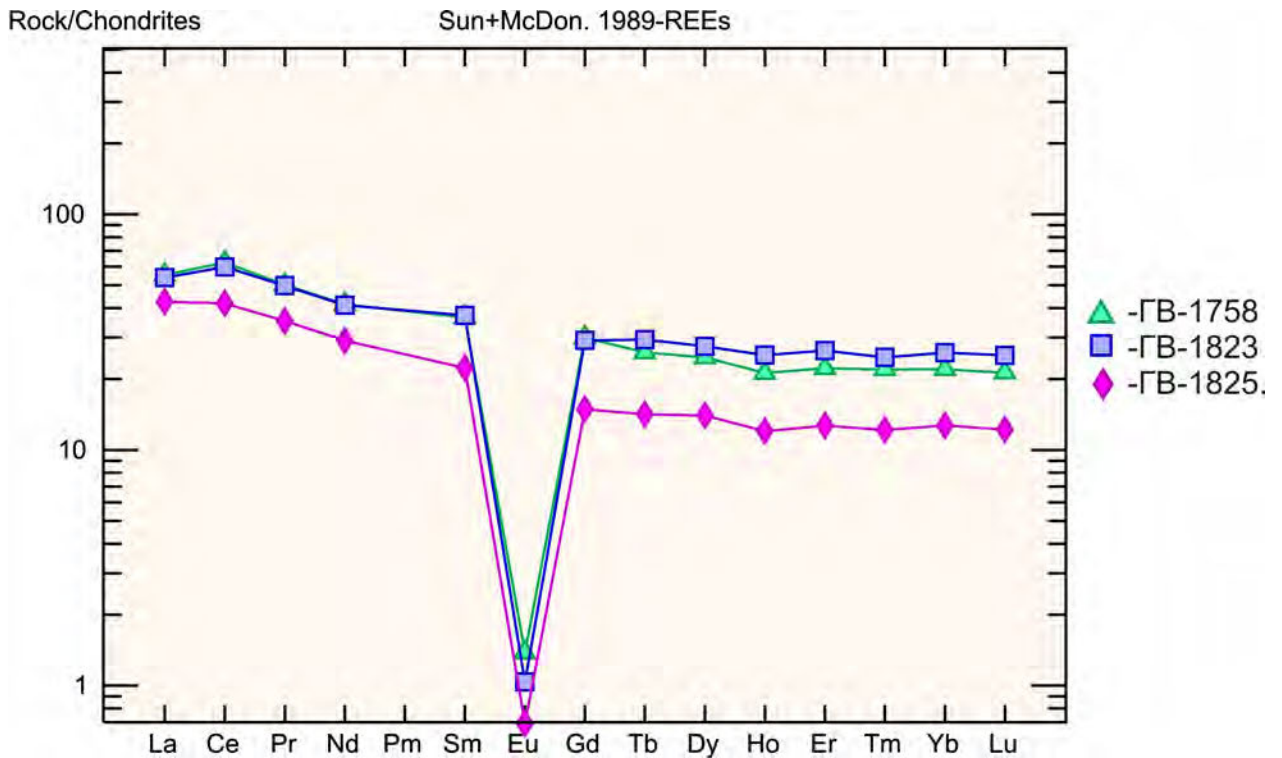


Рис. 2.14 Диаграмма распределения редкоземельных элементов в порфириновых риолитах месторождения Кордонное (по данным таблицы 2.3)

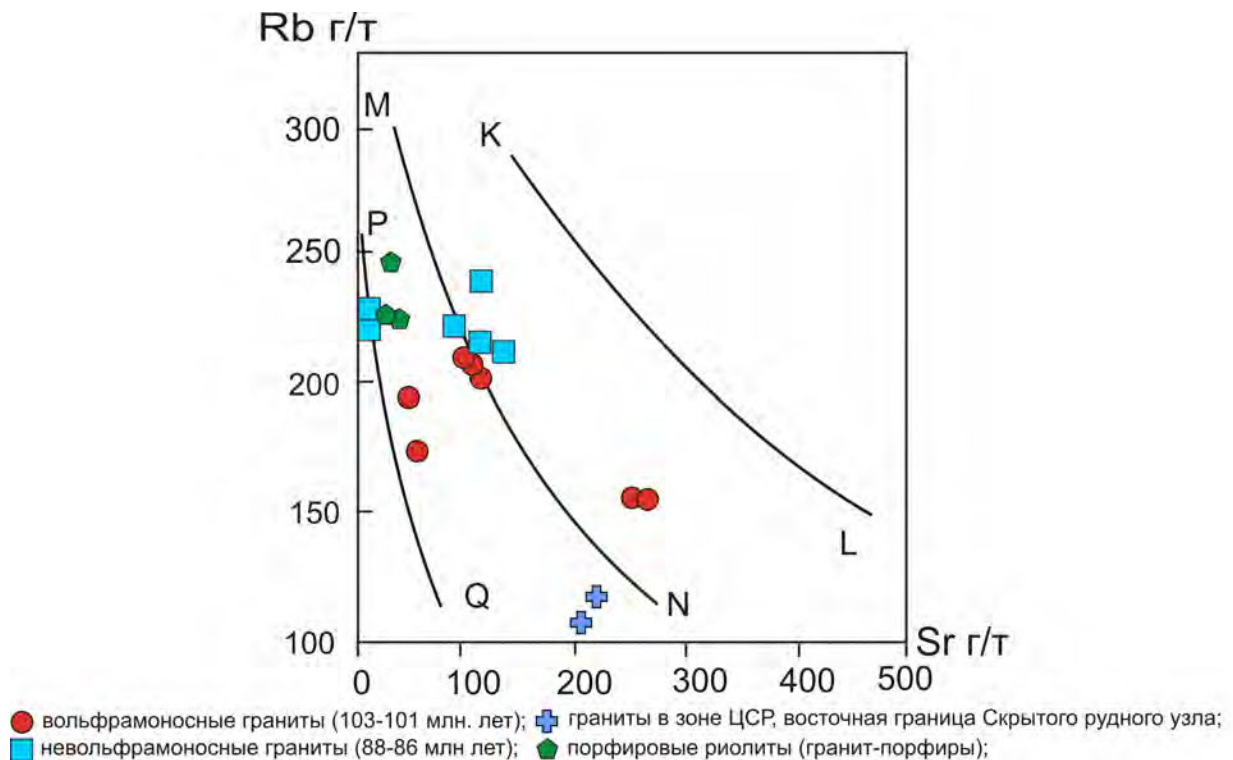
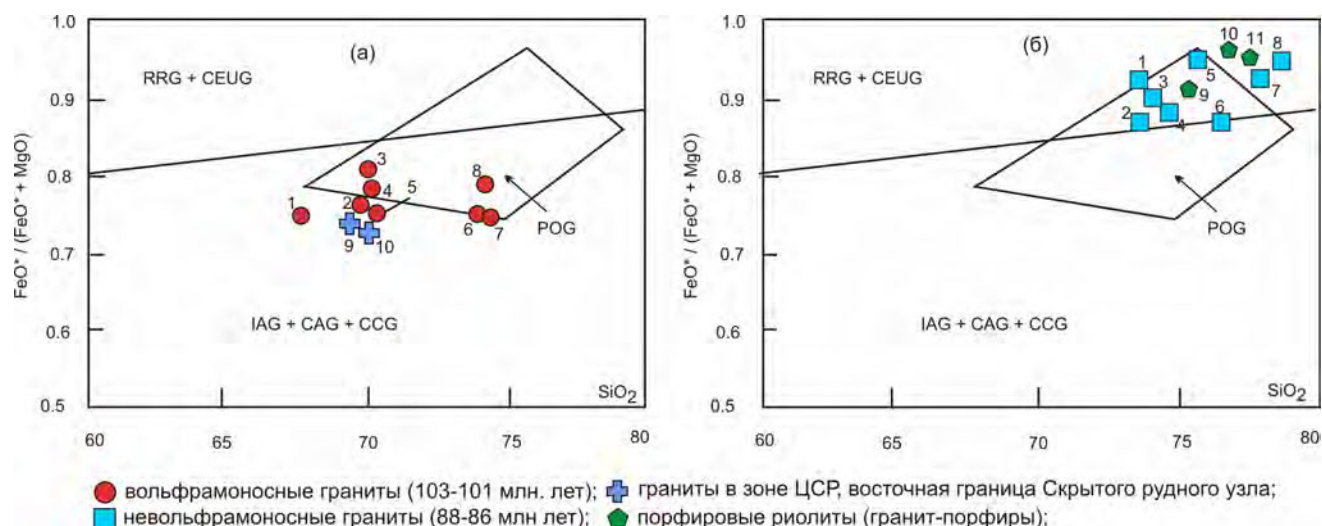


Рис. 2.15 Положение гранитоидов месторождения Кордонное на диаграмме классификации магматических серий по содержанию Rb и Sr по [Ферштатер, 1987].  
Примечание: Точки и их нумерация по данным таблиц 2.2 и 2.3. Выделены поля серий – производных разных магм: **QPMN** – толеитовой; **NMKL** – орогенной андезитовой, толеитовой повышенной щелочности; выше линии **KL** – латитовой щелочно-базальтовой.

Появление таких необычных – смешанных расплавов, и продуцируемых ими гранитоидов может быть обусловлено сложными геодинамическими условиями их генезиса. На классификационной диаграмме по [Maniar, Piccoli, 1989], (рис. 2.16) где обе изученные группы гранитоидов попадают (или очень близки) в поле посторогенных гранитоидов (POG), но характеризуют разные геодинамические обстановки. В соответствии с положением на диаграмме фигуративных точек, гранитоиды первой группы формировались в условиях островных (IAG) и континентальных (CAG) дуг и зон континентальной коллизии (CCG); гранитоиды второй группы – в условиях рифтообразования (RRG) и континентальных эпиорогенных поднятий (CEUG). Этот результат, по мнению автора, не может быть принят как абсолютно достоверный. Тем не менее, он может рассматриваться как указание на гетерогенность гранитоидной группы месторождения Кордонное. При объяснении противоречивости их геохимических характеристик необходимо иметь в виду, что это – один из признаков магматизма трансформных окраин [Ханчук, 2003].



**Рис. 2.16** Геодинамическая типизация гранитоидов месторождения Кордонное на диаграмме [по Maniar, Piccoli, 1989].

**Примечание.** Точки и их нумерация: (а) – по данным таблицы 2.2. (б) – по данным таблицы 2.3. На диаграмме выделены поля: IAG – гранитоиды островных дуг, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды связанные с рифтами, CEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий.

Все перечисленное выше позволяет предположить, что рудно-магматическая система месторождения Кордонное имеет сложное многоуровневое строение, обусловленное формированием ее в длительный период времени, в условиях смены геодинамической обстановки и взаимодействия разных по составу литосферных плит.

## 2.2. Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов

Среди породообразующих и акцессорных минералов магматических пород наиболее информативными при определении условий их генезиса являются типоморфные особенности биотита и, в меньшей мере, – роговой обманки, апатита, граната и магнетита. В диссертационной работе основное внимание уделено биотиту.

**Биотит** – наиболее распространенный темноцветный минерал в магматических породах РМС месторождения Кордонное. В прозрачных шлифах биотиты из гранитов разных групп имеют разную окраску и плеохроизм. Так, плеохроизм биотита-I изменяется от вишнево-красного до соломенно-желтого цвета, а биотита-II – от густо-коричневого (буро-коричневого с зеленым) до светло-коричневого. Разные оптические характеристики биотита нашли отражение в химическом составе (табл. 2.4 и 2.5).

**Таблица 2.4**  
**Состав биотитов из вольфрамоносных гранитов (группа I), мас. %**

Параметр	63-173.9 1	63-173.9 2	63-173.9 3	63-172.7 4	63-172.7 5	63-172.7 6
SiO <sub>2</sub>	35.03	35.17	35.09	34.75	35.77	35.29
TiO <sub>2</sub>	3.74	3.5	3.34	2.85	3.16	3.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	16.84	16.88	17.02	17.33	17.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
FeO	21.65	22.61	21.9	22.34	19.51	20.74
MnO	0.53	0.54	0.57	0.51	0.53	0.49
MgO	8.24	8.03	8.19	8.17	9.78	8.84
CaO	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	9.68	9.89	9.66	9.72	9.9	9.69
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
Сумма	95.26	96.47	95.64	95.37	95.98	95.66
f <sub>o</sub>	59.59	61.25	60.01	60.55	52.82	56.84
K <sub>al</sub>	25.12	24.76	24.94	25.07	25.14	25.67

**Примечание:** состав по данным микрозондового анализа. Для каждой пробы указаны результаты с минимальной, максимальной и средней суммой оксидов. Пробы для исследования биотита отобраны по скважине в центральной части месторождения Кордонное в табл. 2.5 f<sub>o</sub> – железистость. K<sub>al</sub> – глиноземистость биотита.

Таблица 2.5

Состав биотитов из не вольфрамоносных гранитов (группа II), мас. %										
Параметр	АГ-332/3	АГ-332/2	АГ-332/1	АГ-334/1	АГ-334/2	АГ-334/3	ГВ-1774/1	ГВ-1774/3	ГВ-1774/2	ГВ-1778
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	32.87	33.3	32.77	33.67	34.01	34.09	32.93	34.65	33.41	33.96
TiO <sub>2</sub>	3.58	4.13	3.19	3.32	3.71	3.87	3.37	3.38	2.78	2.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.2	12.23	12.6	12.45	12.53	13.22	12.34	12.35	12.25	13.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>										
FeO	30.57	30.84	31.06	30.21	30.61	29.33	29.38	28.09	29.74	31.02
MnO	1.15	1.23	1.13	0.86	0.79	0.78	0.8	0.66	0.69	0.74
MgO	3.44	3.21	3.59	4.08	3.96	3.66	4.33	5.12	4.81	3.89
CaO										
Na <sub>2</sub> O										
K <sub>2</sub> O	8.4	9.23	8.66	9.4	9.5	9.46	8.7	9.39	8.66	9.37
H <sub>2</sub> O										
Сумма	92.21	94.17	93	93.99	95.11	94.41	91.85	93.64	92.34	95.34
f <sub>o</sub>	83.3	84.36	82.92	80.61	81.27	81.81	79.2	75.49	77.63	81.74
K <sub>al</sub>	18.44	18.41	18.81	18.41	18.39	19.56	18.52	18.12	18.07	19.43

**Примечание:** состав по данным микрозондового анализа.

АГ-332 – левый борт р. Малиновки ~ 150 м к востоку от устья кл. Ладощина. Биотитовый гранит. Биотит хлоритизирован, по полевым шпатам развиваются серицит, пелит. В целом, гранит изменен сильно.

АГ-334 – левый борт р. Малиновки ~ 260 м к западу от устья кл. Ладощина. В коренных граниты биотитовые серовато-розовые. По шлифу: биотит буро-зеленый (нет красного, характерного для вольфрамоносных), частично хлоритизирован, много включений апатита. Полевые шпаты слабо изменены: серицит, пелит.

ГВ-1774 – левый борт кл. Ладощина – среднезернистый биотитовый гранит, почти не измененный. Биотит темный буро-коричневый с плеохроизмом до светлого буро-коричневого. Нет красного оттенка. В биотите вроски (включения) апатита, редко – густо окрашенный буровато-розовый ортит.

ГВ-1778 – правый борт р. Малиновки напротив устья кл. Ладощина – мелко - среднезернистый биотитовый с роговой обманкой гранит из штока в более крупном интрузиве (биотитовых?) гранитов.

В биотитах из первой группы гранитов установлены более высокие (по сравнению с биотитом-II) содержания оксидов магния (8.0-9.7 мас. % MgO) и глинозема (16.3-17.6 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), более низкие - железа (суммарное менее 22.6 мас. %) и марганца (менее 1 мас. % MnO). В целом по железистости (f<sub>o</sub> – 56.8-61.2 и глиноземистости, K<sub>al</sub> – 24.7-25.6), биотиты этой группы (рис. 2.17) близки к биотитам из магматических пород вольфрамоносных комплексов месторождений Восток-2 и Лермонтовское [Гвоздев, 2010].

Биотиты из гранитоидов второй группы (табл. 2.5) отличаются от биотитов первой группы более высокой железистостью (f<sub>o</sub> – 75.4-84.3) и более низкой глиноземистостью



( $K_{al}$  – 18.1-19.5). Кроме этого, следует обратить внимание и на более высокие (в среднем) концентрации марганца (около 1 мас. % MnO) в биотитах группы II, что может указывать на их более низкую (в сравнении с гр. I) температуру кристаллизации. Оценка температур кристаллизации магматических пород по биотиту [Иванов, 1970] показала разные их значения (рис. 2.17). Так, температура кристаллизации гранитоидов первой группы лежит в диапазоне 650-750<sup>0</sup>С и близка к температурам кристаллизации гранитов Лермонтовской РМС [Гвоздев, 2010]. Более низкие значения температур кристаллизации имеют породы второй группы – 550-650<sup>0</sup>С, это близко к температурам кристаллизации гранитов Бисерного массива и штока ключа Хвойного Востоковской РМС [Гвоздев, 2010], которые являются наиболее поздними в этих массивах. Аналогичные температуры, характерны для гранитов Прибрежной зоны (Юго-Восточное побережье Приморского края) [Валуй, 1979; 2014].

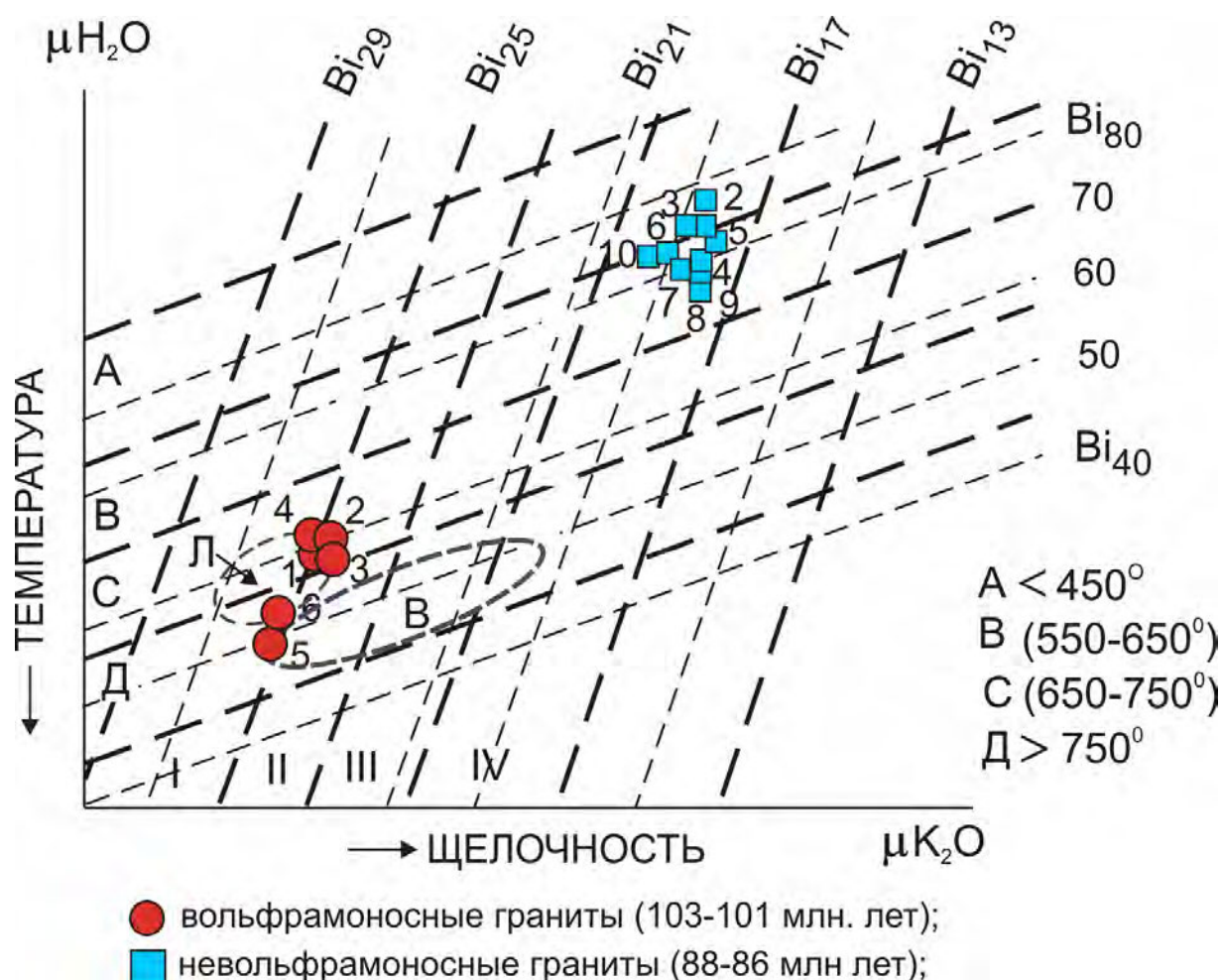
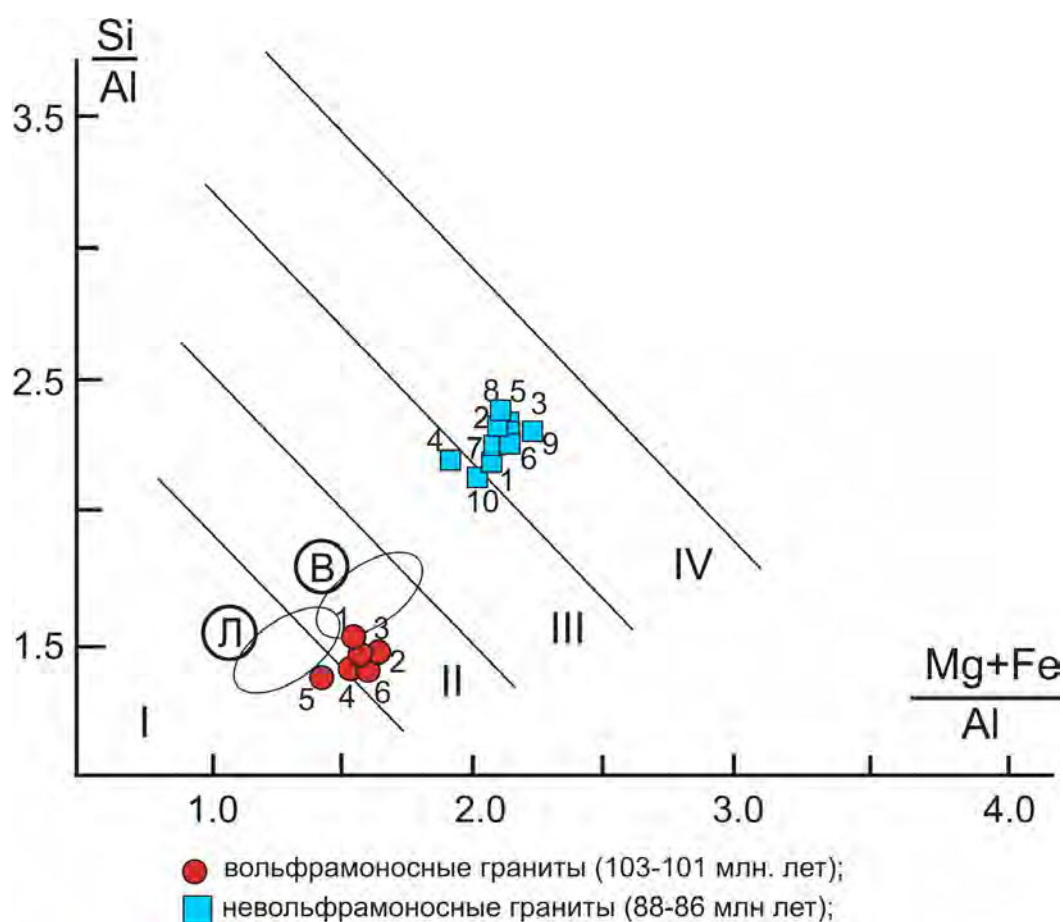


Рис. 2.17 Зависимость железистости ( $f_o$ ) и глиноземистости ( $K_{al}$ ) биотитов от температуры кристаллизации и щелочности магматических пород месторождения Кордонное [по Иванов, 1970].

Примечание: I-IV – поля возрастающей щелочности магматических пород.

На диаграмме кислотности-щелочности гранитоидов (рис. 2.18) точки анализов биотитов II в подавляющем большинстве попадают в поле IV (субщелочные), или расположены вблизи полей III – IV, в то время как фигуративные точки биотитов I концентрируются в поле II, вблизи границы II – I, отмечая понижение щелочности гранитоидов, что характерно для гранитоидов Прибрежного пояса [Валуй, 2014]. Отметим, что ареал точек биотитов из гранитов первой группы близок к ареалу биотитов вольфрамоносных гранитов месторождений Восток-2 и Лермонтовское [Гвоздев, 2010].



**Рис. 2.18** Диаграмма сравнительной кислотности-щелочности гранитоидов по составу биотитов по [Маракушев, Тарарин, 1965].

Примечание: I-IV – поля возрастающей щелочности магматических пород; овал с кружками – поля биотитов из вольфрамоносных гранитоидов: Л – Лермонтовское, В – Восток-2 по [Гвоздев, 2010].

### 2.3. Термобарогеохимические параметры формирования магматических комплексов

Физико-химические параметры кристаллизации гранитов и условия отделения рудообразующего флюида определялись по включениям минералообразующей среды

в гранитах первой группы [Федосеев и др., 2014], с которыми, по мнению многих исследователей, связано вольфрамовое оруденение как на самом месторождении, так и в пределах Малиновской рудной площади.

Инструментальным исследованиям включений предшествовало тщательное изучение полированных пластин с целью выявления разновременных генераций кварца (вкрапленники и основная масса, внешние и внутренние зоны кристаллов). Особое внимание уделялось решению вопроса о представительности исследуемых включений, выяснению частоты их встречаемости, типоморфности или экзотичности тех или иных включений, так как информативность и надежность получаемых данных определяется не столько количеством групп изученных включений, сколько обоснованностью их привязки к определенным эпизодам магматического и гидротермального процессов.

Для металлогенической интерпретации наличие термобарогеохимических характеристик первичных расплавных включений во вкрапленниках гранитов имеет отношение к решению вопроса о связи (или ее отсутствии) между развитием магматической системы и гидротермальными растворами, формирующими оруденение. Сравнительное изучение включений магматического флюида в кварце гранитов и включений рудоносных растворов в минералах грейзенов и руд являются одним из ориентиров при поисках ответа на поставленный вопрос.

Предыстория магмы, сформировавшей интрузивные породы месторождения Кордонное, может быть восстановлена лишь частично, так как доступными для исследований оказались расплавные включения в гранитах первой группы. В гранитах второй группы, представленных на площади рудного поля, расплавные включения не обнаружены, что может служить косвенным признаком невысокой флюидонасыщенности материнских расплавов.

Минеральные включения во вкрапленниках кварца гранитов обеих групп весьма разнообразны по составу и формам выделений. В гранитах первой группы определены циркон, полевой шпат, биотит, апатит, ксенотим, монацит, второй группы – биотит, циркон, заметно больше апатита. Вкрапленники кварца в гранитах первой группы содержат многочисленные расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения. Первичные РВ обычно встречаются в центральной части вкрапленников, как единичные (рис. 2.19, 2.20, 2.21), или небольшими группами; вакуоли имеют в основном округлые формы и состоят из раскристаллизованного силикатного стекла и частично обособленной флюидной фазы. В крупных (до 20 микрон) включениях флюидная фаза, кроме того, отмечается в интерстициях силикатных фаз. Общий объем флюидной фазы занимает

до 20-30% объема вакуолей. Следует заметить, что на периферии вкрапленников встречаются группы РВ, которые отличаются от первых формой, способом расположения и состоянием при нормальных условиях. Обычно это группы из нескольких (иногда первых десятков) вакуолей, которые в нормальных условиях состоят из чередующихся полосок силикатной и флюидной фаз и не имеют выраженного флюидного обособления. Иногда они сопровождаются сопутствующими включениями (или включениями магматического флюида, ВМФ). Во многих случаях наблюдается разгерметизация вакуолей с появлением своеобразных «усиков» растрескивания (рис. 2.20).

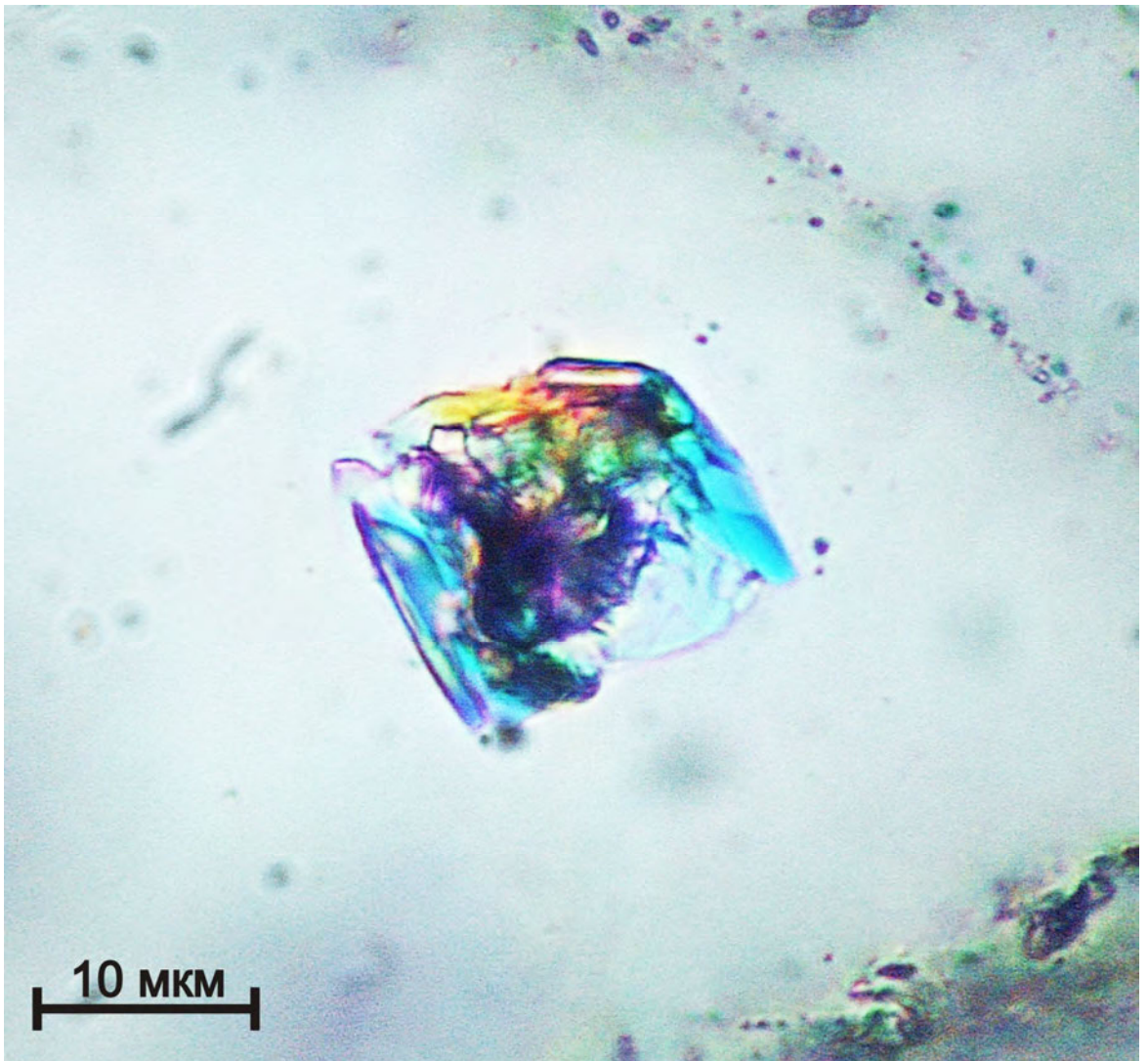


Рис. 2.19 Первичное РВ в центральной части вкрапленника кварца гранитов первой группы.

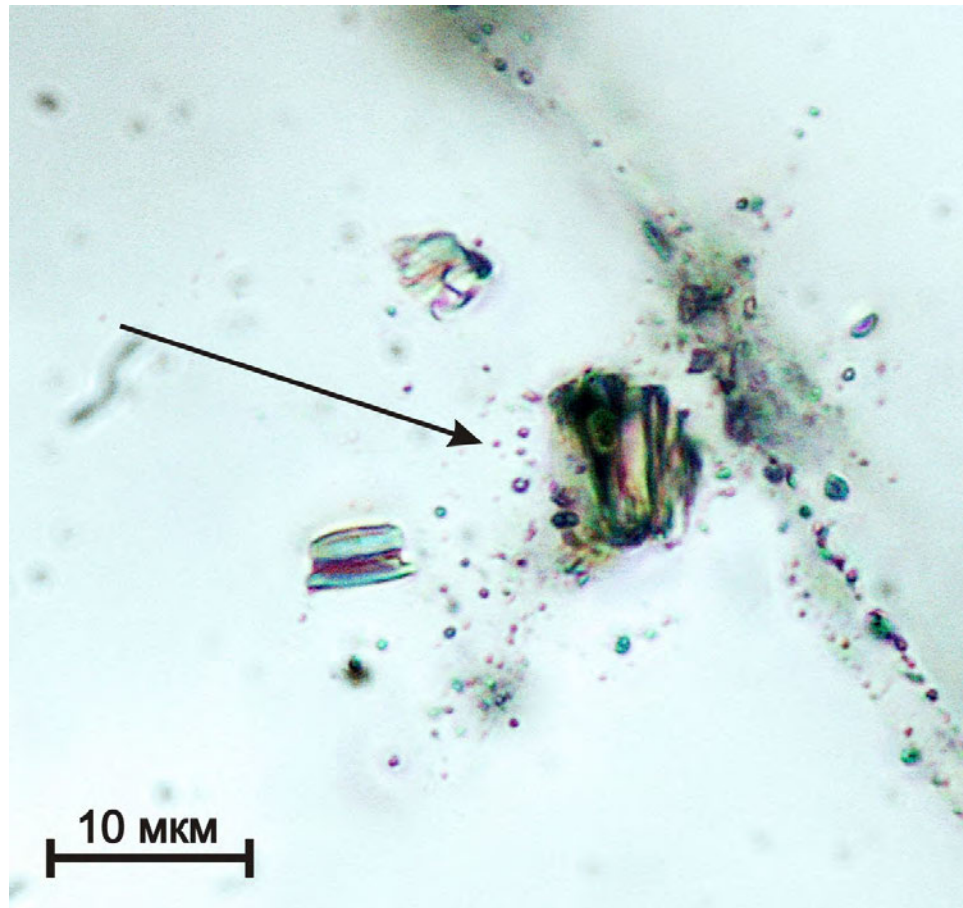


Рис. 2.20 Группа взорванных первичных РВ на периферии вкрапленника кварца гранитов первой группы.



Рис. 2.21 Расплавные включения в кварце гранитов первой группы при н.у.

Температуры гомогенизации первичных РВ в кварце гранитов первой группы, соответствующие началу кристаллизации вкрапленников кварца, при проведении экспериментов без противодействия, составляют 750-775°C, давление флюида – около 150 МПа, водосодержание магмы, по методике Ф.Г. Рейфа [Рейф, 1982] составляет 4.5 – 5.5 мас.%. Поскольку в нашем случае первичные РВ, расположенные в центре вкрапленников кварца, не сопровождаются сопутствующими включениями (ВМФ), определение газов проводилось в дочерних включениях, образующихся при частичной разгерметизации [Рейф, 2009]. В РВ с обособленной флюидной частью измерения проводились непосредственно во включениях. В газовой фазе обеих разновидностей диагностирован метан.

Анализ закаленных стекол РВ (рис. 2.22, табл. 2.6) показал близкие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  в стеклах закаленных расплавных включений и гранитах первой группы. Это указывает на то, что РВ могут служить достоверными источниками информации о ранних расплавах магматической камеры. Первичные РВ в центральных участках вкрапленников кварца представляют собой образцы гомогенной магмы, достаточно флюидонасыщенной (судя по суммам анализов закаленных стекол РВ и расчету водосодержания). В периферических участках вкрапленников РВ, как правило, взорваны, что свидетельствует о существовании в этот период кристаллизации вкрапленников избыточного давления и гетерогенизации магмы.

Присутствие метана в РВ гранитов Татибинского комплекса и во включениях (ФВ) кварц-шеелитовых прожилков свидетельствует о значимой степени участия продуктов магматической дистилляции в метасоматическом и гидротермальном процессах. Наличие метана, подтвержденное методом Рамановской спектроскопии (LabRam HR800, ДВГИ ДВО РАН), может фиксировать участие в эволюции РМС глубинного сквозьмагматического флюида.

Исследованиями физико-химических условий образования вольфрамового месторождения Кордонное показано, что установленные особенности включений могут служить доказательством высокой флюидонасыщенности рудогенерирующих расплавов, что является одной из теоретических предпосылок генетической связи вольфрамовых месторождений и гранитоидных магм [Баданина и др., 2008; Рейф, 2009].

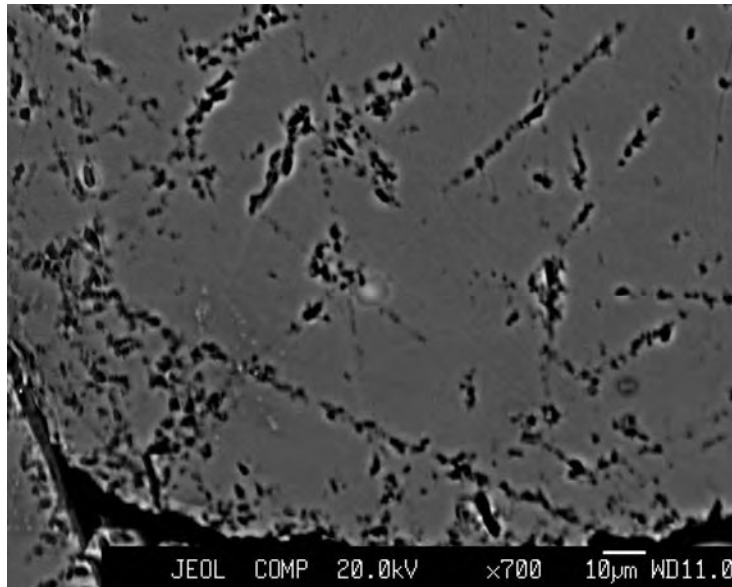


Рис. 2.22 Закаленное стекло РВ из вкрапленника кварца гранита Татибинского комплекса.

Таблица 2.6

**Химический состав (мас. %) стёкол РВ в кварце гранитов месторождения Кордонное.**

№ п.п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	Total	*H <sub>2</sub> O
1	74,2	14,60		н.о.	н.о.	н.о.	4,18	3,85	н.о.	н.о.	96,84	3,16
2	74,51	14,55		н.о.	н.о.	н.о.	2,65	3,32	н.о.	н.о.	95,04	4,96
3	73,07	14,09	0,26	н.о.	н.о.	н.о.	2,21	3,61	н.о.	н.о.	93,24	6,76
4	74,09	14,15	0,24	н.о.	н.о.	н.о.	2,42	3,82	н.о.	н.о.	94,72	5,28
5	75,66	13,86		н.о.	н.о.	н.о.	1,89	3,37	н.о.	н.о.	94,79	5,21

**Примечание:** Анализы выполнены на четырёхканальном микроанализаторе JXA-8100, с энергодисперсионной приставкой INCA, ДВГИ ДВО РАН, аналитик Екимова Н.И. (н.о. – не обнаружено, \*H<sub>2</sub>O – оценка содержания воды по недостатку суммы).

