

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ДАМДИНОВ Булат Батуевич



**ТИПЫ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: СОСТАВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И
ГЕНЕЗИС**

Специальность: 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

**ДИССЕРТАЦИОННАЯ РАБОТА
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук**

Научный консультант
член-корреспондент РАН,
доктор геолого-минералогических наук
Н. А. Горячев

Улан-Удэ – 2018

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Введение.....	5
Глава 1. Основные проблемы в изучении благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.....	15
1.1. Изученность благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, краткий обзор состояния вопроса.....	15
1.1.1. Золото.....	15
1.1.2. Платиновые металлы.....	20
1.1.3. Выводы.....	22
1.2. Обзор современного состояния исследований золоторудных месторождений.....	23
1.2.1. Типизация золотого оруденения.....	23
1.2.2. Источники вещества золоторудных месторождений.....	34
1.2.3. Возрастной диапазон формирования золоторудных месторождений.....	35
1.3. Некоторые вопросы в изучении платинометальных месторождений.....	37
1.3.1. Типизация платинометального оруденения.....	38
1.3.2. Происхождение ЭПГ в хромитовых рудах.....	38
1.3.3. Нетрадиционные типы платинометального оруденения.....	41
Основные выводы по главе 1.....	44
Глава 2. Геологическое строение и металлогения золота юго-восточной части Восточного Саяна.....	45
2.1. Геологическое строение региона.....	45
2.1.1. Тувино-Монгольский микроконтинент.....	47
2.1.2. Офиолитовый комплекс юго-восточной части Восточного Саяна.....	53
2.1.3. Ильчирский террейн.....	61
2.1.4. Хамсаринский террейн.....	62
2.1.5. Интрузивный магматизм.....	63
2.2. Металлогеническое районирование региона.....	66
2.3. Обзор представлений о геодинамической эволюции юго-восточной части Восточного Саяна.....	72
Основные выводы по главе 2.....	74
Глава 3. Золотое оруденение юго-восточной части Восточного Саяна.....	76
3.1. Боксон-Гарганская структурно-металлогеническая зона.....	76
3.1.1. Урик-Китойская золоторудная зона.....	76
3.1.1.1. Зун-Холбинское месторождение.....	77
3.1.1.2. Пионерское месторождение.....	88
3.1.1.3. Барун-Холбинское месторождение.....	95
3.1.1.4. Месторождения Динамитное и Зеленое.....	101
3.1.1.5. Владимирское месторождение.....	103
3.1.1.6. Водораздельное месторождение.....	105
3.1.2. Ольгинская золоторудная зона.....	112
3.1.2.1. Рудопроявление Ольгинское.....	112
3.1.3. Оспинский золоторудный узел.....	126
3.1.3.1. Зун-Оспинское месторождение.....	126
3.1.3.2. Таинское месторождение.....	142
3.1.4. Тисса-Сархойский рудный узел.....	155
3.1.4.1. Рудопроявления Хорингольское и Сагангольское.....	155

3.1.5. Дибинский рудный узел.....	169
3.1.5.1. Рудопроявление Пограничное.....	169
3.2. Ильчирская структурно-металлогеническая зона.....	191
3.2.1. Сагансайрская золоторудная зона.....	191
3.2.1.1. Месторождение Южное, рудопроявления Саган-Сайрское, Конгломератовое.....	191
3.2.2. Уртагольская золоторудная зона.....	195
3.3. Окинская структурно-металлогеническая зона.....	196
3.3.1. Рудопроявление Верхнехонченское.....	197
3.4. Хамсаринская структурно-металлогеническая зона.....	200
3.4.1. Хужирский рудный узел.....	201
3.4.1.1. Коневинское месторождение.....	201
3.4.2. Жомболокский рудный узел.....	221
3.4.2.1. Рудопроявление Туманное.....	221
3.4.3. Илейский рудный узел.....	237
3.5. Типизация золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.....	237
Основные выводы по главе 3.....	249

Глава 4. Платиноидное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна..251

4.1. Платинометальное оруденение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива.....	251
4.1.1. Платиноидное оруденение в хромититах.....	251
4.1.2. Платиноидное оруденение в углеродистых метасоматитах.....	260
4.1.3. Благороднометальное оруденение в апоультрабазитовых метасоматитах Оспинско-Китойского массива и его обрамления.....	273
4.2. Сагансайрский базит-ультрабазитовый массив.....	280
4.3. Хурай-Жалгинский ультрабазит-базитовый массив.....	284
4.4. Типизация платиноидного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.....	292
Основные выводы по главе 4.....	295

Глава 5. Возрастные этапы и геодинамические обстановки процессов благороднометального рудообразования юго-восточной части Восточного Саяна..296

6.1. Неопротерозойский океанический этап.....	298
6.2. Неопротерозойский островодужно-обдукционный этап.....	300
6.3. Раннепалеозойский островодужный этап.....	302
6.4. Раннепалеозойский аккреционно-коллизийный (орогенный) этап.....	304
6.5. Позднепалеозойский внутриплитный этап.....	305
6.6. Основные этапы геодинамического развития региона.....	307

Глава 6. Условия формирования и генетические модели благороднометального оруденения.....311

6.1. Условия формирования золоторудных месторождений.....	311
6.1.1. Золото-пирротинный тип.....	311
6.1.2. Золото-полисульфидный тип.....	324
6.1.2.1. Зун-Оспинское месторождение.....	324
6.1.2.2. Водораздельное месторождение.....	333
6.1.2.3. Зун-Холбинское месторождение.....	337
6.1.3. Золото-кварцевый тип.....	345
6.1.3.1. Пионерское месторождение.....	345

6.1.3.2. Барун-Холбинское месторождение.....	348
6.1.4. Золото-теллуридный тип.....	352
6.1.4.1 Таинское месторождение.....	352
6.1.4.2. Хорингольское и Сагангольское проявления.....	358
6.1.5. Золото-висмут-сульфосольный тип.....	362
6.1.5.1. Рудопоявление Пограничное.....	362
6.1.6. Золото-тетрадимитовый тип.....	368
6.1.6.1. Коневинское месторождение.....	368
6.1.7. Золото-антимонитовый тип.....	372
6.1.7.1. Рудопоявление Туманное.....	372
6.1.8. Золото-блеклорудный тип.....	379
6.2. Генетические модели формирования золотого оруденения.....	381
6.2.1. Модель формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений.....	382
6.2.2. Модель формирования плутоногенно-гидротермальных месторождений.....	386
6.2.3. Происхождение месторождений телотермальной генетической группы.....	395
6.3. Генезис платиноидного оруденения.....	396
6.3.1. Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромитовых рудах из офиолитов.....	396
6.3.2. Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах.....	401
6.3.3. Pt минерализация в сульфидизированных серпентинитах, metabazитах и лиственитах.....	407
6.3.4. Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabazитах.....	412
Основные выводы по главе 6.....	423
 Глава 7. Оценка перспектив благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.....	 425
7.1. Минерагеническая специализация породных комплексов.....	425
7.2. Поисковые критерии и признаки благороднометального оруденения.....	431
7.2.1. Поисковые критерии и признаки золотого оруденения.....	431
7.2.2. Поисковые критерии и признаки типов платинометального оруденения.....	435
 Заключение.....	 438
 Список литературы.....	 442