### Выводы.

Анализ результатов комплексных исследований полученных автором и уже имеющихся данных, полученных предшественниками по гранитоидному магматизму района и месторождения Кордонное, позволяют сделать следующие выводы:

В составе гранитоидной ассоциации месторождения Кордонное присутствуют две группы магматических пород, которые следует различать по возрасту, составу, генезису, и металлогенической специализации:

– гранитоиды первой группы ( $101 \pm 2.0$  –  $103.5 \pm 2.0$  млн лет) следует рассматривать как производные раннемелового татибинского комплекса (Хунгарийская серия),

формирование которого обусловлено деятельностью внутрикоровых магматических очагов, продуцирующих расплавы I-S типа при ограниченном участии глубинных (сквозьмагматических) флюидов. В схемах геодинамической эволюции Приморского региона эти породы соответствуют этапу, в котором доминировал режим скольжения литосферных плит [Ханчук, Кемкин 2003; Гвоздев, 2010; Grebennikov et. al., 2016; Крук и др., 2016, Гвоздев и др., 2016]. Гранитоиды татибинского комплекса ( $101 \pm 2.0$  –  $103.5 \pm 2.0$  млн лет), по данным изучения эталонных объектов, продуцируют вольфрамовую минерализацию;

– гранитоиды второй группы ( $86.6 \pm 1.8$  –  $88.3 \pm 0.8$  млн лет) представляют ассоциацию пород Прибрежного (Сихотэ-Алинского) вулканогенного пояса, и относятся, вероятнее всего, к приморскому комплексу. В пользу такого вывода свидетельствуют не только выявленные особенности минерального и химического составов пород, но и присутствие вблизи месторождения обширного покрова андезитов. По мнению ряда исследователей, распространение вулканогенных образований Прибрежного пояса на территорию к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома может быть связано с субширотной зоной Тернейского разлома [Баскина, 1982; Соловьев, 1995], который на рассматриваемой площади трассируется долиной р. Малиновка.

Металлогеническая специализация гранитоидов приморского комплекса ( $86.6 \pm 1.8$  –  $88.3 \pm 0.8$  млн лет) определяется связью с ними месторождений и рудопроявлений Pb, Zn, Ag, отчетливо проявленной в пределах Сихотэ-Алинского вулканического пояса. На исследуемой территории проявлена слабо.



## ГЛАВА 3. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВ И ОКОЛОСКАРНОВЫХ ПОРОД

### 3.1 Генетические типы вмещающих пород.

Вмещающие породы месторождения Кордонное слагают олистостромовую толщу, входящую в состав Самаркинской аккреционной призмы [Ханчук, 1993; 2000] юрского возраста. Матрикс этой толщи, как и на месторождениях Восток-2, Лермонтовское, Скрытое [Кораблинов, 1987 ф; Соловьев, 1995; Найденко и др., 2007 ф], представлен алевролитами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками, вулканогенными породами (спиллиты, базальты и др.), а олистолиты – блоками, пластинами карбонатно-кремнистых пород пермского возраста [Лосив, 1990 ф; Ханчук, 2000; Голозубов, 2006; Белянский, 2013 ф]. Все породы в разной степени изменены процессами контактового метаморфизма, скарнирования и гидротермального метасоматоза. Известняки превращены в мраморы, кремнистые породы – во вторичные кварциты, песчаники и алевролиты – в роговики и сланцы. По данным петрографического изучения вмещающих пород месторождения Кордонное установлено, что среди них встречаются все типы (фаии), аналогичные породам, наблюдаемым в литологических разрезах месторождения Скрытое. Основное отличие – разное их соотношение, при преобладании (по отношению к месторождению Скрытое) в разрезах месторождения Кордонное пород с вулканогенной составляющей. Оценка влияния этого фактора на особенности минерализации требует специальных дополнительных исследований.

Ниже приводится краткая характеристика рудовмещающих пород месторождения Кордонное.

#### 3.1.1 Роговики

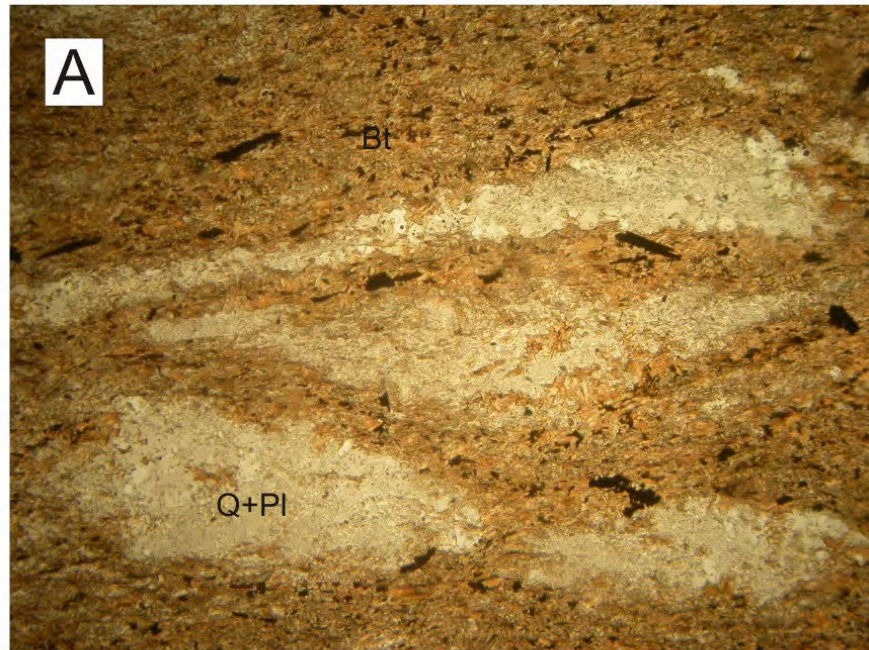
Роговики преобладают в геологических разрезах месторождения (40-55%). Они образуются как по осадочным (песчаникам, алевролитам, алевропесчаникам), так и по вулканогенным породам. Характерны относительно низкотемпературные фаии с кварцем, мусковитом, хлоритом – **мусковит-хлорит-кварцевые**; более высокотемпературные (с амфиболом, биотитом и гранатом) наблюдались вблизи или непосредственно в контакте с массивом гранитоидов и его апофизами. По минеральному составу среди них (как и на месторождении Скрытое) можно выделить два основных типа (фаии): **кварц-полевошпат-биотитовые** (по песчаникам, сланцам) и **кварц-полевошпат-амфибол-биотитовые** (по базальтам, спиллитам, туфопесчаникам и другим породам с вулканогенной составляющей).

**Кварц-полевошпат-биотитовые роговики** – это плотные мелкозернистые породы с выраженным фиолетовым оттенком и раковистым изломом (рис 3.1 А). Они сложены биотитом – 75-85% (таблички размером до 0.1 мм в длину, иногда ориентированные по слоистости породы), кварцем - до 85-90% (в гнездах размером до 1 см) и полевыми шпатами – 5-10%, рудными минералами и сфеном в сумме от 3-4 до 7% (цепочки зерен до 0.1 мм, часто ориентированные по слоистости); редкие – амфибол, мусковит, карбонат. Структура породы микрогранолепидобластовая, гранолепидобластовая, участками – гранобластовая, метазернистая; текстура – массивная.

**Роговики кварц-полевошпат-амфибол-биотитового** состава очень похожи на предыдущие и отличаются от них только присутствием амфибола, количество которого иногда достигает 20-25%. По минеральному составу и взаимоотношениям минералов эти роговики очень похожи на околоскарновые или околожильные метасоматические породы, что затрудняет их систематику и диагностику.

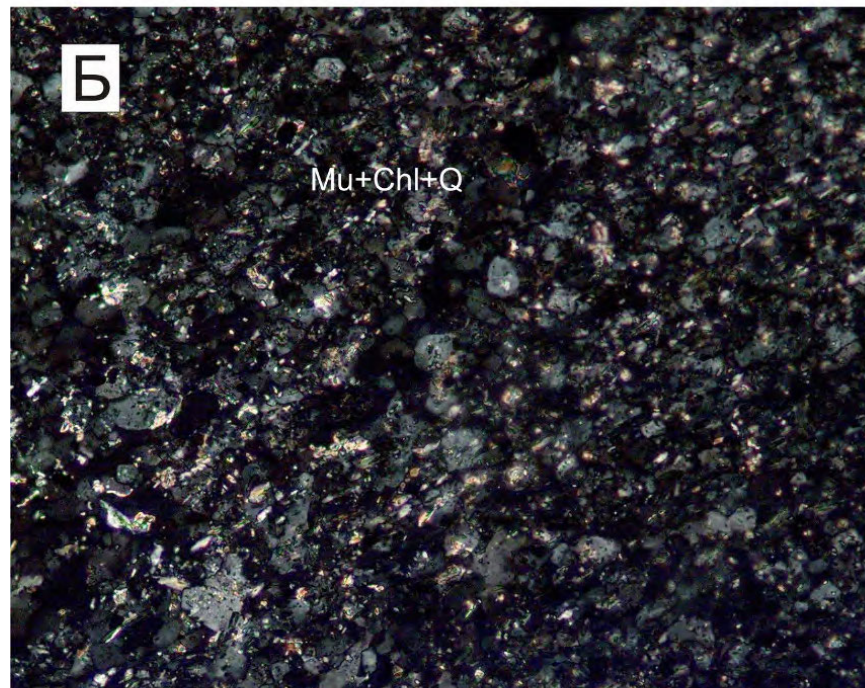
**Мусковит-хлорит-кварцевые роговики** (рис. 3.1 Б) представляют собой плотные, мелкозернистые (0.1-0.01 мм) породы светло-серо-зеленого цвета. Их минеральный состав изменяется в широком диапазоне; кварц – 40-80%. хлорит – 30-60%, мусковит – 20-30%, рудные и акцессорные минералы – до 5%. Структура породы микрогранолепидобластовая, гранолепидобластовая; текстура – массивная. Особого внимания заслуживают роговики **гранат-плагиоклаз-биотитового** состава. Вероятно, их следует относить к околоскарновым породам в связи с тем, что кроме самостоятельных зон (до 0.5 м) среди брекчированных вулканогенно-осадочных пород (рис. 3.2), они часто слагают внешние зоны измененных пород, сопровождающих скарново-рудные тела. По минеральному составу эти породы близки к фации кварц-полевошпат-биотитовых роговиков, но отличаются от них присутствием альмандина. В минеральном составе этих пород преобладают биотит (до 70-90%) и плагиоклаз (до 10-30%), реже встречается кварц и крайне редко – гранат (альмандин). Породы имеют фиолетовый цвет, мелкозернистое (зерна менее 0.01 мм) строение основной массы, в которой наблюдаются порфирировидные выделения (до 0.1 мм) граната. В таких породах нередко сохраняются сланцеватость и обломки первичных вулканогенно-осадочных пород. Реже роговики имеют более крупнозернистое (зерна до 0.07 м) строение основной массы и содержат порфирировидные вкрапленники граната размером до 1.2 мм (рис. 3.2).

## Обр. 279-A-1



Увел. 100х; николи II.

## Обр. 58-49.0



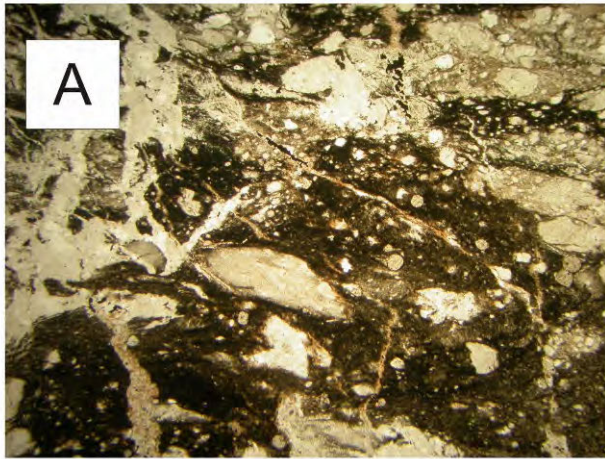
Увел. 200х; николи II.

**Рис. 3.1** Взаимоотношения минералов в наиболее распространенных фациях роговиков.

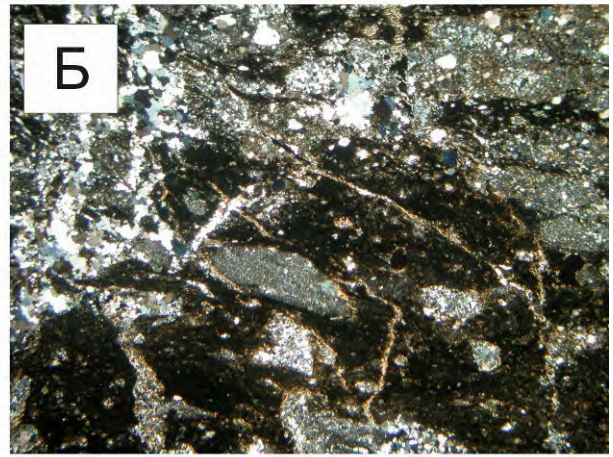
**А** – кварц (Q)-полевошпат (Pl)-биотитовые (Bt) роговики;

**Б** – мусковит (Mu)-хлорит (Chl)-кварцевые (Q) роговики.

## Обр. 276-Б

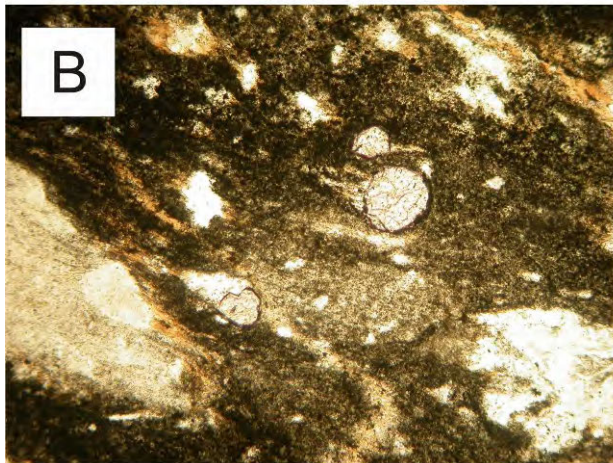


Увел. 25х; николи II.

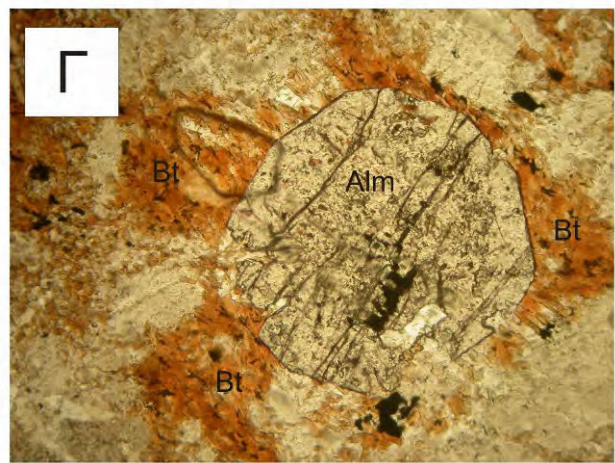


Увел. 25х; николи X.

## Обр. 275-Л-3



Увел. 100х; николи II.



Увел. 200х; николи II.

**Рис. 3.2 Взаимоотношения минералов в брекчированной и ороговикованной вулканогенной породе.**

**А-Б** – хлоритизированные и мусковитизированные обломки полевошпат-кварцевых песчаников и кремнистых пород сцементированы амфиболовой (с гранатом) метасоматической породой, образовалась по вулканогенной, и рассекаются более поздними прожилками кварца;

**В** – увеличенный фрагмент амфиболового метасоматита с гранатом;

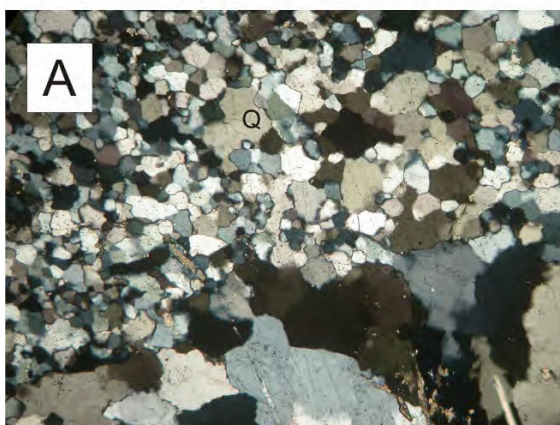
**Г** – то же самое - увеличенный фрагмент с идиоморфным метазерном граната-альмандина (Alm) и биотитом (Bt)

### 3.1.2 Кремни-кварциты

Кремни и кварциты часто не разделены, слагают зоны (до 1 метра) среди вулканогенно-осадочных пород и мраморов (30-35%). Они на 95% представлены бластозернами кварца размером до 0.1 мм (гранобластовая структура как у кварцитов; рис. 3.3 А-Б). В скарнированных участках кремней встречаются редкие изометричные зерна (до 0.1-0.5 мм) пироксена и удлиненные пластинки тремолита и волластонита.

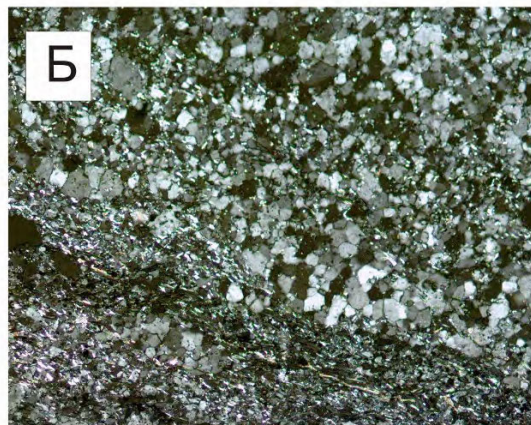
Вблизи кварцевых прожилков отмечается перекристаллизация породы с образованием агрегатов, состоящих из субпараллельных вытянутых, крупных (до 8 мм) зёрен кварца. Границы кварцевых индивидов – фестончатые, зубчатые; по их контакту часто развиваются мелкие (до 0.1 мм) зёрна кварца. В ороговикованных кремнистых породах обычно наблюдается биотит (рис. 3.3 В), а в греизенизированных – мусковит (рис. 3.3 Г). Текстуры породы: массивная, участками полосчатая и линзовидная; структуры: гранобластовая, участками ориентированнобластозернистая, пойкилобластическая, реликтовая и др.

Обр. 275-Ж



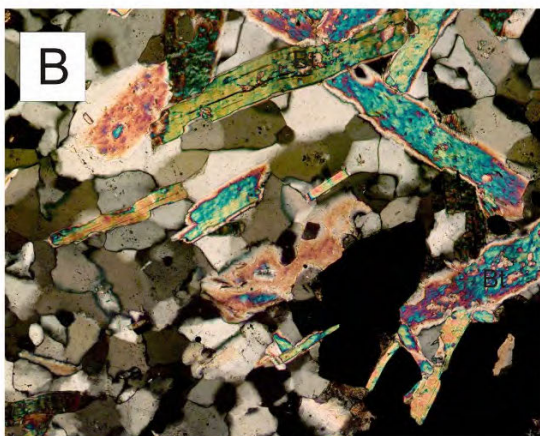
Увел. 100х; николи X.

Обр. 58-77.3



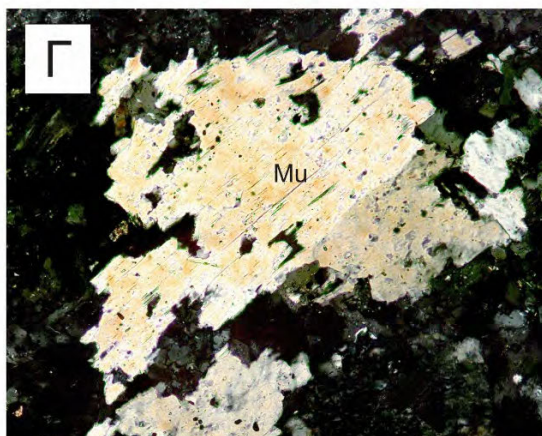
Увел. 100х; николи X.

Обр. 58-50.4



Увел. 200х; николи X.

Обр. 58-49.0



Увел. 200х; николи X.

**Рис. 3.3 Взаимоотношения минералов в кремнистых породах.**

**А** – Бластозернистая структура кварца (Q) – в кремнях; аллотриоморфнозернистая – в кварцевом прожилке;

**Б** – Контакт кремнистой породы (бластозернистая структура) с вулканогенно-осадочной (хорошо видны элементы слоистости);

**В** – Биотитизированные кремнистые породы вблизи кварцевого прожилка (нижний правый угол);

**Г** – Вкрапленник мусковита (Mu) в хлоритизированной кремнистой породе.

### 3.1.3 Сланцы

Породы от серого до черного цвета со сланцевой, полосчатой, очковой текстурами, которые обусловлены чередованием зон разного состава. Структура пород – гранолепидофибробластовая, участками – ориентированно бластозернистая и гранобластовая. В зонах серого цвета преобладают игольчатые, сноповидные, метельчатые, волокнистые (часто субпараллельно-ориентированные) агрегаты актинолита (размер 0.01-2 мм) и хлорита; реже наблюдаются гнезда с пластинками флогопита-? (0.01-0.1 мм; мономинеральные линзы и полосы 0.1-2 мм). В зонах светло-серого цвета преобладает плагиоклаз; в темно-серых – титаномагнетит и сфен. Субпараллельные сланцеватости цепочки мощностью 0.005-0.2 мм выполнены пиритом.

Скарнированные участки сланцев имеют гетеролепидофиброгранобластовую структуру и линзовидно-полосчатую, сланцеватую текстуры, что обусловлено разным минеральным составом скарновых зон, сложенных призматическими зернами плагиоклаза, пироксена с микропорфиробластами амфибола, граната, и параллельные сланцеватости породы цепочки, сложенные лейкоксенном, титаномагнетитом, сфеном и сульфидами.

По минеральному составу среди пород со сланцевой текстурой можно (как и на месторождении Скрытое) выделить два основных минеральных типа: **кварц-биотит-мусковитовый** (ороговикованные) и **кварц-мусковитовый** (филлиты; слабоизмененные).

**Кварц-биотит-мусковитовый сланец** визуально - слоистая порода, темно-серого (85%), участками, серого (3-5%) и черного (5-7%) цветов. Текстура полосчатая, иногда, линзовидно-полосчатая, микролинзовидная. Порода сложена преимущественно кварцем, биотитом, мусковитом и рудным компонентом (гидроокислы железа или углеродистое вещество черного цвета); редко встречаются хлорит, амфибол (актинолит), флогопит, гранат, сфен и др. Структура – гетеролепидогранобластовая. Наблюдаемая в образцах полосчатость обусловлена разными количественными соотношениями перечисленных минералов в зонах. Так, в темно-серых зонах преобладают: кварц (до 50%) и биотит (до 45%), а хлорит, мусковит, амфибол и рудный минерал в сумме составляют 10%. В зонах серого цвета преобладает кварц (до 70%), слагающий микролинзочки 0.01-0.1 мм, сцементированные мусковитом, биотитом и рудным минералом; размеры зерен кварца в линзах 0.001-0.01 мм. Микроструктура таких участков – параллельноволокнистая, метельчатая. В зонах черного цвета количество кварца составляет не более 30%, биотита 40-50%, а остальное – рудный

минерал и углеродистое вещество (?). Здесь структура породы микрогетеролепидогранобластовая. Во всех зонах размер пластинок биотита и мусковита 0.001-0.01 мм. Обычно они ориентированы по направлению слоистости породы. В сланцах часто присутствуют микропрожилки (мощностью от 0.01-0.1 до 2 мм) кварца. В таких участках сланцы окварцованы, а биотит и мусковит имеют еще более крупные пластины размером до 0.3 мм. Иногда в породе наблюдаются вкрапленники (до 1%) рудного (пирит по микротрещинам) минерала, который имеет неправильную форму сечений и размеры до 0.2 мм.

**Кварц-мусковитовый сланец (филлит)** кварц-мусковитовые сланцы обычно наблюдаются среди кремнистых пород – кварцитов. Визуально это серая, на изломах шелковистого цвета, тонкослоистая порода с полосками (до 2 мм) более темного цвета. Слоистость обусловлена чередованием зон существенно мусковитового (40-55 до 65% мусковита) и кварцевого (до 60% кварца) состава; размер зерен 0.05-0.01 мм. Структура этих пород микрогранолепидобластовая, гранолепидобластовая. Зонки темного цвета сложены кварцем, хлоритом (до 35-40%), а гнезда (до 3 мм) с листоватой или волокнистой, фибробластовой структурами, карбонатом. В этих зонах количество рудных минералов часто составляет 3-5%. Судя по формам сечений (ромбы, кубики) это метазерна (до 1 см) арсенипирита и пирита. Структура таких участков – гипидиоморфнометазернистая. Иногда встречаются участки тонкослоистых пород с фиолетовым оттенком (на сколах с шелковистым блеском) имеющие пятнистую текстуру. Их состав: кварц – 40-50%, мусковит – 35-50%, биотит – до 3-5%, рудный – 1%. Размеры зерен 0.01-0.001 мм. Осветленные участки обусловлены присутствием линзочек (до 2-3 мм) с повышенными содержаниями мусковита (до 60-65%) или кварца (до 70%). Текстура пород полосчатая, сланцевая, микрополосчатая; структура – гранолепидобластовая.

Хлоритизированные филлиты имеют светло-зеленый цвет (часто шелковистые на сколах) и пятна темного цвета (до 1 мм), которые вытянуты в направлении слоистости. Эти породы сложены кварцем – 20-25%, мусковитом – 30-40%, хлоритом – 15-20% (до 45% в пятнах), карбонатом – 2-3% (преимущественно в микропрожилках), турмалином (единичные зерна среди хлорита). Структура – гранолепидобластовая, микролепидобластовая листоватая, сланцеватая и др.

### 3.1.4 Мраморы

Состоят из кальцитовых бластозерен (0.1-1 мм), которые часто сильно катаклазированы (множество двойников давления); в небольшом количестве

присутствует кварц и отмечаются единичные зёрна бурого цвета (предположительно, выветрелый пироксен) (2-3%). По микротрещинам наблюдаются редкие агрегаты изометричной и пластинчатой формы, состоящие из пылевидного графита (?). По мраморам развиваются пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны. Текстуры породы – равномерно-вкрапленная, массивная, участками пятнистая; структуры – гранобластозернистая, участками гранокластическая.

### 3.2. Минеральные ассоциации скарнов и околоскарновых пород

Особенностью месторождения Кордонное является присутствие двух типов скарнов, которые характеризуются разной металлогенической специализацией: **вольфрамовой и полиметаллической**.

Минеральный состав типовых образцов скарнов приведен в таблице 3.1, а типовые колонки, показывающие положение скарновых зон в рудных телах и их взаимоотношения с разной по составу минерализацией - на рисунке 3.4.

Среди скарнов вольфрамовой специализации по минеральному составу можно выделить типы (фазии, ассоциации): **пироксеновый, гранат-пироксеновый и гранат-пироксен-волластонитовый** (преобладает пироксеновый). С ними ассоциируют **пироксен-плагиоклазовый и амфибол-плагиоклазовый** типы околоскарновых пород.

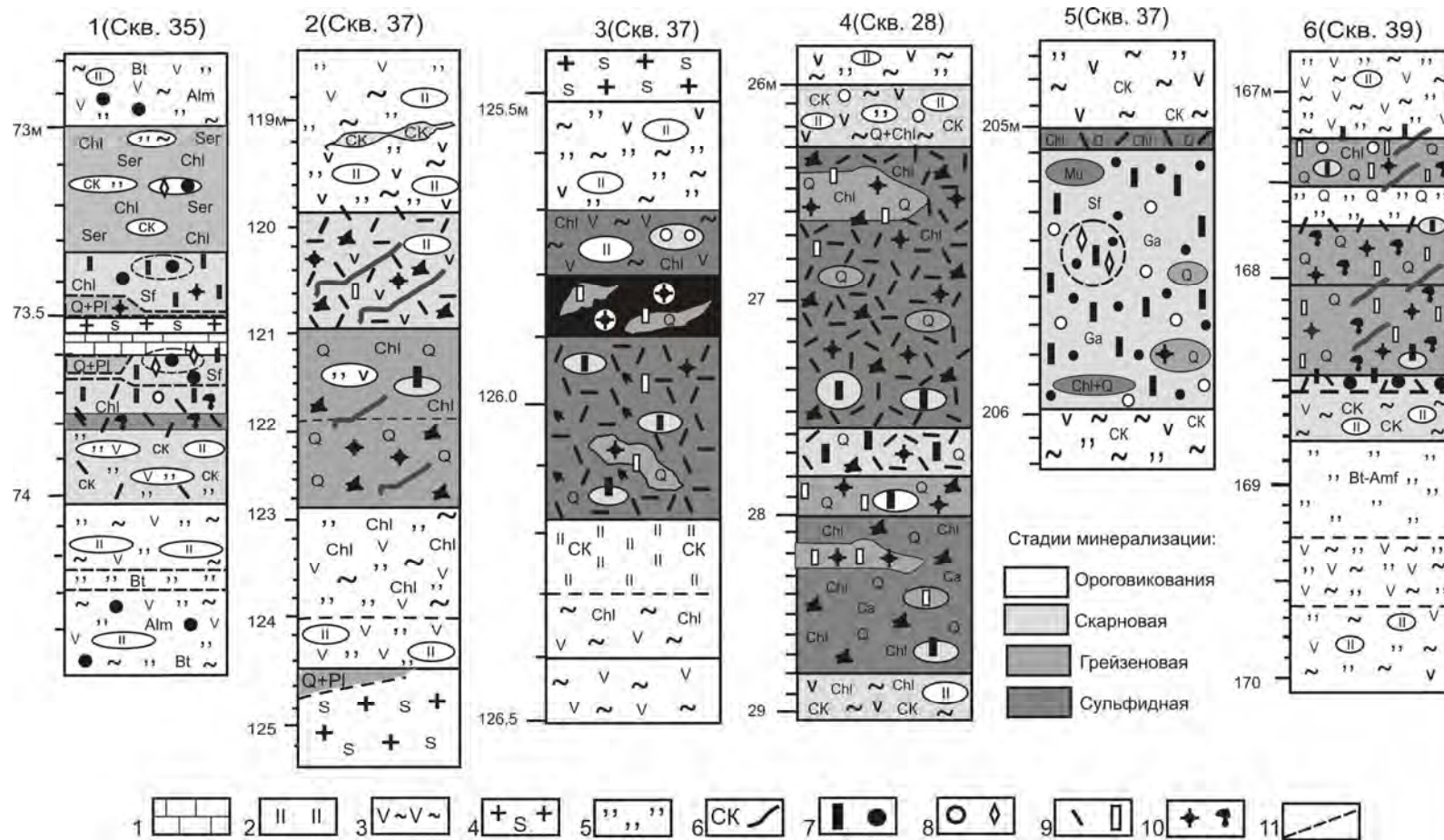
Таблица 3.1

Минеральный состав скарнов по образцам из буровых скважин и канав в%

	№ образца	Px	Gr	Amf	Q	Sul	Shl	Прочие
1	Скв. 31 (37-38 м)	80	-	5-10	-	5-10	Ед	
2	К-115 (т.н. 15 м)	85	-	5-7	2	3-5	Ед.	
3	Скв. 31 (38.2 м)	95	-	ед	5	ед	-	
4	Скв. 37 (205 м)	97	3	ед	ед	ед	-	
5	Скв. 37 (125 м)	99-98	1	ед	ед	0.5	-	Ер 0.5%
6	Скв. 37 (206 м)	98	1	1	1	ед	ед	
7	К-128-А (Пр. 36)	90-95	3-5	1	1	1	-	Вез 0.5%; Chl
8	Скв. 37 (26 5 м)	10-15	1-2	-	-	-	-	Vol 85%
9	Скв.35 (73-74 м)	20-23	10-12	-	-	-	-	Вез 0.5% Vol 70-75%.
10	Обр. 128 (Пр.36)	10-15	87	1-2	Ед	1-2	-	
11	К-229-А (т.н. 12 м)	20-25	30-35	2-3	3-4	1	5-10	Вез 1% Ер 30-40% Ca – 3-5%

**Примечание:** 1-4 – пироксеновые скарны; 5-6 – пироксен-гранатовые скарны; 7-9 – пироксен-гранат-везувиан-волластонитовые скарны; 10 – андрадитовый (поздний) скарн; 11 – эпидотизированный андрадитовый скарн.





**Рис. 3.4** Строение рудных тел по керну буровых скважин месторождения Кордонное [Гвоздев, Федосеев, 2013].

1 – мраморизованные известняки; 2 – кремнистые породы; 3 – вулканогенные и осадочные породы; 4 – грейзенизированные граниты; 5 – ороговикованные породы; 6 – скарнированные (СК) породы и сульфидно-кварцевые прожилки; 7 – пироксен, гранат; 8 – эпидот, везувиан; 9 – амфибол, апатит; 10 – шеелит, сульфиды (пирротин, халькопирит, пирит); 11 – сплошные сульфидные руды; 12 - фациальные границы. Здесь и далее приняты сокращения: Px – пироксен; Gr – гранат (Gros – гроссуляр, And – андрадит, Alm – альмандин); Vez – везувиан; Ep – эпидот; Ap – апатит; Shl – шеелит; Q – кварц; Chl – хлорит; Mu – мусковит; Bt – биотит; Amf – амфибол; Ca – карбонат; Pl – полево шпат; Po – пирротин; Cp – халькопирит; Py – пирит; Ars – арсенопирит; Ga – галенит; Sf – сфалерит

**Пироксеновые скарны** на месторождении, судя по реликтам (колонки 2-4 и 6 на рис. 3.4), слагают метасоматические зоны (до 2 м), сформировавшиеся по мраморизованным известнякам (рис. 3.5 Б), реже гнезда (до 2-3 см) или прожилки (до 2 см) – по ороговикованным осадочным и вулканогенно-осадочным породам.

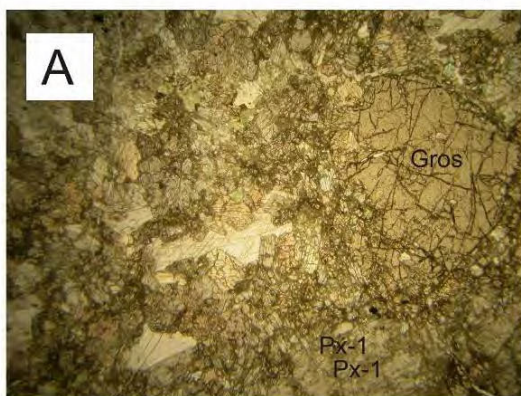
В метасоматических зонах, образовавшихся по мраморам, преобладают скарны мономинерального состава, сложенные преимущественно геденбергитом, а в зонах по вулканогенно-осадочным породам – салитом-ферросалитом (пироксены первой генерации Rx-1). Ранние генерации пироксена в скарнированных вулканогенных породах – более мелкозернистые, по сравнению с пироксенами, образовавшимися по мраморам.

Породы имеют зеленый, светло-, темно-зеленый цвет и неравномернозернистое строение: зерна 0.01-0.1 мм – в скарнах по вулканогенно-осадочным породам; 1-1.5 см – в скарнах по мраморам. Текстура пород массивная; структура метазернистая, аллотриоморфнометазернистая.

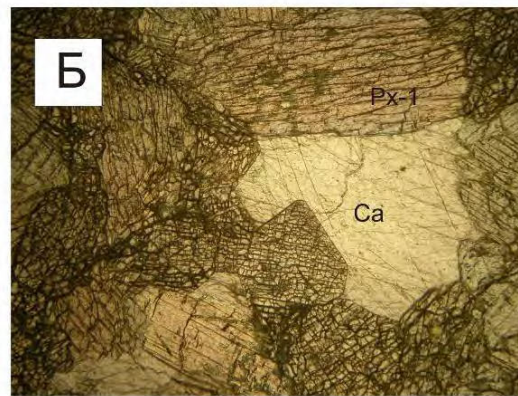
В окварцованных участках скарнов (гнезда до 2 см) пироксен часто наблюдается в виде пойкилитовых идиоморфных зерен (до 0.06 мм) среди кварца (пироксен второй генерации Rx-2; рис. 3.5 Д-Е). В таких участках иногда встречаются плагиоклаз, сульфиды (пирротин, халькопирит) и шеелит; присутствие амфибола для таких скарнов не характерно. Это окварцевание сопряжено во времени с формированием скарнов и его не следует путать с окварцеванием скарнированных пород в результате более поздних процессов грейзенизации (с шеелит-полевошпат-кварцевыми прожилками) и сульфидизации (с амфибол-сульфидными метасоматитами). В таких породах (рудах) обычно сосредоточены более высокие концентрации шеелита, а пироксен интенсивно замещается кварцем, содержащим пойкилитовую вкрапленность идиоморфных зерен апатита (структуры: гипидиоморфнозернистая, замещения, пойкилитовая и др.).

В целом минеральный состав пироксеновых скарнов достаточно однообразный: кроме пироксена встречаются участки с кварцем, кальцитом, сульфидами и амфиболом (актинолитом); крайне редок апатит. В участках с сульфидной минерализацией амфиболизация обычно проявлена слабо, а в гнездах кварцевого состава пироксен имеет идиоморфный облик, что может свидетельствовать о близодновременной кристаллизации этих минералов на завершающем этапе формирования скарна. В амфиболизованных участках скарнов сульфиды (пирротин, халькопирит) совместно с амфиболом замещают пироксены по границам зерен в спайности, но нередки и случаи, когда сульфиды выполняют интерстиции зерен пироксена, без видимого замещения последнего.

## Обр. 276-Б-5

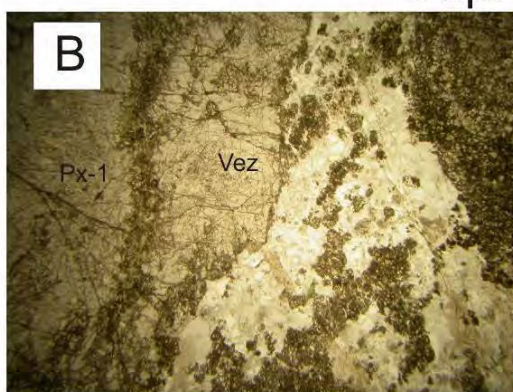


Увел. 25х; николи II.



Увел. 100х; николи II.

## Обр. 276-Б-11

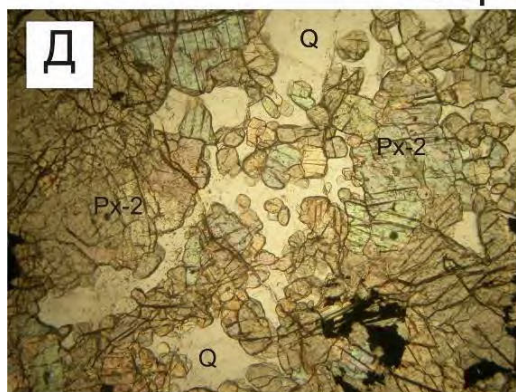


Увел. 25х; николи II.

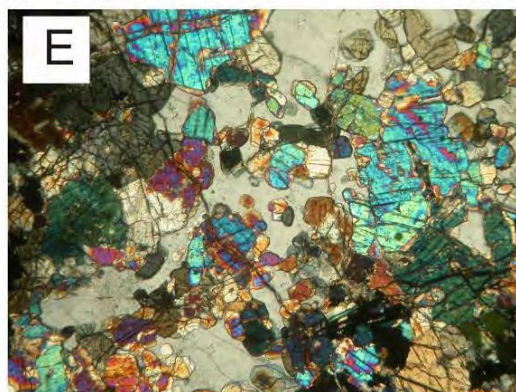


Увел. 25х; николи X.

## Обр. 277-Е-4



Увел. 100х; николи II.



Увел. 100х; николи X.

**Рис. 3.5 Взаимоотношения минералов в скарнах месторождения Кордонное.**

**А** – Гранат-пироксеновый скарн: аллотриоморфнометазернистая структура сростаний пироксена (Px-1) с гранатом первой генерации (Gros – гроссурия);

**Б** – Пироксеновый скарн. Идиоморфные метазерна пироксена (Px-1) сцементированы карбонатом (Ca);

**В-Г** – Порфировый метавкрапленник везувиана (Vez) среди пироксена (Px-1);

**Д-Е** – Пироксеновый скарн: участок окварцевания (Q) с кристаллизацией мелких идиоморфных зерен пироксена второй генерации (Px-2);

Во втором случае пироксеновые скарны наблюдаются преимущественно в виде реликтов или гнезд (до 3 см) среди пород кварц-амфибол-сульфидного состава. Породы имеют серый, светло-зеленый цвет, среднезернистое строение (0.1-2 мм).

Пироксен по химическому составу магнезиальный (салит), интенсивно замещается амфиболом (тремолит - актинолитом), хлоритом, тальком (?), кальцитом и др. Структура неизменной породы и реликтов – аллотриоморфнозернистая, текстура – массивная; измененные породы – структура реликтовая, разъедания, текстура – пятнистая, реликтовая. Минеральный состав скарнов (по шлифам) приведен в таблице 3.1.

**Гранат-пироксеновые скарны** обычно встречаются по периферии зон пироксеновых скарнов, сформировавшихся по мраморам, часто тяготея к их контакту с алюмосиликатными породами. Иногда гнезда (или реликты до 1-2 см) гранат-пироксенового состава наблюдаются среди пироксеновых скарнов, содержащих полиметаллическое оруденение (колонки 1 и 5 на рис. 3.4). Участки гранат-пироксеновых скарнов имеют бурый, буро-коричневый цвет, массивную текстуру и метазернистую структуру. В их составе (рис. 3.5 А) преобладает пироксен (салит; 80-85%) и гранат первой генерации Gr – 1 (гроссуляр; 15-20%); редко встречаются амфибол, карбонат и везувиан (единичные зерна; рис. 3.5 В-Г); крайне редко – шеелит. В местах наложения на скарны шеелит-сульфидного оруденения по гранатам развивается эпидот и карбонат, а пироксены замещаются амфиболом и сульфидами (пирротинном и халькопиритом).

**Гранат-пироксен-волластонитовые скарны** встречаются крайне редко. Наблюдаются в виде зон (до 1-2 см) или гнезд (до 3 мм) сформировавшихся по контакту мраморов с кремнистыми породами. Редко присутствуют оторочки (до 1-2 мм) на контакте мраморов с пироксеновыми скарнами и микропрожилки (менее 1 мм) в кремнистых породах. В минеральном составе скарнов преобладают волластонит (до 70%), пироксен (салит; до 25%), гранат (гроссуляр; до 15%); крайне редко встречается везувиан (образует тесные срастания с гроссуляром). Структура прожилков метапорфировая, метазернистая, сноповидная и др.

Существенно **волластонитовые** скарны наблюдались только в одной из канав на контакте мраморов с кремнистыми породами. Они сложены на 93% волластонитом (игольчатые скопления, часто радиальнолучистые агрегаты зерен до 2-4 мм); в небольшом количестве присутствуют пироксен (салит, ферросалит – 5-7%) и гранат (местами до 35%; гроссуляр).

Околоскарновые пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые породы на месторождении выделены по присутствию их реликтов среди зон околожильных метасоматических пород хлоритового и мусковитового состава, образовавшихся вдоль шеелит-сульфидно-кварцевых прожилков.

**Пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы** (рис. 3.6 В-Г), вероятно, слагали маломощные (не более 2-3 см) зоны на границе пироксеновых скарнов с биотитовыми роговиками. В шлифах эти породы наблюдаются в виде реликтов (до 0.5 см) среди измененных пород хлорит-кальцит-мусковит-кварцевого состава, унаследовавших текстурный рисунок вулканогенно-осадочной породы. Реликты представляют собой породы мелкозернистого (зерна менее 0.01 мм) строения, сложенные преимущественно полевым шпатом, пироксеном и кварцем. Количественное соотношение пироксена и плагиоклаза изменяется в пределах от 1:5 до 5:1. Так, по мере приближения к зонам пироксеновых скарнов, в составе пород уменьшается количество полевого шпата и кварца, а пироксена – увеличивается. Судя по показателю преломления, плагиоклаз представлен андезином; который часто до полных псевдоморфоз замещается тонкозернистым (менее 0.01 мм) агрегатом кальцита, кварца и серицита; пироксен – салит.

**Афмибол-плагиоклазовые околоскарновые породы** (рис. 3.6 А-Б), как и пироксен-плагиоклазовые, наблюдались в виде реликтов среди околожильных метасоматических пород. Они, вероятно, образовались по алюмосиликатным, судя по текстурному рисунку, вулканогенно-осадочным породам и сложены преимущественно плагиоклазом, который на 70-80% замещен кальцит-мусковитовым агрегатом и амфиболом (актинолит); менее распространены кварц, рудный минерал и сфен. Иногда амфибол-плагиоклаз-кварцевые породы наблюдаются в виде гнезд (до 3-4 см) среди скарнированных роговиков (рис. 3.6 Д).

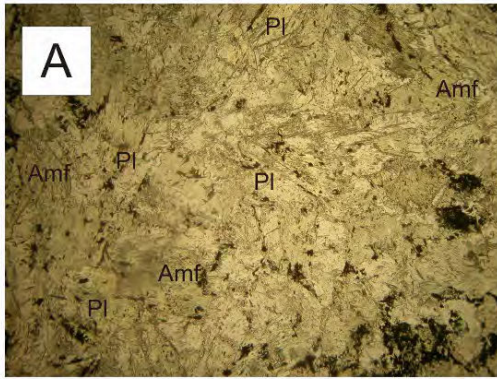
Среди «**полиметаллических**» **скарнов** преобладают пироксен-гранатовые разновидности; менее распространены гранат-пироксеновые и пироксеновые. Фациальных переходов между минеральными разновидностями скарнов не наблюдалось. В тоже время, скарны преимущественно гранатового состава более характерны для центральных, а пироксеновые – для периферийных участков метасоматических зон.

**Пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые** скарны с полиметаллическим оруденением визуально очень похожи на гранат-пироксеновые с вольфрамовым. Участки (до 5 см) имеют бурый, буро-коричневый цвет, массивную текстуру. В составе скарнов преобладает, гранат (андрадит: от 10-15% – в гранат-пироксеновых, до 80% и более – в пироксен-гранатовых). Краевые участки скарновых зон сложены мелкозернистым (менее 0.1 мм), а центральные – более крупнозернистым (до 0.3 мм) пироксеном, который замещается сфалеритом и галенитом. В контакте скарновых зон с мраморами наблюдается перекристаллизация карбоната (участки с аллотриоморфнометазернистой структурой) (рис. 3.7 А-Б). Пироксен (Px-3) имеет

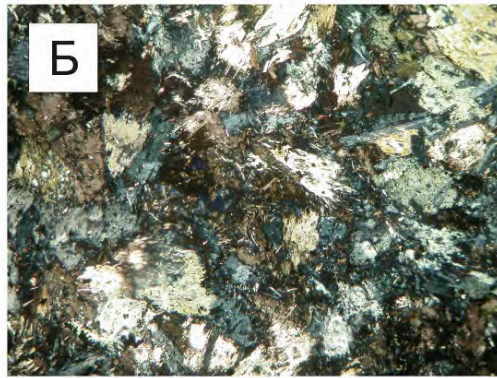
геденбергитовый состав, а его количество в гранат-пироксеновых скарнах редко превышает 50%. Крупные зерна (до 0.5 см) граната третьей генерации (Gr-3) часто имеют зональное строение (рис. 3.7 В). В местах наложения на скарны сульфидного оруденения по гранату развивается эпидот (клиноцоизит) и карбонат. Кроме перечисленных минералов в скарнах присутствуют амфибол и сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит). Структура пород аллотриоморфнометазернистая, гипидиоморфнометазернистая, участками метапорфировая и др.

**Пироксеновые скарны** с полиметаллическими рудами имеют подчиненное распространение. Они слагают метасоматические прожилки и каемки по периферии гнезд пироксен-гранатового состава (Px-3; рис. 3.7 Г). Метазерна пироксена (геденбергита) в размере редко превышают 0.1 мм и часто замещаются сфалеритом.

## Обр. 275

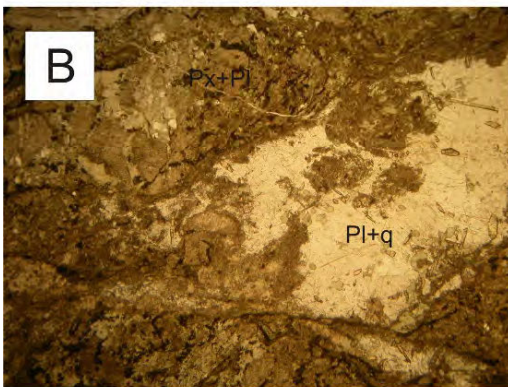


Увел. 100х; николи II.

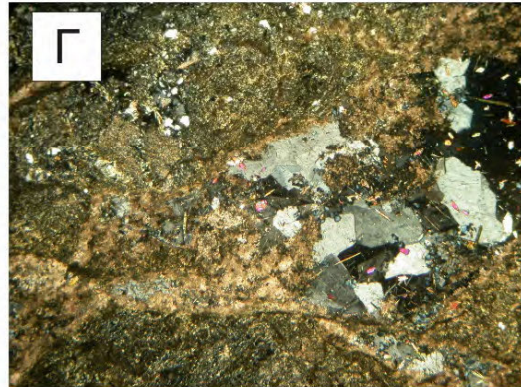


Увел. 100х; николи X.

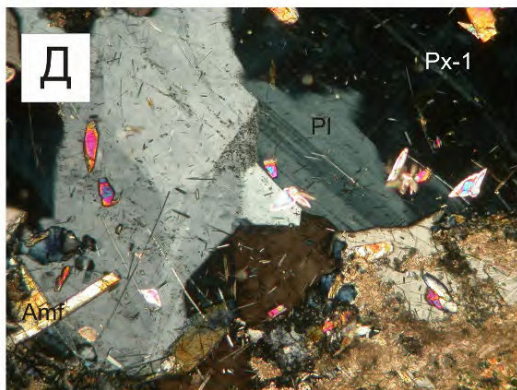
## Обр. 279-А-4



Увел. 25х; николи II.



Увел. 25х; николи X.



Увел. 100х; николи X.

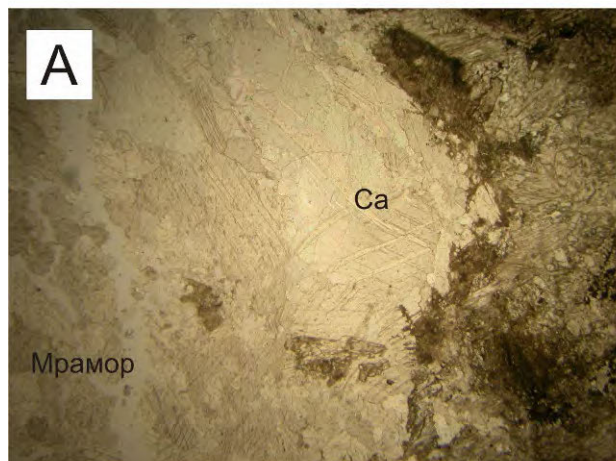
**Рис. 3.6 Взаимоотношения минералов в околоскарновых породах.**

**А-Б** – метазернистая структура амфибол-плагиоклазовой околоскарновой породы: срастания метазерен плагиоклаза (Pl) (иногда с полисинтетическими двойниками) и амфибола (Amf) с рудным (черное) минералом по границам зерен;

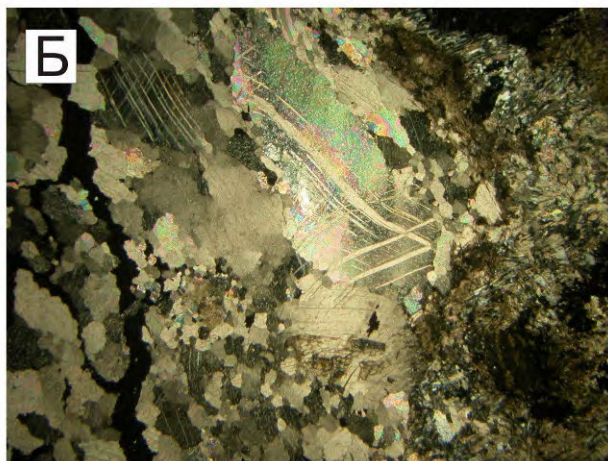
**В-Г** – гнездо кварц (q)-плагиоклазового(Pl) состава в хлоритизированных и карбонатизированных роговиках;

**Д** – то же самое, увеличенный фрагмент в скрещенных николях; хорошо видны полисинтетические двойники плагиоклазов(Pl) и пироксен (Px-1);.

## Обр. 276-Б-13



Увел. 25х; николи II.



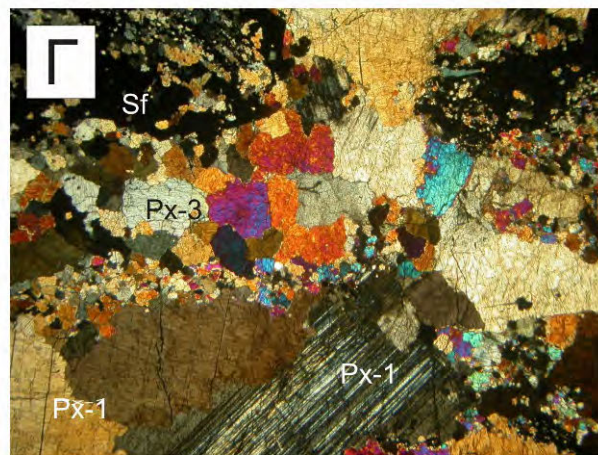
Увел. 25х; николи II.

## Обр. 276-Б-13



Увел. 25х; николи II.

## Обр. 275-М-6



Увел. 25х; николи II.

**Рис. 3.7 Взаимоотношения минералов в скарнах с полиметаллическим оруденением.**  
**А-Б** – контакт гранат-пироксенового скарна с мраморизованными известняками (в контакте зона новообразованного кальцита (Ca));  
**В** – идиоморфный, порфировый, зональный метакристалл андрадита (And) среди хлоритизированного пироксена;  
**Г** – Пироксеновый скарн с полиметаллической минерализацией (сфалерит (Sf) галенит): аллотриоморфнометазернистое строение метасоматической зоны, сложенной поздним пироксеном (Px-3), наложенной на скарны с пироксеном (Px-1).



### 3.3. Минеральные ассоциации вольфрамовых руд

Рудная минерализация на месторождении Кордонное представлена ассоциациями полевошпатовых метасоматитов, грейзенов и сульфидных руд.

#### 3.3.1. Полевошпатовые метасоматиты

Полевошпатовые метасоматиты имеют на месторождении подчиненное распространение. Их присутствие устанавливается только по наличию среди грейзенов и кварцевых жил реликтовых участков полевошпат-кварцевого состава. По данным петрографического исследования (рис. 3.8) они на 70-80% сложены кварцем и на 15-17% «серицитизированным плагиоклазом» (криптокристаллические агрегаты серицита, кварца и карбоната); в небольшом количестве присутствует шеелит (зерна часто идиоморфного облика размером до 0.5 мм) и апатит (идиоморфные зерна до 0.07 мм). Иногда в таких породах наблюдаются реликты пироксена (Px-1).

#### 3.3.2. Грейзены

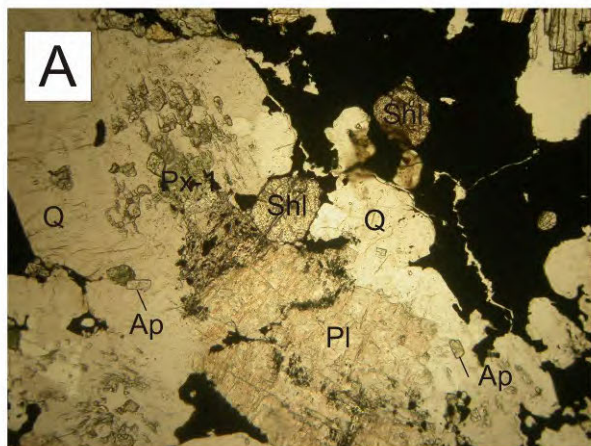
Грейзены на месторождении можно подразделить на: 1 – «площадные» - грейзенизированные граниты первой группы и 2 – «локальные» - околожилные метасоматиты, сопровождающие кварцевые жилы с шеелитом.

**Грейзены 1 группы** (грейзенизированные граниты; рис. 3.9 Б) сложены на 55-60% кварцем. 30-40% мусковитом (и серицитом); в небольшом количестве (3-7%) постоянно присутствуют хлорит, реликты плагиоклазов, апатит, сфен, рудный минерал. По существу, грейзены этой группы отличаются от измененных гранитов только интенсивностью процесса.

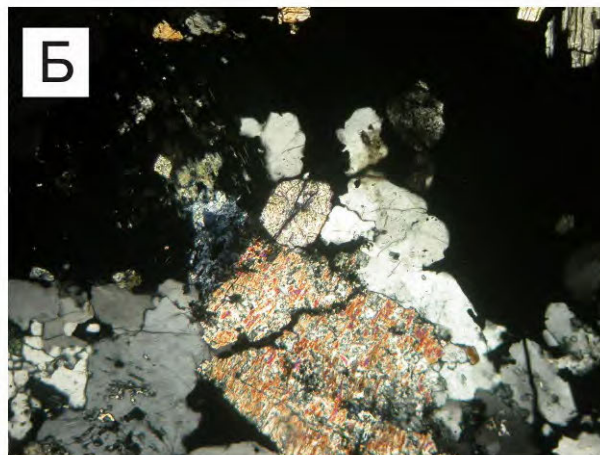
**Грейзены 2 группы** (околожилные) обычно наблюдаются в виде зон небольшой мощности (до 0.05 м) в измененных гранитах и на участках пород кремнистого облика (Скв. 35, инт. 215 - 216.7 м; Скв. 31, инт. 47 - 48 м; Скв. 23, инт. 175-176 м, (рис 1.5)). Грейзены сложены преимущественно кварцем (от 85 до 95%), мусковитом (5-15%); встречаются хлорит, апатит, шеелит. Шеелит в таких зонах часто ксеноморфный (рис. 3.9 В), а апатит образует пойкилитовую вкрапленность в кварце, реже срастания с шеелитом – гипидиоморфнозернистая структура. Размеры зерен апатита – не более 0.01 мм; шеелита – до 0.2 мм. Видимой связи этой ассоциации с сульфидным оруденением не наблюдалось. Иногда вдоль кварцевых прожилков с шеелитом, локализованных среди гранитов, наблюдаются мономинеральные мусковитовые оторочки мощностью до 1 см (рис. 3.9 А). Следует отметить, что вдоль шеелит-кварцевых прожилков с сульфидами часто отмечается интенсивная

хлоритизация околожильных пород (рис. 3.9 Г). Шеелит в таких зонах интенсивно корродируется кварцем и хлоритом.

### Обр. 277-B-5

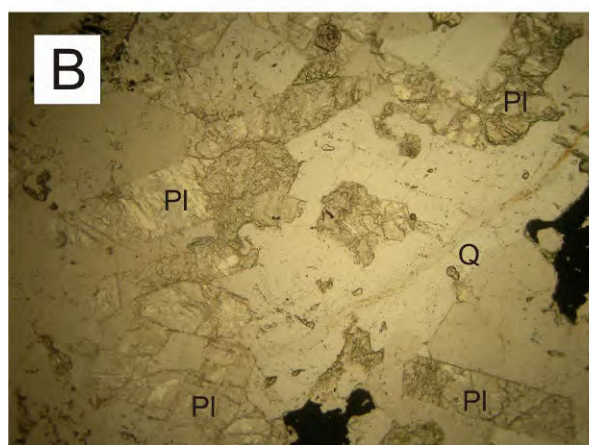


Увел. 100x; николи II.

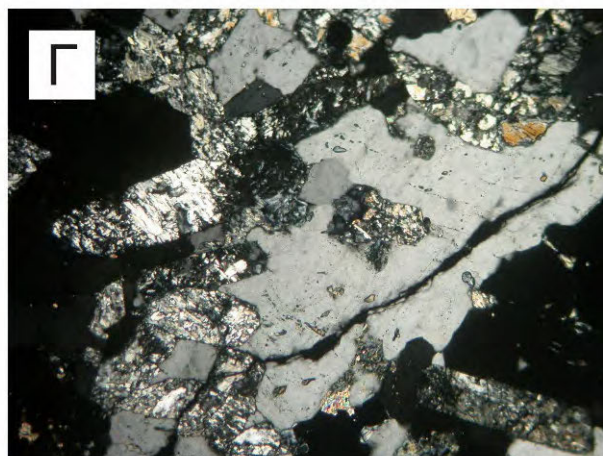


Увел. 100x; николи X.

### Обр. 277-B-6-1



Увел. 100x; николи II.



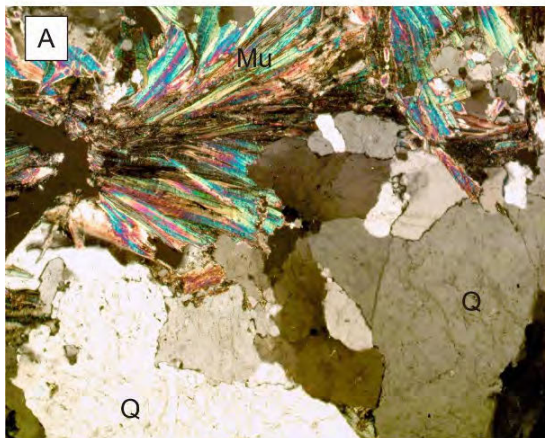
Увел. 100x; николи X.

#### Рис. 3.8 Взаимоотношения минералов полевошпатовых метасоматитов.

**А-Б** – гнездо полевошпат-кварцевого состава с шеелитом (Shl) замещается сульфидными рудами: плагиоклаз (Pl) серицитизирован; в кварце редкие пойкилитовые зерна апатита (Ap); реликты пироксена (Px-1) наблюдаются как в кварце, так и в сульфидных рудах;

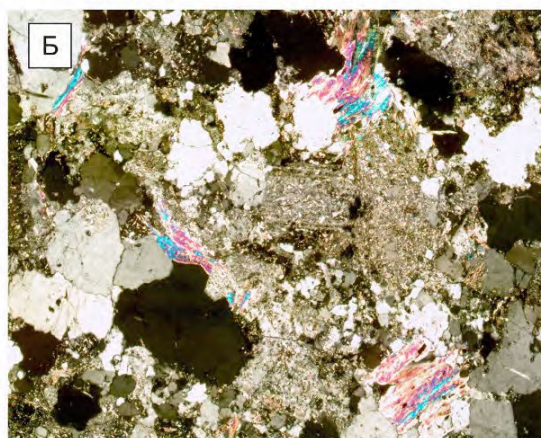
**В-Г** – идиоморфные зерна серицитизированного плагиоклаза (Pl) (просматриваются полисинтетические двойники) сцементированы крупными метазернами кварца (Q) с пойкилитовыми зернами мелкого апатита;

Обр. 58-107.2



Увел. 25х; николи X

Обр. 58-103.2



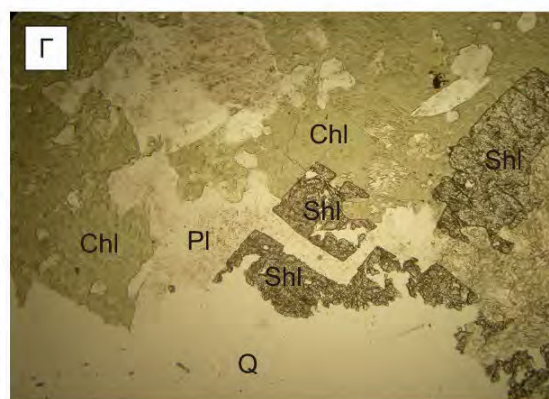
Увел. 25х; николи X

Обр. 58-21.6



Увел. 25х; николи II

Скв. 35-73,5



Увел. 25х; николи II

### Рис. 3.9 Взаимоотношения минералов в околожильных метасоматитах.

**А** – оторочка мусковитового грейзена в зальбанде шеелит-кварцевого прожилка;

**Б** – грейзенизированный гранит: полевые шпаты практически полностью замещены криптокристаллическим агрегатом мусковита (Mu), карбоната и кварца (Q); биотит полностью замещен мусковитом;

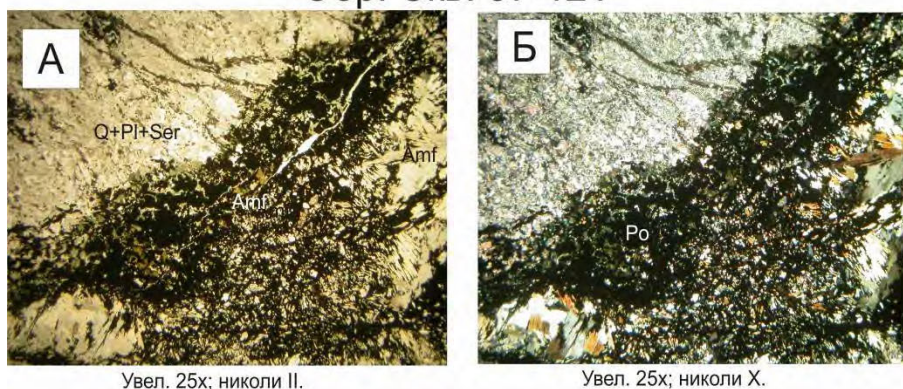
**В** – серицит (Ser)-хлорит (Chl)-кварцевый (Q) метасоматит с ксеноморфными вкрапленниками шеелита (Shl) вдоль шеелит-кварцевого прожилка; судя по большому количеству цепочек сфена этот метасоматит сформировался по вулканогенной породе;

**Г** – кварц (Q)-хлоритовый (Chl) метасоматит с ксеноморфными вкрапленниками шеелита (Shl) вдоль шеелит-сульфидно-кварцевого прожилка.

### 3.4. Сульфидные руды

Сульфидные ассоциации преобладают в рудах месторождения. Среди них можно выделить: арсенопирит-кварцевую (мышьяковую), пирротин-халькопирит-кварцевую (медно-колчеданную), сфалерит-галенит-кварцевую (полиметаллическую) и пирит-карбонат-кварцевую (колчеданную). Характерные взаимоотношения минералов в сульфидных рудах показаны на рисунках 3.10 и 3.11.

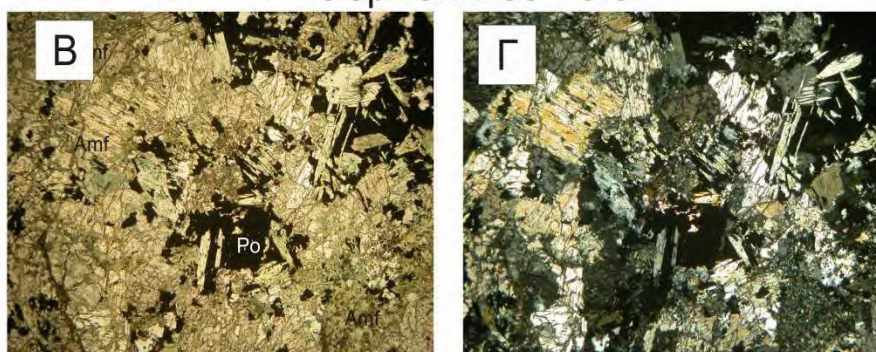
## Обр. Скв. 37-121



Увел. 25х; николи II.

Увел. 25х; николи X.

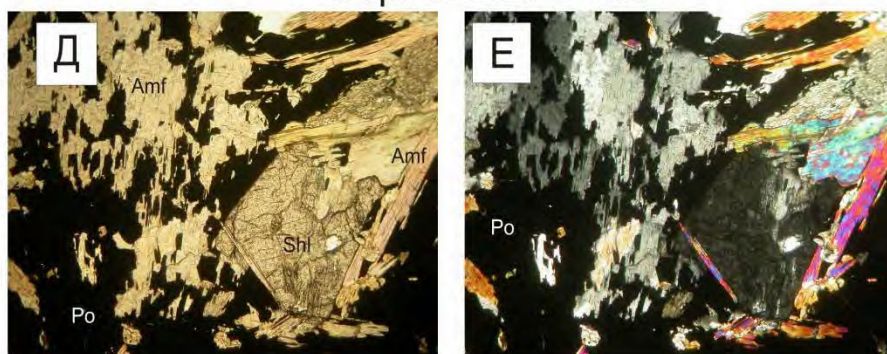
## Обр. Скв. 35-73.8



Увел. 100х; николи II.

Увел. 100х; николи X.

## Обр. Скв.23-143.5



Увел. 100х; николи II.

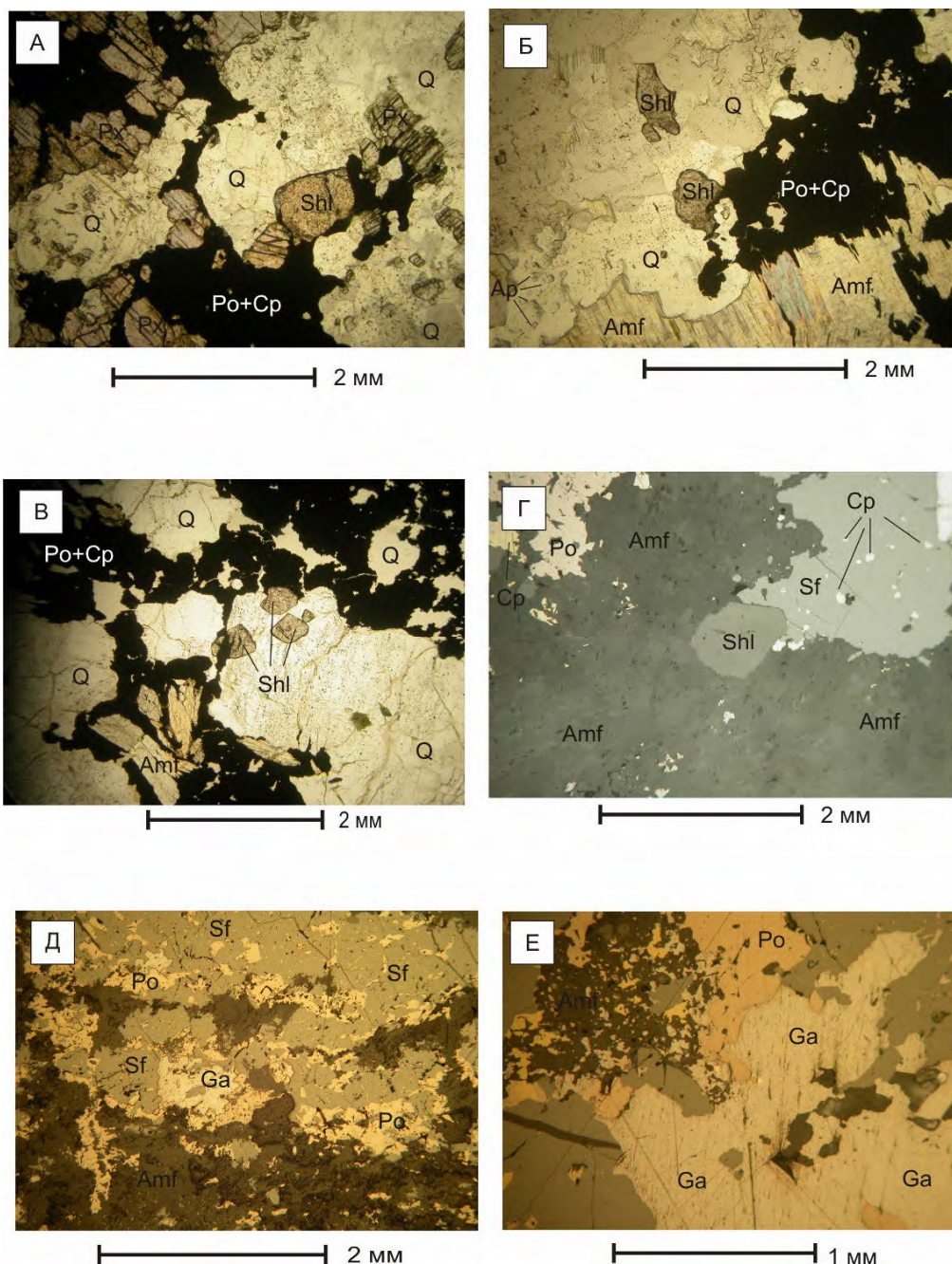
Увел. 100х; николи X.

**Рис. 3.10 Взаимоотношения минералов в сульфидных рудах.**

**А-Б** – метасоматическая зона амфибол (Amf)-сульфидного состава в кварц-полевошпат-серичитовом (Q+Pl+Ser) метасоматите;

**В-Г** – сульфидные минералы (Po - пирротин) совместно с амфиболом (Amf) замещают пироксен;

**Д-Е** – шеелит (Shl) -сульфидные руды с амфиболом (Amf) (по пироксеновым скарнам): идиоморфное метазерно шеелита корродируется амфиболом (актинолитом), который в свою очередь замещается сульфидными минералами (пирротин (Po) и халькопиритом);



**Рис. 3.11 Взаимоотношения минералов в сульфидных рудах.**

**А** – пирротин (Po) и халькопирит (Cp) корродируют по границам зерна пироксена (Px) и кварца (Q) (вкрапленные сульфидные руды);

**Б** – сульфидные минералы по спайности замещают амфибол (Amf) (густовкрапленные сульфидные руды);

**В** – сульфидные минералы совместно с амфиболом (Amf) выполняют микротрещины в кварце (Q) и шеелите (Shl) (шеелит-кварцевый прожилок);

**Г** – идиоморфное зерно шеелита (Shl) в пирротин-сфалеритовых (Sf) рудах (кварц-сульфидный прожилок в скарнах);

**Д** – сфалерит (Sf) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (Cp) замещает пирротин (Po) и галенит (Ga) (густовкрапленные сульфидные руды по пироксеновым скарнам);

**Е** – то же самое, увеличенный фрагмент.

Рисунки А, Б, В – прозрачные шлифы; Г, Д, Е – полированные аншлифы.

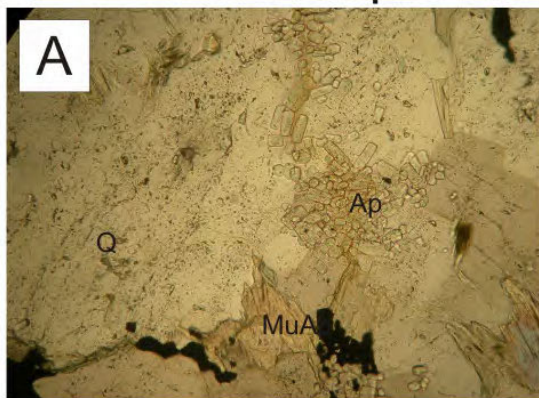
**Шеелит-апатит-кварцевая ассоциация** наблюдалась в виде реликтов, гнезд (до 1 см) среди массивных сульфидно-шеелитовых руд. Минеральный состав варьирует в широких пределах: кварц – от 40 до 90%, апатит – от 1 до 10%, шеелит – от единичных зерен до 60% (Скв. 31, инт. 37.5 м). Шеелит и апатит имеют идиоморфные очертания зерен, размер не превышающим 1.3 мм. Во вкрапленных рудах они наблюдаются как в виде пойкилитовой вкрапленности в кварце, так и в гипидиоморфнозернистом сростании с ним, в массивных рудах структура идиоморфнозернистая (рис. 3.12).

**Арсенопирит-кварцевая ассоциация** имеет ограниченное распространение (не более 5% от объема руд). В ее составе преобладают кварц (до 70-50%) и арсенопирит (до 30-50%); наблюдается в виде отдельных зон небольшой мощности (до 1 м; Скв. 23, инт. 199-201 м), часто пространственно тяготеющих к участкам грейзенизированных гранитов. В таких зонах широко развит пирит, который метасоматически сформировался, вероятно, за счет пирротина. Арсенопирит сильно катаклазирован; трещины (до 1 мм) нередко выполняются кварцем, карбонатом, пирротином, халькопиритом, галенитом и висмутовыми минералами более поздней полиметаллической ассоциации. Шеелит в этой ассоциации не наблюдается, хотя его присутствие не исключено. Из нерудных минералов в этой ассоциации также отмечаются апатит, хлорит, амфибол. Наличие двух последних, вероятно, следует связывать с проявлением более поздних ассоциаций.

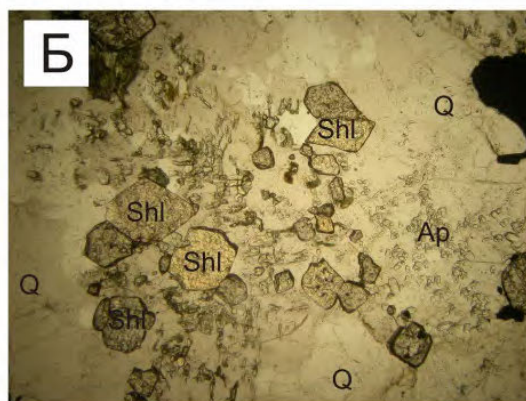
**Пирротин-халькопирит-кварцевая ассоциация** преобладает в сульфидных рудах месторождения (до 95% объема). Ее состав варьирует в широких пределах и во многом определяется составом вмещающих пород. Так, по пироксеновым скарнам формируются руды, в которых наблюдаются значительное количество амфибола (до 40-60%); причем по диопсидовым скарнам образуется тремолит, а по геденбергитовым – актинолит.

Основные концентрации последнего на месторождении Кордонное связаны с проявлением этой ассоциации. Из сульфидов преобладает пирротин (до 70%); существенно кварцевый состав характерен для руд, сформировавшихся по зонам кремнистых пород. Здесь в ассоциации встречаются апатит, сфен, шеелит, в незначительных количествах присутствуют халькопирит (до 1%), сфалерит. По количеству в рудах халькопирита их следует относить к «лермонтовскому типу».