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Главной целью большинства научных исследований, посвященных различным аспектам изучения благороднометалльных рудообразующих систем, является выяснение генетической природы оруденения и его распределение во времени и пространстве. Юго-восточная часть Восточного Саяна является благоприятной территорией для изучения процессов благороднометалльного рудообразования, поскольку в её пределах сосредоточено значительное количество месторождений и рудопроявлений золота и элементов платиновой группы (ЭПГ), часть из которых разрабатывается в настоящее время. Регион характеризуется сложным геологическим строением, с широким развитием покровно-складчатых структур, в связи с чем многие вопросы геологии и минерализации Восточного Саяна в целом, и его юго-восточной части в частности, остаются до настоящего времени дискуссионными. Отчасти это связано и со слабой экономической освоенностью территории.

Юго-восточная часть Восточного Саяна входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и представляет собой складчатую область, сложенную фрагментами докембрийских и палеозойских породных комплексов: островодужных вулканоплутонических ассоциаций, офиолитовых поясов, чехла и фундамента микроконтинента, отложений морских и океанических бассейнов. Это многообразие литокомплексов осложнено внедрениями многочисленных интрузивных пород. Такой пестрый породный состав региона обусловил формирование разных минеральных и генетических типов благороднометалльного оруденения.

Сведения о наличии золота в исследуемой части Восточного Саяна впервые появились в начале XIX в., когда начали кустарно отрабатываться россыпные месторождения. Часто в составе россыпных ассоциаций отмечались и платиновые минералы. Первым коренным золоторудным объектом было месторождение Пионерское, открытое в 1954 году, тогда как коренные платинометалльные проявления были обнаружены лишь в конце XX века.

Большинство месторождений и проявлений золота было открыто при проведении Государственной геологической съемки в 50—60-х гг. XX века. Однако практически все научные исследования, касающиеся генезиса месторождений, были сосредоточены в пределах Холбинского рудного узла, где проходила отработка Пионерского и разведка Зун-Холбинского и Барун-Холбинского месторождений. В итоге изученные месторождения были отнесены к золото-кварцевому и золото-сульфидно-кварцевому типам, происхождение которых связывалось с внедрением пространственно

ассоциирующих гранитоидов Амбартагольского массива и даек холбинского комплекса (Феофилактов, 1970). Позднее, были предложены другие генетические модели формирования крупнейшего Зун-Холбинского месторождения, где главными факторами рудообразования считались хрупко-пластичные деформации пород сопровождающиеся привнесом магматогенных флюидов (Корольков, 2007), сдвиговые деформации с динмаометаморфизмом (Бражник, 1995), многоэтапные преобразования первичных золотоносных пород (Золото Бурятии, 2000; Zhmodik et al., 1993). Более поздние поисковые работы позволили выявить большое количество месторождений и рудопроявлений золота и ЭПГ практически на всей территории юго-восточной части Восточного Саяна, однако большинство золоторудных проявлений было описано как золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные объекты неясного генезиса, а платинометальные проявления представляли собой участки пород с повышенным содержанием ЭПГ, без установленной формы нахождения платиноидов и выяснения возможных причин их концентрирования. Решение генетических вопросов осложнялось отсутствием достоверных данных по возрасту и физико-химическим условиям формирования руд. Минеральный и химический состав, а также изотопные характеристики руд подавляющего большинства золоторудных и платинометальных месторождений и рудопроявлений региона также оставались практически не изученными. Такое положение с изученностью благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна обусловило актуальность настоящей работы.

Цель работы: Выявление генезиса разнотипного благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна на основе изучения минералого-геохимических, изотопных характеристик, физико-химических условий формирования и геохронологических исследований руд золоторудных и платинометальных месторождений и рудопроявлений региона.

Задачи:

1. Изучить состав руд золоторудных и платинометальных месторождений и рудопроявлений юго-восточной части Восточного Саяна;
2. Выявить изотопно-геохимические характеристики руд и их изотопный возраст;
3. Определить физико-химические и геодинамические условия формирования оруденения;
4. Выяснить основные закономерности размещения благороднометальных объектов;
5. Установить основные возрастные этапы формирования благороднометальных рудообразующих систем в ходе развития Восточно-Саянской складчатой области.

Научная новизна. В результате проведенных исследований установлено, что золоторудные и платинометальные месторождения и рудопроявления юго-восточной части Восточного Саяна представлены разными минеральными типами оруденения, отличающимися по особенностям их геологического положения, минерального и химического состава и условий формирования руд. Многие признаки указывают на генетическую связь золото-пирротинового, золото-полисульфидного и золото-кварцевого типов и позволяют отнести их к генетической группе метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Источником рудообразующих компонентов этих объектов являются породы офиолитового комплекса. Выявлено четыре минеральных типа плутоногенно-гидротермальных месторождений: золото-теллуридный, золото-антимонитовый, золото-тетрадимитовый и золото-висмут-сульфосольный, происхождение которых связано со становлением малых интрузивов надсубдукционных гранитоидов.

Изучение геологического положения и состава проявлений платиновых металлов позволило выявить четыре минеральных типа оруденения: Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, связанных с дунит-гарцбургитовым комплексом; Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам; Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах; Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих метабазитах, происхождение которых связано с эволюцией базит-ультрабазитов офиолитового комплекса Восточного Саяна. Получены новые данные по изотопному возрасту руд и вмещающих пород, на основе чего выделены главные возрастные этапы и геодинамические обстановки формирования золотого и платинометального оруденения: неопротерозойский океанический (1000 – 860 млн. лет), неопротерозойский островодужно-обдукционный (860 – 800 млн. лет), раннепалеозойский островодужный (530 – 500 млн. лет), раннепалеозойский аккреционно-коллизийный (500 – 420 млн. лет) и позднепалеозойский сдвиговый (380 – 325 млн. лет). На основе полученных данных уточнена схема геодинамической эволюции региона. Предложены новые для региона геолого-генетические модели формирования метаморфогенно-гидротермальных и плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений. Уточнена минерагеническая специализация породных комплексов, распространенных в пределах рассматриваемой территории.