## Обр. Скв. 37-125.8

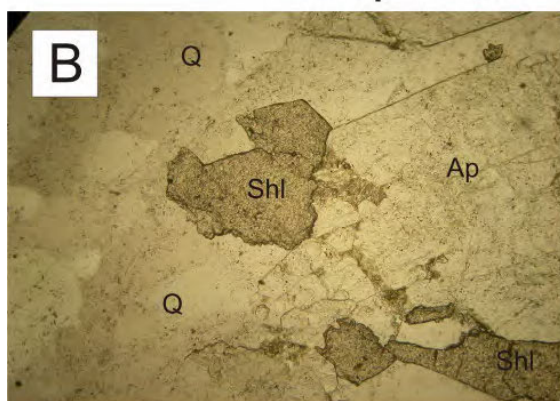


Увел. 200х; николи II.



Увел. 25х; николи II.

## Обр. Скв. 39-168.2

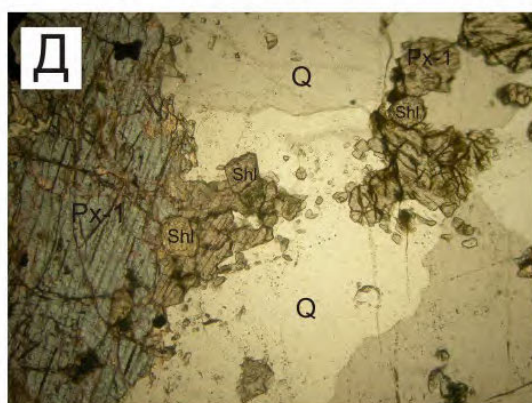


Увел. 100х; николи II.



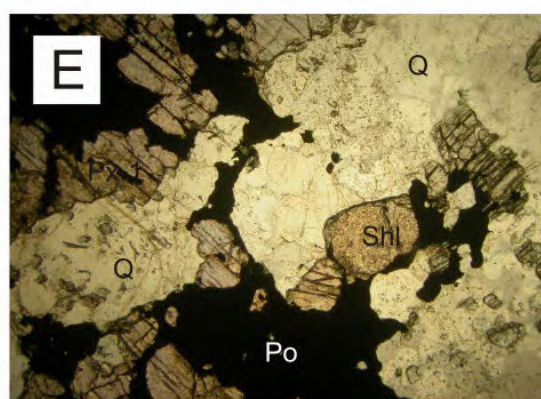
Увел. 100х; николи X.

## Обр. Скв. 35-196.2



Увел. 100х; николи II.

## Обр. Скв.39-167.8



Увел. 100х; николи II.

**Рис. 3.12 Взаимоотношения минералов в шеелит-кварцевых рудах.**

**А** – пойкилитовая вкрапленность идиоморфных зерен апатита (Ap) в кварце (Q) (шеелит-кварцевые руды с мусковитом (Mu) по гранитам?);

**Б** – идиоморфные зерна шеелита (Shl) в кварце (Q) (шеелит-кварцевые руды);

**В-Г** – крупные идиоморфные вкрапленники апатита (Ap) и шеелита (Shl) (шеелит-кварцевая руда);

**Д-Е** – шеелит-кварцевые руды с апатитом, наложенные на пироксеновые скарны (реликты пироксена (Px-1) среди кварца (Q)).

Отметим, что эта ассоциация на рудопроявлении проявлялась дважды. Наиболее ранняя – сопутствовала формированию пироксеновых скарнов. От более поздней она отличается незначительной интенсивностью проявления, более слабой (практически отсутствует) амфиболитизацией пироксена. Сульфиды выполняют интерстиции зерен пироксена; шеелит редок; по пирротину развиваются пирит с магнетитом; апатит – не характерен.

**Сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация** имеет резко подчиненное распространение (не более 1%). В минеральном составе ассоциации преобладает кварц (до 90%), в значимом количестве присутствуют сфалерит (до 20%) и галенит (до 5%); редко встречаются пирит и арсенопирит. Самостоятельные зоны не характерны; исключением является зона в скважине 30 (инт. 151-154 м), где в составе ассоциации преобладает сфалерит и отсутствует галенит.

С полиметаллической ассоциацией связано проявление висмутовой минерализации, которая более характерна для кварц-арсенопиритовых руд. В таких участках в составе ассоциации появляются пирротин и халькопирит. Висмутовые минералы представлены преимущественно самородным висмутом, висмутином и свинцово-висмутовой сульфосолюю. К числу висмутсодержащих минералов следует относить и галенит (до 4%). Максимальные количества висмута установлены в галенитах, выполняющих интерстиции зерен пирротина (Скв. 35. инт. 213-215 м). Здесь галенит ассоциирует со свинцово-висмутовой сульфосолюю (?), которая по оптическим характеристикам близка к галеновисмутиту (козалиту-?).

Завершает процесс рудообразования на месторождении Кордонное **пирит-карбонат-кварцевая ассоциация**, которая распространена повсеместно. Характерны тонкие прожилки и зонки (до 1 см) в пирротин-халькопиритовых рудах. Пирит отлагается метасоматически по пирротину, причем нередко встречаются идиоморфные метакристаллы размером до 0.5 см. Из рудных минералов встречаются так же марказит, реже магнетит. Последний образует субграфические сростания с пиритом, замещая пирротин из ранней пирротин-халькопиритовой ассоциации. Из нерудных минералов, кроме кварца и карбоната, встречаются хлорит и эпидот.

### **3.5. Геохимические и термобарогеохимические параметры формирования метасоматических пород и руд**

Образование месторождения зависит от множества факторов: (условия генерации магмы, ее геохимический потенциал и степень дифференцированности, состав солевых и летучих компонентов расплава, состав вмещающих пород, структурная



обстановка в области становления интрузии). От сочетания этих факторов зависит возможность возникновения рудообразующей гидротермальной системы, и образование самого месторождения.

Несмотря на уже имеющиеся геолого-структурные и минералого-геохимические данные, позволяющие предположить связь гранитной интрузии с оруденением, в нашем исследовании сделан акцент на изучение условий образования вмещающих пород и руд месторождения, с целью уточнения деталей магмо- и рудообразования и сопоставления полученных данных с уже имеющимися материалами. Наиболее тщательно изучены включения в кварце гранитов первой группы, (см. главу 2), а также в кварце грейзенов и рудных жил месторождения Кордонное. Единичные включения исследованы в шеелитах и гранатах из скарновой зоны. Особое внимание уделялось изучению рудных прожилков, в которых совмещено вольфрамовое и полиметаллическое оруденение.

Сочетание вольфрамовых (шеелит) и сульфидных (пирротин, халькопирит) минералов является особенностью минерализации месторождения и определяет его специализацию. Взаимоотношения рудных зон и прожилков на месторождении не всегда определенные, однако можно утверждать, что во всех наблюдаемых случаях скарновые и грейзеновые зоны, содержащие шеелит, пересекаются более поздними сульфидными прожилками.

Образование скарнов на месторождении – длительный полистадийный процесс. Мощность скарнированных участков – от 0.2 до 7 м; чаще – в пределах первых сантиметров. Условия образования скарнов на месторождении Кордонное ранее были определены по минералогическим термометрам и частично – с применением термометрических методов. Были выделены скарны с вольфрамовой минерализацией «раннего» и «среднего» периодов (первый этап).

Скарны первого этапа («раннего» и «среднего» периодов, с вольфрамовым оруденением) по минеральному составу, физико-химическим условиям кристаллизации являются производными единого постмагматического раннещелочного гидротермального процесса. По типоморфным особенностям минералов (пироксен диопсид-геденберgit, гранат – гроссуляр, везувиан и др.) обсуждаемые скарны месторождения Кордонное формировались из растворов, близких по составу и P-T параметрам.

«Ранние» скарны первого этапа относятся к инфильтрационному типу и не содержат промышленных концентраций вольфрама. Для них характерны более высокая (относительно «средних») температура кристаллизации (волластонитовая

фация – 750-500°C; пироксен-гранатовая фация – 650-450°C [Жариков, Омеляненко, 1978] и повышенная магнезиальность, что нашло отражение в минеральном составе скарнов: преобладают пироксены салит-ферросалитового состава, гранат – гроссуляр, присутствуют везувиан и волластонит. Судя по экспериментальным данным [Плюснина, Лихойдов, 1993], скарны такого состава могли образоваться из гидротермальных растворов при низких концентрациях  $\text{CO}_2$  и повышенной активности Al, Mg, летучих F, OH. Присутствие в околоскарновых породах парагенезиса пироксена с плагиоклазом позволяет относить эти скарны к фации пород нормальной щелочности, которая формируется из хлоридных по составу гидротермальных растворов [Жариков, 1982].

«Средние» скарны очень часто содержат промышленные (более 0.2%  $\text{WO}_3$ ) концентрации вольфрама. Судя по присутствию в скарнах пирротина, они могли кристаллизоваться из гидротермальных растворов с повышенной активностью железа и серы, в восстановительной среде, на фоне увеличивающейся роли  $\text{CO}_2$  (по сравнению с «ранними»), в температурном интервале 450-320°C.

Термобарометрическое изучение кварца из гнезд окварцованных участков пироксеновых скарнов на эталонных объектах показало, что температура его кристаллизации лежит в диапазоне 300-350°C [Гвоздев, 2010; Степанов, 1977].

Нами эти данные дополнены результатами исследования шеелита и граната в "средних" скарнах, как наиболее перспективных с точки зрения образования шеелита (рис. 3.13 и 3.14)

Скарны второго этапа (с полиметаллическим оруденением), вероятнее всего, следует генетически связывать с магматизмом более позднего возраста. Формируются скарны «позднего» периода, которые отмечаются в тектонических зонах, секущих «ранние» и «средние» скарны, а также рудные тела с шеелит-кварцевой и шеелит-сульфидной минерализацией.

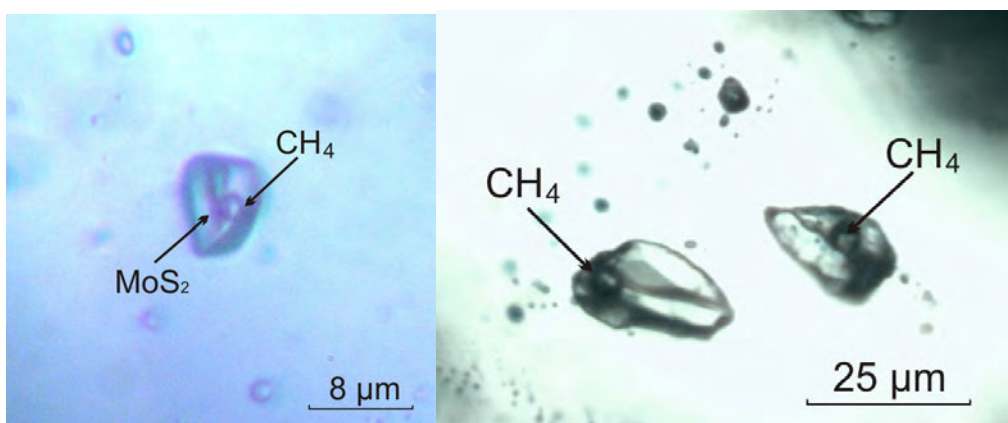
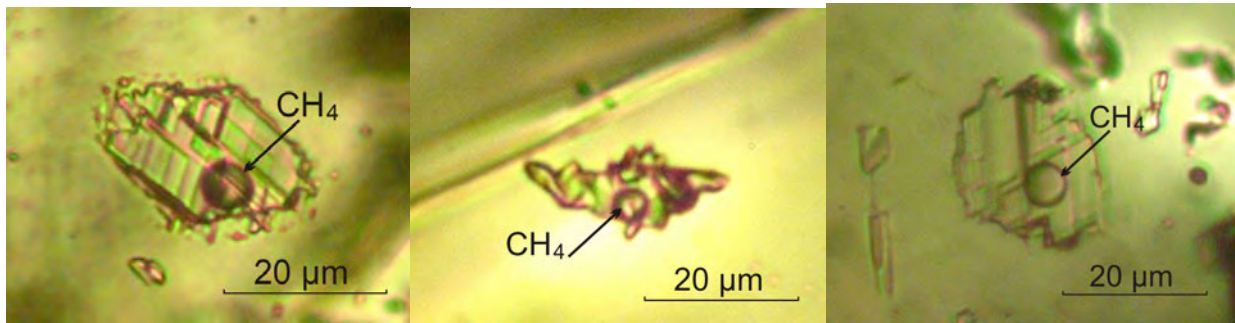


Рис. 3.13 Включения в шеелите из скарнов



**Рис. 3.14 Включения в гранате из скарнов**

По структурным признакам это скарны инфильтрационного типа. В их минеральном составе преобладает гранат – андрадит и геденбергит с высокой марганцовистостью (до 18% иохансенитового минала). Присутствие в «поздних» скарнах небольшого количества эпидота позволяет относить их к низкотемпературной пироксен-эпидотовой фации, температура кристаллизации которой, по экспериментальным данным, менее 500°C [Жариков, 1982].

Составы пироксенов (геденбергит с высокими концентрациями марганца) и гранатов (андрадит) этих скарнов указывают на более низкотемпературные условия их формирования относительно скарнов «раннего» этапа.

Парагенезис пироксенов (салит-ферросалит-геденбергит) и граната (гроссуляр) указывает на формирование скарнов первого этапа с вольфрамовыми рудами из растворов повышенной, а скарнов с полиметаллическими рудами (парагенезис геденбергита с андрадитом) – пониженной кислотности. Это может косвенно свидетельствовать об относительно низкотемпературном характере скарнов изученного месторождения по сравнению со скарнами эталонных месторождений Восток-2 и Лермотовское [Гвоздев, 2010].

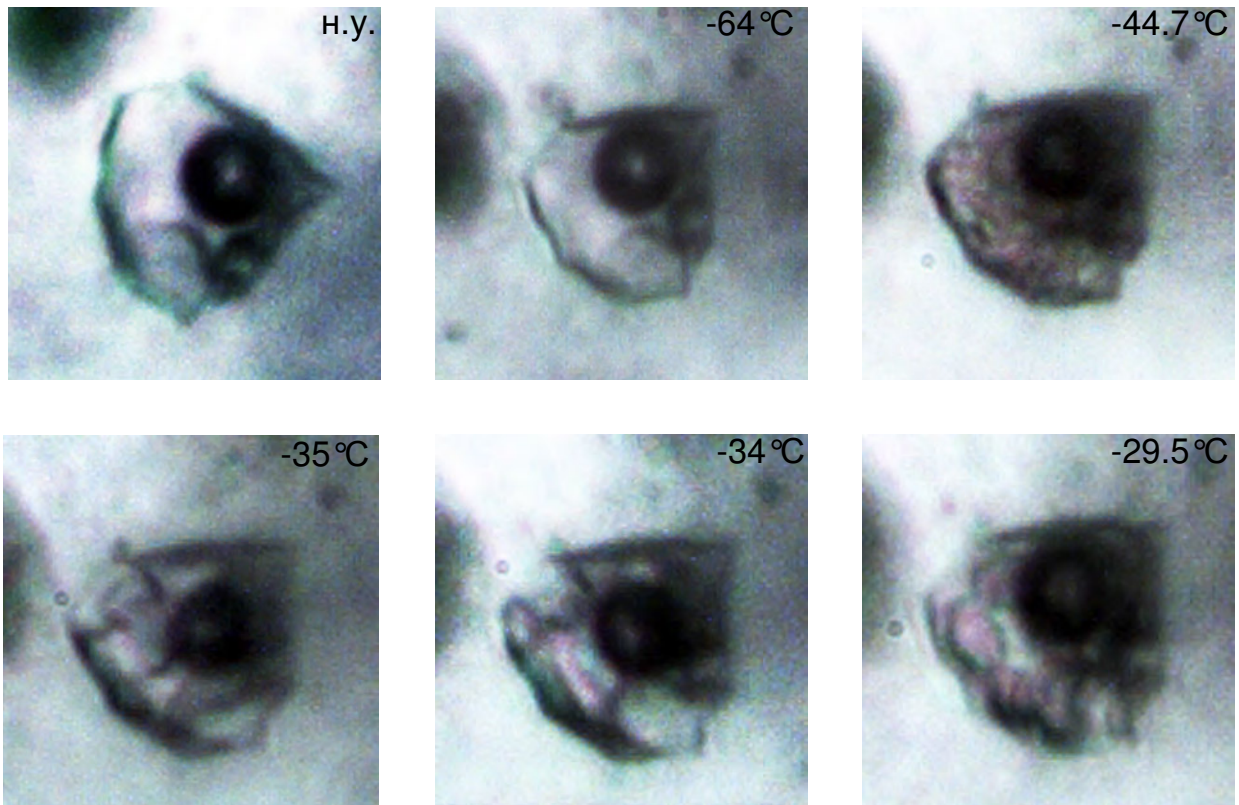
Грейзены на месторождении представлены двумя минеральными ассоциациями: мусковит-кварцевой и шеелит-апатит-кварцевой. Мусковит-кварцевая ассоциация наблюдается в виде зон небольшой мощности (до 0.05 м) в измененных гранитах или участках пород кремнистого облика. Кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые прожилки занимают секущее положение относительно грейзеновых зон и очевидно, являются более поздними. Имеют небольшую мощность (редко более 1 см) и включения рудных минералов (пирротина, пирита, магнетита, марказита). Кроме кварца и карбоната, в них встречаются хлорит и эпидот.

В кварце грейзенов и рудных жил обнаружены многочисленные флюидные включения размером от 30 до долей мкм, имеющие разнообразную форму

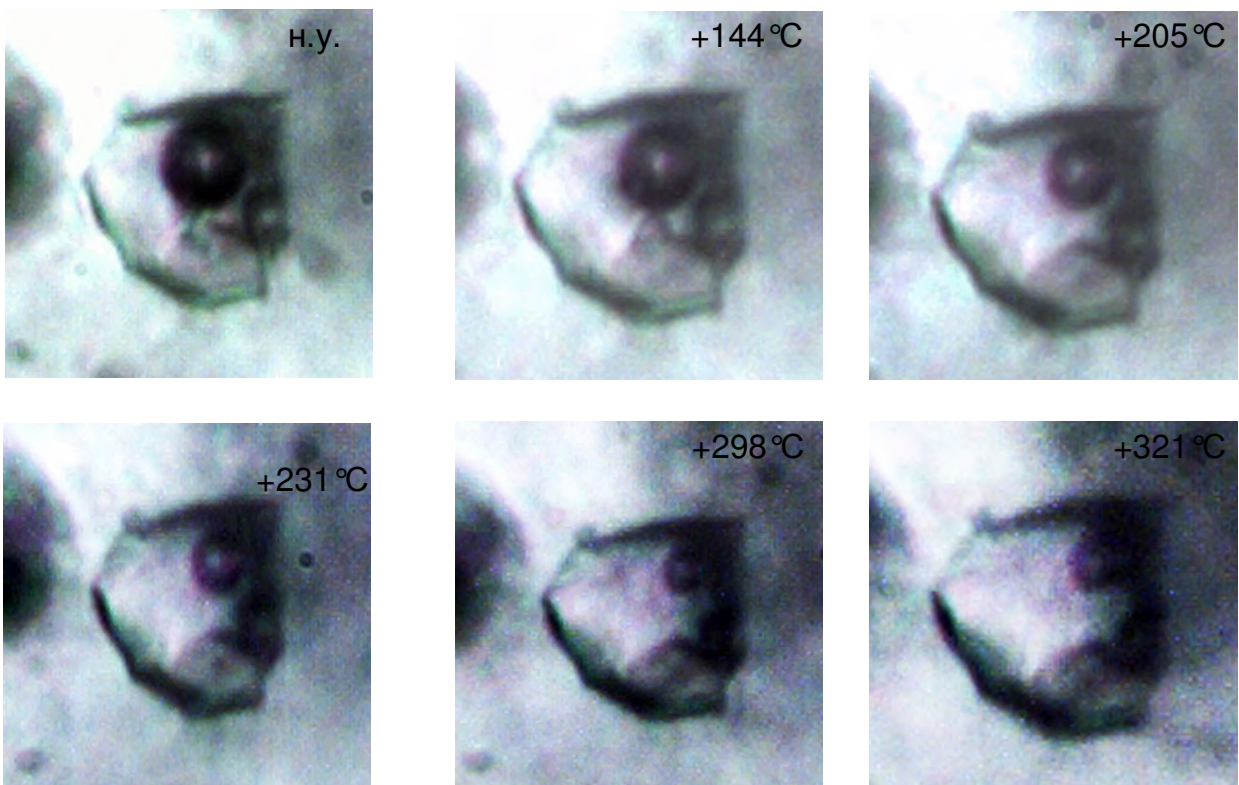
(отрицательных кристаллов, овальную, овально-удлиненную, неправильную). Часть включений равномерно распределена по объему кварца и отнесена нами к первичным включениям. Группы флюидных включений, приуроченные к трещинам, не выходящим за пределы кристаллов кварца, отнесены к первично-вторичным. Включения, приуроченные к секущим трещинам, являются вторичными.

К наиболее ранним (вероятно, первичным) отнесены включения, равномерно распределенные по объему зерен или приуроченные к их центральным участкам. Размеры этих включений – от 10 до долей мкм, они имеют разнообразную форму (отрицательных кристаллов, овальную, овально-удлиненную, неправильную), содержат жидкость, газовый пузырек (до 25-30% объема вакуоли) и одну или более твердых фаз: одна, как правило – кубической формы, вторая – ромбической или неправильной), иногда присутствует третья труднорастворимая анизотропная – неидентифицированная фаза.

Суммарный объем твердых фаз составляет от 40 до 30% объема вакуоли. Этот тип включений по времени образования и по отношению к рудным минералам относится к дорудным. Включения содержат высококонцентрированные растворы (не менее 30% по массе NaCl). В составе растворов, по данным криометрии, (рис. 3.15), идентифицированы  $MgCl_2$ , KCl, NaCl, в газовой фазе, кроме метана, присутствует незначительная примесь углекислоты. Частичная гомогенизация (исчезновение газового пузырька) происходит при 500°C, полная гомогенизация в жидкую фазу происходит предположительно около 520-521°C (рис 3.16). Следует отметить, что включения проявляют склонность к разгерметизации и около 521°C крупные (размером около 10 мкм) вакуоли взрываются. Давление этого эпизода не установлено, однако, предположительно, оно не могло быть менее 2 кбар [Рейф, Бажеев, 1982]



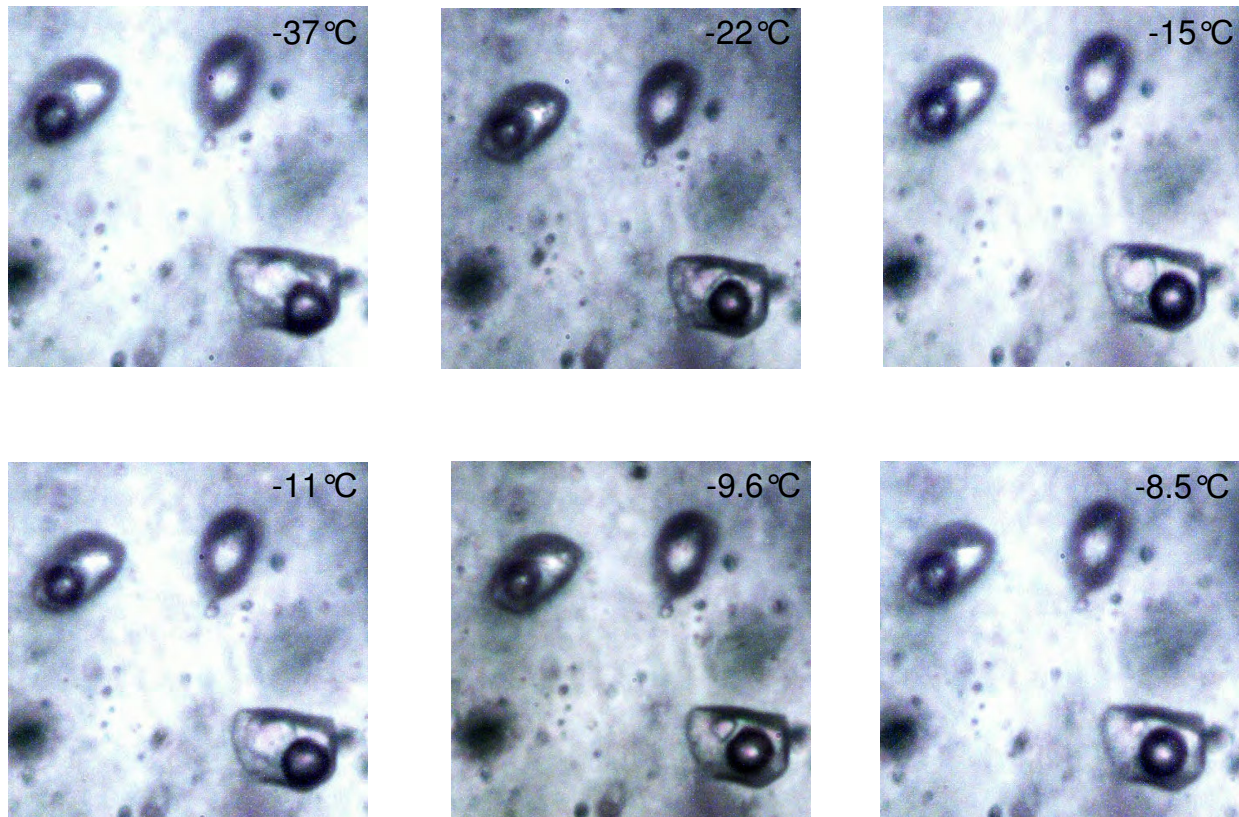
**Рис. 3.15** Криометрические исследования первичных включений в кварце грейзенов



**Рис. 3.16** Термометрические исследования первичных включений в кварце грейзенов

Группы флюидных включений, приуроченных к трещинам, не выходящим за пределы кристаллов кварца, отнесены нами к первично-вторичным (рис. 3.17 и 3.18). В некоторых прожилках они явно пересекают группы включений первого типа, для других

зерен кварца эти включения являются наиболее ранними. В этих вакуолях наблюдаются газовая фаза (25 – 35% объема вакуоли), содержащая углекислоту, иногда присутствует твердая фаза, занимающая незначительный объем (до 5 – 10%) и жидкость.

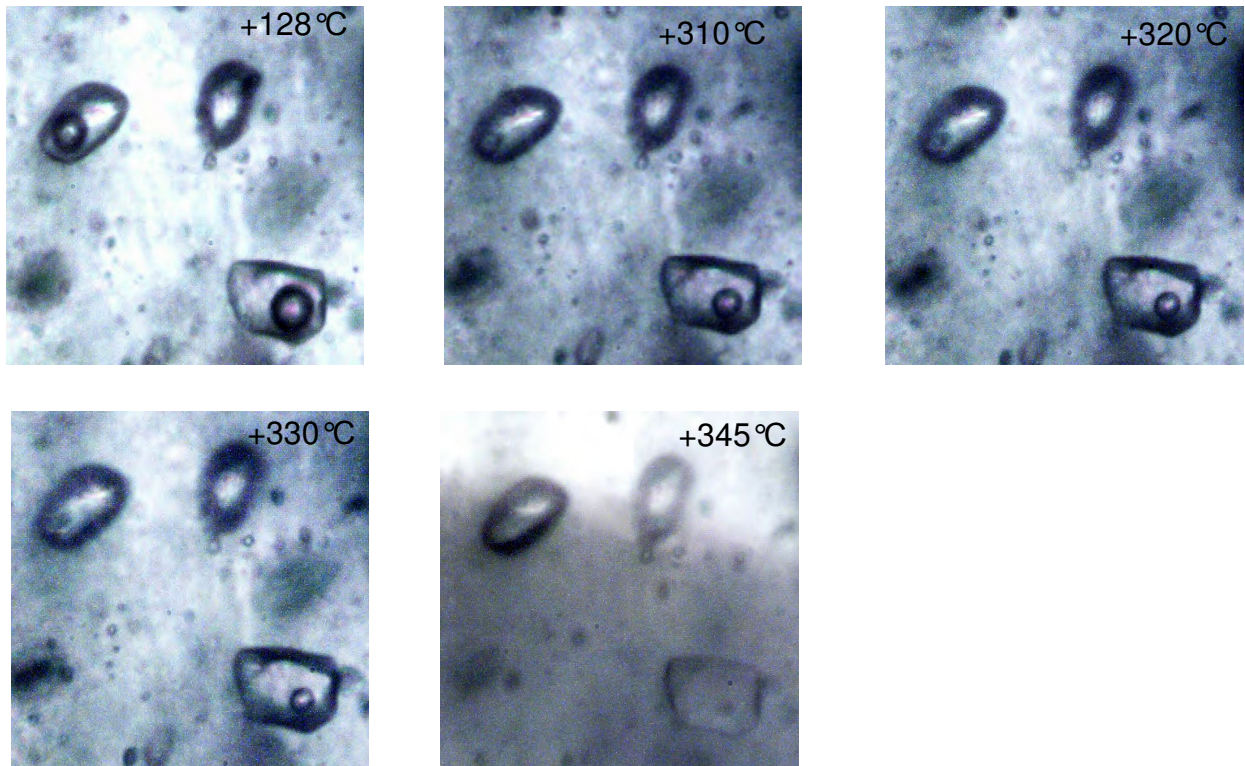


**Рис. 3.17** Криометрические исследования первично-вторичных включений в кварце грейзенов

Судя по расположению в прожилках минерала-хозяина, эти включения сингенетичны рудным минералам или образуются сразу после отложения рудных.  $MgCl_2$  и  $NaCl$  также присутствуют, но в меньших количествах. Концентрация солей в растворе по сравнению с растворами первого типа, судя по преимущественному отсутствию твердых фаз и температурам эвтектики, снижается скачкообразно; увеличивается доля углекислоты (определена по оптическим характеристикам и объему каймы газового пузырька, а также по температуре замерзания (ниже  $56.6^\circ C$ )).

Концентрация солей в растворе - 14.6-5.4 мас. %-экв.  $NaCl$ , углекислоты - 5.3-2.4 моль/кг раствора. Судя по интервалу температуры эвтектики (от  $-29$  до  $-41^\circ C$ ), в растворе преобладали хлориды  $Na$ ,  $K$  и  $Mg$ . Углекислота в первично-вторичных существенно газовых включениях гомогенизируется в жидкость при температурах от  $+23.9$  до  $+30.2^\circ C$  и в газ от  $24.2$  до  $29.2^\circ C$ , а температура ее плавления изменяется от -

57.5 до  $-57.1^{\circ}\text{C}$ , что отличается от температуры плавления чистой  $\text{CO}_2$  ( $-56.6^{\circ}\text{C}$ ) и свидетельствует о примеси низкокипящих газов. Оценка давления по этим двум типам сингенетичных включений составляет от 1200 до 400 бар.



**Рис. 3.18** Термометрические исследования первично-вторичных включений в кварце грейзенов

В связи с незначительными размерами зерен кварца и, соответственно, флюидных включений, типизация включений в рудных прожилках оказалась затруднительной. Однако в удобных для наблюдения участках пластин выявлены по меньшей мере три типа включений, которые послужили основой для суждения о последовательности их образования, составе формирующих прожилки растворов и температурах минералообразования.

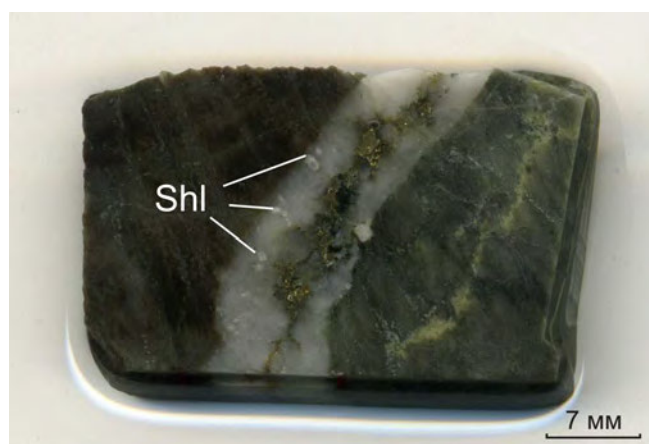
Двух- и трехфазовые газовой-жидкие и жидко-газовые включения с углекислотой и метаном, содержащие переменные количества газовой и жидкой фаз, захватывались синхронно в вакуоли, приурочены к одним и тем же зонам или трещинам, что является свидетельством гетерогенного состояния рудообразующего флюида (вскипания) на заключительном этапе формирования кварцевых прожилков. Из аномальных (комбинированных) включений следует отметить вакуоли, содержащие рудную фазу, которая не растворяется при нагревании до  $500^{\circ}\text{C}$ , однако служит ориентиром при решении вопроса о возрастных соотношениях кварца и рудных минералов.

Пострудные включения представлены трехфазовыми углекислотными, с переменной плотностью углекислоты и переменным соотношением фаз (жидкая углекислота – газообразная углекислота – жидкость). Концентрация растворов этого периода падает, роль углекислоты возрастает.

Изучение состава включений в гидротермальных прожилках, содержащих шеелит, показало, что в растворе, формирующем эти образования, среди катионов преобладают Na и K, при этом Ca, Mg и Fe играют подчиненную роль [Федосеев и др., 2012].

Для изучения условий образования разнометального оруденения исследованы строение и минеральный состав рудоносных прожилков в роговиках, имеющих четкие границы с вмещающей породой (прожилки выполнения) зонального строения, мощностью от 1.5 до 3.0 см. Зальбанды прожилков сложены шестоватыми и мелкозернистыми зернами кварца с вкрапленностью шеелита (рис 3.19), центральная часть – изометричными зернами кварца с неравномерной вкрапленностью сульфидов. По взаимоотношениям сульфидов и шеелита, очевидно более позднее поступление растворов, формирующих сульфидную минерализацию, так как зерна шеелита имеют оторочки сульфидов, а кварц зальбандов перекристаллизован.

Данные о составе рудообразующих растворов и условиях формирования сульфидной минерализации получены в результате изучения кристаллов кварца, флюидные включения в котором имеют достаточно крупные размеры и подходят для изучения методами термометрии. В зальбандах кварцевого прожилка включения, пригодные для изучения, не обнаружены.

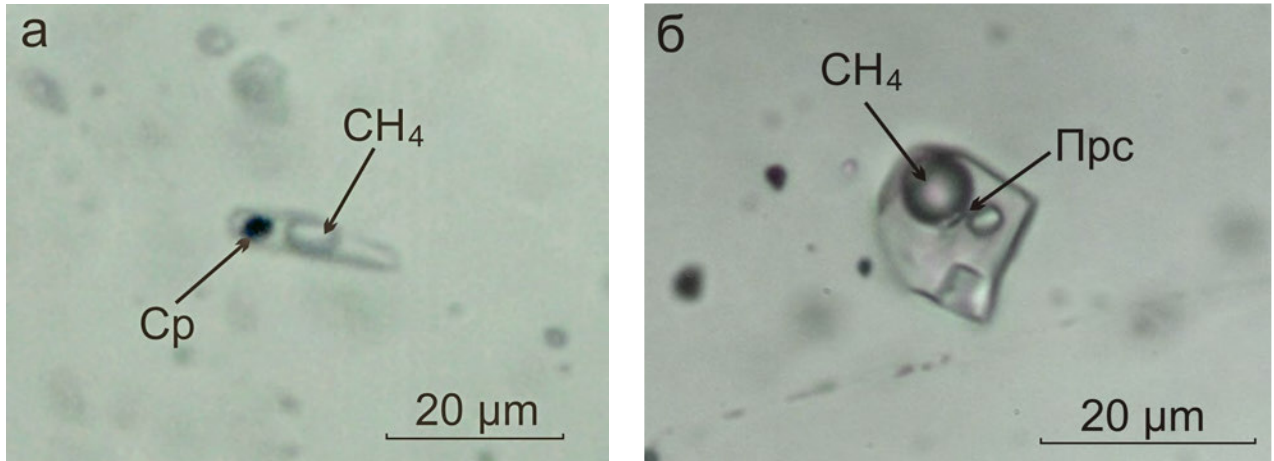


**Рис. 3.19** Кварцевый прожилок с шеелитом и сульфидами (обр. С-54-36,7)

Для включений кварца сульфидной ассоциации характерна гетерогенизация растворов, а также присутствие микроминералов сульфидов (рис 3.20 а), захваченных в вакуоли. Среди дочерних фаз присутствует гидросиликат Fe и Mn – пиросмалит (рис



3.20 б). Главным компонентом газовой фазы включений с пиросмалитом является метан, диагностированный методом Раман-спектроскопии. В более поздних включениях (рис 3.20 а), обнаружены включения, содержащие халькопирит в виде самостоятельной фазы, что также свидетельствует о наличии рудного компонента в растворе [Федосеев, 2017].



**Рис. 3.20 Включения в кварце сульфидного прожилка**

Таким образом, в формировании рудных зон и прожилков принимал участие гетерогенный флюид, состоящий из высокосолёной высокоплотной фазы, содержащей хлориды Na, K, Mg, Fe, и низкоплотной газовой фазы, состоящей преимущественно из  $\text{CH}_4$ . При этом в минералах, ассоциирующих с шеелитом, в качестве примеси содержится углекислота, в более поздних прожилках, ассоциирующих с сульфидами, - только  $\text{CH}_4$ .

По литературным данным, пиросмалит и железо-магниевые гидросиликаты группы пиросмалита во включениях обнаружены в минералах, образование которых происходило в различных геологических ситуациях. Например, в цвиттерах из литий-фтористых гранитов [Кургузова и др., 2014], во флюидных включениях в кварце гранодиоритов, ассоциирующих с железорудными скарнами [Kodera et. all, 2003], в минералах золоторудных [Baker, 1998; Williams, 1999] и серебро-полиметаллических [Xu, 1998] месторождений.

По мнению некоторых исследователей, например, [Pan, 1993], обнаружение пиросмалита во включениях свидетельствует об участии в минералообразовании высококонцентрированных железо-хлоридных флюидов, низкой фугитивности кислорода и значительной глубине источника.

#### **Выводы.**

Образование скарнов является длительным полистадийным процессом, что выражается как в структурно-морфологических особенностях скарновых тел, так и в

рудонности разных периодов их формирования. По условиям локализации, минеральному составу, физико-химическим условиям образования скарны первого этапа («раннего» и «среднего» периодов, с вольфрамовым оруденением), можно считать производными единого постмагматического раннещелочного (по Д.С. Коржинскому) [Коржинский, 1953] гидротермального процесса, ассоциирующего с заключительной стадией формирования раннемеловых гранитоидов татибинского комплекса. Скарны второго этапа («позднего» периода, с полиметаллическим оруденением), вероятнее всего, следует генетически связывать с более молодым магматизмом позднемелового-палеогенового возраста.

Отличительной особенностью скарноворудных тел является подчиненное распространение в скарнах «раннего» периода ассоциаций с везувианом и волластонитом; отсутствие зон полевошпатовых метасоматитов, которые на эталонных объектах сопряжены в пространстве и времени с зонами геденбергитовых скарнов, содержащих шеелитовую минерализацию. В совокупности это может свидетельствовать об относительно низкотемпературном характере скарнов изученного месторождения по сравнению со скарнами эталонных месторождений.