Теоретическая и практическая значимость. Представленная работа вносит вклад в развитие теории благороднометального рудообразования. В ходе проведения исследований уточнена схема металлогенического районирования юго-восточной части Восточного Саяна, определена минерагеническая специализация породных комплексов

региона, специализированных на благородные металлы и выделены площади, перспективные на выявление золотого и платиноидного оруденения. Для всех типов золотого и платинометального оруденения разработаны комплексы поисковых критериев и признаков. Полученные данные по минеральному составу руд могут быть использованы при создании методик обогащения и добычи благородных металлов.

Выявленные геолого-структурные особенности, состав и условия формирования месторождений позволили определить генетическую природу объектов и оценить вероятные источники рудообразующих компонентов. Полученные данные являются теоретической основой для создания прогнозно-поисковых моделей различных вещественно-генетических типов месторождений благородных металлов. Эти знания расширяют перспективы прогнозирования и поисков месторождений благородных металлов в складчатых областях, поскольку понимание генезиса месторождений, во-первых, облегчает работу по их поискам, а во-вторых, позволяет проводить более точную геолого-экономическую оценку и грамотную эксплуатацию открытых месторождений. Кроме того, результаты проведенных исследований могут служить основой для региональных металлогенических построений и создания прогнозно-металлогенических карт исследуемой территории.

Фактический материал и методы исследований. Исследования по теме диссертационной работы начаты автором в 1997 году и продолжаются по настоящее время. Фактическим материалом послужили данные, полученные в ходе проведения полевых работ в Восточном Саяне, в периоды 1997 – 1999 гг, 2004 – 2015 гг. Автор проводил полевые исследования в составе экспедиций ГИН СО РАН, а также в ходе выполнения хоздоговорных работ с ОАО «Сосновгео» и ГДП-200 на листе N-47-XXXIV.

В ходе геологических маршрутов на объектах исследований, изучались геолого-структурные особенности строения месторождений и рудопроявлений, проводились наблюдения и описания геологических взаимоотношений рудных зон с вмещающим субстратом, отбор штуфных, бороздовых и задирковых проб, образцов руд и вмещающих пород. Пробы и образцы подвергались дроблению и истиранию по стандартной методике, с применением щековой, валковой дробилки, истирателей разных модификаций.

Вещественный состав пород и минералов исследовался в шлифах, аншлифах и препаратах концентратов искусственных шлихов, с использованием рудно-петрографических микроскопов марок Полам и Olympus BX-51. Искусственные шлихи выделялись с помощью концентрирования в воде или бромформе.

В ходе выполнения диссертационной работы автором лично просмотрено более 500 шлифов и более 1000 аншлифов пород и руд, использовано 200 определений изотопного состава серы, углерода и кислорода. Химико-аналитические исследования, включающие определения содержаний благородных металлов, элементов-примесей и петрогенных элементов включают более 1000 проанализированных различными методами проб. В работе использованы собственные данные по изотопным возрастам пород и руд на основе U-Pb метода (по циркону) – 10 датировок, Ar-Ar метода (по слюдам и амфиболам) – 6 датировок, Rb-Sr метода (по валовым составам березитов и гранитов) – 5 датировок, K-Ar метода – 1 датировка, а также имеющиеся датировки, опубликованные в литературе и производственных отчетах. В ходе термобарогеохимических исследований было просмотрено более 200 пластин, проведены термо-криометрические исследования около 300 флюидных включений. Электронно-зондовый анализ и электронно-микроскопические исследования минералов проводились по аншлифам, шлифам и минералам (в том числе концентратам руд), запечатанным в эпоксидную смолу. Всего проанализировано более 200 препаратов.

Определение петрогенных компонентов проводилось методами силикатного анализа (аналитики А. А. Цыренова, Т. И. Казанцева, В. А. Иванова) в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН. Содержания элементов-примесей определялись рентгено-флюоресцентным (аналитики Б. Ж. Жалсараев, Ж. Ринчинова), атомно-абсорбционным (Л. А. Левантуева, Э. М. Татьянкина) анализами, методами ICP-AES (И. В. Звонцов, Б. Б. Лыгденова, О. В. Корсун) в ГИН СО РАН, методом ICP-MS в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Концентрации благородных металлов определялись химико-спектральным (аналитики М. Г. Егорова, Л. В. Митрофанова) и атомно-абсорбционным (аналитик Э. М. Татьянкина) методами в ГИН СО РАН, пробирным методом в Республиканском Аналитическом Центре РБ (аналитик И. Н. Рандина). Полный анализ на шесть ЭПГ был проведен в ЦНИГРИ: на Pt, Pd и Rh – атомно-эмиссионным методом с пробирным концентрированием, на Ir, Os и Ru – кинетическим методом.

Химический состав минералов определялся в ГИН СО РАН, ИГМ СО РАН, ИГЕМ РАН с помощью электронно-зондовых микроанализаторов MAP-3 (ГИН СО РАН, аналитики Карманов Н. С., Канакин С. В., Загузин Г. Н.), Camebax Micro (ИГМ СО РАН, аналитик О. С. Хмельникова), JEOL JXA-8200 (ИГЕМ РАН, аналитик С. Е. Борисовский), а также сканирующей электронной микроскопии (SEM-EDS) на приборах LEO 1430 VP

(ГИН СО РАН, аналитики С. В. Канакин, Н. С. Карманов, Е. В. Хромова, Е.В. Ходырева) и JSM-5610LV (ИГМ СО РАН, аналитики Н. С. Карманов, Л. О. Магазина).

Для термобарогеохимических исследований флюидных включений была использована микротермокамера Linkam THMSG-600 с диапазоном измерений температур в интервале от -196 до +600°C (ГИН СО РАН). Стандартная аппаратная ошибка измерений составляет ± 0.1 в отрицательной и $\pm 5^\circ\text{C}$ в положительной области температур. Общую соленость водных растворов во включениях находили по температуре растворения кристалла льда или кристалла галита (Bodnar, Vityk, 1994). Преобладающая солевая система в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему (Борисенко, 1977).

Определения изотопного состава О и С производились в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитики В. Ф. Посохов, В. Л. Посохова), ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (аналитик Т. А. Веливецкая), ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар (аналитик В. И. Силаев). Изотопный состав S определялся в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (аналитик Т. А. Веливецкая), ЦНИГРИ, г. Москва (аналитик С. Г. Кряжев), ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитики В. Н. Реутский, М. Н. Колбасова, В. А. Пономарчук). Для обеспечения межлабораторного контроля, а также возможности сопоставления данных по разным объектам (и по другим регионам) исследования проведены в параллелях. Расхождения оказались в пределах $\pm 2\%$.

Геохронологические исследования проводились U-Pb датированием по цирконам с помощью метода LA-ICP-MS (ГИН СО РАН, аналитики В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев), а также Rb-Sr изохронным (ГИН СО РАН, аналитики В. Ф. Посохов, В. Л. Посохова), Ag-Ag (ИГМ СО РАН, аналитики А. В. Травин, Д. С. Юдин) и K-Ar (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, аналитик В. В. Акинин) методами.

Апробация работы. Автором всего опубликовано 97 работ, из них 24 статьи в рецензируемых журналах, 1 учебно-методическое пособие. По теме диссертации опубликовано 19 статей в рецензируемых изданиях из списка ВАК, 2 статьи в научных сборниках и 64 публикации в материалах конференций и симпозиумов. Результаты исследований докладывались на всероссийских научных конференциях «Проблемы геологии и геохимии юга Сибири» (Томск, 2000), «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока» (Иркутск, 2005), «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении» (Новосибирск, 2006), «Магматизм и метаморфизм в истории Земли – XI Всероссийское петрографическое совещание» (Екатеринбург, 2010), «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований» (Москва, 2010), «Геологические процессы в обстановках

субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2011), «Современные проблемы магматизма и метаморфизма» (Санкт-Петербург, 2012), «Минералогия Северо-Восточной Азии» (Улан-Удэ, 2012), «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений» (Москва, 2013), «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования» (Москва, 2015), «Современные направления развития геохимии» (Иркутск, 2017); годичном собрании РМО «Минералогия во всем пространстве сего слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» (Санкт-Петербург, 2012); «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей» (Иркутск, 2007, Улан-Удэ, 2012, 2017); всероссийских конференциях по термобарогеохимии (Москва, 2008, Иркутск, 2014, Улан-Удэ, 2016); Молодежных научных школах «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, 2010, 2011, 2016); Всероссийских молодежных конференциях «Геология Западного Забайкалья», «Геология Забайкалья», «Байкальская конференция по геологии и геофизике» (Улан-Удэ, 2011, 2012, 2016, 2017); международной Школе по наукам о Земле – ISES-2010 (Одесса, Украина); международных конференциях: «Understanding the genesis of ore deposits – 12th Quadrennial IAGOD Symposium» (Москва, 2006), «Граниты и эволюция Земли» (Улан-Удэ, 2008), «Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых – Судакские геологические чтения» (Судак, Крым, Украина, 2013), Азиатских конференциях по флюидным включениям - ACROFI (Сиань, Китай, 2014; Мумбаи, Индия, 2016), а также в ежегодных научных сессиях ГИН СО РАН.

Защищаемые положения:

1. Золоторудные месторождения и рудопроявления юго-восточной части Восточного Саяна подразделяются на три генетические группы, включающие восемь минеральных типов золотого оруденения: 1) метаморфогенно-гидротермальную, куда входят золото-пирротинный, золото-полисульфидный и золото-кварцевый типы оруденения, 2) плутоногенно-гидротермальную, включающую объекты золото-теллуридного, золото-тетрадимитового, золото-антимонитового и золото-висмут-сульфосольного типов, и 3) телетермальную, с проявлениями золото-блеклорудного типа.
2. Месторождения метаморфогенно-гидротермальной генетической группы возникли в результате метаморфического преобразования первичных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных руд, в условиях аккреционно-коллизионной

тектоники. Надсубдукционный гранитоидный магматизм продуцирует месторождения плутоногенно-гидротермальной генетической группы. Телетермальные месторождения формируются в результате деятельности низкотемпературных гидротермальных систем в связи с дайковым магматизмом рифтогенной природы.

3. Выделено четыре генетических типа платинометальной минерализации, различающихся составом минеральных ассоциаций: частичное плавление и становление реститового комплекса ведёт к формированию Pt-Ru-Ir-Os минерализации в хромититах; высокотемпературный углеродистый метасоматоз вызывает обогащение ультрабазитов Pt, Pd и некогерентными элементами; при массовой серпентинизации и сопутствующей сульфидизации базит-ультрабазитов во вкрапленных сульфидных рудах накапливаются Pt и Pd; высокобарический метаморфизм и последующий диафторез базит-ультрабазитов обуславливают формирование Au-Pt-Pd минерализации.
4. Благороднометальное оруденение разных типов формировалось в течение пяти этапов геодинамической эволюции региона: (1) 1034 – 860 млн. лет (неопротерозойский океанический) – платиноносные хромититы и первичные субмаринные гидротермально-осадочные сульфидные руды. (2) 860 – 800 млн. лет (неопротерозойский островодужно-обдукционный) – золото-теллуридное оруденение в связи с островодужными гранитоидами, Pt-Pd минерализация в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам, Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах. (3) 530 – 500 млн. лет (раннепалеозойский островодужный) – месторождения плутоногенно-гидротермальной генетической группы (золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый минеральные типы) в связи с надсубдукционным магматизмом. (4) 500 – 420 млн. лет (раннепалеозойский аккреционно-коллизионный – орогенный) – проявления золото-висмут-сульфосольного типа в связи с коллизионным магматизмом; месторождения золото-кварцевого типа в связи с тектоническими деформациями. (5) 380 – 325 млн. лет (позднепалеозойский внутриплитный) – месторождения золото-полисульфидного типа в связи с региональными сдвиговыми деформациями, проявления золото-блеклорудного минерального типа на завершающей сдвигово-рифтогенной стадии.

Личный вклад автора. Автором лично проведено геологическое изучение 19 золоторудных месторождений, 5 рудопроявлений Cu, Ni и Co, содержащих

платинометальную минерализацию, а также 3 офиолитовых базит-ультрабазитовых массивов. В ходе полевых исследований были изучены взаимоотношения рудных зон и вмещающих пород, особенности геолого-структурного положения рудных тел, отбор каменного материала, на основе которого изучены минералого-геохимические и изотопные характеристики руд, вмещающих и околорудных пород, проведены геохронологические исследования. Автором проведена обработка и интерпретация полученных данных и имеющихся опубликованных и фондовых материалов, на основе которых выделены генетические группы и типы золотого и платинометального оруденения, определены условия формирования рудных минеральных ассоциаций, сделаны выводы о генезисе месторождений, выделены основные возрастные этапы формирования месторождений и рудопроявлений благородных металлов.