Типоморфные особенности основных минералов скарнов (пироксенов, гранатов, везувиана) месторождения Кордонное и месторождений Восток-2 и Лермонтовское аналогичны, за исключением более высоких содержаний марганца в пироксенах месторождения Кордонное. Это косвенно свидетельствует о формировании скарнов при более низких температурах. Парагенезис сосуществующих пироксенов (салит-ферросалит-геденбергит) и граната (гроссуляр) указывают на формирование скарнов с вольфрамовыми рудами из растворов повышенной, а скарнов с полиметаллическими рудами (парагенезис геденбергита с андрадитом) – пониженной кислотности.

По нашим данным, ранний период скарнообразования характеризуется высокими температурами и давлениями, участием растворов высокой солености и преобладанием в газовой фазе флюида метана (углекислота присутствовала в незначительных количествах, около 10 объемных %).

Грейзены, которые образовались при участии магматического дистиллята гранитной интрузии, наследуют высокое давление, участие в составе флюида доли углекислоты и высокие концентрации растворов, формирующих шеелитовое оруденение (грейзеноподобные и кварцевые прожилки). Охлаждение флюида и вскипание связанной с ним углеродной фазы [Drummond, Ohmoto, 1985] влияли на растворимость вольфрама и способствовали массивному осаждению шеелита [Rafal'sky et al., 1984; Wood, Samson, 2000]. Как полагают многие исследователи,

высококонтрированные растворы необходимы для образования шеелита [Wood, Samson, 2000]. Вероятно, значимую роль в переносе вольфрама также играли фосфатные комплексы [Manning, Henderson, 1984]. Высокосолевые водные флюиды могли возникнуть в процессе кристаллизации расплава, из которого формировались граниты первой группы и сопутствующее вольфрамовое оруденение.

После значительного падения давления (до 370- 400 бар), поздние растворы гидротермального этапа характеризуются пониженной температурой (340-330 °C) с высоким содержанием углерода, с преобладанием метана (но все еще с участием CO<sub>2</sub>).

Флюид, формирующий олово-полиметаллическое оруденение, скорее всего, представляет более глубокий магматический источник. Исследования включений в кварце олово-сульфидных прожилков обнаруживают практическое отсутствие углекислоты и значительное содержание метана.

Как показано в работах многих исследователей, например [Смирнов и др., 2014; Konnerup-Madsen et al., 1985; Бакуменко и др., 1999; Liu, Fei, 2005] метан зафиксирован во включениях из минералов щелочных магматических пород, базальтов мантийного происхождения, однако не является характерным флюидным компонентом гранитных магм.

Возможные причины обогащения метаном флюидной фазы - эманации мантийных газов или метаморфизм толщ, богатых органическим веществом [Mazzini et al., 2011]. Наиболее вероятной причиной обогащения метаном флюида месторождения Кордонное, как мы полагаем, может быть участие флюида мантийного происхождения, который фильтруется в зоне глубинного разлома, и смешивается с водой, выделявшейся из гранитной магмы при ее кристаллизации. В пользу этого предположения свидетельствует локализация месторождения на сопряжении разноглубинных разломов, а также присутствие в рудном поле генетически самостоятельных гранитоидов, которые относятся к I-типу.

Проведенные исследования позволяют сделать заключение о том, что образование вольфрамоносных скарнов, грейзенов и гидротермальных рудных прожилков с шеелитом генетически связано со становлением гранитоидов татибинского комплекса. Олово-полиметаллическая минерализация, проявленная позднее и наложенная на шеелит-полиметаллическую, имеет иные параметры образования и связана с проявлением гранитоидного магматизма, второго этапа.

## ГЛАВА 4. МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ

Руды скарновых шеелит-сульфидных месторождений Приморского региона (Лермонтовское, Восток-2, Скрытое) являются комплексными и содержат Cu, Bi, Au, Ag и др. элементы [Нечелюстов, 1971; Нечелюстов и др., 1973; Степанов и др., 1980; Гвоздев, Цепин, 2005; Гвоздев, 2010]. Не является исключением и месторождение Кордонное (табл. 4.1), минералогия руд которого близка к рудам эталонных объектов. В этой главе охарактеризованы минералы новообразованной области концентрирования и рудоотложения месторождения Кордонное: руд, пред-, син- и пострудных метасоматитов. Такие сведения особенно важны для построения генетических моделей конкретных месторождений.

Таблица 4.1

**Минеральный состав руд и степень распространения отдельных минералов  
месторождения Кордонное**

	Главные	Второстепенные	Редкие
Нерудные	Кварц Пироксены (диопсид-геденбергит) Амфибол (актинолит, тремолит)	Гранат (гроссуляр, андрадит) Мусковит (серицит) Хлорит (пеннин, тюрингит, делессит) Полевые шпаты Биотит Эпидот (клиноцоизит) Сидерит Кальцит	Сфен Апатит Куммингтонит Гранат (альмандин) Тальк (?) Серпентин (?) Волластонит Везувиан Пренит Анкерит Стильпномелан
Рудные	Шеелит Пирротин	Пирит Халькопирит Сфалерит Арсенопирит Марказит Магнетит	Галенит Висмутин Икунолит Матильдит Самородный висмут Самородное золото Лиллианит-густавит Козалит Жозеит-В-А Кобальтин Герсдорфит Станнин Касситерит Молибденит Гематит

#### 4.1. Породообразующие минералы

К главным минералам метасоматических пород и руд месторождения Кордонное отнесены: кварц, пироксен, амфибол, гранат, хлорит; меньшим распространением пользуются слюда, карбонат, апатит, везувиан, эпидот, сфен и др.

Особое внимание уделено изучению пироксенов и гранатов, типоморфные особенности которых позволяют сравнивать генезис метасоматических пород месторождения Кордонное с породами эталонных объектов (Восток-2 и Лермонтовское). Описание минералов приводится в порядке их распространенности на месторождении.

**Кварц** наиболее распространенный минерал. Он встречается преимущественно в послескарновых ассоциациях, где по взаимоотношениям с другими минералами устанавливается множество генераций кварца, которые подчеркивают способность этого минерала кристаллизоваться в широком диапазоне температур и кислотности-щелочности растворов. Размеры зерен редко превышают 1 мм; характерны зернистые агрегаты, реже (в кварцевых и кварц-кальцитовых прожилках) встречаются идиоморфные кристаллы. Следует отметить, что ранние генерации в большинстве случаев значительно катаклазированы, а трещины нередко выполняются более поздними минералами. Поздние генерации кварца катаклазируют более ранние, давая структуры разъединения, выполнения, пересечения и др. Цвет минерала молочно-белый, серый, реже бесцветный, среди сульфидных руд – бурый, желто-бурый (лимонитизированный). Оптические характеристики обычные; химический состав – не изучался.

**Пироксены** (Px) наиболее распространенные минералы скарновых ассоциаций. По химическому составу (табл. 4.2) и оптическим характеристикам они представлены: салитом и геденбергитом.

**Салит** наиболее характерен для скарноворудных зон, сформировавшихся по вулканогенно-осадочным породам. Он наблюдается в виде реликтов или гнезд (до 0.5 см) среди хлоритизированных или амфиболизированных пород и руд. Салит интенсивно замещается тремолитом (более 17%), актинолитом, карбонатом (анкеритом сидеритом) и сульфидами, в местах отложения сульфидов – куммингтонитом. Салит, вероятно, слагал как мономинеральные зоны, так и зоны пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород.

**Геденбергит** типичный исключительно для метасоматических зон, сформировавшихся по мраморам (пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны). По времени он отлагался, вероятно, позднее салита и близодновременно с кварцем и

сульфидами, что устанавливается по ряду признаков: – слабая амфиболизация и выполнение сульфидами интерстиций зерен пироксена; – срастания идиоморфных кристаллов пироксена и шеелита среди кварца без видимого замещения последним и др. В местах наложения на геденбергитовые скарны более поздних ассоциаций сульфидных руд геденбергит замещается сульфидами, амфиболом, сидеритом, хлоритом.

Таблица 4.2

## Состав пироксенов, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51.17	51.92	48.52	49.67	51.75	47.37	48.65	46.86	49.13
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0.04	0.03	0.01	-	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.32	0.15	0.21	0.38	0.09
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.19	12.08	20.92	17.47	12.19	24.64	23.99	24.69	23.06
MnO	2.37	1.85	2.46	2.12	1.26	4.46	4.21	5.24	5.19
MgO	8.14	9.99	3.94	7.11	10.81	0.31	0.30	-	0.28
CaO	24.13	24.68	23.19	23.92	24.06	22.66	22.94	22.28	23.10
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.04
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.01	-	0.04	-	0.04
СУММА	101.00	100.52	99.03	100.30	100.45	99.62	100.36	99.45	100.99
Катионы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ca	1.00	1.01	1.00	1.02	0.98	1.00	1.01	0.99	1.01
Mg	0.47	0.56	0.24	0.42	0.61	0.02	0.02	-	0.02
Fe <sup>+2</sup>	0.49	0.39	0.71	0.53	0.39	0.85	0.82	0.85	0.79
Mn	0.07	0.06	0.09	0.07	-	0.16	0.15	0.18	0.18
Сумма	2.03	2.02	2.04	2.04	2.02	2.03	2.00	2.02	2.00
Si	1.97	1.98	1.96	1.96	1.96	1.96	1.99	1.94	2.00
Al <sup>iv</sup>	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.04	-
Сумма	1.97	1.98	1.96	1.96	1.97	1.97	2.00	1.98	2.00
fo	51	41	75	56	39	98	98	100	98
Миналы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Jo	6	5	9	7	3	16	15	17	18
Gd	48	39	59	52	38	83	83	79	80
Di	46	56	32	41	59	1	2	-	2
Прочие	-	-	-	-	-	-	-	4	-
№ обр.	276-6-5	276-6-5	275-м-1	275-м-1	277-е	275-м-6	275-м-7	275-м-2	276-6-4

**Примечание:** Анализы: 1, 3, 4 – пироксены первой генерации (Pх-1); 2, 5 – пироксены второй генерации (Pх-2); 6-9 – пироксены третьей генерации (Pх-3). Формульные коэффициенты пироксенов рассчитаны на 5 катионов по программе «Кристалл».

Для пироксенов характерны изометричные зерна, имеющие (если они не замещаются поздними минералами) прямолинейные границы. Их размеры в краевых частях метасоматических зон от 0.1 до 0.3 см, а в центральных – от 0.5 до 1, реже 1.5 см в длину. Цвет пироксенов: серый – у салитов и зеленый – у геденбергита. Под микроскопом у геденбергита наблюдается высокий показатель преломления, зеленоватая окраска и  $Ng^c = +45-48^\circ$ ; салит – бесцветный;  $Ng^c = +39-40^\circ$ . В химическом составе пироксенов установлена постоянная примесь Mn, количество которой изменяется от 0.88 до 1.39 мас. % MnO – для салита и от 4.15 до 5.19 мас. % MnO – для геденбергита. В целом марганцевистость пироксенов месторождения Кордонное более высокая, по сравнению с пироксенами месторождений Восток-2 (геденбергит – 1.37-3.38 мас.% MnO) и Лермонтовское (геденбергит – 0.86-2.25 мас. % MnO; салит, диопсид – 0.00-0.56 мас. % MnO). Этот факт может косвенно свидетельствовать о формировании скарнов месторождения Кордонное при более низких температурах.

Следует обратить внимание, что марганцевые разности (>4% MnO) характерны для скарнов пространственно ассоциирующих с полиметаллическим оруденением, а разности (>2% MnO) с вольфрамовым.

В вольфрамовых скарнах Pх-1 обычно более крупнозернистый, по сравнению с Pх-2 и часто образует тесные срастания с гроссуляром и везувианом. На диаграмме состава пироксенов (рис. 4.1) он попадает в поле соответствующее салиту-ферросалиту (ан. 1, 3, 4; табл. 4.2) как и на эталонных месторождениях Восток-2 и Лермонтовское [Гвоздев, 2010]. Причем, более магниевые разности характерны для скарнов, сформировавшихся по вулканогенно-осадочным породам, а более железистые – по мраморам.

Pх-2 (идиоморфные зерна из окварцованных участков скарнов), так же как и Pх-1, относится к салиту-ферросалиту (рис. 4.1), но отличается от него повышенными содержаниями магния, пониженными – железа и марганца (ан. 2, 5; табл. 4.2). Пироксены из мономинеральных скарнов (по мраморам) имеют размеры в краевых частях метасоматических зон от 0.1 до 0.3 см, а в центральных – от 0.5 до 1.5 см в длину. На диаграмме состава пироксенов (см. рис. 4.1) они соответствуют геденбергиту и попадают в поле «средние». На эталонных объектах для таких геденбергитов характерны повышенные содержания марганца (по сравнению с «ранними»); в самих же скарнах постоянно отмечаются повышенные концентрации (более 0.1 %  $WO_3$ ) вольфрама.

В околоскарновых пироксен-плагиоклазовых породах состав пироксена такой же, как и в скарнах – салит-ферросалитовый.





Таблица 4.3

## Состав амфиболов месторождения Кордонное, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	54.96	55.35	54.44	54.74	54.48	55.14	55.16	55.02	47.15	55.72	55.37	57.35	42.72	41.73
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.01	0.16	0.03	0.03	0.03	0.03	0.11	-	0.02	0.04	0.03	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	1.39	2.95	0.54	0.55	0.33	0.26	0.20	3.12	0.47	0.32	0.09	4.75	5.53
FeO +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	12.03	11.47	12.02	12.28	14.07	13.45	15.49	31.31	34.46	22.95	15.15	34.97	34.34
MnO	0.70	0.91	0.62	0.92	0.86	0.91	0.67	0.70	1.70	0.51	0.05	0.08	3.04	2.65
MgO	18.56	17.58	17.40	17.11	17.00	16.20	16.51	14.19	2.69	3.24	16.03	22.89	1.34	1.42
CaO	12.60	12.32	12.69	11.84	12.15	11.94	12.62	12.53	11.16	0.67	0.19	0.09	0.62	0.38
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.13	0.11	0.09	0.08	0.05	0.05	-	-	0.05	0.07	0.03	0.55	0.71
K <sub>2</sub> O	0.17	0.08	0.17	0.29	0.08	0.02	0.02	0.05	-	0.50	0.02	0.03	1.33	1.98
Сумма	99.13	99.80	100.01	97.58	97.51	98.69	98.77	98.29	97.13	95.64	95.04	95.74	89.32	88.74
№ обр.	<b>275-Ж</b>	<b>278-А-1</b>	<b>275-Ж</b>	<b>278-6</b>	<b>281-6</b>	<b>281-А-2</b>	<b>281-А-2</b>	<b>281-А-2</b>	<b>276-Б-5</b>	<b>275-Ж</b>	<b>277-Е</b>	<b>281-А-2</b>	<b>275-М-2</b>	<b>275-М-1</b>
Формульные коэффициенты														
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si	7.71	7.78	7.58	7.88	7.86	7.90	7.89	7.97	7.49	8.69	8.23	8.15	7.58	7.46
Ti	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	-	0.00	0.00	0.00	-	-
Al	0.32	0.23	0.48	0.09	0.09	0.06	0.04	0.03	0.58	0.09	0.06	0.02	0.99	1.17
Fe <sub>2</sub>	1.15	1.41	1.08	1.45	1.48	1.69	1.61	1.88	3.73	4.50	2.85	1.80	5.19	5.13
Fe <sub>3</sub>	-	-	0.26	-	-	-	-	-	0.44	-	-	-	-	-
Mn	0.08	0.11	0.07	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09	0.23	0.07	0.01	0.01	0.46	0.40
Mg	3.88	3.69	3.61	3.67	3.66	3.46	3.52	3.07	0.64	0.75	3.55	4.85	0.35	0.38
Ca	1.89	1.86	1.89	1.83	1.88	1.83	1.93	1.95	1.90	0.11	0.03	0.01	0.12	0.07
Na	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	-	-	0.02	0.02	0.01	0.19	0.25
K	0.03	0.01	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	-	0.10	0.00	0.01	0.30	0.45
N	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23

**Примечание:** Ан. 1-9 – актинолиты; ан. 10-14 – куммингтониты из сульфидных руд с шеелитом, сформировавшихся по пироксеновым скарнам.

Наиболее ранние генерации амфиболов (I) совместно с полевыми шпатами слагают окологарновыи породы. Наличие таких пород устанавливается как по небольшим (до 1 мм) гнездам (реликтам) существенно амфиболового состава, так и по реликтам и псевдоморфозам карбоната по амфиболу (с характерными для амфиболов сечениями), среди пород хлорит-серицит-карбонатного состава. Размеры зерен не превышают 0.1 мм в длину. Для амфиболов этой группы характерен плеохроизм до зеленых – сине-зеленых оттенков. Химический состав не определялся. Судя по показателю преломления, плеохроизму и низкому двупреломлению минерал, вероятно, относится к рибекиту.

Вторая (II) генерация амфиболов имеет незначительное распространение, кристаллизовалась чуть позднее геденбергита совместно с сульфидами и кварцем (оруденение, сопутствующее скарнам). По оптическим характеристикам этот минерал близок к ферроактинолиту. Он замещает геденбергит по спайности или краям зерен, реже в виде отдельных иголок (0.02 мм) или сноповидных агрегатов наблюдается в кварце. В свою очередь амфибол замещается сульфидами (пирротинoм, халькопиритом и др.), реже кварцем, хлоритом (?) и др. Химический состав приведен в (табл. 4.3).

Третья (III) генерация амфиболов наиболее распространена в скарноворудных телах (наложенное на скарны кварц-амфибол-сульфидно-шеелитовое оруденение). Этот амфибол по химическому составу относится к тремолит-актинолиту (табл. 4.3), который отлагался преимущественно метасоматическим путем по пироксеновым скарнам, причем тремолит развивался по более магнизальным пироксенам, а актинолит – по более железистым. Характерны шестоватые, удлиненнопризматические, широкотаблитчатые, иногда волокнистые метакристаллы размером 0.08-1.0 мм; реже среди кварца встречаются кристаллы более 2 мм. В этом случае нередко наблюдаются субграфические сростания кварца и сульфидов с амфиболом. Амфиболы замещаются кварцем, сульфидами (?), тальком (?), анкеритом, реже сидеритом. В химическом составе минералов отмечается достаточно устойчивая примесь окиси марганца (0.62-0.92 мас. % MnO); трехокси алюминия (от 0.20 до 2.95 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), причем более глиноземистые разности (1.39-2.95 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) присущи высокомагнезиальным (17.40-18.56 мас.% MgO) амфиболам, а менее глиноземистые (0.20-0.33 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – среднемагнезиальным (14-16 мас. % MgO). В целом амфиболы, как и пироксены месторождения Кордонное, более марганцовистые в сравнении с аналогичными по составу амфиболами Лермонтовского месторождения.

Наиболее поздняя (IV) группа амфиболов по химическому составу отнесена к куммингтониту (табл. 4.3). По оптическим характеристикам минерал очень похож на тремолит, но отличается по более высокому показателю преломления и двупреломления в односторонних сечениях. Наблюдается в сростках с актинолитом или в виде идиоморфных короткопризматических, реже удлиненных кристаллов среди кварца и пирротина. Вероятнее всего, минерал кристаллизовался близодновременно с пирротинном. В химическом составе куммингтонита с увеличением железистости магнетиальность закономерно уменьшается; отмечаются примеси  $Al_2O_3$  (до 0.47 мас.%),  $CaO$  (до 0.67 мас.%) и  $K_2O$  (до 0.50 мас.%).

**Хлорит** один из часто встречающихся минералов. Его агрегаты пространственно тяготеют к местам скопления поздних кварц-кальцит-пиритовых прожилков или к тыловым участкам скарноворудных зон. Наблюдаются прожилки, гнезда, зоны. Хлорит образует мелкочешуйчатые, иногда радиально-лучистые агрегаты мелких (менее 0.08 мм) короткопризматических зерен, находящихся в тесных взаимоотношениях с серицитом, карбонатами (анкеритом, сидеритом) и др., развиваясь по плагиоклазам, пироксенам и амфиболам. Нередко минерал ассоциирует с эпидотом (клинцоизитом), пренином и стильпномеланом. Детально хлориты не изучались. По химическому составу (табл. 4.4), показателям преломления и двупреломления в скарноворудных зонах установлены тюрингит и делессит; в измененных гранитах по биотитам развивается пеннин. От амфиболов хлориты легко отличаются по низкому двупреломлению.

Таблица 4.4

## Рентгено-спектральные анализы хлорита и эпидота, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	31.69	26.08	22.54	22.48	22.46	22.68	35.55	36.28
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.1	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.99	19.23	21.1	20.21	21.1	21.02	15.24	22.86
ΣFe+2+3	38.15	36.47	35.22	37.87	35.33	36.87	9.39	11.84
MgO	8.68	7.45	6.31	4.08	6.36	5.02	-	-
MnO	0.41	0.25	1.63	1.81	1.88	1.42	0.7	0.35
CaO	0.41	0.05	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.07	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0.45	0.24	-	-	-	-	-	-
Сумма	90.84	89.94	86.8	86.8	87.81	87.01	96.74	94.84
Обр.	275-Ж	276-Г- 3	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-М- 4	275-М- 1	275-М-1
Формульные коэффициенты								
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	3.45	2.84	2.57	2.62	2.56	2.60	4.17	3.68
Al	1.41	2.47	2.84	2.78	2.83	2.84	2.11	2.73
Ti	0.00	0.01	-	-	-	-	-	-
Mg	1.41	1.21	1.07	0.71	1.08	0.86	-	-
Fe <sub>2</sub>	3.47	3.33	3.36	3.70	3.37	3.54	0.92	1.01
Mn	0.04	0.02	0.16	0.18	0.18	0.14	0.07	0.03
Ca	0.05	0.01	-	-	-	-	-	-
Na	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-
K	0.06	0.03	-	-	-	-	-	-
N	14	14	14	14	14	14	12.5	12.5

**Примечание:** 1- 6 – хлориты (1-5 – тюрингит; 6 - делессит?); 7-8 эпидот. В сумму анализов 4 и 5 входит Si 0.34 и 0.67 мас.% соответственно.

**Слюды** на месторождении представлены биотитом, мусковитом, серицитом, стильпномеланом.

**Биотит** в неизменном виде встречается редко, главным образом, в биотитовых роговиках и зонах биотит-гранатового состава в измененных гранитах (?). В роговиках это мелкочешуйчатые (менее 0.1 мм) агрегаты зерен удлиненной пластинчатой формы. Цвет биотита – коричневый. Под микроскопом наблюдается плеохроизм от светло-желтого по Np до коричневого по Ng. В более крупных (до 1-1.2 мм) зернах биотита наблюдается хорошая спайность по (001). Такие агрегаты зерен более характерны для биотитов из зон биотитизации в гранитах. Здесь биотит имеет более светлую окраску и в значительной мере замещен хлоритом (пеннином), причем

часто наблюдаются постепенные переходы от хлорита к биотиту. Химический состав хлоритизированных биотитов приведен в (табл. 4.5).

Таблица 4.5

## Рентгено - спектральные микроанализы слюд, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51.10	48.20	48.62	47.70	46.66	48.34	35.36	32.09	34.20	45.27
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.16	0.11	-	-	0.04	1.85	1.76	0.08	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.89	33.18	34.12	30.19	31.20	31.03	23.48	21.78	23.93	1.55
FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	1.82	1.95	1.59	2.04	3.72	26.43	25.07	21.35	32.00
MnO	0.09	0.11	0.11	-	-	0.07	0.34	0.30	0.31	6.95
MgO	1.43	0.73	1.11	1.63	1.40	1.63	12.05	11.63	2.63	2.22
Ca <sub>2</sub> O	2.15	0.01	-	-	-	0.14	0.04	0.06	0.20	2.76
Na <sub>2</sub> O	1.75	0.14	0.11	-	-	0.12	0.04	0.06	0.10	0.03
K <sub>2</sub> O	7.70	11.10	10.95	9.99	10.93	9.05	3.41	2.00	4.73	0.06
<b>Сумма</b>	<b>96.46</b>	<b>95.45</b>	<b>97.19</b>	<b>91.11</b>	<b>93.09</b>	<b>94.13</b>	<b>103.00</b>	<b>94.70</b>	<b>87.53</b>	<b>90.87</b>
№ обр.	276-Б-2	276-0	276-0	278-Н-5	278-Н-5	276-П	280-Ш	280-Ш	275-Ж	275-М-6
Формульные коэффициенты										
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si	3.33	3.21	3.18	3.30	3.22	3.26	2.47	2.43	2.76	8.15
Al	2.37	2.60	2.63	2.46	2.54	2.46	1.93	1.94	2.28	0.33
Ti	-	0.01	0.01	-	-	-	0.10	0.10	0.01	-
Mg	0.14	0.07	0.11	0.17	0.14	0.16	1.25	1.31	0.32	0.60
Fe <sub>2</sub>	0.07	0.10	0.11	0.09	0.12	0.21	1.54	1.59	1.44	4.82
Mn	0.01	0.01	0.01	-	-	-	0.02	0.02	0.02	1.06
Ca	0.15	-	-	-	-	0.01	-	0.01	0.02	0.53
Na	0.22	0.02	0.01	-	-	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
K	0.64	0.94	0.91	0.88	0.96	0.78	0.30	0.19	0.49	0.01
N	12	12	12	12	12	12	12	12	12	36

**Примечание:** 1-6 – мусковиты, серициты; 7-9 – биотиты (хлоритизированные из зон с альмандином среди измененных гранитов); 10 стильномелан.

**Мусковит** (серицит) встречается довольно часто в ассоциациях грейзенов. где он выполняет пустоты между зернами кварца.

**Серицит** развивается совместно с карбонатом и кварцем по плагиоклазам. Последняя ассоциация характерна и для скарноворудных зон (в околоскарновых пироксен- и амфибол - плагиоклазовых породах). Размеры чешуек в грейзенах до 1-1.5 мм; в околоскарновых породах по плагиоклазам – менее 0.05 мм. Оптические характеристики обычные, химический состав приведен в таблице 4.5.

**Стильномелан** установлен в ассоциациях сульфидных руд совместно с куммингтонитом, образуя чешуйчатые агрегаты и отдельные зерна. Имеет черный цвет, замещает преимущественно пироксен. В шлифах минерал имеет зеленый цвет,

интенсивный плеохроизм (от светло-желтого до зеленовато-коричневого) и высокое двупреломление, плохо отличается от биотита. Химический состав приведен в (табл. 4.5, ан. 10).

**Гранат** встречается довольно часто. По составу установлено три его минеральные разновидности: гроссуляр, андрадит и альмандин (табл. 4.6).

Таблица 4.6

## Химический состав гранатов и везувианов, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	40.35	37.60	36.76	37.00	37.61	36.70	35.42	35.21	34.96
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.49	0.81	0.37	0.01	0.01	0.01	3.66	2.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	19.65	17.60	18.88	0.04	0.15	0.27	14.09	15.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	4.40	4.83	6.99	6.34	27.34	27.75	27.86	4.57	4.88
MnO	0.24	1.11	2.92	6.17	0.29	0.44	0.64	-	0.35
MgO	0.30	-	-	-	0.06	-	0.06	1.95	1.94
CaO	35.70	34.23	32.39	28.66	33.39	33.16	32.68	35.32	35.18
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.03	0.04	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.04	0.04	0.08	-	-
Сумма	98.14	97.91	97.48	97.41	98.82	98.30	97.02	94.78	94.67
Катионы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ca	2.99	2.86	2.74	2.45	3.03	3.03	3.03	9.16	9.11
Fe <sup>+2</sup>	-	-	-	-	-	-	-	0.92	0.99
Mg	0.01	-	-	-	0.01	0.00	0.01	0.71	0.70
Mn	0.02	0.08	0.20	0.41	0.02	0.03	0.05	-	0.07
Сумма	3.02	2.94	2.94	2.86	3.06	3.07	3.09	-	-
Fe <sup>+3</sup>	0.26	0.31	0.46	0.42	1.74	1.78	1.82	-	-
Ti	0.03	0.03	0.05	0.02	-	-	-	0.67	0.42
Al <sup>vi</sup>	1.52	1.66	1.49	1.56	-	0.02	0.03	3.54	3.71
Сумма	1.81	2.00	2.00	2.00	1.74	1.80	1.85	5.84	5.89
Si	3.18	2.92	2.91	2.94	3.19	3.13	3.07	8.52	8.46
Al <sup>iv</sup>	-	0.14	0.15	0.20	-	-	-	0.48	0.54
Сумма	3.18	3.06	3.06	3.14	3.19	3.13	3.07	9.00	9.00
Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sp	1	4	9	16	-	-	2.5	-	-
And	14	14	20	16	98	97	95	-	-
Gros	83	81	70	67	1	2	2.5	-	-
Alm и др.	2	1	1	1	1	1	-	-	-
№ обр.	276-б-5	275-м-1	275-м-1	275-м-2	276-б-4	276-б-4	276-б-4	275-м-1	275-м-1

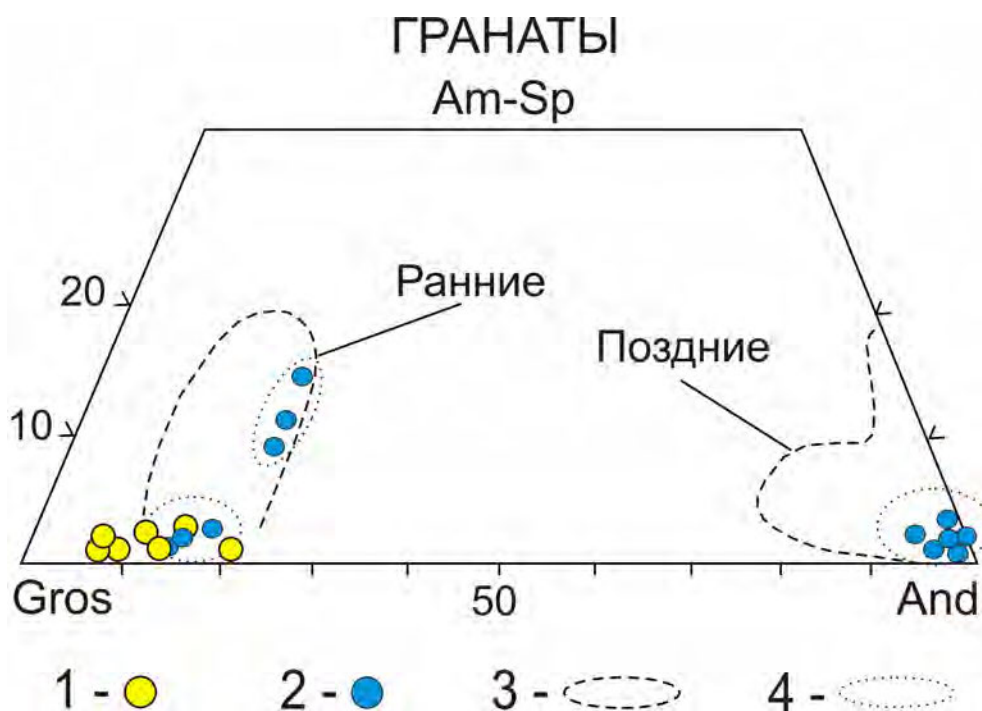
**Примечание:** Анализы: 1-4 гроссуляр, гидrogроссуляр (1-2 – Gr-1; 3.4 – Gr-2); 5-7 – андрадит (Gr-3; формульные коэффициенты гранатов рассчитаны на 8 катионов по программе «Кристалл»); 8-9 – везувиан. В анализах 8-9 установлена примесь хлора соответственно 0.13 и 0.12 вес.% (формульные коэффициенты рассчитаны на 24 катиона).

**Гроссуляр** образует сростки с Pх-1 и везувианом в «ранних» скарнах, иногда скопления до 2 см в которых его количество достигает 50%. Минерал изотропный

имеет светло- и темно-розовый цвет. Для гидросульфура (в отличие от гроссуляра) характерно аномальное двупреломление по периферии метазерен. Состав гроссуляров месторождения Кордонное (табл. 4.6 и показан на рисунке 4.2) близок к составу гроссуляров из «ранних» скарнов месторождений Лермонтовское и Востока-2. Для него характерны примеси титана (до 0.8 мас.%  $TiO_2$ ), марганца (до более 6 мас.%  $MnO$  – 9-16% спессартинового минала - для гидросульфура) и железа ( $Fe_2O_3+FeO$  от 4.40 до 6.99 мас.%; составляет 14-20% андрадитового минала).

**Андрадит** образует сростания с пироксеном или слагает метасоматические зоны мономинерального состава. Минерал имеет буро-коричневый с зеленоватым оттенком цвет; в гнездах карбоната – желто-зеленый. В первом случае для андрадита характерны скопления (гнезда) размером до 0.5-0.8 см агрегатов изометричных зерен, которые визуалью часто имеют «сливной» облик. Во втором случае для андрадита характерны более мелкие (до 0.5-1 мм) идиоморфные кристаллы, тяготеющие к краевым частям пустот в пироксеновых скарнах, выполненных кальцитом. В таких участках гранат часто имеет зональное строение, которое выявляется по слабой псевдоанизотропии отдельных зон кристалла. Состав андрадита близок к теоретическому: примесь  $MnO$  не превышает 0.64 мас.% (табл. 4.6).

**Альмандин** встречается в биотитовых роговиках, зонах биотитизации, среди измененных гранитов (Скв. 35, инт. 290 м, Скв. 29, инт. 355-367 м) и в зонах биотитовых роговиков, сопровождающих скарноворудные тела (Скв. 37, инт. 190 м). Минерал имеет темно-малиновый цвет; изотропный. Химический состав альмандин близок к теоретическому:  $SiO_2$  – 36.46-37.36 мас.%,  $TiO_2$  – 0.02-0.04 мас.%.  $Al_2O_3$  – 22.01-20.99 мас.%,  $FeO$  – 31.79-33.20 мас.%,  $MnO$  – 3.05-2.98 мас.%,  $MgO$  – 6.09-4.42 мас.%,  $CaO$  – 1.02-0.82 мас.%,  $Na_2O$  и  $K_2O$  – до 0.04 мас.%. Он удовлетворительно рассчитывается на кристаллохимическую формулу, которая соответствует 70% альмандинового, 23% гроссулярового и 7% спессартинового миналов.



**Рис. 4.2** Диаграмма состава гранатов месторождения Кордонное.

1 – гранаты месторождения Скрытое; 2 – гранаты месторождения Кордонное; 3 – поля состава гранатов эталонных объектов: Восток-2 и Лермонтовское; 4 – поля состава гранатов из разных минеральных типов скарнов месторождения Кордонное.

### Полевые шпаты

**Плагиоклаз** встречается в биотитовых роговиках (Скв. 37. инт. 190 м), пироксен- и амфибол-плагиоклазовых околоскарновых породах (Скв. 37. инт 81.7-95 м; скв. 28. инт. 26.3 м), гранитах, рудах (Скв. 37. нт. 81.7-95 м; скв. 39. инт. 167 м), вулканогенно-осадочных породах и др. В большинстве случаев плагиоклазы замещаются или полностью замещены серицитом, кальцитом и хлоритом (наблюдаются только их реликты). Этот факт достаточно наглядно отражается в их химическом составе (табл. 4.7), судя по которым неизменные разности плагиоклазов из околоскарновых пород были представлены андезином (от 32 до 48% An минала). В ороговикованных вулканогенно-осадочных породах плагиоклаз наблюдается в виде мелкозернистых (менее 0.08 мм) агрегатов изометричных зерен, слагающих обломки первичных пород. В биотитовых роговиках для плагиоклаза характерны более крупнозернистые изометричные зерна размером до 0.3 мм, по границам и по спайности которых развивается мелкочешуйчатый биотит. Реже аналогичные взаимоотношения наблюдаются в биотит-амфибол-плагиоклазовых породах, слагающих внешние зоны скарноворудных тел (Скв. 39. инт. 169-170 м). Для шеелит-сульфидно-кварцевых руд также характерны достаточно крупные (до 2 мм) кристаллы плагиоклаза, которые однозначно диагностируются по его реликтам. В целом во всех случаях плагиоклаз



кристаллизовался одним из первых, что привело к его интенсивному замещению более поздними минералами и усложнило диагностику его химического состава и оптических констант.

**Карбонаты** встречаются повсеместно. Среди них преобладает кальцит, которым сложены мрамора и поздние кварц-кальцитовые прожилки с пиритом. В последних нередко встречается сидерит и анкерит (табл. 4.7). Сидерит и анкерит обычно замещают амфиболы и пироксены в ассоциациях сульфидных руд; здесь же иногда появляется стильпномелан. Сидериты и анкериты отличаются от кальцита главным образом по наличию коричневатой-серой окраски, обусловленной наличием в их составе марганца и магния. Кальцит также присутствует в скарновых и грейзеновых ассоциациях, где он образуется в незначительном количестве при разложении плагиоклазов, ассоциируя с мусковитом (серицитом) и хлоритом, или выполняет интерстиции зерен ранних минералов (пироксенов, амфиболов, кварца и др.), часто замещая их.

**Эпидот** встречается совместно с пренитом, хлоритом, кварцем и карбонатом в пироксен-гранатовых скарнах в около скарновых породах. Эпидот представлен клиноцоизитом (см. табл. 4.4). Он замещает андрадит и плагиоклаз, образуя агрегаты зерен неправильной формы размером до 0.1 мм. В образце 229-А (рис. 4.3), эпидот совместно с шеелитом образует идиоморфные зерна в кварце метасоматической зоны, развивающейся по пироксеновому скарну.

Таблица 4.7

## Рентгено-спектральные анализы полевых шпатов и карбонатов, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	59.49	60.8	55.75	2.76	0.15	0.38	-
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.05	0.05	-	0.02	0.03	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.8	23.59	23.74	0.01	0.06	0.08	-
FeO +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.49	2.17	40	42.63	41.37	50.15
MnO	0.04	0.07	0.06	1.66	6.46	1.95	1.13
MgO	0.03	0.12	1.41	14.25	8.32	8.48	0.74
Ca <sub>2</sub> O	6.73	9.56	7.76	1.56	0.79	6.1	6.64
Na <sub>2</sub> O	7.48	5.68	4.23	0.03	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0.21	1.58	5.47	0.02	-	-	-
Сумма	100.12	101.94	100.64	60.31	58.43	58.39	58.66
№ Обр.	281	281	281	277-Е	277-Е	277-Е	56-93.3
Формульные коэффициенты							
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
Si	2.65	2.69	2.56	0.13	0.01	0.02	-
Al	1.35	1.23	1.29	-	-	0.01	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	0.01	0.10	1.01	0.68	0.67	0.13
Fe <sub>2</sub>	-	-	-	1.58	1.95	1.84	4.92
Mn	-	-	-	0.07	0.30	0.09	0.11
Ca	0.32	0.45	0.38	0.08	0.05	0.35	0.84
Na	0.65	0.49	0.38	-	-	-	-
K	0.01	0.09	0.32	-	-	-	-
Fe <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.08	-	-	-	-
N	8	8	8	3	3	3	6

**Примечание:** 1-3 – плагиоклазы (1-2 – андезин. 3 – серицитизированный андезин); 4-8 – карбонаты (4-6 – сидерит; 7 – анкерит).

**Апатит** в незначительных количествах встречается в зонах биотитовых грейзенов (среди гранитов) и в роговиках, в ассоциациях скарнов, полевошпатовых метасоматитах, грейзенах и сульфидных рудах. Максимальные концентрации апатита установлены в шеелит-апатит-кварцевой ассоциации. Здесь он образует тесные сростания с шеелитом и кварцем; в последнем нередко наблюдается пойкилитовая вкрапленность. Апатит образует идиоморфные короткопризматические кристаллы размером от 0.05 (пойкилитовая) до 0.5 мм, редко зерна более 1 мм. В вышеперечисленных ассоциациях он кристаллизовался одним из первых. По показателю преломления, низкому двупреломлению и формам выделения апатит легко отличается от других минералов. По составу он относится к F-апатиту (табл. 4.8).

Таблица 4.8

## Рентгено-спектральный анализ апатита, мас.%

Элемент	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	$\Sigma\text{Fe}^{+2+3}$	Сумма	Сумма F=O
277-д-1	55.06	43.59	5.34	0.44	106.22	100.88

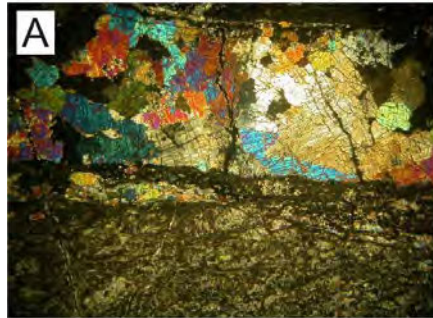
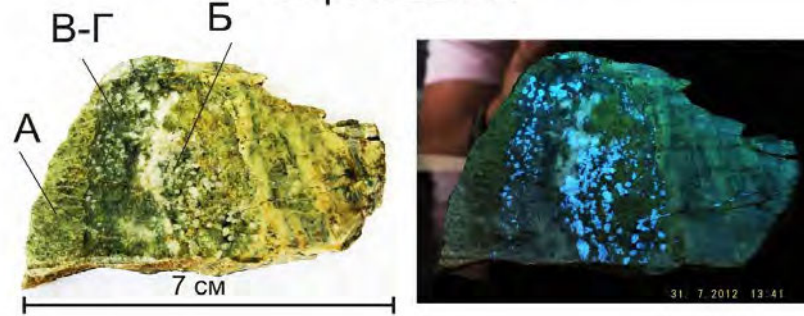
**Примечание:** Фтор (F) – вес.%.

**Волластонит** наблюдается в ассоциации с пироксеном (салитом) и гроссуляром в зонах инфильтрационных скарнов, развивавшихся по мраморам (Скв. 34, инт. 73.5-73.6 м). Размеры таких агрегатов не превышают 0.2 мм в длину. Кристаллизовался чуть раньше пироксена и граната. Последние пространственно часто тяготеют к центральным частям волластонитовых прожилков. Легко отличается от других минералов по прямому погасанию в разрезах продольных спайности, более низкому чем у амфиболов двупреломлению и др. Состав волластонита не изучался.

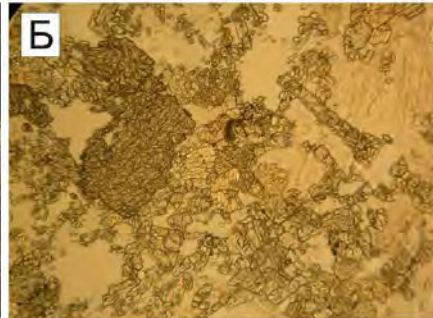
**Пренит** встречается только в ассоциации с эпидотом, кварцем, карбонатом и хлоритом в прожилках, секущих пироксеновые скарны. Характерны изометричные выделения размером до 0.3-0.4 мм. По оптическим характеристикам похож на мусковит, но легко отличается от него по наличию разрезов, в которых в скрещенных николях наблюдается волнистое погасание.

**Везувиан** редкий минерал в скарнах месторождения, диагностирован по оптическим свойствам (показатель преломления близкий к показателю преломления граната). От граната отличается наличием анизотропии низким двупреломлением и составом (примеси: TiO<sub>2</sub> – до 3.66 вес. %; MgO – до 1.95 вес. %; Cl – до 0.13 вес. %). Состав приведен в таблице 4.6. Наблюдается только в вольфрамовых «ранних» гранат-пироксеновых скарнах с волластонитом в зонах скарнов по мраморам. Размеры зерен везувиана обычно не превышают 0.1 мм (редко более 0.8 мм). Высокотитанистые везувианы установлены в «ранних» скарнах месторождений Лермонтовского и Восток-2 [Гвоздев, 2010].

**Сфен** встречается повсеместно обычно в виде акцессорного минерала в скарнах, грейзенах, сульфидных рудах. Размеры идиоморфных кристаллов не превышают 0.7 мм. Минерал имеет высокие преломление, двупреломление и характерные формы кристаллов. Значительные скопления мелкозернистых агрегатов сфена (?) наблюдаются в ороговикоманных вулканогенно-осадочных и околоскарновых породах.



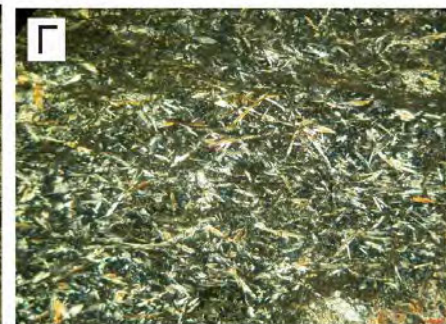
Увеличение 25х; николи X.



Увеличение 100х; николи II.



Увеличение 100х; николи II.



Увеличение 100х; николи X.

**Рис. 4.3 Распределение шеелита и взаимоотношения минералов в шеелит-эпидот-кварцевой зоне.**

Фотографии образца при дневном свете и лучах люминесцентной лампы.

**А** – контакт пироксенового скарна с зоной хлоритизированного пироксен-эпидотового околожильного метасоматита;

**Б** – идиоморфные зерна эпидота и шеелита (шеелит – голубой) сцементированы кварцем (центральная часть зоны);

**В-Г** – реликтовый участок зоны амфиболового метасоматита с рудным минералом, сформировавшегося по вулканогенной породе;

## 4.2 Рудные минералы

Главный среди рудных минералов - шеелит. Из сульфидных минералов преобладают пирротин, подчиненное распространение имеют халькопирит, арсенопирит, сфалерит, редко встречаются касситерит, станин, молибденит и др. Их описание приводится в порядке распространенности в рудах. По элементному составу сульфидные руды изученного месторождения условно можно разделить на две группы, по типоморфным признакам и минералогическому составу. Первая характеризует вольфрамовые руды и сопровождается ассоциацией сложных Pb-Bi сульфосолей; вторая – оловянной, с ассоциацией Ag-Pb-Bi сульфосолей. К числу минералов сопутствующих элементов руд отнесены минералы группы свинцово-висмутовых сульфосолей, сульфиды и сульфотеллуриды висмута, самородные висмут и золото, минералы кобальта и др. [Гвоздев и др., 2014]

### 4.2.1. Главные минералы

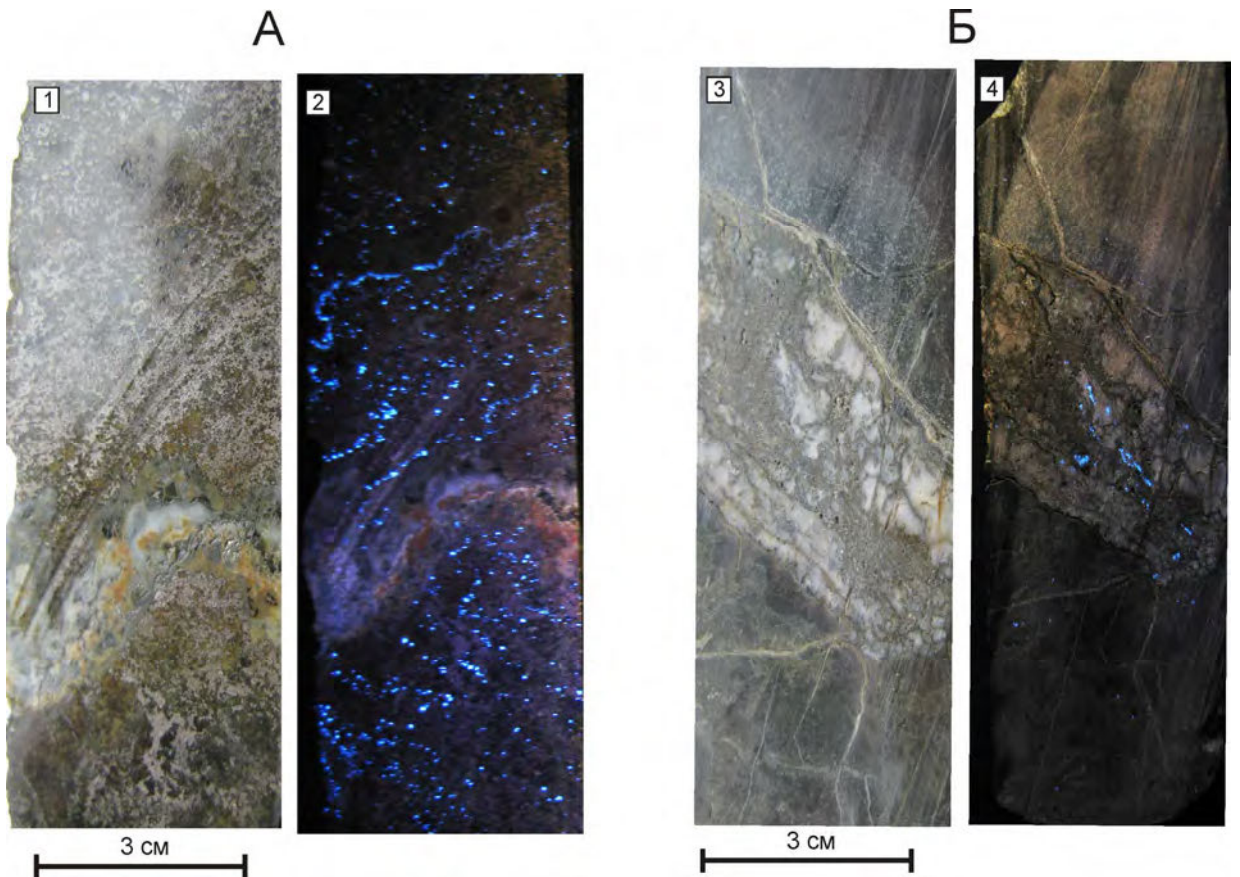
**Шеелит** является основным рудным минералом, представляющим практическую значимость. Его концентрации в рудах незначительны и в среднем (по рудным телам) не превышают 0.5%. Он встречается в пироксеновых скарнах (пространственно тяготеет к участкам с более мелкозернистым пироксеном – геденбергитом), гнездах и жилах кварц-апатит-шеелитового состава, а также в сульфидных рудах (рис. 4.4).

Под микроскопом шеелит легко определяется по высокому показателю преломления и характерной шагреновой поверхности. Состав минерала близок к теоретическому, значительного количества примесей не установлено.

Оптические характеристики шеелита обычные: цвет – белый, желтовато-бурый; показатель преломления высокий, хорошо выраженная шагреновая поверхность, низкое двупреломление, характерная форма сечений.

В большинстве случаев шеелит имеет идиоморфные кристаллы или изометричные зерна размером от 0.01 до 0.5 мм. Редко, в амфиболовых метасоматитах (Скв. 35, инт. 73-74 м), встречаются кристаллы размером до 1.0-1.5 мм имеющие ксеноморфный облик. Для сульфидных руд характерны округлые выделения шеелита, нередко катаклазированные (трещины выполняются кварцем и сульфидами). Чаще всего шеелит наблюдается в тесных сростаниях с кварцем и амфиболом, реже - с пироксеном и молибденитом. Судя по взаимоотношениям шеелита с другими минералами, в рудах присутствует несколько его генераций. Наиболее ранняя генерация шеелита (I) – кристаллизовалась близодновременно с пироксеновыми

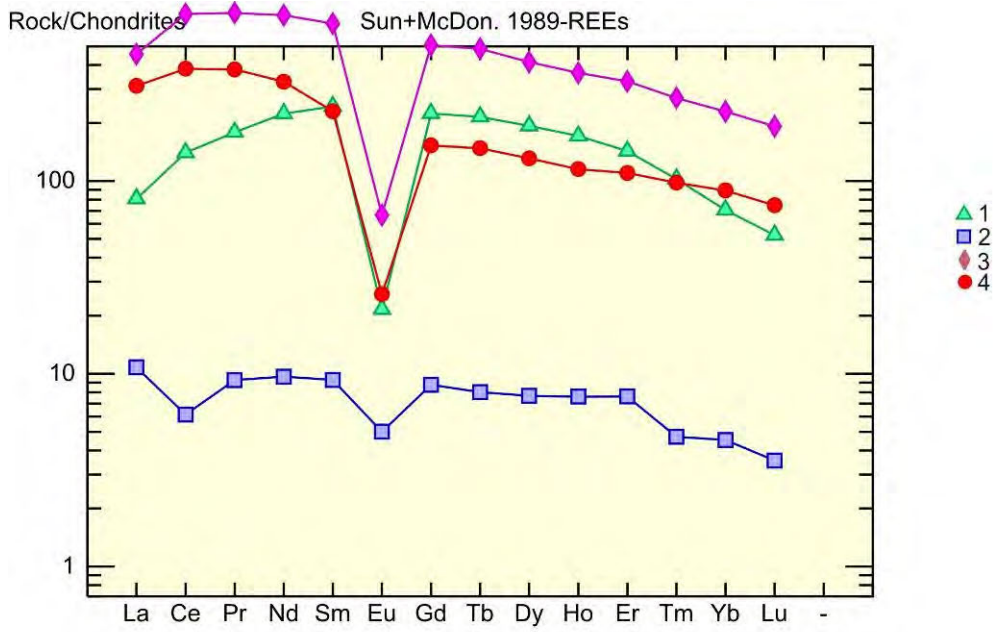
скарнами (идиоморфные зерна, ксеноморфные в амфиболе); более поздняя генерация (II) (идиоморфные в кварце, округлые в сульфидных рудах - поздних) – близодновременно с кварцем и апатитом из ассоциаций полевошпатовых метасоматитов и грейзенов; третья генерация (III) (идиоморфные кристаллы в пирротиновых рудах и гнездах кварц-амфибол-сульфидного состава) – совместно с сульфидными рудами.



**Рис. 4.4** Распределение шеелита: в зоне скарнирования (А); в сульфидно-кварцевом прожилке (Б)

Фото 1, 3 - при дневном свете, вкрапления белого цвета; 2, 4 – в ультрафиолетовых лучах (шеелит – голубой).

Спектральные анализы шеелитов приведены в таблице 4.9, а содержание в них REE показано на (рис. 4.5). По содержанию редкоземельных элементов шеелиты из скарнов и кварцевой жилы имеют схожий тренд. Отличительная особенность это выраженная европиевая аномалия, которая слабо проявленная в шеелите из грейзена. Вероятнее всего это свидетельство метасоматического преобразования.



1 - (К-115, инт. 13-18 м, скарн), 2 - (К-128, инт. 5-10 м, скарн),  
 3 - (К-249, инт 100-120 м, кварцевая жила), 4 - (расчистка, грейзен).

**Рис. 4.5** Диаграмма распределения редкоземельных элементов в шеелитах месторождения Кордонное.

## Содержание элементов-примесей в шеелитах месторождения Кордонное, г/т

Element	№1	№2	№3	№4
Be	0.78	1.43	0.72	0.52
Sc	1.24	1.93	0.78	0.88
V	2.97	7.95	1.85	1.35
Cr	1.74	3.54	3.35	0.66
Co	0.76	0.44	0.24	0.22
Ni	0.42	3.85	2.2	0.38
Cu	10.48	12.36	17.53	21.71
Zn	2.65	28.07	1.34	<0.5
Ga	2.54	2.15	5.94	3.22
Rb	1.26	1.41	1.14	1.03
Sr	28.92	84.4	45.08	26.1
Y	274.3	16.34	489.4	180.1
Zr	26.69	33.61	2.17	2.07
Nb	90.64	4.98	90.74	67.99
Mo	109.3	979.5	47.7	82.24
Cd	0.3	0.98	0.08	0.08
Sn	0.47	17.64	0.26	0.4
Cs	0.06	0.05	0.03	0.08
Ba	23.77	18.33	5.11	3.03
La	19.15	2.56	107.84	73.89
Ce	85.8	3.76	450.3	233.95
Pr	17.02	0.88	70.74	36.04
Nd	104.5	4.51	338.5	153
Sm	37.28	1.42	100.4	35.2
Eu	1.25	0.29	3.86	1.5
Gd	46.09	1.8	104.14	31.44
Tb	8.05	0.3	18.16	5.53
Dy	49.1	1.95	105.3	33.29
Ho	9.7	0.43	20.59	6.52
Er	23.66	1.26	54.4	18.21
Tm	2.61	0.12	6.88	2.5
Yb	12.02	0.77	38.97	15.18
Lu	1.33	0.09	4.88	1.9
Hf	0.64	0.82	0.18	0.09
Ta	1.16	1.18	2.4	2.22
Pb	1.07	596.5	12.69	1.99
Th	0.53	0.35	1.61	1.48
U	0.29	0.14	0.52	0.6

**Примечание:** 1- окварцованный пироксеновый скарн, 2 – скарн, 3 – кварцевая жила, 4 – грейзен.



**Пирротин** один из самых распространенных минералов в рудах (до 70% от объема сульфидных минералов). Он выполняет интерстиции зерен кварца, амфибола, пироксена. По двум последним нередко развивается по границам зерен и по спайности. Образует изометричные зерна размером 0.03-0.5 мм. Иногда наблюдается двойники роста, превращения и смятия. Последние характерны для участков руд, где на пирротиновую минерализацию наложены более поздние ассоциации минералов. Ранние генерации пирротина (I) формировались близодновременно с пироксеновыми скарнами (имеют подчиненное распространение). Для этого пирротина характерны относительно крупные моно зерна (до 0.5 мм), которые часто замещаются марказитом, пиритом с магнетитом (редко гематитом). Перекристаллизация пирротина в таких участках наблюдается редко и обычно выражается в появлении только двойников давления.

Вторая генерация пирротина (II) в рудах преобладает. Этот пирротин (как и пирротин первой генерации) выполняет преимущественно интерстиции зерен кварца, амфибола и пироксена, но в отличие от пирротина первой генерации замещает их и в свою очередь корродируется пиритом, хлоритом и карбонатами. Эта генерация пирротина пространственно приурочена к центральным частям рудных зон, которые наиболее изменены поздними процессами, что привело к его значительной перекристаллизации, дроблению, появлению наряду с двойниками давления участков с типичными бластозернистыми структурами.

Третья генерация пирротина (III) появляется в рудах с полиметаллической минерализацией. Здесь агрегаты пирротина имеют метазернистое (в кварцевых прожилках – аллотриоморфнозернистое) строение, а интерстиции его зерен выполнены кварцем, галенитом и карбонатом (Скв. 35, инт. 213-215 м). Этот пирротин практически не катаклазирован.

В целом для неизменных пирротинов разных генераций характерно аллотриоморфнозернистое строение (среди кварца и амфиболов); метазернистое (при замещении пироксенов и амфиболов) и бластозернистое (при перекристаллизации). Химический состав и спектральные анализы пирротина приведены в таблицах 4.10 и 4.11 (ан. 10 – 14). Изучение структуры пирротина не выполнялось, но, судя по его морфологии, взаимоотношения с другими минералами и оптическим характеристикам в рудах присутствуют моноклинная (в кварцевых жилах) и гексагональная модификации (вкрапленники моно-зерен в пироксеновых скарнах пирротина первой генерации).



Таблица 4.11

## Количественный спектральный анализ сульфидов месторождения Кордонное, мас.%

№ п/п	№ образца	As	Au	Cu	Pb	Sb	Bi	Sn	Zn	Ag	Ni	Co	Fe	Ga	In	Mn	Cd	Примечание
1	К-173; т.н. 1м	>1%	-	0.77	0.037	-	0.035	0.013	-	0.0026	0.051	0.11	>1%	-	-	-	-	Штокверк
2	С-54 – 121.3 м	>1%	-	0.53	0.004	0.019	0.017	0.011	0.05	0.00074	-	-	>1%	-	-	-	-	Жила
3	С-35–291 м	>1%	-	0.1	0.56	-	0.0044	-	1.30%	0.0022	-	0.023	>1%	-	-	-	-	Жила Ars, Py, St, Ga
4	С-54–121 м	>1%	-	1.10%	0.01	-	0.08	0.025	0.54	0.0023	≤0.001	-	>1%	-	-	-	-	Жила
5	С-59–82 м	0.018	-	0.046	-	-	0.01	-	-	0.0005	0.0047	0.012	>1%	-	-	-	-	Жила Ars.
6	С-35–291 м	0.89	-	0.023	0.22	0.027	-	-	0.37	0.00056	-	-	>1%	-	-	-	-	Py+St, Ga
7	С-57–142.3м	0.083	-	0.0086	0.0023	-	-	-	-	0.00032	-	-	>1%	-	-	-	-	Поздний
8	С-54–100.7м	0.63	0.004	0.77	0.0069	-	0.05	0.005	0.03	0.00091	0.068	0.25	>1%	-	-	-	-	
9	С-82–154.3 м	0.22	-	0.28	0.004	-	0.0084	-	-	0.00048	0.01	0.017	>1%	-	-	-	-	
10	С-82–154.3 м	0.037	-	0.29	-	-	0.01	-	-	0.00027	0.0054	-	>1%	-	-	-	-	
11	БК-247; раст.10-11м	0.083	-	1.05%	-	-	-	-	0.017	0.00021	0.008	0.0038	>1%	-	-	-	-	
12	С-57–87.7 м	-	-	0.056	-	-	0.0019	≤0.001	-	0.0002	0.0098	0.0074	>1%	-	-	-	-	Рх скарн с Ро
13	С-53 – 222.2 м	0.026	-	0.01	-	-	0.0035	-	-	-	0.0058	0.0053	>1%	-	-	-	-	Рх скарн с Ро
14	С-53–209.6 м	-	-	0.067	-	-	0.009	-	-	-	0.0059	-	>1%	-	-	-	-	Рх скарн с Ро
15	ГВ-1828	-	-	1.70%	8.80%	-	0.035	0.056	>10%	>0.03	-	0.0044	7.10%	0.0003	0.02	0.27	0.42	
16	С-35–291 м	0.76	-	1.90%	1.60%	-	0.0042	0.005	>10%	0.025	-	≤0.001	9.10%	0.0008	0.005	0.035	0.41	Жила Ars, Py, St, Ga

Примечание: 1-4 – арсенопирит; 5-7 – пирит; 8-9 – марказит; 10-14 – пирротин; 15-16 – сфалерит.

**Пирит** второй по распространенности минерал среди сульфидов. По его взаимоотношениям с другими минералами можно выделить несколько генераций.

Пирит – I наиболее ранний (?). встречается среди пироксеновых скарнов, где он наблюдается как в виде мономинеральных прожилков (до 1 мм) так и в интерстициях зерен пироксена, отлагаясь метасоматически по пирротину. Особенностью этого пирита является наличие в нем субграфических прорастаний магнетита (реже гематита) или кварца в идиоморфных метакристаллах.

Пирит – II наблюдается в арсенопирит-сфалерит-галенитовых прожилках, где кристаллизуется позднее арсенопирита, замещая его вдоль границ кварц-халькопирит-пирротиновых прожилков. Прожилки часто содержат вкрапленность галенита. Арсенопирит по границам зерен пирита иногда перекристаллизуется. Аналогичные взаимоотношения пирита наблюдаются вдоль прожилков кварца с мелкозернистым арсенопиритом, халькопиритом и пирротинном.

Пирит – III наиболее поздняя генерация, присутствует в рудах в виде мономинеральных или кварц-кальцит-пиритовых прожилков мощностью не более 2-3 мм. Эти прожилки наблюдаются в пирротиновых, арсенопиритовых и в полиметаллических (сфалеритовых) рудах.

В последних прожилки мощностью до 3 см залегают субпараллельно, образуя полосчатые текстуры руд. В отдельных случаях прожилки имеют зональное строение: центральная часть сложена сплошной массой зерен неправильной формы размером до 0.2 мм, а краевая – идиоморфными кристаллами. Такие прожилки сопровождаются пламеневидными выделениями марказита в трещинах по границам зерен пирротина.

Пириты всех генераций имеют светло-желтый цвет, высокую отражательную способность и микротвердость (по рельефу), изотропны. Химический состав и спектральные анализы приведены в таблицах 4.11 (ан. 5-7) и 4.12. В составе пирита значимого количества элементов-примесей не установлено, пирит стехиометричен.

**Марказит** характерен для участков скарноворудных тел, где на пирротиновые руды наложена полиметаллическая минерализация или встречаются поздние пирит-кальцит-кварцевые прожилки. Марказит образует пламеневидные выделения, которые развиваются по границам зерен или трещинам в пирротине или арсенопирите. В последнем встречаются иногда изометричные агрегаты зерен размером до 0.1 мм. Минерал имеет желтый цвет; отражательную способность как у пирита; анизотропия – с цветными эффектами, как у арсенопирита, но более сильная. От арсенопирита марказит легко отличается по цвету и своеобразным формам выделений. Состав марказита приведен в таблицах 4.11 (ан. 8-9) и 4.12.

**Арсенопирит** встречается преимущественно в зонах окварцевания или скарнирования вулканогенно-осадочных пород или в прожилках с полиметаллической минерализацией. В зонах окварцевания арсенопирит приурочен, главным образом, к трещинам разного направления, в местах пересечения которых образует гнезда (до 2 см), сложенные небольшими (до 0.8-1.2 мм) кристаллами или изометричными зернами. Более крупные метакристаллы арсенопирита сильно трещиноватые. Трещины выполняются кварцем, карбонатом, пирротином, халькопиритом и висмутовыми минералами (галенит не характерен, хотя и диагностируется качественно на микрозонде. следует отметить, что висмутовая минерализация отмечается только в арсенопиритовых зонах формировавшихся по скарнам.

В прожилках полиметаллического состава для арсенопирита характерны более крупные (до 0.5-0.8 см) идиоморфные кристаллы, в которых нередко наблюдается двойниковое строение. В этих прожилках арсенопирит, как и в предыдущем случае, сильно раздроблен. Наиболее крупные трещины выполняются кварцем, сфалеритом, пирротином, халькопиритом и галенитом. Вдоль таких трещин арсенопирит часто замещается пиритом II, по границам которого появляются более мелкие (0.08 мм) кристаллы арсенопирита второй генерации. Арсенопирит-II встречается также в прожилках, секущих пирротиновые руды, и в галенитах. Во всех случаях арсенопирит-I кристаллизовался в рудах одним из первых.

Минерал имеет белый цвет, высокую отражательную способность. Двухотражение наблюдается только по границам зерен в полировках хорошего качества. Анизотропия, умеренная до сильной, с цветным эффектом от красновато-коричневого до темно-синего цвета.

Химический состав и спектральные анализы арсенопирита приведены в таблицах 4.11 (ан. 1-4) и 4.13. По соотношению железа и мышьяка в арсенопиритах, можно приблизительно оценить температуру их кристаллизации [Kretschmar, Scott, 1976]: для арсенопиритов из зон окварцевания вулканогенно-осадочных пород – 515°C, из зон скарнирования – 490°C, из полиметаллических прожилков – 470°C.



Таблица 4.13

## Рентгено-спектральные анализы арсенопирита, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
As	43.57	44.56	47.34	42.75	47.4	46.45	44.72	44.52	47.19	45.81
Fe	35.33	35.28	33.81	35.49	34.29	33.73	34.36	34.64	33.7	34.81
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	1.38	-	-	-	-	-	0.81	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	20.55	19.87	18.28	20.31	18.34	19.08	19.72	19.86	18.46	18.98
Сумма	99.46	99.72	100.81	98.55	100.03	99.26	98.8	99.02	100.16	99.6
№ обр.	275-М-2	275-М-2	275-М-2	275-М-2	278-М-4	278-М-4	278-Н-6	278-Н-6	57-38	57-38

## Формульные коэффициенты

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
As	0.94	0.97	1.04	0.93	1.04	1.02	0.98	0.97	1.04	1.00
Fe	1.02	1.03	0.99	1.04	1.01	1.00	1.01	1.01	0.99	1.02
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	0.04	-	-	-	-	-	0.02	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	1.04	1.01	0.93	1.03	0.94	0.98	1.01	1.01	0.95	0.97
N	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

**Халькопирит** в небольшом количестве встречается повсеместно и во всех рудных ассоциациях. Максимальные его скопления приурочены к выделениям актинолита (выполняет интерстиции зерен). Во всех случаях характерны изометричные зерна размером до 0.1 мм, образующие тесные срастания с пирротинном (обычно в его краевых частях). Редко наблюдается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. В гнездах кварца халькопирит имеет аллотриоморфнозернистое строение, присутствуют полисинтетические двойники. Минерал имеет желтый цвет, отражательную способность большую, чем у пирротина, но меньшую, чем у арсенопирита. Двуотражение не наблюдалось. Анизотропия слабая, в отдельных случаях - отчетливая. Химический состав халькопирита приведен в таблице 4.14.

**Сфалерит** ассоциирует главным образом с галенитом в прожилках полиметаллического состава, реже встречается в пирротинных рудах. Для него характерны изометричные зерна (до 0.1 мм), слагающие гнезда размером до 0.5 см., реже - мономинеральные зоны мощностью до 1-2 см (Скв. 30. инт. 151-154 м). В последнем случае сфалерит интенсивно трещиноватый и кроме эмульсионной вкрапленности халькопирита содержит вкрапленность станнина и касситерита (рис. 4.6).

Рентгено-спектральные анализы халькопирита, мас.%

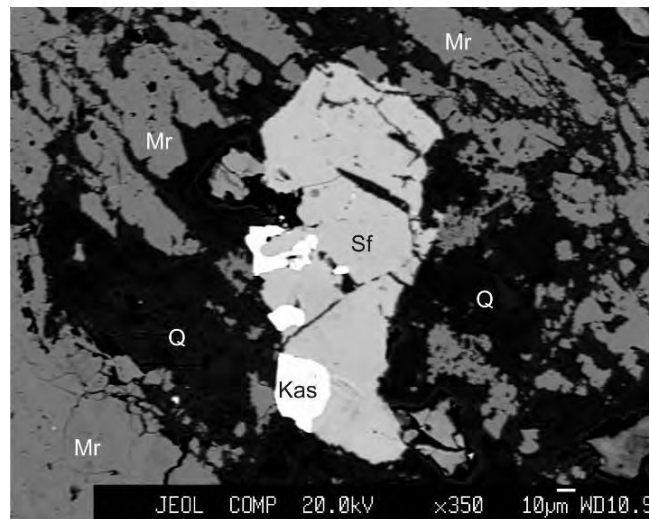
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	29.56	30.32	30.63	30.96	30.5	31.46	30.14	31.01	31.22
Cu	33.09	33.42	34.21	33.84	33.57	33.5	34.42	33.62	32.88
Zn	1.76	-	-	-	-	-	-	-	-
S	32.42	34.8	34.87	33.82	33.82	33.77	34.68	33.61	33.98
Сумма	98.93	98.54	99.71	98.62	97.89	98.73	99.24	98.23	98.08
№ обр.	278-M-4	278-M-4	278-M-4	275-M-2	275-M-2	56-93.3	278-н-6	456-93.3	276-6-5

Формульные коэффициенты

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	1.00	0.98	0.99	0.99	0.99	0.98	1.00	0.99	0.97
Fe	1.01	1.01	1.01	1.04	1.03	1.05	1.00	1.04	1.05
Zn	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-
S	1.94	2.02	2.00	1.97	1.98	1.97	2.00	1.97	1.98
N	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Под микроскопом сфалерит имеет светло-серый цвет, отражательную способность 17%, изотропен. Рентгено-спектральные анализы сфалерита и формульные коэффициенты приведены ниже (табл. 4.15)

## Обр. 277-Д-1



**Рис. 4.6** Срастания касситерита и сфалерита в рудах месторождения Кордонное.

**Примечание:** Массивная сульфидная руда: кварц (Q) с вкрапленниками сфалерита (Sf) и касситерита (Kas) корродируют марказит (Mr), который, вероятно, заместил пирротин.





**Галенит** не характерен для руд месторождения. Его значительные (видимые) скопления наблюдаются только в прожилках с полиметаллической минерализацией (Скв. 35, инт. 278-182.9 м и 291-292 м). Здесь галенит образует тесные срастания с пиритом-II, арсенопиритом I, II, густавитом, сульфотеллуридами висмута самородным висмутом (см. рис. 4.7, 4.9, 4.10, 4.11); иногда выполняет интерстиции зерен пирротина-III. Размеры агрегатов зерен не превышают 0.8 см. Минерал имеет белый цвет, умеренную отражательную способность (40%); изометричен; легко отличается от других минералов по треугольникам выкрашивания, появление которых обусловлено хорошей спайностью в трех направлениях.

В химическом составе галенитов (табл. 4.16) отмечаются примеси селена (до 0.34%), серебра (до 1.08%) и висмута (до 4.36%). Набор этих элементов-примесей наиболее характерен для галенитов из скарново-шеелит-сульфидных месторождений и, в частности, Восток-2 и Лермонтовское [Гвоздев, 2010]. В отдельных случаях отношения атомных количеств серебра к висмуту в галенитах близки к 1:1, что может указывать на присутствие в нем включений матильдита ( $\text{AgBiS}_2$ ). Судя по экспериментальным данным, подобный галенит кристаллизуется в интервале температур 220-270°C [Годовиков, 1972].



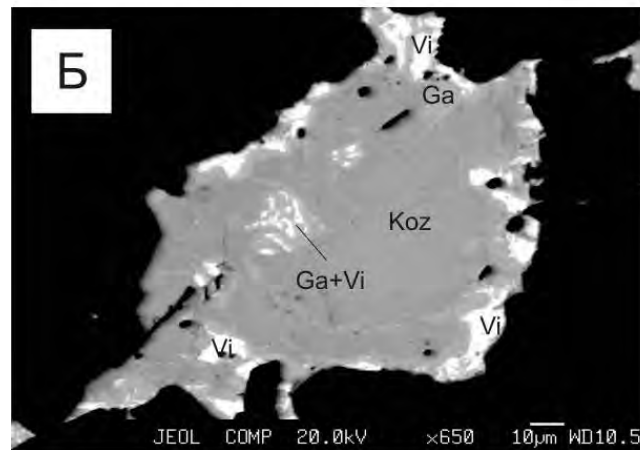
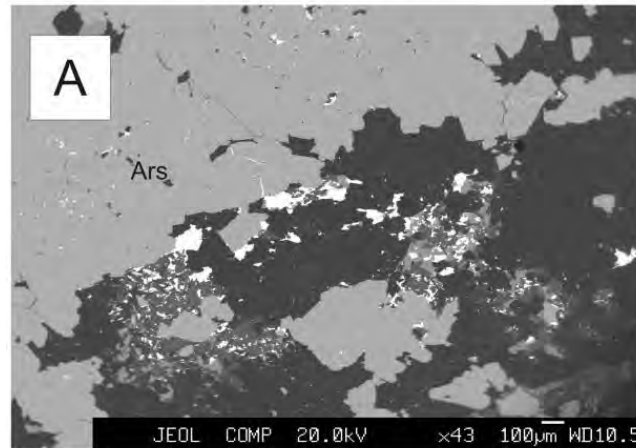


**Касситерит** образует идиоморфные мелкие кристаллы (не более 0.02 см), которые совместно с поздним (?) кварцем (тоже идиоморфным) образуют пойкилитовую вкрапленность в сфалерите (рис.4.6); иногда в арсенопирите (рис. 4.7). Для минерала характерно: отражательная способность ниже, чем у сфалерита; цвет – серо-голубоватый; анизотропия наблюдается не всегда из-за желто-бурых рефлексов; рельеф – высокий. В составе касситерита значимого количества элементов-примесей не установлено (табл. 4.17).

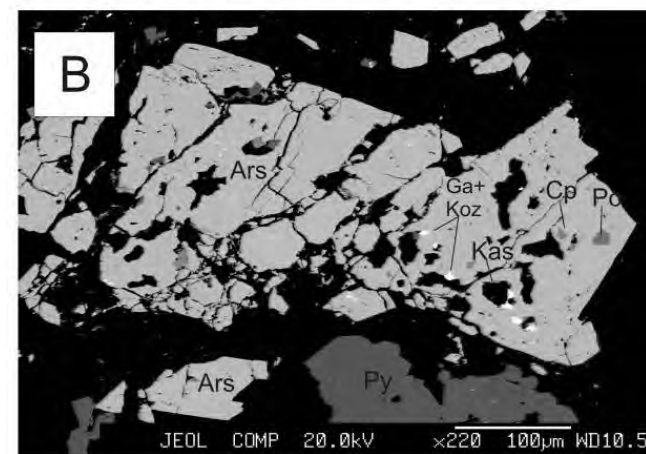
**Таблица 4.17**  
**Рентгено-спектральные анализы станина и касситерита, мас.%**

Минерал	Станнин		Касситерит		
	1	2	3	4	5
№ п.п.					
Sn	27.33	27.18	78.36	78.17	78.32
Cu	27.36	28.37	-	-	-
Fe	12.17	12.61	0.63	0.98	
Zn	3.70	3.40	-	-	-
S	29.66	29.57	-	-	-
O	-	-	21.11	21.16	21.41
Σ	100.22	101.13	100.10	100.29	99.43
№	277-Д-1	277-Д-1	277-Д-1	277-Д-1	277-Д-1

## Обр. 57-38.2



## Обр. 57-39.2



**Рис. 4.7** Взаимоотношения редких минералов (скважины 57).

**А** – скопления висмутовых минералов (белое) по периферии вкрапленников арсенопирита (Ars);

**Б** – увеличенный фрагмент одного из вкрапленников: галенит (Ga) с самородным висмутом (Vi) развиваются по периферии козалита (Koz); в центральной части наблюдаются субграфические срастания галенита с висмутом (структура распада твердого раствора козалита);

**В** – катаклазированный арсенопирит (Ars) с включениями касситерита (Kas), козалита (Koz), галенита (Ga), халькопирита (Cp) и пирротина (Po), гунгаррит (Koz+Ga).

**Молибденит** крайне редкий минерал в рудах. Он образует единичные пластинчатые (размером до 0.3 мм) или в виде розеток выделения и часто наблюдается в сростании с шеелитом в метасоматитах (много кварца, хлорита и мусковита) вблизи кварцевых прожилков. Взаимоотношения с другими минералами недостаточно ясны. Минерал легко диагностируется по сильному двуотражению и анизотропии; цвет – белый.

**Станнин** редкий минерал, наблюдался в прожилке кварца с арсенопирит-полиметаллической минерализацией, где он образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Минерал имеет зеленовато-коричневый цвет, отражение выше, чем у сфалерита; анизотропный. Состав приведен в таблице 4.17.