Объем и структура работы. Диссертация объемом 480 страниц состоит из введения, семи глав и заключения, включает 81 таблицу, 156 рисунков. Список литературы содержит 448 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории геохимии и рудообразующих процессов ГИН СО РАН. Автор выражает глубокую благодарность научному консультанту чл.-корр. РАН Н. А. Горячеву. Исследования по теме диссертации начаты под руководством д.г.-м.н. А. Г. Миронова и д.г.-м.н. С. М. Жмодика, которым автор искренне благодарен за всестороннюю поддержку и помощь в проведении исследований. Полевые и научные исследования проводились в тесном сотрудничестве с Ю. Ч. Очировым, к.г.-м.н. Б. Л. Гармаевым, к.г.-м.н. А. А. Куликовым, Б. Б. Гунтыповым.

Автор выражает огромную признательность за совместные исследования, консультации и ценные советы, следующим ученым: чл.-корр. РАН И. В. Гордиенко, д.г.-м.н. А. А. Цыганкову, д.г.-м.н. А. В. Татаринovu, д.г.-м.н. А. Н. Булгатову, д.г.-м.н. В. В. Мурзину, д.г.-м.н. В. В. Дистлеру, д.г.-м.н. Ф. Г. Рейфу, д.г.-м.н. А. С. Борисенко, д.г.-м.н. О. Р. Мининой, д.г.-м.н. И. В. Викентьеву, д.г.-м.н. Н. С. Жатнуеву, к.г.-м.н. А. А. Боровикову, к.г.-м.н. Н. С. Карманову, к.г.-м.н. С. В. Канакину, к.г.-м.н. Д. А. Орсоеву, к.г.-м.н. Г. С. Риппу, к.г.-м.н. А. В. Григорьевой, к.г.-м.н. С. Ф. Служеникину, к.г.-м.н. Т. Т. Врублевской, к.г.-м.н. Е. В. Кислову, к.г.-м.н. Е. В. Айриянц, к.г.-м.н., В. И. Васильеву, к.г.-м.н. А. Е. Будяку, к.г.-м.н. И. Г. Татькову, к.г.-м.н. В. И. Силаеву, к.г.-м.н. Н. Г. Бугаевой, к.г.-м.н. О. Н. Киселевой, Н. А. Дорониной, сотрудникам производственных геологических организаций: П. А. Рошкетяеву, В. Г. Скопинцеву, В. В. Минину, В. Я. Бухарову, С. У. Зайцеву, Г. Б. Шуляку. Автор признателен тем, кто помогал проводить

исследования: В. Е. Григорьевой, Г. П. Ключевой, Н. М. Паданиной, Н. Н. Егоровой, Г. Н. Загузину, Е. А. Хромовой, Е. В. Ходыревой. За помощь в проведении исследований флюидных включений автор выражает благодарность к.г.-м.н. Л. Б. Дамдиновой.

Аналитические работы выполняли: В. Ф. Посохов, к.т.н. Б. Ж. Жалсараев, А. А. Цыренова, Т. И. Казанцева, В. А. Иванова, Э. М. Татьянкина, М. Г. Егорова, Л. А. Левантуева, И. В. Звонцов, Б. Б. Лыгденова, М. Г. Егорова, Л. В. Митрофанова, О. В. Корсун, И. Н. Рандина, О. С. Хмельникова, к.г.-м.н. С. Е. Борисовский, Л. О. Магазина, к.г.-м.н. Т. А. Веливецкая, к.г.-м.н. С. Г. Кряжев, к.г.-м.н. В. Н. Реутский, М. Н. Колбасова, к.г.-м.н. В. И. Силаев, к.г.-м.н. В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев, В. Л. Посохова, д.г.-м.н. А. В. Травин, к.г.-м.н. Д. С. Юдин, к.г.-м.н. В. В. Акинин. Всем перечисленным специалистам автор искренне благодарен.

Работа выполнена в рамках бюджетных тем НИР ГИН СО РАН (№ гос. регистрации 01.2.00705169, 01201050857, 01201282372, 0340-2016-0005); проектов РФФИ (гранты №03-05-65162-а, 06-05-64993-а, 10-05-00012-а, 18-05-00489-а); гранта Фонда содействия отечественной науке, интеграционных проектов СО РАН №119, 31; хоздоговорных работ с ОАО «Сосновгео» и ООО «Хужир-Энтерпрайз».

Особую благодарность автор выражает своей семье за заботу, помощь, поддержку и понимание.

Глава 1. Основные проблемы в изучении благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

1.1. Изученность благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, краткий обзор состояния вопроса

Благороднометальное оруденение в регионе было известно с середины XIX века, когда были открыты Ботогольское графитовое и Ильчирское асбестовое месторождения. В это же время были обнаружены богатые россыпные месторождения в бассейнах рек Ока и Китой и начата их добыча (Ананин и др.1973ф). С тех пор накопилась достаточно обширная литература, касающаяся месторождений не только этого металла, но и элементов платиновой группы (ЭПГ). Обзору публикаций посвящена данная глава.

1.1.1. Золото

Первым промышленным коренным золоторудным месторождением в юго-восточной части Восточного Саяна является Пионерское, открытое в 1954 году, хотя отдельные россыпи отрабатывались уже в середине XIX века. В ходе проведения Государственной геологической съемки в 1950-х – 1960-х годах, в регионе было открыто подавляющее большинство известных ныне золоторудных и платинометальных месторождений и рудопроявлений. Со времени начала изучения благороднометального оруденения региона накопился большой объем геологических материалов, однако, практически все они находятся в геологических фондах и в открытой печати не опубликованы.

Научные публикации, касающиеся золотого оруденения региона, появляются только в 60-х годах XX века. Ряд публикаций посвящен геолого-структурным особенностям месторождений и рудопроявлений золота. Так, была выявлена ведущая роль разновозрастных разрывных нарушений в локализации проявлений полезных ископаемых, таких как золото, асбест, никель, полиметаллы и др. (Волков, 1961). В некоторых публикациях рассмотрены вопросы металлогении золота территории юго-восточной части Восточного Саяна (Глоба, 1963; Левицкий, 1966, 1974). В результате выделен Окино-Китойский золоторудный пояс, в составе которого установлен ряд золоторудных зон: Главная, Южная, Северная, Западная. В настоящее время эти подразделения отвечают Урик-Китойской, Сагансайрской, Ольгинской золоторудным зонам и Урикскому рудному полю соответственно.

Однако большинство публикаций посвящено результатам исследования месторождений Холбинского рудного поля – самого промышленно значимого в юго-восточной части Восточного Саяна. Установлено, что золотое оруденение этого участка контролируется зоной тектонического смятия, пересекающей Гарганскую глыбу и её обрамление, и в зависимости от характера оруденения и рудовмещающих структур, в пределах рудного поля выделено несколько групп золоторудных месторождений и проявлений (Феофилактов, 1965, 1968, 1969). Таким образом, уже в то время отмечался явный структурный контроль золотого оруденения и приуроченность месторождений Холбинской группы к тектоническим зонам, ныне интерпретируемым как зоны меланжа. Позднее, Г. А. Феофилактовым был предложен механизм формирования рудоконтролирующих разломов в связи с поднятием блока гнейсогранитов (первый этап) и внедрением даек гранит-порфиров (второй этап) (Феофилактов, 1992). Формирование жильно-прожилковых рудных тел в таком случае, обусловлено приоткрыванием рудовмещающих трещинных полостей и проникновением в них постмагматических гидротермальных растворов.