**Магнетит** в незначительных количествах встречается повсеместно. Он замещает нерудные минералы, такие как пироксен, сфен (?) или образует субграфические сростания с пиритом, образовавшимся по пирротину-I. Для минерала характерны: отражательная способность более высокая, чем у сфалерита, более высокая твердость и рельеф, изотропия.

**Гематит** встречается крайне редко. Совместно с замещаемым магнетитом он образует субграфические сростания с пиритом. Минерал имеет отражательную способность выше, чем у магнетита и в сростании с ним – голубоватый оттенок. Двуотражение отсутствует, анизотропия – отчетливая.

**Герсдорфит** редкий минерал в рудах месторождения. Он наблюдался в пироксен-гранатовых скажинах скважины 37, где образует идиоморфные метазерна размером до 0.4 мм и иногда содержит микровключения (до 2-3 микрон) сульфотеллуридов висмута (рис. 4.8). Минерал имеет белый цвет и отражение как у арсенопирита, от которого отличается отсутствием двуотражения и анизотропии. Особенностью состава изученного герсдорфита является присутствие в нем примеси кобальта от 2.7 до 7.7 мас.% (табл. 4.18; ан. 1-4).

**Кобальтин** был встречен в арсенопирит-халькопирит-пирротиновых рудах скважины 23 совместно с галенитом, минералами лиллианит-густавитового ряда, сульфотеллуридами висмута и самородным висмутом. Кобальтин образует метазерна идиоморфного облика в халькопирите (рис. 4.9) или совместно с галенитом замещает его (рис. 4.10). Минерал имеет белый цвет с отчетливым (по сравнению с галенитом) розоватым оттенком, высокое отражение; двуотражение и анизотропия – не наблюдались. В составе кобальтина отмечаются примеси железа от 0.7 до 3.02 мас.% и никеля до 1.75 мас.5% (табл. 4.18; ан. 5-14).

**Висмутовые минералы** ассоциируют с кварцем, пиритом II, пирротином III, халькопиритом и галенитом. Установлены по оптическим характеристикам и подтверждены рентгено-спектральными микроанализами: самородный висмут, гунгаррит, виттит, викингит, висмутин, козалит, густавит-лиллианит, сульфотеллуриды висмута, матильдит, самородное золото. Диагностика минералов очень сложна в связи с небольшими размерами зерен (редко более 0.1 мм).



Таблица 4.18

## Рентгено-спектральные анализы герсдорфита и кобальтина, мас.%

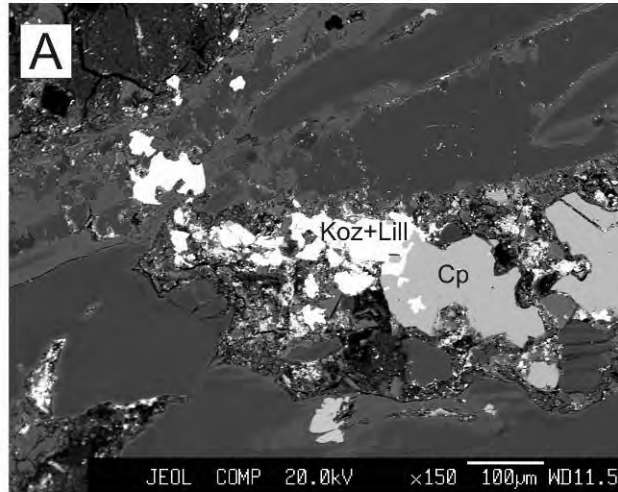
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
As	46.96	44.49	44.25	40.18	43.02	43.46	45.69	44	41.1	44.49	44.25	44.88	38.61	38.86
Fe	8.61	9.28	10.18	15.41	3.83	5.16	1.72	3.02	0.85	0.7	2.23	2.33	2.82	2.37
Ni	23.13	18.22	20.74	20.24	1.76	0.44	-	0.87	-	1.41	1.66	0.94	1.75	1.56
Co	2.73	7.74	3.94	2.6	29.79	29.75	33.29	31.73	36.33	33.5	32.25	32.04	26.41	27.34
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.59	13.09
S	17.66	18.9	18.77	20.21	19.27	19.1	19.56	19	20.15	19.49	19.94	19.3	17.67	17.85
Сумма	99.09	98.63	97.88	98.44	97.67	97.91	100.25	98.62	100.42	99.6	100.32	99.47	99.84	101.08
№ обр.	275-M-1	275-M-1	275-M-1	275-M-1							278-H-6	278-H-6	278-H-6	278-H-6

## Формульные коэффициенты

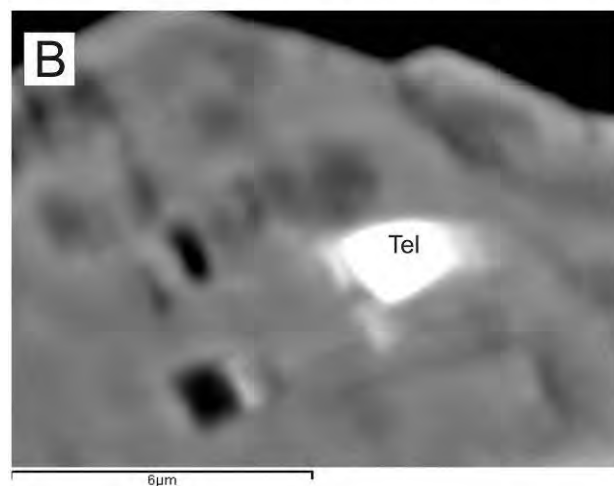
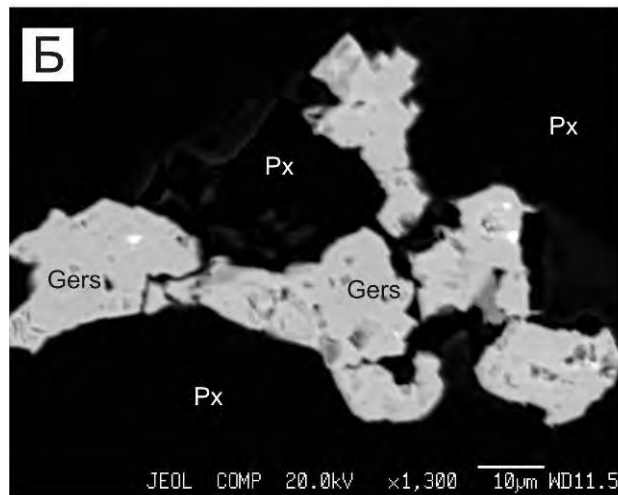
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
As	1.06	0.99	1.00	0.88	0.97	0.98	1.01	0.99	0.91	0.99	0.97	1.00	0.93	0.93
Fe	0.26	0.28	0.31	0.45	0.12	0.16	0.05	0.09	0.03	0.02	0.07	0.07	0.09	0.08
Ni	0.67	0.52	0.60	0.56	0.05	0.01	-	0.02	-	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05
Co	0.08	0.22	0.11	0.07	0.85	0.85	0.93	0.90	1.02	0.94	0.90	0.90	0.81	0.83
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.11
S	0.93	0.99	0.99	1.03	1.01	1.00	1.01	0.99	1.04	1.01	1.02	1.00	1.00	1.00
N	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примечание: 1-4 – герсдорфит; 5-14 – кобальтин

## Скв.56, инт. 93.3 м



## Скв. 37, инт. 205 м



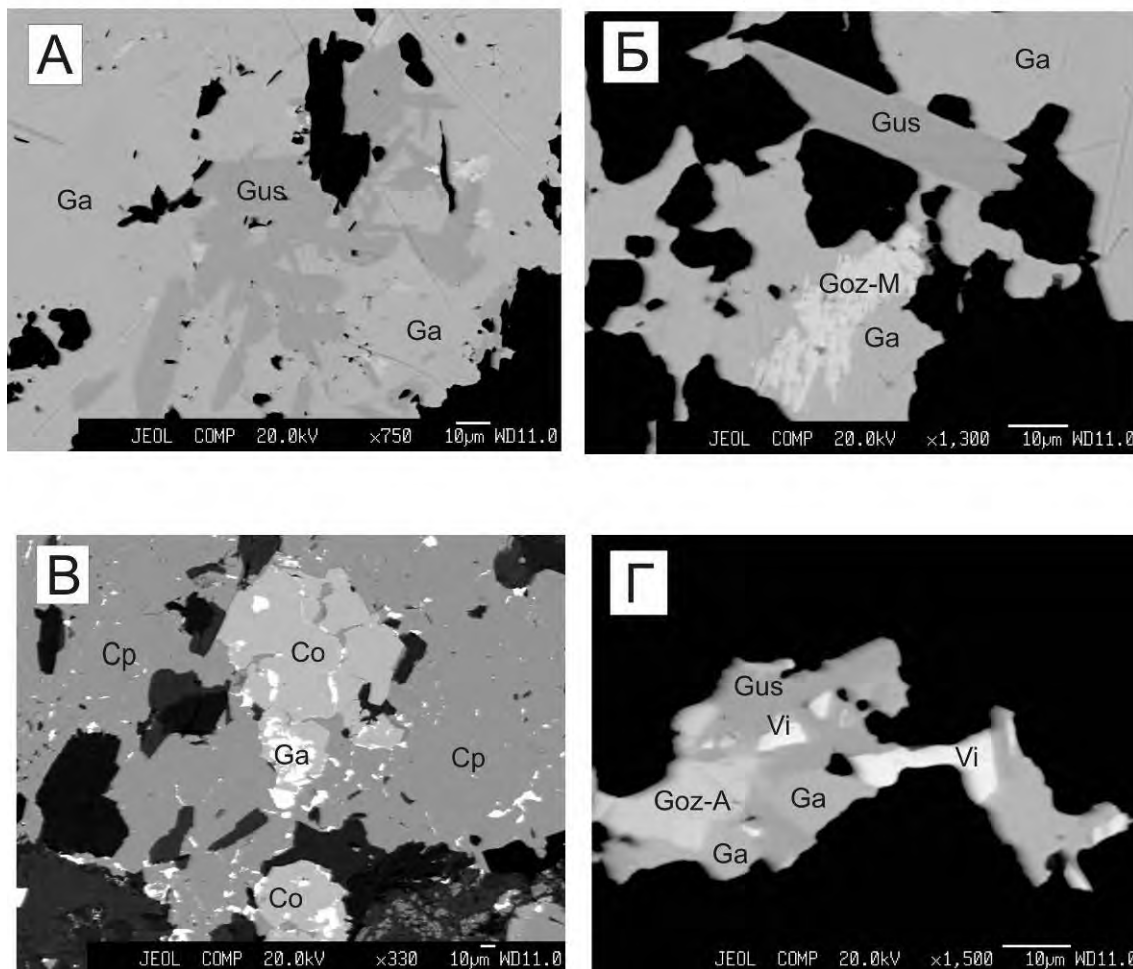
**Рис. 4.8 Редкие минералы (скважины 56 и 37).**

**А** – вкрапленные руды: метасоматическая амфиболовая зона с вкрапленностью халькопирита (Cp) и свинцово-висмутовых сульфосолей (козалита (Koz) и лиллианита (Lill));

**Б** – метавкрапленники герсдорфита (Gers) с включениями пирротина и халькопирита и сульфотеллуридов висмута;

**В** – увеличенный фрагмент включения сульфотеллурида висмута (Tel) в герсдорфите (Gers).

## Скв. 23, инт. 199.5 м (Обр. 278-Н-5)



**Рис. 4.9** Взаимоотношения редких минералов (скважина 23, инт. 199.5 м).

**А** – срастания пластинок густавита (Gus) с галенитом (Ga); по их контактам наблюдаются микровключения алексита (белое);

**Б** – срастания галенита (Ga) с сульфотеллуридом висмута (жозеит (Goz-M));

**В** – метавкрапленник кобальтина (Co) в халькопирите (Cp); по трещинам в кобальтине и границам зерен халькопирита наблюдается вкрапленность галенита;

**Г** – характерные срастания густавита (Gus), галенита (Ga), самородного висмута (Vi) и сульфотеллурида висмута (жозеит-А (Goz-A)).

По минеральному составу и взаимоотношениям минералов можно выделить три парагенетические ассоциации висмутовых минералов: 1 – **сульфосольно-сульфидную**. 2 – **сульфотеллуридно-сульфидную** и 3 – **сульфидно-висмутовую**.

В составе первой ассоциации преобладают висмутсодержащий галенит и серебро-свинцово-висмутовые сульфосоли лиллианит-густавитовой серии; крайне редко встречается самородный висмут. Наблюдается следующая последовательность кристаллизации минералов:  $Vi+Ag$ -галенит  $\rightarrow$   $Pb$ - $Bi$ - $Ag$  сульфосоли  $\rightarrow$  сульфотеллуриды  $\rightarrow$  самородный висмут.

Главный минерал второй ассоциации – висмутин, а сульфотеллуриды висмута, икунолит и самородный висмут имеют подчиненное распространение.

В составе третьей ассоциации преобладает самородный висмут; в небольшом количестве присутствуют сульфотеллуриды висмута, икунолит и висмутин.

**Густавит-лиллианит** достаточно широко распространен в рудах месторождения, пространственно тяготея к участкам окварцевания с арсенопиритом. Обычно это таблички (рис. 4.9 Б) удлиненной формы (до 0.1 мм в длину) в краевых частях вкрапленников галенита (в пирротине III). Реже наблюдаются вкрапленники до 1 мм сложного строения в галените (рис. 4.9 А). Иногда по контакту зерен густавита и галенита встречаются мелкие вкрапленники сульфотеллуридов висмута (жозеита, алексита-?). По оптическим характеристикам минерал имеет отражение близкое к отражению галенита; двуотражение – слабое, в иммерсии – хорошее; анизотропия – сильная, более интенсивная, чем у висмутина, с цветными эффектами в коричнево-синих тонах. Размеры зерен редко превышают 0.02 мм (табл. 4.19).

**Козалит** встречается реже, чем густавит. Он наблюдался в виде микровкрапленников (до 0.1 мм) в арсенопирите, содержащем зерна касситерита (рис. 4.7 В), или в тесных сростаниях с лиллианитом в метасоматических зонах с халькопиритом (рис. 4.8 А). Крайне редко встречаются изометричные вкрапленники козалита размером более 0.2 мм, в которых наблюдаются структуры его распада на галенит и самородный висмут (рис. 4.7 Б). По оптическим характеристикам козалит похож на густавит и лиллианит, но отличается от них отсутствием эффектов анизотропии. По составу (табл. 4.19) в минерале отмечаются высокие содержания серебра (до 5.5 мас.%), при соотношениях  $Bi:Pb+Ag$  близких к 1:1.

**Самородный висмут** распространенный минерал в вольфрамовых рудах и менее в оловянных. Встречается в виде мелкой (менее 0.01 мм) редкой вкрапленности в галените, который выполняет интерстиции зерен пирротина-III, образует сростания с висмутином в арсенопирите (рис. 4.12 А), и с халькопиритом - в тонких прожилках, секущих арсенопирит I. Реже, висмут образует каемки вокруг козалита или субграфические сростания с галенитом (распад козалита - рис. 4.7 Б, распад густавита – рис. 4.11 А)



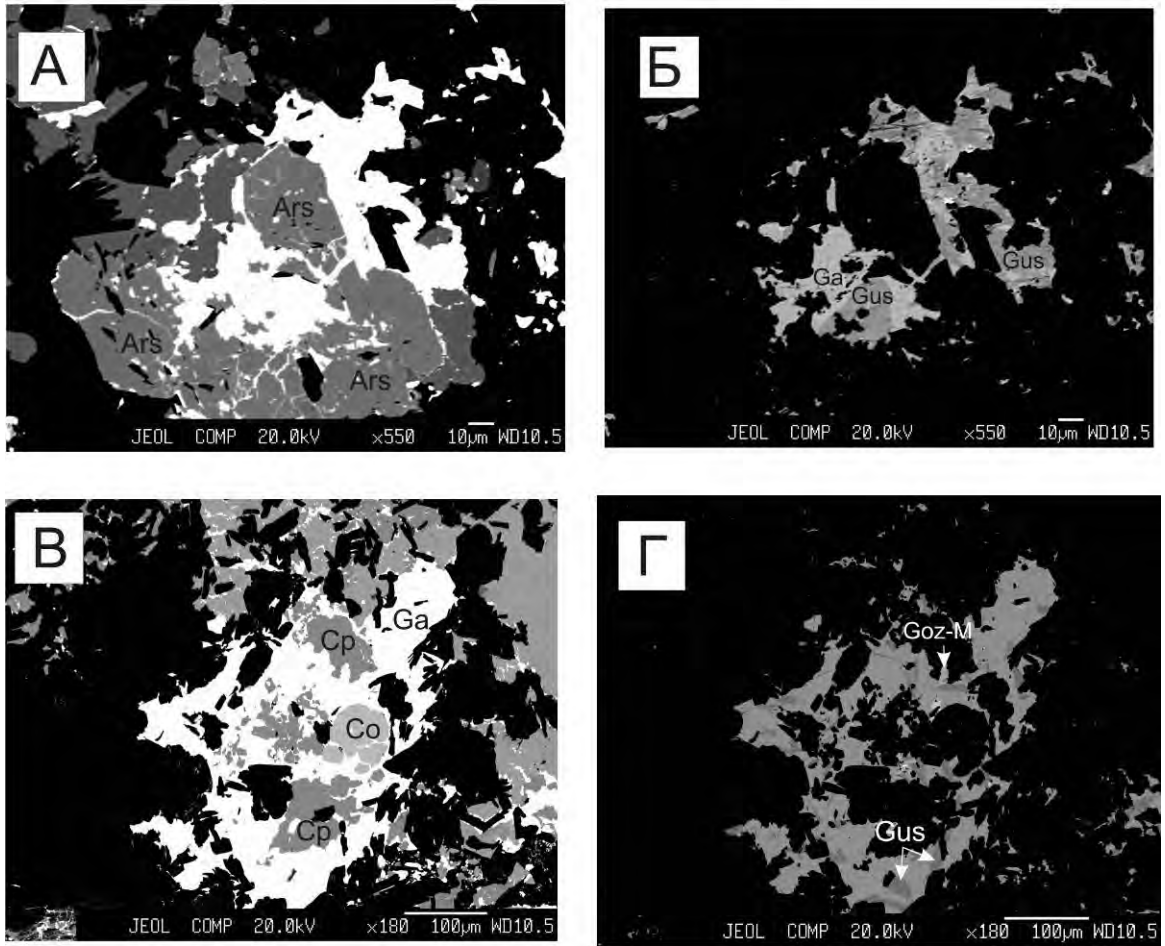
Продолжение таблицы 4.19

№ п.п.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Pb	28.93	31.01	31.34	30.93	33.76	32.17	30.53	32.87	31.64	30.33	54.70	65.73	39.56	35.10	34.39	38.49
Ag	9.41	9.45	8.89	8.73	3.46	5.26	5.49	1.94	2.09	2.13	1.64	-	4.08	6.29	5.85	4.20
Bi	45.59	46.68	44.00	44.78	43.26	45.93	47.02	48.79	51.11	50.60	27.80	22.06	43.71	45.50	44.30	42.88
Fe	-	-	-	0.38	-	-	-	-	-	-	-	1.31	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	0.74	0.57	0.69	0.68	-	-	-	-	-	-	-	0.45	-	-	-	-
S	13.94	14.09	14.02	14.01	15.39	14.09	15.31	16.51	14.12	14.51	14.09	8.56	13.72	13.72	13.78	13.38
Сумма	97.86	101.22	98.92	98.83	98.13	97.45	100.09	100.68	99.66	98.25	98.68	97.64	101.06	100.62	98.30	98.95
№ обр.	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-56- 93.3	К-57- 38	К-57- 38	К-57- 38	К-57- 38
Формульные коэффициенты																
№ п.п.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Pb	1.72	1.81	1.87	1.83	1.66	1.62	1.47	1.54	1.60	1.53	2.79	3.96	1.98	1.75	1.73	1.97
Ag	1.08	1.06	1.02	0.99	0.33	0.51	0.51	0.17	0.20	0.21	0.16	0.00	0.39	0.60	0.57	0.41
Bi	2.69	2.70	2.60	2.62	2.11	2.29	2.25	2.27	2.57	2.53	1.41	1.32	2.17	2.24	2.21	2.18
Fe	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	0.29	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	0.14	0.11	0.13	0.13	-	-	-	-	-	-	-	0.09	-	-	-	-
S	5.37	5.32	5.39	5.35	4.90	4.58	4.77	5.01	4.62	4.73	4.64	3.34	4.45	4.41	4.49	4.43
N	11	11	11	11	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9

Примечание: 1-20 – густавит, 21-26 – козалит, 27-28 – лиллианит, 29-32 – козалит.

Для минерала характерен соломенно-желтый с кремовым оттенком цвет, высокое отражение, низкая твердость. В хорошо отполированных зернах наблюдается анизотропия. Присутствие в самородном висмуте тех или иных элементов-примесей (табл. 4.20) обусловлено элементарным составом минералов, в котором он находится.

### Скв. 23, инт. 199.7 м (Обр. 278-Н-6)



**Рис. 4.10** Взаимоотношения редких минералов (скважина 23, инт. 199.7 м).

**А** – метавкрапленник арсенопирита (Ars) замещается галенитом (Ga) и густавитом (Gus) (белое);

**Б** – то же самое в другом режиме фотосъемки;

**В** – халькопирит (Cp) и кобальтин (Co) замещаются галенитом (Ga), содержащим вкрапленники густавита (Gus) и жозеита-М (Goz-M);

**Г** – то же самое в другом режиме фотосъемки.

**Висмутин** распространенный минерал в вольфрамовых рудах. Пространственно он тяготеет к участкам окварцованных руд со скоплениями арсенопирита, где образует сростания с арсенопиритом (рис. 4.12 А). Минерал имеет белый цвет. Отражательная способность значительно ниже, чем у самородного висмута, но выше, чем у халькопирита, анизотропия отчетливая в желто-коричневых тонах. Следует отметить, что в сростках с халькопиритом у минерала иногда наблюдается отчетливый

голубоватый оттенок и более сильная анизотропия (в подобных ассоциациях это может быть ширмерит – медно-висмутовая сульфосоли). Состав приведен в таблице 4.20. В висмутине, как и в самородном висмуте, присутствие тех или иных элементов-примесей обусловлено элементным составом минералов, в котором он находится. Примесь селена (до 0.96 мас.%) установлена только во вкрапленнике висмутина, который находится в герсдорфите.

**Таблица 4.20**  
**Рентгено-спектральные микроанализы самородного висмута, мас.%**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Bi	97.77	98.86	91.39	81.26	98.96	99.31	98.85	98.37	96.15
Pb	-	-	6.29	13.38	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	2.32	-	-	-	-	-
Fe	1.14	-	-	-	-	-	-	-	2.40
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	1.12	3.90	-	-	-	-	-
$\Sigma$	98.92	98.86	98.80	100.86	98.96	99.31	98.85	98.37	98.55
№	276Б-5	278-Н-5	278-Н-5	278-Н-5	278-М-4	278-М-4	К-57-38	К-57-38	275-М-2

**Гунгаррит** редкий минерал в рудах месторождения. Наблюдался в тесных сростаниях с халькопиритом, образуя таблички длиной (до 0.005 мм) изометричной, вытянутой формы (реликты ?) среди виттита (рис. 4.7 В). По оптическим характеристикам минерал имеет отражение (более 40%) близкое к виттиту (но ниже халькопирита), чуть меньшее отражение и чуть более интенсивную анизотропию. В составе гунгаррита установлена примесь серебра до 1.64 мас.% (табл. 4.21, ан 1).

**Виттит** встречается чаще, чем гунгаррит, иногда образуя мономинеральные вкрапленники (до 0.01 мм в поперечнике) среди кварца. Минерал имеет отражение близкое к халькопириту и, по сравнению с ним, голубоватый оттенок; анизотропия отчетливая по границам зерен и двойников, без цветных эффектов; двуотражение – не наблюдалось. В составе виттита установлена устойчивая примесь серебра в количестве 2.0 мас.% (табл. 4.21, ан 2-4).

**Викингит** наиболее распространенный минерал среди Ag-Pb-Bi сульфосолей группы викингита по [Коваленкер и др., 1984; Makovicky, Karup-Moller, 1977]. Он совместно с галенитом и сульфотеллуридом висмута пространственно тяготеет к метавкрапленникам кобальтина. Минерал образует таблички размером до 0.01 мм в длину, часто выполняя пространство между зернами кварца. Минерал имеет белый цвет и отражение близкое к галениту, от которого отличается только формой зерен. В составе викингита (табл. 4.21, ан. 5-8) количество серебра варьирует в диапазоне



8.78-9.85 мас.%; иногда отмечаются примеси железа (до 1.7 мас. %) и селена (до 1.00 мас. %), который более характерен для его сростаний с галенитом, сульфотеллуридами висмута и самородным висмутом.

Таблица 4.21

**Рентгено-спектральные микроанализы гунгаррита, виттита, викингита, мас.%**

№ п.п	1	2	3	4	5	6	7	8
Pb	54.7	31.33	32.87	31.64	28.66	28.5	31.34	32.5
Ag	1.64	2.13	1.94	2.09	9.67	9.85	8.89	8.78
Bi	27.8	50.64	48.79	51.11	44.7	46.08	44	46.6
Fe	-	-	-	-	1.27	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	1	-	0.69	-
S	14.09	14.51	16.51	14.12	14.18	13.92	14.02	13.74
Сумма	98.23	98.57	100.11	98.96	99.48	98.35	98.94	101.62

**Формульные коэффициенты.**

№ п.п	1	2	3	4	10	11	12	13
Pb	3.4	1.92	1.89	1.95	1.65	1.71	1.87	1.94
Ag	0.2	0.25	0.21	0.25	1.07	1.13	1.02	1
Bi	1.72	3.07	2.77	3.13	2.56	2.74	2.6	2.76
Fe	-	-	4.87	-	0.28	-	-	-
Сумма Me	5.32	5.24	-	5.33	5.56	5.58	5.49	5.7
Te	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	0.15	-	0.11	-
S	5.68	5.76	6.13	5.67	5.29	5.42	5.4	5.3
Сумма S	5.68	5.76	6.13	5.67	5.44	5.42	5.51	5.3
Nхим	6.14	3.08	2.77	2.63	5.9	5.9	6.14	5.67
% Gus	12.3	-	-	-	71.4	70.3	60.7	64.9

**Примечание:** 1 – гунгаррит; 2-4 – виттит; 5-8 – викингит (ширмерит). Формульные коэффициенты рассчитаны на N=11, при N=Nхим – числу октаэдров в «галенитоподобном» слое по [Makovicky, Karup-Moller, 1977] равное в идеальном случае Nкрист. Расчет N по формуле:  $N = -1 + 1 / (Bi + Pb / 2 - 0.5)$ ; процент густавитового компонента (% Gus) по формуле:  $\%Gus = 1 - (2Bi - Pb - 1) / (6(Pb / 2 + Bi - 5/6))$  при условии, что  $Bi + Pb + Ag = 1$  [Nuffield et al., 1966]

**Сульфотеллуриды висмута** встречаются довольно часто. По составу все проанализированные сульфотеллуриды относятся к группе жозеитов (табл. 4.22). Они образуют микровключения (до 10 микрон) в герсдорфите (рис. 4.8 В);

Таблица 4.22

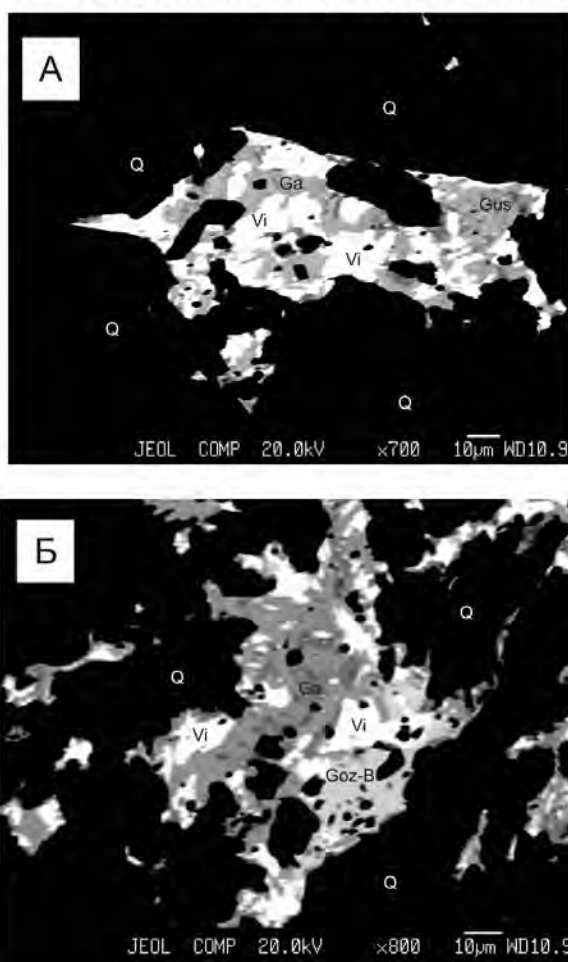
## Рентгено-спектральные микроанализы сульфотеллуридов висмута, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Bi	65.78	65.96	68.1	58.68	51.71	75.06	74.75	59.96	55.41	53.49	75.86	75.28	61.97	61.19	73.06	74.51
Pb	-	9.53	8.46	12.18	25.88	3	5.1	17.45	14.98	23.91	-	-	7.66	7.32	4.4	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.1	0.87	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.42	-	-	-	-	-	-
Fe	1.84	-	-	-	-	-	-	0.75	-	-	-	0.69	0.75	0.42	-	-
Te	26.3	19.83	18.91	21.91	17.22	14.65	14.57	16.64	23.24	13.94	22.29	22.22	24.48	25.89	20.25	20.91
S	5.05	3.23	3.77	5.44	6.63	5.58	3.64	4.27	5.51	7.05	2.26	2.16	5.23	5.3	2.83	2.63
Сумма	98.96	98.56	99.24	98.22	101.46	98.39	98.06	98.78	99.15	99.81	100.42	100.35	101.19	100.99	100.54	98.05
№ обр.	275- М-2	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278-Н- 5	278- М-4	278- М-4	278-Н- 6	278-Н- 6	278-Н- 6	278-Н- 6
Формульные коэффициенты																
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Bi	2.22	2.37	2.38	2.04	1.80	2.46	2.59	2.18	1.94	1.87	2.62	2.62	2.07	2.04	3.96	4.14
Pb	-	0.34	0.30	0.43	0.91	0.10	0.18	0.64	0.53	0.84	-	-	0.26	0.25	0.24	0.00
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.10	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	2.22	2.37	2.38	2.04	1.80	2.46	2.59	2.18	1.94	1.87	2.62	2.62	2.07	2.04	-	-
Te	1.45	1.17	1.08	1.25	0.98	0.79	0.83	0.99	1.33	0.80	1.26	1.27	1.34	1.42	1.80	1.90
S	1.11	0.76	0.86	1.24	1.51	1.19	0.82	1.01	1.26	1.61	0.51	0.49	1.14	1.15	1.00	0.95
N	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7

**Примечание:** 1, 6-7 – жозеит-А-В; 2-4, 8-9, 13-14 – жозеит-М; 11-12, 15-16 - жозеит-В; 5, 10 – алексит-?

наблюдались в сростаниях с густавитом, галенитом, самородным висмутом (рис. 4.9 Б, Г; рис. 4.10 Г). Минералы имеют белый цвет и высокое отражение (выше, чем у сульфосолей, но ниже, чем у самородного висмута). Причем, в сростаниях с галенитом чаще встречается жозеит с содержанием свинца от 8 до 17 мас. %, с самородным висмутом – жозеит-А-В. В жозеитах-А-В часто отмечается примесь свинца до 5 мас.%. Следует так же отметить, что по границам зерен галенита и густавита (рис. 4.10 Б) встречается алексит-? (до 25 мас. % Pb; очень мелкие зерна менее 10 микрон).

Скв. 23, инт 143 м (Обр. 278-М-4)



**Рис. 4.11** Взаимоотношения редких минералов (скважина 23, инт. 143 м).

**А** – сложные взаимоотношения галенита (Ga) с самородным висмутом (Vi) и реликтами густавита (Gus);

**Б** – сростания галенита (Ga) с самородным висмутом (Vi) и сульфотеллуридом висмута (жозеит-В (Goz-B)).

**Икунолит** редкий минерал в рудах месторождения (табл. 4.23). Он образует каемки по контакту висмутина с самородным висмутом или вместе с сульфотеллуридами висмута замещает висмутин и в свою очередь, сам замещается самородным висмутом.

Таблица 4.23

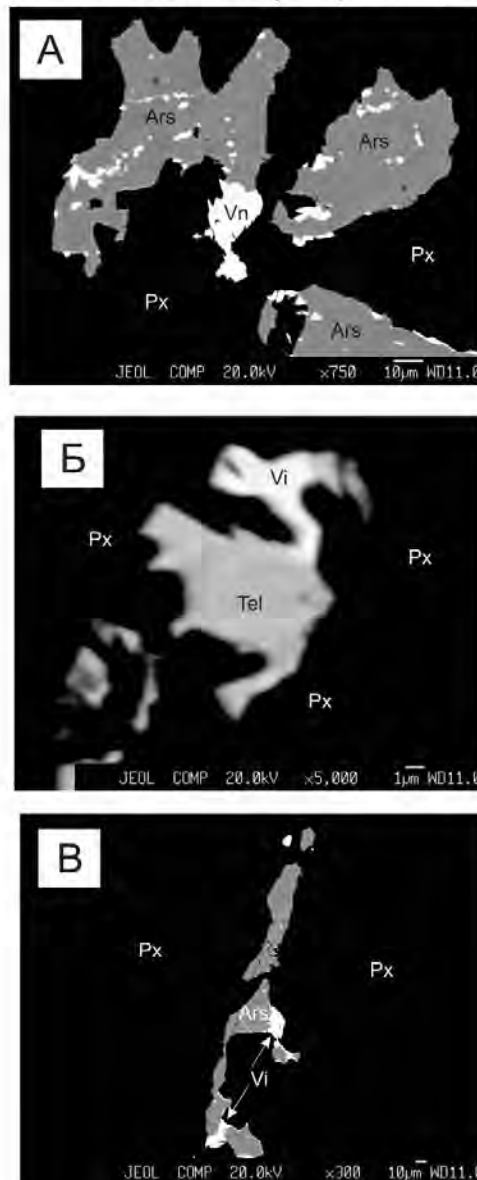
## Рентгено-спектральные анализы висмутита и икнолита, мас.%

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15.92	-	-	-	
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.67	8.32	-	-	
Bi	78.7	79.89	77.97	77.64	80.16	75.34	75.64	79.48	80.36	73.9	81.41	66.96	77.24	81.39	86.05	
Fe	2.58	1.09	1.19	1.34	0.69	2.67	3.05	0.74	0.47	5.05	4.27	0.67	3.07	2.43	1.06	
As	-	-	3.24	2.59	-	3.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.88	-	-	-	-	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1.37	-	-	-	-	
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.57	-	
Se	-	-	-	-	-	-	0.96	-	-	-	-	-	-	-	-	
S	17.9	18	17.13	18.06	17.72	18.8	18.43	17.81	18.08	18.86	11.63	10.45	10.44	10.02	10.19	
Сумма	99.19	98.98	99.54	99.63	98.58	98.64	98.72	98.04	98.9	99.81	99.56	98.68	99.07	97.42	97.31	
№ обр.	276- Б-5	276- Б-5	275- М-2	275- М-2	275- М-2	275- М-2	275- М-2	275- М-1	275- М-1	275- М-1	277- Д	277- Д	278- Н-5	276- Б-5	276- Б-5	276- Б-5
Формульные коэффициенты																
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.48	-	-	-	
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.27	0.43	-	-	
Bi	1.83	1.40	1.37	1.34	1.43	1.24	1.27	1.42	1.42	1.20	2.08	2.02	2.07	2.31	2.44	
Fe	0.22	0.07	0.08	0.09	0.05	0.16	0.19	0.05	0.03	0.31	0.41	0.08	0.31	0.26	0.11	
As	-	-	0.16	0.12	-	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	-	-	-	
Zn	-	1.40	1.37	1.34	1.43	1.24	1.27	1.42	1.42	1.20	2.08	2.02	2.07	2.31	2.44	
Te	0.22	0.07	0.08	0.09	0.05	0.16	0.19	0.05	0.03	0.31	0.41	0.08	0.31	0.26	0.11	
Se	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	
S	2.72	2.06	1.96	2.03	2.06	2.02	2.02	2.07	2.09	1.99	1.94	2.05	1.82	1.86	1.89	
N	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	7	7	

Примечание: 1-10 – висмутин; 11-15 – икнолит, (обр. 10-11 микровключения в сфалерите)

Иногда очень мелкие (менее 0.01 мм) зерна икунолита наблюдались на контакте самородного висмута с матильдитом (рис. 4.13,В-Е). Оптические характеристики икунолита очень близки к характеристикам жозеита-А (высокое отражение – около 50%; анизотропия – отчетливая, без цветных эффектов), что затрудняет их диагностику под микроскопом, особенно, в мелких зернах. Химический состав икунолита близок к теоретическому и удовлетворительно пересчитывается на формулу  $Bi_4S_3$ .

Скв. 37, инт. 205.2 м (Обр. 275-М-2)



**Рис. 4.12** Взаимоотношения редких минералов (скважина 37. инт. 205.2 м).

**А** – в пироксеновом скарне метавкрапленники арсенопирита с включениями висмутина и самородного висмута;

**Б** – вкрапленник изометричной формы в пироксеновом скарне: срастание самородного висмута с сульфотеллуридом сложного состава (жозеит-А-В);

**В** – арсенопирит с включениями самородного висмута развивается по границам зерен пироксена.

**Матильдит** встречался редко в обеих группах руд. В вольфрамовых рудах наблюдался среди кварца, выполняющего микротрещины, секущие вкрапленники

пирротина (с халькопиритом и висмутином); в рудах с оловянной минерализацией образует сростания с икунолитом и самородным висмутом, реже галенитом. Зерна матильдита размером до 6 микрон в длину встречаются в трещинах пирротина или кварца (рис. 4.13, Б-Е). Состав матильдита (табл. 4.24) близок к теоретическому.

**Самородное золото** редкий минерал в вольфрамовых рудах встречается в сростках с самородным висмутом и сульфотеллуридами висмута в висмутине. Размеры микрозерен обычно не превышают 3-2 микрона, что позволило оценить только его качественный состав (Au 0.85 Ag 0.15). В рудах с оловянной минерализацией золото более низкопробное (Au 0.57 Ag 0.43), округлой формы в сфалерите (Скв. 35. инт. 173.4 м). Его размер не превышает 2 микрон (рис. 4.13, А). Судя по качественному микроанализу (табл. 4.24) золото содержит около 29 мас.% серебра.