Были выявлены и некоторые минералогические особенности руд Пионерского, Зун-Холбинского, Водораздельного и Динамитного месторождений. В составе руд было выделено несколько разновременных минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): хлорит-карбонат-кварцевая, кварцево-пиритовая, кварцево-пирит-молибденитовая, кварцево-карбонатно-галенитовая, кварцево-полиметаллическая кварцево-золото-теллуридная и карбонатная (Громова, 1960; Феофилактов, 1966). Однако здесь следует отметить, что в общую совокупность были объединены минеральные ассоциации пространственно сближенных золоторудных месторождений Холбинского рудного поля, относящихся, по нашему мнению, к разным генетическим типам и имеющих разный возраст. К примеру, месторождение Динамитное, отнесено к генетической группе телетермальных месторождений, тогда как остальные объекты этого рудного поля – Зун-Холбинское, Пионерское, Водораздельное, объединяются в группу метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

Происхождение золотого оруденения напрямую связывалось с внедрением интрузивных и дайковых тел гранитоидов, отнесенных цитируемыми авторами к холбинскому интрузивному комплексу (Феофилактов, 1968, 1970). Основными критериями связи золотого оруденения были: пространственная сближенность рудных тел с интрузиями и дайками; близкие значения К-Аг возрастов околорудных метасоматитов и гранитоидов; наблюдаемое разнообразие минеральных типов оруденения

интерпретировалось как зональное размещение рудных тел вокруг гранитоидных интрузий; близкий минеральный состав руд и гидротермально-измененных интрузивных пород. В то же время, отмечалось сходство вещественного состава месторождений, контролирующихся разрывными нарушениями одного типа, несмотря на их пространственную разобщенность. Главным фактом, отрицающим связь золотого оруденения с пространственно ассоциирующими гранитоидами месторождений холбинского рудного поля является разница в возрасте, установленная применением современных методов датирования. Так, гранитоиды сумсунурского комплекса, слагающие Амбартагольский интрузив, соседствующий с рудными зонами Зун-Холбинского месторождения, имеют возраст около 790 млн. лет (Кузьмичев, 2004, наши данные), тогда как возраст руд не превышает 460 млн. лет (Посохов и др., 1994, наши данные). Сами гранитоиды входят в состав тектонических зон (сдвига, меланжа и др.), контролирующих локализацию рудных тел. Разнообразие минеральных типов оруденения обусловлено формированием месторождений в разных условиях и в разное время, а не зональным расположением относительно интрузивных тел. И, наконец, близкий состав рудной минерализации в жилах и измененных гранитоидах как раз свидетельствует о воздействии одних и тех же рудообразующих флюидов на различные породы, попавшие в тектонические зоны.

Здесь следует отметить, что цитируемые исследователи, при изучении металлогении и геолого-структурных характеристик золоторудных месторождений исходили из принципов устаревшей, в настоящее время, геосинклинальной парадигмы, хотя наличие надвиговых структур, контролирующих, в том числе и локализацию золотого оруденения отмечалось. Наиболее изученным в отношении структурно-геологической позиции и состава руд, было крупнейшее Зун-Холбинское золоторудное месторождение, в меньшей степени изучены соседние Пионерское и Водораздельное месторождения. Другие объекты на тот момент были практически не изучены. Позднее начали появляться публикации С. К. Кныша, касающиеся физико-химических условий формирования и состава самородного золота, опять же большей частью на примере Зун-Холбинского золоторудного месторождения с привлечением материалов по некоторым другим объектам Урик-Китойской золоторудной зоны (Кныш, 1978_{1,2}). Полученные температуры образования руд Зун-Холбинского месторождения оцениваются в интервале 180 - 340°C. Выявлено большое разнообразие типоморфных признаков самородного золота – морфологии, состава, что говорит о сложном генезисе золотого оруденения (Кныш, 2001).

Позднее, в 80-х годах XX века при проведении научно-исследовательских и производственных геологических работ произошел коренной пересмотр представлений о геологии юго-восточной части Восточного Саяна, с позиции тектоники плит, что коснулось и представлений о генезисе и закономерностях распределения благороднометального оруденения региона (Добрецов, 1985). Результаты этих исследований обобщены в монографиях «Геология и метаморфизм Восточного Саяна» (1988) и «Геология и рудоносность Восточного Саяна» (1989). Была составлена новая схема металлогенического районирования, согласно которой выделены три крупных металлогенических подразделения Окинская, Гарганская и Ильчирская металлогенические подзоны, а также ряд золоторудных зон и узлов. Указанная металлогеническая схема территории актуальна и в настоящее время.

Публикации 90-х годов XX века также касаются большей частью результатов исследований Зун-Холбинского месторождения. Так, в работах В. И. Гребенщиковой и др. (1997, 2000), на основе результатов геохимических исследований выделены пять этапов формирования месторождения, связанных с воздействием гранитоидной интрузии: ранний метаморфический, метасоматический, связанный с внедрением даек основного состава, раннерудный, позднерудный гидротермальный, наиболее продуктивный и пострудный. Каждый из этапов, за исключением пострудного, характеризовался ремобилизацией и частичным концентрированием золота, наибольшая концентрация происходила в позднерудный этап, для которого предполагается дополнительное поступление золота из внешнего источника. В результате, месторождение интерпретируется в качестве примера рудно-магматической системы, что на взгляд цитируемых авторов, подтверждается изучением распределения РЗЭ. Несомненным достоинством этих работ является определение средних концентраций золота и сопутствующих элементов практически во всех породах, входящих в состав рудного поля, где установлено, что максимальные фоновые содержания характерны для пород офиолитовой ассоциации, а также гнейсов и амфиболитов Гарганской глыбы. В то же время, в связи с отсутствием геохронологических, минералого-петрографических и структурно-геологических исследований руд месторождения, выделение указанных этапов недостаточно обоснованно, хотя отрицать многоэтапность формирования Зун-Холбинского месторождения нельзя.

Другой механизм формирования предлагается в работе (Бражник, 1995), где ведущая роль в локализации рудного вещества принадлежит областям растяжения в условиях вязкого сдвига, приуроченным к крутопадающим зонам смятия и разрывных дислокаций,

причем оруденение носит ярко выраженный столбовой характер. Главным продуктивным парагенезисом является пирит-полисульфидный. Таким образом, подчеркивается ведущая роль процессов динамометаморфизма в генезисе оруденения. Однако эти выводы основаны преимущественно на структурных наблюдениях, без проведения изотопно-геохимических и детальных вещественных исследований.

В 2000 году вышла коллективная монография «Золото Бурятии» (Золото Бурятии, 2000), в которой обобщены результаты исследований золотоносности территории Республики Бурятия, в состав которой входит и юго-восточная часть Восточного Саяна. В этой монографии приведена новая схема металлогенического районирования, принятая, с некоторыми изменениями, в настоящей работе (см. следующую главу), рассмотрены особенности строения и состава золоторудных месторождений региона. Однако в связи с ограниченным объемом раздела монографии и большим количеством изученных объектов, приводится лишь краткое описание месторождений с основными структурно-вещественными характеристиками руд, поскольку главной целью цитируемой работы было ознакомление научного сообщества с многообразием золоторудных объектов Саяно-Байкальской складчатой области.

В статьях Е. В. Айриянц и др. (2002, 2007) рассмотрены особенности состава и физико-химические условия формирования золоторудных месторождений и проявлений, приуроченных к карбонатным толщам. Выделены золото-ртутный и золото-серебряный типы оруденения, характеризующиеся эпипетермальными условиями формирования. Однако выделение золото-ртутного типа не совсем обосновано, поскольку собственные минералы Hg в рудах практически отсутствуют, а этот элемент является лишь примесью. Выделение же золото-серебряного типа, по нашему мнению, нецелесообразно, поскольку во всех без исключения золоторудных месторождениях, серебро является главным примесным компонентом.

Подробные структурно-вещественные исследования золоторудных месторождений Холбинского рудного поля проведены исследователями из Иркутского государственного технического университета (Корольков, 2007; Летунов, 1998; Семинский, Летунов, 2004). В монографии А. Т. Королькова (2007) рассмотрена геодинамическая эволюция формирования Гарганского рудного района, на примере Урик-Китойской золоторудной зоны. Выделено два главных вещественно-морфологических типа золотого оруденения – Зун-Холбинский (золото-сульфидно-кварцевый) и Пионерский (золото-кварцевый). Установлено, что формирование разных типов золотого оруденения обусловлено проявлениями различных геодинамических режимов развития территории. Так к

доаккреционным относятся сульфидные руды, к субдукционным – золоторудные объекты Тисса-Сархойского узла и к аккреционным – месторождения Холбинского рудного поля. Ведущая роль в локализации золотого оруденения принадлежит деформациям хрупко-пластичного типа, в результате которых происходило концентрирование золота, а под действием интрузивных тел формировались золотоносные гидротермальные флюиды, переотлагающие рудообразующие компоненты.

Вопросы связи золотого оруденения с геодинамическим режимом эволюции Восточного Саяна, состава и происхождения отдельных золоторудных месторождений, рассмотрены в публикациях С. М. Жмодика, А. Г. Миронова и др. (Жмодик и др., 2006^{1, 2}, 2008; Миронов, Жмодик, 1999; Миронов и др., 2001). Ими же приводятся и первые сведения о наличии плутогенного (связанного с интрузиями) золотого оруденения. Так, в предложенной геолого-генетической модели формирования плутогенных месторождений золота рудообразующие растворы связываются с гибридными породами, формирующимися при гранитизации вмещающего субстрата, а малые интрузии являются флюидопроводниками, транспортирующими золото (Миронов, 1991). Кроме того, в юго-восточной части Восточного Саяна выделен новый для региона золото-порфировый тип оруденения (Миронов и др., 2001; Жмодик и др., 2006¹). Автором, совместно с цитируемыми исследователями, было продолжено изучение состава и генезиса разнообразных типов золотого оруденения в регионе, результаты которого приведены в настоящей работе.

1.1.2. Платиновые металлы

Ещё в начале XX века, в 1909 г. в Восточном Саяне Л. А. Ячевским были отмечены знаки платиноидов в аллювии рек вблизи Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Им были указаны 5 шлиховых точек со знаком Pt и осмистого иридия: р.Сагансайр, устье р. Бого-Хонголдоя, р. Зун-Багдашан, р. Оспа, истоки р. Горлык-Гол. Зерна платины встречались в виде сростков с осмистым иридием и никелистым железом, в единичном случае отмечено присутствие медного минерала. В 40-х годах при отработке россыпи на реке Хончен, старателями был найден белый минерал мешающий при очистке золота определённый как осмистый иридий. Начиная со съёмочных работ 1953 года по настоящее время, знаки минералов ЭПГ встречаются на всей площади юго-восточной части Восточного Саяна, чаще всего в водотоках дренирующих базит-ультрабазиты офиолитовой ассоциации.

Следует отметить, что в связи с отсутствием промышленных платинометаллических объектов, публикации, касающиеся вопросов платиноносности региона редки. В 1933г. Н. К. Высоцкий в книге "Платина и районы ее добычи" (Высоцкий, 1933) описал основные районы платиноидного оруденения России. В том числе им была установлена перспективность территории Восточного Саяна на возможность обнаружения месторождения ЭПГ, поскольку в золотоносных россыпях региона были найдены зерна самородной платины и осмистого иридия.

В дальнейшем, специализированных исследований платиноносности рассматриваемой в настоящей работе, юго-восточной части Восточного Саяна, не проводилось. Лишь с 50-х годов XX века, в связи с проведением Государственной геологической съемки в масштабах 1:200 000 и 1:50 000 и сопутствующими поисковыми работами были выявлены рудопоявления и пункты минерализации ЭПГ.

В 1981-1983 гг. Т.Т. Тайсаев и др. проводили гидрохимическое опробование в верховьях рек Арлык-Гол и Саган-Сайр. Ими выявлены гидрохимические аномалии платины (до $20 \cdot 10^{-7}\%$) и палладия (до $30 \cdot 10^{-7}\%$).

Небольшой объем работ по оценке платиноносности офиолитовой ассоциации и окружающих их пород провел А. П. Осокин и др. в верховьях р. Онот и Ильчир. Концентраций выше 0.02 г/т им не получено. Выявлены повышенные содержания палладия - до 0.02 г/т в обуглероженных карбонат-антигоритовых серпентинитах, в сплошных хромитовых рудах, в сульфидизированных амфиболитах и углесто-карбонатных пирротинсодержащих сланцах ильчирской толщи - 0.01 г/т.