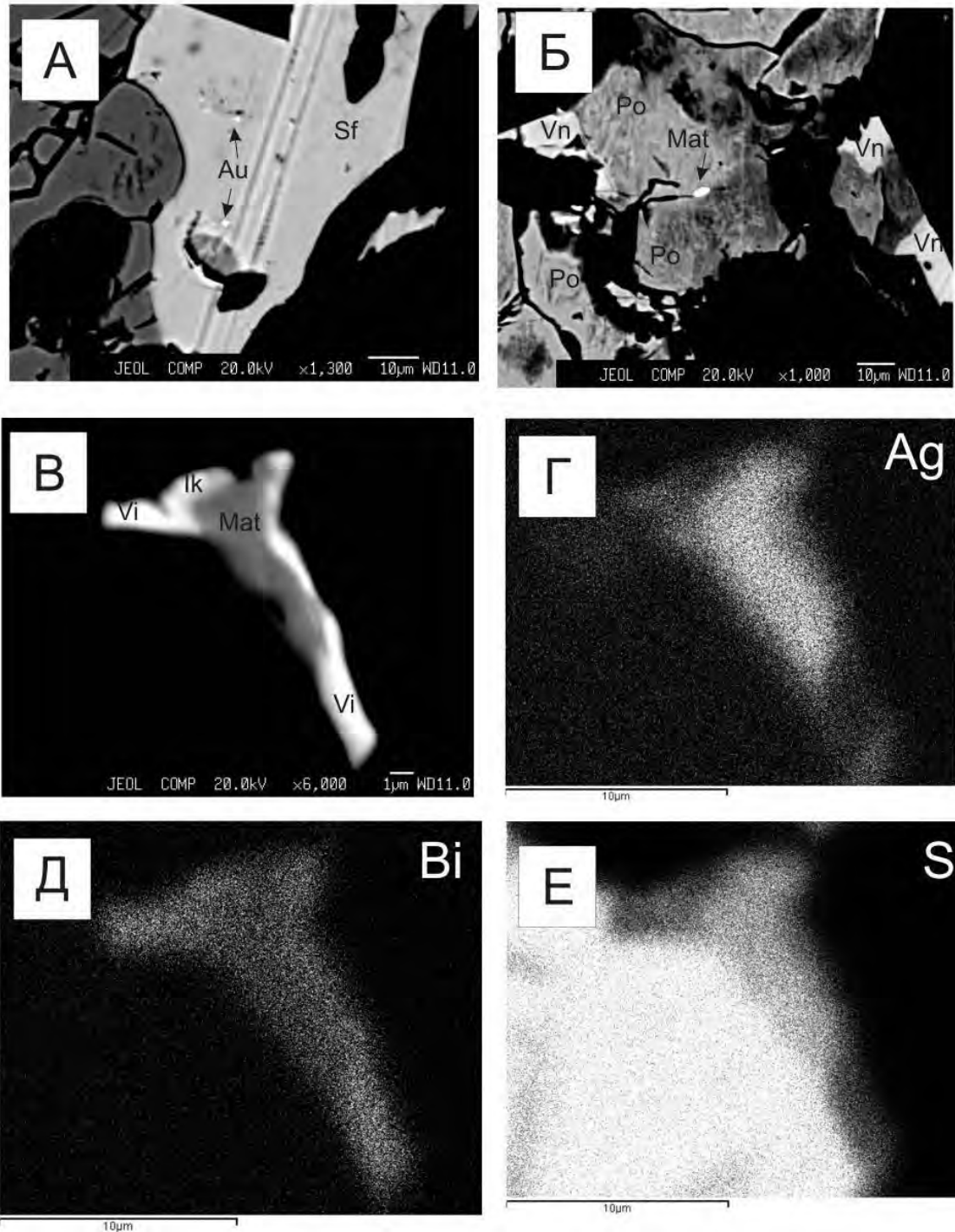
Таблица 4.24

## Рентгено-спектральные анализы матильдита и золота, мас.%

№ п.п.	Pb	Ag	Au	Bi	Cu	Zn	Fe	Se	S	Сумма	
1	-	27.41	-	51.59	-	-	1.74	1.43	15.91	98.28	276-Б-5
2	13.84	21.95	-	52.02	-	-	-	-	14.15	101.95	278-Н-5
3	-	8.37	19.77	-	4.98	32.79	10.12	-	26.01	102.04	276-Б-5

**Примечание:** 1-2 – матильдит; 3 – микровключение золота в сфалерите.

## Скв. 35, инт. 173.4 м (Обр. 276-Б-5)



**Рис. 4.13** Взаимоотношения редких минералов (скважина 35, инт. 173.4 м).

**А** – микровключения самородного золота в сфалерите (содержит пойкилитовую вкрапленность станнина и халькопирита);

**Б** – вкрапленники висмутина изометричной формы развиваются в краевых частях пирротина, в котором по трещинам встречается матильдит;

**В-Е** – сростание матильдита с самородным висмутом (**В** – в отраженных электронах, **Г** – в лучах серебра, **Д** – в лучах висмута, **Е** – в лучах серы).

**Выводы.**

Таким образом, руды месторождения Кордонное, подразделяются на вольфрамовые (минеральная ассоциация – шеелит-сульфидная) и оловянные (касситерит-сфалерит-галенитовая минеральная ассоциация).

Учитывая геолого-структурное положение района и месторождения Кордонное (зона сочленения Самаркинского террейна с Прибрежным вулканогенным поясом) выделение в его рудах двух групп продуктивной (вольфрам и олово) и сопутствующей (соответственно Pb-Bi и Ag-Pb-Bi) минерализации вполне уместно и подтверждается как минеральным составом руд, так и типоморфными особенностями минералов.

Сопутствующая минерализация вольфрамовых руд месторождения Кордонное представлена широким спектром высокотемпературных свинцово-висмутовых сульфосолей (витит, гунгарит, лиллианит), Pb-содержащими сульфотеллуридами. Причем, значимого количества примеси сурьмы в висмутовых минералах и Sb-содержащих минералов (типа кобеллита) не установлено.

Сопутствующая минерализация оловянных руд месторождения Кордонное представлена более низкотемпературными сульфосолями сложного Ag-Pb-Bi состава, Pb-содержащими (до 14.98 мас. % Pb) сульфотеллуридами, матильдитом, и др. Обращает на себя внимание тот факт, что сфалерит из этих руд более высокожелезистый (до 11.16 мас. % Fe) по сравнению со сфалеритом из вольфрамовых руд и постоянно содержит примесь марганца.

В целом, оба геохимических типа сопутствующей минерализации носят относительно высокотемпературный характер, на что указывает присутствие в них серебро- и висмутсодержащего галенита (250°C – твердый раствор галенита и кубической модификации β-матильдита; [Ненашева, 1975] ), а так же самородного висмута, который кристаллизуется последним при температуре 270°C [Колонин, 1971].

Результаты изложенные в главах 2, 3 и 4 позволили сформулировать основные защищаемые положения:

1. В геологическом строении рудного поля месторождения Кордонное участвуют две группы гранитоидов, принадлежащие раннемеловому (103-101 млн лет), и позднемеловому (88-86 млн лет) магматическим комплексам. Генетическая самостоятельность выделяемых групп подтверждается различиями их локализации и петролого-геохимическими характеристиками. Первые относятся к I и S-, вторые – к I-типу.



2. На месторождении Кордонное пространственно совмещены скарны разного минерального состава и металлогенической специализации. Ранние вольфрамоносные скарны из высокотемпературных пироксеновых, гранат-пироксеновых и гранат-пироксен-волластонитовых минеральных ассоциаций сопряжены с шеелит-халькопирит-пирротинным оруденением. С поздними пироксен-андрадитовыми скарнами ассоциирует полиметаллическая (касситерит-сфалерит-галенитовая) минерализация.

3. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации месторождения Кордонное определяются пространственным совмещением двух типов руд: ранних – шеелит-сульфидных и поздних – олово-полиметаллических (с турмалином). Каждый из типов сопровождается Au-Bi минерализацией, различающейся по элементному составу сульфосолей. Для вольфрамовых руд характерны простые свинцово-висмутовые сульфосоли, для олово-полиметаллических – сульфосоли сложного Ag-Pb-Bi состава.

## Заключение

На основании выполненных исследований сделаны следующие выводы:

1. В геологическом строении рудного поля месторождения Кордонное установлено участие двух типов гранитов, которые относятся к разным магматическим комплексам, различающимся по возрасту, структурным особенностям, минеральному и химическому составу, геохимическим признакам, условиям образования и металлогенической специализации. Генетическая самостоятельность выделяемых комплексов подтверждается различиями петрохимических характеристик: первые относятся к гранитам I-S-типа, вторые – к гранитам I-типа.

Гранитоиды первой группы ( $101\pm 2.0$  –  $103.5\pm 2.0$  млн лет), с которыми в регионе ассоциируют месторождения вольфрама, следует рассматривать как производные раннемелового татибинского комплекса (Хунгарийской серии), формирование которого обусловлено деятельностью внутрикоровых магматических очагов, продуцирующих расплавы I-S типа при ограниченном участии глубинных (сквозьмагматических) флюидов. В схемах геодинамической эволюции региона эти породы соответствуют этапу, в котором доминировал режим скольжения литосферных плит [Симаненко и др., 1997; 2006; Ханчук, Кемкин 2003; Гвоздев, 2010; Grebennikov et. al., 2016; Крук и др., 2016].

Граниты второй группы, с которыми связаны оловянные, полиметаллические месторождения, судя по возрасту ( $86.6\pm 1.8$  –  $88.3\pm 0.8$  млн лет) и петрохимическим характеристикам представляют ассоциацию пород Прибрежного (Сихотэ-Алинского) вулканогенного пояса, и вероятнее всего, относятся к приморскому комплексу, который фиксирует субдукционный режим.

Кроме перечисленных различий, важными аргументами для отнесения гранитов к разным комплексам, послужили установленные признаки водонасыщенности для материнских магм гранитов первого типа и маловодности – для другого, а также аналогия уровня концентраций и сходство трендов распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитах первого типа и шеелитах из рудных прожилков месторождения [Федосеев и др., 2014]. Установлено также закономерное повышение содержания хлора в гранитах второй группы.

В гранитоидной ассоциации приморского комплекса в регионе преобладают метаглиноземистые граниты I-типа [Валуй, Стрижкова, 1997], они характеризуются ограниченной рудоносностью, обусловленной приповерхностной кристаллизацией магм без необходимых концентраций рудного вещества и флюидов.

Таким образом, по совокупности признаков – возрасту, геологической позиции района, минералого-петрохимическим особенностям магматических комплексов и их металлогенической специализации, месторождение Кордонное можно рассматривать как сложную рудно-магматическую систему (РМС), эволюция которой происходила в условиях чередования трансформной (скольжения литосферных плит) и субдукционной обстановок.

2. Скарны месторождения представлены двумя типами, которые ассоциируют с разными магматическими комплексами, каждый из которых характеризуется собственной металлогенической специализацией. Первый тип скарнов представлен гроссуляр-пироксеновой с везувианом и волластонитом минеральной ассоциацией и сопряженным шеелит-халькопирит-пирротинным оруденением. Скарны второго типа – пироксен-андрадитовые, с ними связана полиметаллическая (олово-сфалерит-галенитовая) минерализация. В количественном отношении на месторождении преобладают скарны первого типа.

По минеральному составу, наблюдаемым ассоциациям и типоморфным признакам минералов скарны месторождения Кордонное относятся к фации нормальной щелочности. Окислительно-восстановительные условия формирования одновременных скарнов различаются: для «вольфрамоносных» характерны восстановительные условия, на что указывает присутствие в ассоциации гроссуляра и пирротина, для «полиметаллических» – окислительные (присутствие в скарнах андрадита и пирита).

3. Грейзены на месторождении представлены двумя минеральными ассоциациями: мусковит-кварцевой и шеелит-апатит-кварцевой. Судя по результатам исследования включений в кварце, грейзены образовались при участии магматического дистиллята гранитной интрузии. В составе флюида, формирующего шеелит-апатит-кварцевую ассоциацию, отмечены высокие концентрации растворов, участие в газовой фазе углекислоты и метана. Вероятно, значимую роль в переносе вольфрама также играли вскипание флюида и фосфатные комплексы (апатит).

4. В пределах месторождения Кордонное проявлено два типа минерализации: шеелит-сульфидный и олово-полиметаллический.

Сочетание вольфрамовых (шеелит) и сульфидных (пирротин, халькопирит) минералов является особенностью минерализации месторождения и определяет его специализацию. Взаимоотношения рудных зон и прожилков на месторождении не всегда однозначны, однако можно утверждать, что во всех наблюдаемых случаях

скарновые и грейзеновые зоны, содержащие шеелит, пересекаются более поздними сульфидными прожилками, что отражает разновременные эпизоды минерализации.

Максимальные концентрации шеелита сосредоточены в участках пересечения горизонтов скарнированных пород прожилками шеелит-полевошпат-кварцевого и шеелит-кварцевого состава, иногда с хлоритом, амфиболом, карбонатом, апатитом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом. Количество сульфидов в рудах часто превышает 30%, что сравнимо с содержанием в рудах эталонных месторождений Восток-2 и Лермонтовское и позволяет относить месторождение Кордонное к сульфидному типу.

5. Учитывая геолого-структурное положение района и месторождения Кордонное (зона сочленения Самаркинского террейна с Прибрежным вулканогенным поясом) и наблюдаемые взаимоотношения рудных минералов, представляется возможным и вполне уместным выделение продуктивной вольфрамовой (с пирротинном) и слабо проявленной олово-полиметаллической минерализации. Это подтверждается минеральным составом руд и типоморфными особенностями сопутствующих минералов.

Сопутствующая минерализация вольфрамовых руд месторождения Кордонное представлена широким спектром высокотемпературных свинцово-висмутовых сульфосолей (витит, гунгарит, лиллианит), Pb-содержащими сульфотеллуридами. Причем, значимого количества примеси сурьмы в висмутовых минералах и Sb-содержащих минералов (типа кобеллита) не установлено.

Сопутствующая минерализация олово-полиметаллических руд месторождения Кордонное представлена более низкотемпературными сульфосолями сложного Ag-Pb-Bi состава, Pb-содержащими (до 14.98 мас. % Pb) сульфотеллуридами, матильдитом. Обращает на себя внимание тот факт, что сфалерит из этих руд более высокожелезистый (до 11.16 мас. % Fe) по сравнению со сфалеритом из вольфрамовых руд и постоянно содержит примесь марганца.

Различаются по минеральному составу и наиболее продуктивные на вольфрамовую минерализацию шеелит-кварцевые прожилки разных этапов минерализации: для прожилков вольфрамового этапа наиболее характерны полевые шпаты, слюды и апатит; для прожилков полиметаллического этапа – хлорит и турмалин.

6. Термобарогеохимическими исследованиями вкрапленников кварца из гранитов установлено, что начало кристаллизации гранитов татибинского комплекса соответствует интервалу температур 750-775°C, давление флюида – около 150-200

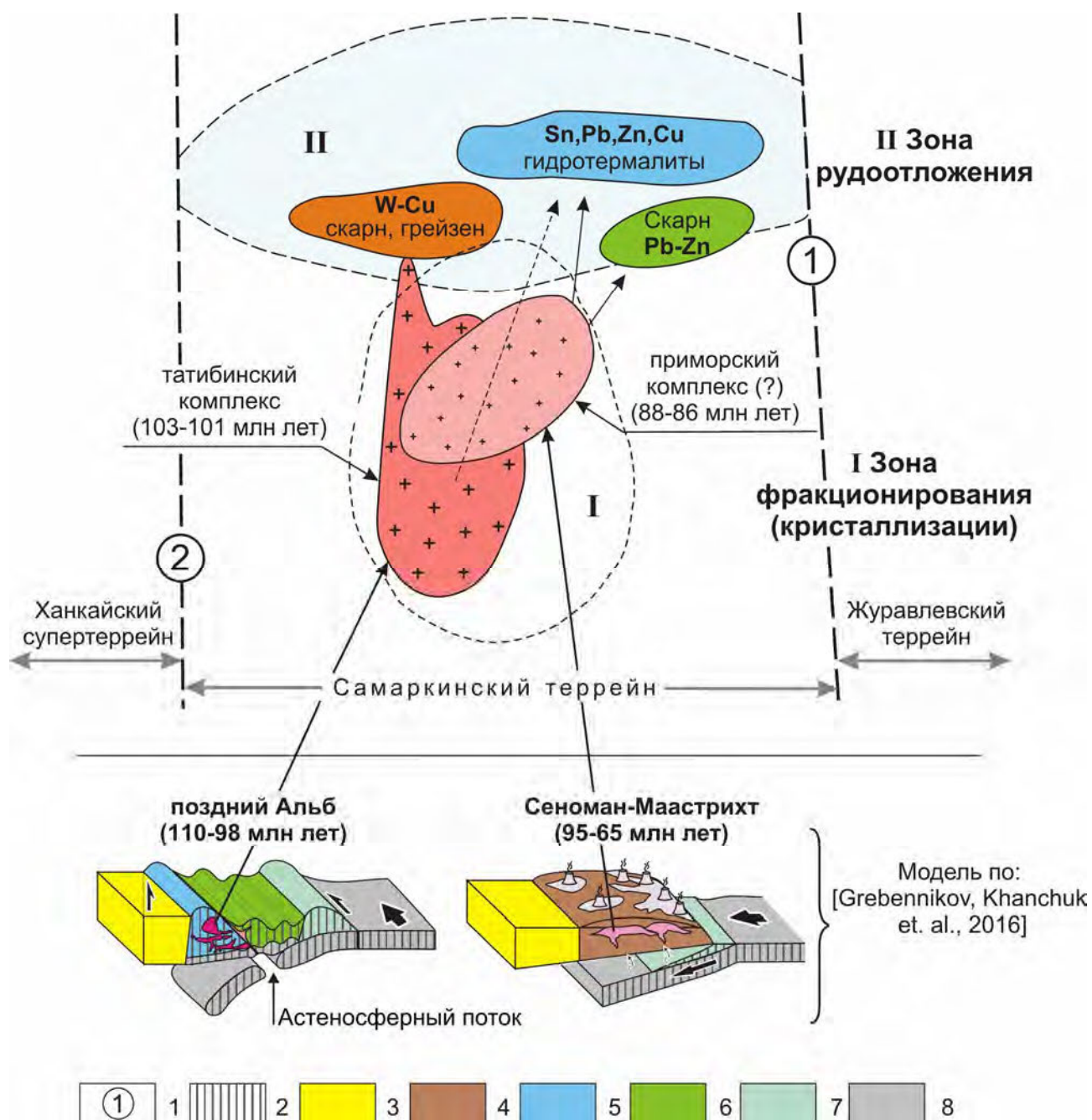
МПа, водосодержание магмы 4.5 – 5.5 мас.%. Близкие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  в стеклах закаленных расплавных включений и гранитах татибинского комплекса указывают на то, что в начальный период кристаллизации кварца гранитов магма была гомогенной. Как следует из сравнения характеристик РВ центральных и периферических участков вкрапленников кварца, в более поздний период кристаллизации существовали избыточное давление и гетерогенизация флюида магмы. В газовой фазе сопутствующих включений (РВ позднего периода) диагностирован метан.

В гранитах второй группы, представленных на площади рудного поля, расплавные включения не обнаружены, что может служить косвенным признаком маловодности их материнских расплавов, и, соответственно, низкой перспективности на вольфрамовое оруденение. Оценка температуры кристаллизации гранитов второй группы по биотиту [Иванов, 1970] показала более низкие значения – 550-650<sup>0</sup>С, что характерно для гранитов Прибрежной зоны (Юго-Восточное побережье Приморского края) [Валуй, 1979; 2014].

Состав включений в кварце гидротермальных прожилков с шеелитом показывает, что в растворе, формирующем эти образования, среди катионов преобладают Na и K, катионы Ca, Mg и Fe играют подчиненную роль. Для послегрейзенового периода установлены возрастание роли углекислоты с примесью метана и хлоридный характер раствора. Более поздние растворы, формирующие касситерит-сфалерит-галенитовую минеральную ассоциацию, отличаются появлением в составе вакуолей фаз пиросмалита и сульфидов, преобладанием в газовой фазе включений метана.

Сопоставление термобарогеохимических характеристик гидротермальных растворов и флюидов, сопровождающих формирование гранитов татибинского комплекса показало присутствие признаков, указывающих на возможность признания генетической связи вольфрамового оруденения с гранитами татибинского комплекса. Кроме того, косвенным признаком генетического родства рассматриваемых образований может служить совпадение трендов распределения РЗЭ в гранитах татибинского комплекса и шеелитах.

7. На основании анализа результатов комплексных исследований предложена обобщенная модель рудно-магматической системы Скрытого рудного узла и входящего в его состав месторождения Кордонное (рис. 5.1).



**Рис. 5.1** Генетическая модель РМС Скрытого рудного узла и месторождения Кордонное.

1 – зоны разломов: 1) Центральный Сихотэ-Алинский разлом, 2) Меридиональный разлом; 2 – океаническая литосфера 3 – раннемеловая континентальная литосфера, 4 – раннемеловая островодужная система, 5 – раннемеловой турбидитовый бассейн, 6 – юрская аккреционная призма, 7 – раннепалеозойская континентальная литосфера, 8 – Палео-Тихоокеанская плита.

При построении модели учтена информация об особенностях проявления геодинамических, металлогенических и палеогеохимических процессов, характеризующих условия функционирования рудообразующей системы и объясняющих причины концентрированного отложения разнометалльной минерализации, что приближает исследователя к пониманию причин полигенности и полихронности РМС. На наш взгляд, эти причины, прежде всего, обусловлены формированием РМС в условиях смены геодинамической обстановки скольжения (раннемеловая трансформная) на обстановку погружения (позднемеловая субдукционная), а также участия в её эволюции разновозрастных террейнов: Самаркинского и Журавлевского, которые характеризуются (соответственно) вольфрамовой ( $\pm\text{Sn}$ ) и оловянной ( $\pm\text{W}$ ) геохимической специализацией.

В модели Скрытого рудного узла и месторождения Кордонное использованы фрагменты рудообразующих систем, которые применялись при разработке геолого-генетических моделей эталонных вольфрамоносных объектов и создании интегральной модели рудообразования [Гвоздев, 2010]. В ней отражены процессы образования осадочных, магматических, метаморфических пород и руд, формирование которых происходило на разных уровнях при различных физико-химических параметрах. Согласно этой модели, формирование интрузивных пород РМС происходило в два этапа: раннемеловой и позднемеловой. Раннемеловой этап отражает транспортировку расплава из зоны анатексиса в зону кристаллизации, что привело к образованию магматических пород татибинского комплекса, которые по петрохимическим характеристикам относятся к I-S типам. Эволюция этого расплава в зоне кристаллизации привела к образованию полевошпатовых метасоматитов, вольфрамоносных скарнов, грейzenов, сопряженных с шеелит-сульфидной минерализацией.

В позднемеловой этап произошла активизация магматического очага и переход расплава в зону кристаллизации с последующим образованием гранитов, которые по петрохимическим характеристикам относятся к I типу (предположительно, приморского комплекса), ассоциирующих с ними поллиметаллических скарнов и более поздних сульфидных прожилков, наложенных на шеелитовую минерализацию. Транспортировка флюидов и образование рудных тел первого и второго этапов отражает элементы магматизма и минерализации различных источников, оценка которых происходит по уже полученным геохимическим, изотопным данным, с учетом стадийности минералообразования.

**Список литературы**

1. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас, Р., Трамболл Р.Б., Геохимия ультракалийевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце. ПЕТРОЛОГИЯ. 2008, Т. 16, № 3. С. 317-330.
2. Бакуменко И.Т., Томиленко А.А., Базарова Т.Ю., Ярмолук В.В. Об условиях формирования вулканитов Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области (по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // Геохимия. - 1999. - №12. - С. 1352-1356
3. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982.
4. Валуй Г. А., Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.
5. Валуй Г. А., Стрижкова А.А., Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
6. Валуй Г. А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Изд. Владивосток, Дальнаука, 2014, 246 с.
7. Волохин Ю. Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филлипов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. №4. С. 45-57.
8. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня // Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
9. Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2013. 434 с.
10. Гвоздев В.И., Цепин А.И. Висмутовая минерализация в рудах месторождения Восток-2 (Приморский край) // Геология рудных месторождений. 2005. Т.47. №2. С. 148-163.
11. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 338 с.
12. Гвоздев В.И., Федосеев Скарны вольфрамового месторождения (Приморский край) // Тихоокеанская геология 2013. Т32, №2. С. 100-111.
13. Гвоздев В.И., Федосеев Д.Г., Гуриков А.В., Садкин С.И., Семеняк Б.И., Раткин В.В. Минералогия сопутствующих элементов руд скарнового шеелит-



сульфидного месторождения Кордонного (Приморский край) // Тихоокеанская геология, 2014. Т 33, № 3. С. 52-65.

14. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология, 2016. Т 35, № 3. С. 37-53.
15. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006.- Кн. 1. – С. 1-572 + цв. карта.
16. Геология СССР// Приморский край. М.: Недра 1969. Т32. С. 400-511.
17. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохронны гранитоидов дальнинского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрохимическая интерпритация // Докл. РАН. 1994. Т.334, №4. С. 473-475
18. Говоров И.Н., Левашев Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии и их петрохимические особенности // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1973. С. 235-249.
19. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.
20. Голозубов В.В. // Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
21. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
22. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 книгах. Книга 1. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс. - Владивосток. Дальнаука. 2006. С 161-201.
23. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтман Р Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109-119.
24. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука 2002. 298 с.
25. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма восточного Сихотэ-Алиня. Тихоокеанская геология, 2014, том 33, №1, с. 41-57.
26. Ермаков Н.П. Термобарогеохимия. (Методы исследований и перспективы использования включений минералообразующих сред). М.: Недра, 1979. 271 с.

27. Жариков В.А. Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9-28.
28. Жариков В.А. Физико-химические исследования околорудного метасоматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1754-1787.
29. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. №7. С. 20-30.
30. Иванова Г.Ф. Петрология гранитоидов месторождения Восток-2 // Автореф. дисс. канд. геол. – минер. Наук Владивосток ДВНЦ АН СССР, 1975. 22 с.
31. Изох Э.П., Кунаев И.В., Наговская Г.И., Русс В.В. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. Москва. Наука, 1967. 384 с.
32. Интерпритация геохимических данных: Учеб. пособие // Е.В. Скляр и др.; Под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.: ил.
33. Кемкин И.В. Олистостромы а аккреционных комплексах Южного-Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1989. 23с.
34. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология 1996. Т15, №6. С. 103-109.
35. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь) // ДАН. 1992. Т. 324. № 4. С. 847-851.
36. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. Геология. 1993. №5. С. 31-42.
37. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
38. Кургузова А.В., Смирнов С.З., Ключин Ю.И., Карманов Н.С. Включения богатых В<sub>i</sub> растворов в кварце из цвиттеров в литийфтористых гранитах Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение В<sub>i</sub> в процессах грейзенизации // Записки Российского минералогического общества. -2014. - №2. – с. 23-34 53.
39. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие/Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др.- М.: Недра, 1981. 160 с.

40. Коваленкер В.А., Бортников Н.С., Тронева Н.В. Химический состав и минеральные парагенезисы Ag(Cu)-Pb-Bi-сульфосолей в рудах Кочбулакского месторождения // Минералогический журнал. 1984. № 2. С. 15-30.
41. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335-456.
42. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск. Наука, 1971. С. 15-25.
43. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Гвоздев В.И., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Москаленко Е.Ю. Раннемеловой гранитоидный магматизм Сихотэ-Алиня: геохимические характеристики и источники расплавов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука. 2016. С. 184-186.
44. Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г., Беляцкий Б.В., Левский Л.К. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и руд шеелитового месторождения Восток-2, Приморье // Петрология. 1998. Т. 6. № 1. С. 3-15.
45. Левашев Г.Б. геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихоте-Алинь) // Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380с.
46. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103с.
47. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. №3. С. 20-37.
48. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края// Интрузивные образования. Препринт. Владивосток, 1987, Ч. 2. 28 с.
49. Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. 126 с.
50. Нечелюстов Г.Н. О висмутовой минерализации вольфрамовых месторождений грейзеновой и скарновой формаций // Минералогия и генезис вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленингр. Ун-та. 1971. С. 250-258.
51. Нечелюстов Г.Н., Минцер Э.Ф., Шумкова Н.Г., Жданова Т.А. Кобеллит – самостоятельный минеральный вид // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука. 1973. С. 38-50.

52. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
53. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Устойчивость везувиана в водном и водноуглеродистом флюиде // Геохимия. 1993. № 5. С. 644-654.
54. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья // Труды ИГЕМ АН СССР. Москва. 1958. Вып.19.107 с.
55. Радкевич Е.А. Томсон И.Н. Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: АН СССР. 1962. 130 с.
56. Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск. Наука, 1976. 88 с.
57. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. – Новосибирск: Наука, 1982. 124 с.
58. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
59. Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным). - М.: ИМГРЭ, 2009. 497 с.
60. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Т.1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с., ил.
61. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. Т.2. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 632 с., ил.
62. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука 1982. – 261с.
63. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Поведение РЗЭ в низкотемпературном гидротермальном процессе и их индикаторная роль на примере метасоматических колонок, дифференцированных по составу эдуктов // Литосфера. 2009. №4. С. 51-65
64. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2001. 338 с.
65. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеан. Геология. 1997. Т. 16, №5. С. 70-78.
66. Симаненко В.П., Сахно В.Г., Голозубов В.В., Стрижкова А.А. Хунгаро-Татибинский плутонический пояс (ранний мел) // Геодинамика, магматизм и

- металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 327-332.
67. Синяков В.И. Общие рудногенетические модели эндогенных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.
68. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. – 508с.
69. Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометалльных гранитов и пегматитов Тигриного Sn–W-месторождения (Приморье). ДАН №456(1), 2014, С. 95-100.
70. Соловьев С.Г. Геолого-генетические особенности вольфрамового месторождения Скрытое в Центральном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Том. 37. № 2. С. 142-158.
71. Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178с.
72. Степанов Г.Н., Кузьминых В.М., Степанова М.С., Гвоздев В.И., Калинин Н.Я. Золото-висмутовые минеральные ассоциации скарново-шеелит-сульфидного месторождения // Минералогия самородных элементов. Владивосток: ДВО АН СССР. 1980. С. 81-87.
73. Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В. Редкоземельные и редкие элементы как показатели петрогенезиса мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. ДАН. 1993. т.328, №5, с.609-612.
74. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
75. Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. Флюидные включения в минералах рудных ассоциаций месторождения Кордонное // XV Всероссийская конференция по термобарогеохимии. Москва. 2012. С. 86-87
76. Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Зарубина Н.В., Буравлева С.Ю., Тишкина В.Б. Критерии связи скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное с разновозрастным магматизмом // Геология рудных месторождений, 2014. том 56, № 6, С. 486–496.
77. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций.- М.: Наука 1987.
78. Флеров Б.Л., Бичус Б.Я. и др., Скарновое медно-вольфрамовое месторождение // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С.41-63

79. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
80. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурый Г.И., Кемкин В.И. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // ДАН СССР. 1989. Т. 307, №1. С. 186-190.
81. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31с.
82. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука. 1995. 66 с.
83. Ханчук А.И., Иванов В.В., Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7-30/
84. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.
85. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94-108.
86. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н. Особенности генезиса гранитоидов дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 3. № 2. С. 17-28.
87. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика, 1982 (10), С. 66-72.
88. Atkinson, A.B., 2002. A model for the PTX properties of H<sub>2</sub>O-NaCl. Mc.Thesis, Virginia Tech. Inst. and State Univ., p 126.
89. Baker T. Alteration, mineralization and fluid evolution at the Eloise Cu-Au deposit Cloncurry District, Northwest Queensland, Australia / T. Baker // Economic Geology. – 1998. – Vol.93. – P. 1213 – 1236.
90. Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties. Chem. Geol. 194, 3–23.
91. Becker, S.P., Fall, A., Bodnar, R.J., 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII. PVTX properties of high-salinity H<sub>2</sub>O-NaCl solutions (>30 wt.% NaCl): applications to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. 103, 539–544.

92. Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Virginia Tech, Blacksburg, pp. 117–130.
93. Bor-ming Jahn, Galina Valui, Nikolai Kruk, V. Gonevchuk, Masako Usuki, Jeremy T.J. Wu // Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences* 111 (2015) 872–918A
94. Drummond, S.E., Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol.* 80, 126 - 147.
95. Foley S, Venturelli G, Green Dh and Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, Classification, and Constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci Rev* 24: 81-134.
96. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, p. 2033–2048.
97. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote–Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // *Lithos.* 2016. doi: 10.1016/j.lithos.2015.12.020.
98. Kodera, P. Murphy, P. J., Rankin A.H. Retrograde mineral reactions in saline fluid inclusions: The transformation ferropyrosmalite – clinopyroxene / P. Kodera, P.J. Murphy, A.H. Rankin // *American Mineralogist.* – 2003. – Vol. 88. – P. 151 – 158.
99. Konnerup-Madsen J., Dubessy J., Rose-Hansen J. Combined Raman microprobe spectrometry and microthermometry of fluid inclusions in minerals from igneous rocks of the Gardar province (South Greenland) // *Lithos.* - 1985. - Vol. 18. - P. 271-280.
100. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, 1976. V. 14. P. 257-291.
101. Liu W., Fei P. X. Methane-rich fluid inclusions from ophiolitic dunite and post-collisional maficultramafic intrusion: The mantle dynamics underneath the Palaeo-Asian Ocean through to the post-collisional period // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2005. - Vol. 242. - Iss. 3-4. - P. 286-301
102. Ludwig, K. R. User's manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4. 70 pp. Berkeley Geochronology Center, Berkeley. 2003

103. Makovicky E., Karup-Moller S. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series: part 1: General properties and definitions // *N. Jb. Miner. Abh.*, 1977, 130, H. 3, p. 264-278.
104. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101.
105. Manning, D.A.C., Henderson, P., 1984. The behavior of tungsten in granitic melt-vapor systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 286–293.
106. Mazzini A., Svensen H., Etiope G., Onderdonk N., Banks D. Fluid origin, gas fluxes and plumbing system in the sediment-hosted Salton Sea Geothermal System (California, USA) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* - 2011. - Vol. 205. - P. 67-83
107. Nuffield E.W., Harris D.C. Studies of mineral sulphosalts. XX Berryite, a new species // *Can. Miner.*, 1966, 8 pt. 4, p. 407-413
108. Paces J.B., and Miller J.D. U-Pb ages of the Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronologic insights into physical, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga mid-continent rift system: *Journal of Geophysical Research*, V. 98, no. B8, p. 13997-14013. 1993.
109. Pan Y. Pyrosmalite in Canadian Precambrian sulfide deposits: mineral chemistry, petrogenesis and significance / Y. Pan, M.E Fleet, R.L. Barnett, Y. Chen // *The Canadian Mineralogist.* – 1993. – Vol. 31. – P. 695 – 710.
110. Peccerillo A., Taylor, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976. V. 58, p. 63–81.
111. Rafal'sky, R.P., Bryzgalin, O.V., Fedorov, P.L., 1984. Tungsten migration and scheelite deposition under hydrothermal conditions. *Geochem. Int.* 21, 1 - 13.
112. Roedder, E. (1984) *Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy*, Vol. 12, Mineralogical Society of America, 644 p.
113. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V.26. P.207-221.
114. Tsutsumi, Y., Horie, K., Sano, T., Miyawaki, R., Momma, K., Matsubara, S., Shigeoka, M. and Yokoyama, K. LA-ICP-MS and SHRIMP ages of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan. *Bulletin of the National Museum of Nature and Science, Series C*, 38: 15–32. 2012.
115. Wood, S.A., Samson, I.M., 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH, and mNaCl. *Econ. Geol.* 95, 143 - 182.
116. Williams, I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks, W. C. P. and Ridley, W. I. (Eds.), *Applications of Microanalytical*



Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology 7, Society of Economic Geologists, Littleton, CO., pp. 1–35. 1998.

117. Williams P.J. Fluid inclusion geochemistry of Cloncurry (Fe)-Cu-Au deposits. / P.J. Williams, D. Guoyi, P.J. Pollard, C.S. Perring, C.G. Ryan, T.P. Mernagh // Mineral Deposits: Processes to Processing. Proceedings of SGA-IAGOD Symposium. 1999, Balkema, Rotterdam. – P. 111 – 114.
118. Xu G. A fluid inclusion study of syntectonic Zn-Pb-Ag mineralization at Dugald River, Northwest Queensland, Australia. / G. Xu // Economic Geology. – 1998. – Vol.93. – P. 1165 – 1179.

#### Фондовая литература

119. Белянский Г.С. Отчет Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновка, Журавлевка и Горная. О результатах работ по объекту: (Малиновская площадь) Владивосток, 2013.
120. Гетманская Т.И., Чистякова Н.И., Васильев Н.В. Генетико-формационный анализ, вещественный состав руд проявления Кордонное; разработка геолого-поисковой модели «стратиформного» месторождения. Отчет о результатах работ по объекту: Москва, 2012.
121. Гуриков А.В. Результаты предварительной разведки Скрытого месторождения. Отчёт Лермонтовской партии за 1991-1995гг., с. Рощино, 1995. № 13426.
122. Иголкин В.В., Жишкевич Е.И. Отчет о результатах специализированных поисковых работ на вольфрам в Центральной и Даубихинской зонах (бассейн р. Малиновки), проведенных Приморской партией в 1972-1973 г.г. Владивосток, 1974. № 8859.
123. Кораблинов П.В. Результаты детальных поисков вольфрамовых руд в пределах рудопроявлений Скрытого и Кордонного. Отчет Лермонтовской партии о результатах детальных поисков, проведенных в 1983-87 г.г. в пределах рудопроявления Скрытого и Кордонного. с. Рощино, 1987, 251 с.
124. Кораблинов П.В., Попков П.А. Результаты поисково-оценочных работ, проведенных на рудопроявлении Скрытом. Отчет Лермонтовской партии о результатах поисково-оценочных работ, проведенных в 1988-1990 г.г. в пределах рудопроявления Скрытого. с. Рощино, 1990. № 12260.
125. Лосив В.М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновки, Малой Откосной и Крыловки. Отчет Ариадненского участка Полянкой партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 за 1986-1990 г.г. Владивосток, 1990.
126. Максименко Ю.И., Катаев А.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Эльдо-Ваки (трапеции L-53-102-A и L-53-102-B). Отчет Перевальной геологосъемочной партии за 1966-1969 г.г. Владивосток, 1970. № 7753.

127. Найденко А. Н. и др. Прогнозно-поисковые работы по оценке ресурсного потенциала вольфрама Малиновской перспективной площади. Отчёт Малиновской партии за 2005-2007 г.г. Владивосток, 2007. № 14456.
128. Размахнин Ю.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ – Алинская. Лист L-53-XXII. Москва, Недра, 1966 г.
129. Силантьев В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист L-53-XXVII. Карта полезных ископаемых. Объяснительная записка. Москва, 1962 г., 36 с.
130. Старов О.Г., Мостовой В.К. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Тудо-Ваки. Отчёт Ариадненской геолого-съёмочной партии за 1966-1969 г.г. Владивосток, 1970. № 7679.
131. Худолей К.М., Варфоломеева Э.Н. Отчет о геологической съемке и поисках масштаба 1:200 000, проведенных партией №8 Дальневосточной экспедиции в 1951г. Геологическое строение и полезные ископаемые, г. Хабаровск, 1952г.
132. Шамин В.И., Пвленко Л.Н. Отчет о результатах детальных поисковых работ на участке Кордонном, Скрытом за 1978-79 гг. пос. Кавалеррово, 1979, 138 с.