В 1988-1994 гг. в результате исследований Самартинской партии платиновая минерализация выявлена в нескольких пунктах. Она установлена в сульфидизированных сланцах ильчирской толщи. Содержания платины - 0.19-0.43 г/т. На правом берегу р. Онот в зоне расщеливания черных биотитовых сланцев с пирротинотом отмечены повышенные содержания палладия - 0.015 г/т. Платина (0.012 г/т) и палладий (0.003 г/т) отмечены по левому борту р.Саган-Сайр в гематитсодержащих брекчиях. На восточном фланге Арлыкского проявления платиной (0.011 г/т) и палладием (0.078 г/т) обогащены метасоматически измененные основные породы, превращенные в кварц-серицит-карбонатные метасоматиты, содержащие пирит.

В породах офиолитовой ассоциации повышенные концентрации платиноидов также приурочены к зонам расщеливания и сульфидизации мощностью до 1 м (Саган-Сайрский массив). Содержание платины - 0.02-0.12 г/т, палладия - 0.005-0.077 г/т. Платиноиды обычно ассоциируют с сульфидной никелевой минерализацией.

В 1997 году при изучении золотоносных россыпей по р. Китой, в устьевой части руч. Ара-Ошей была отобрана крупная проба тяжелого шлиха из которой были выделены минералы ЭПГ, где большинство минеральных фаз представлено платиносодержащим рутениридосмином (Орсоев и др., 2004).

Позднее, в хромититах из офиолитовых ультрабазитов были диагностированы минералы системы Ru-Ir-Os ассоциирующие с сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами Ni (Жмодик и др., 2000). По минеральному составу ЭПГ из хромититов во многом схожи с россыпными, однако как показали проведенные нами исследования, платиноидная минерализация в хромититах не ограничивается лишь сплавами Ru-Ir-Os, а содержит большое разнообразие минеральных фаз платиноидов, являющихся продуктами эволюции ЭПГ в ходе преобразования пород офиолитового комплекса (см. главу 4).

В то же время, повышенные содержания платиноидов установлены и в участках развития гидротермально-измененных базит-ультразбазитов офиолитовой ассоциации, что указывает на возможность обнаружения комплексной золото-платиноидной минерализации в апогипербазитовых и апобазитовых метасоматитах, связанных с офиолитами: углеродистых метасоматитах, родингитах, листовенитах и др. Особенностью гипербазитов Оспинско-Китойского массива Восточно-Саянского офиолитового пояса является присутствие обуглероженных разностей, содержащих повышенные концентрации благородных металлов (Шестопалов, 1938; Белов, Богидаева, 1962; Колесник, 1965; Пинус, Колесник, 1966; Коржинский, 1967; Летников и др., 1996; Галимов и др., 1998, 2000; Данилова, Данилов, 2001 и др.). Упомянутые метасоматические образования ранее практически не изучались на предмет платиноносности. Отдельные рудопроявления золота, никеля, кобальта, локализованные в таких породах, описаны в отчетах производственных организаций, проводивших геолого-съемочные и поисково-разведочные работы, но эти описания большей частью ограничены краткой характеристикой руд и подсчетом прогнозных ресурсов.

1.1.3. Выводы

Таким образом, в приведенном кратком обзоре результатов исследования благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, намечаются основные проблемы, не раскрытые в ранее опубликованных работах. Прежде всего, за редким исключением, вещественный состав руд большинства золоторудных месторождений и рудопоявлений изучен недостаточно детально. Практически отсутствуют изотопно-геохимические и, в особенности, геохронологические данные, что

не позволяет корректно оценивать характер связи оруденения с вмещающими литокомплексами. Представления о генезисе объектов остаются предметом дискуссий, и единой точки зрения по этому вопросу нет. Более того, как показали наши исследования, некоторые пространственно сближенные, но разные по генезису, условиям и возрасту формирования, золоторудные объекты, были объединены в единые генетические группы. Отсутствует также и общепринятая систематика золоторудных объектов – классификационные критерии для выделения тех или иных типов оруденения различны у разных авторов.

Сведения о платинометальном оруденении региона преимущественно основаны на находках единичных зерен минералов ЭПГ в золотоносных россыпях, тогда как коренные проявления обычно описаны как редкие участки с повышенными содержаниями Pt и Pd, без детального исследования состава руд (зон минерализации) и с неизвестной формой нахождения ЭПГ в рудах. Следовательно, какие-либо представления о генезисе ЭПГ, за исключением пространственной связи проявлений с породами офиолитовой ассоциации, ранее отсутствовали.

1.2. Обзор современного состояния исследований золоторудных месторождений

Информация о составе, условиях формирования и генезисе золоторудных месторождений в настоящее время очень велика. Существует масса публикаций, посвященных этому вопросу, которые демонстрируют разные подходы исследователей к типизации золоторудных месторождений; происхождению и источникам рудообразующих компонентов и продуцирующих оруденение флюидов; возрастным соотношениям оруденения и их связи с пространственно ассоциирующими породными комплексами и сопутствующими геологическими процессами и др.

1.2.1. Типизация золотого оруденения

В настоящее время существует много различных классификаций и систематик золоторудных месторождений, как применительно к конкретным регионам, так и в целом. Существующие классификации основаны на разных критериях: физико-химических условиях формирования месторождений и характерных для этих условий минеральных ассоциациях, геодинамических обстановках образования, на химическом, минеральном составе руд, составе вмещающего субстрата или окolorудных метасоматитов, составе гидротермальных флюидов и др. (Вольфсон, Дружинин, 1982; Гамянин, 2001; Константинов, 1984; Константинов и др., 2000; Сазонов и др., 2001; Линдгрэн, 1934;

Мельников, 1984; Моисеенко, 1977; Некрасов Е. М., 1988; Некрасов И. Я., 1991; Петровская, 1973; Прокофьев, 2000; Сафонов, 1997; Хомич, Борискина, 2011; Шнейдерхен, 1958; Gebre-Mariam et al., 1995; Goldfarb et al., 2001, 2005; Groves et al., 1998 и др.).

Известная в настоящее время типизация золоторудных месторождений основана на разных принципах и критериях. Каждая классификация имеет свои достоинства и недостатки, так, например, рудно-формационные и генетические классификации зачастую не учитывают особенностей вещественного состава руд, возраста и геодинамических условий формирования месторождений; геохимические и морфологические классификации не учитывают генетических особенностей оруденения; классификации, основанные на геодинамических обстановках формирования оруденения, не всегда учитывают характер связи оруденения с вмещающим субстратом. Большинство золоторудных месторождений находятся в пространственной связи с зонами тектонических нарушений разного ранга и происхождения, следовательно, геолого-структурные особенности локализации оруденения также не могут являться универсальными классификационными критериями. Некоторые золотоносные рудные объекты (к примеру, золотосодержащие месторождения других металлов) вообще выпадают из предложенных классификаций, либо классифицируются как нетрадиционные типы (Коробейников, 1999).

Одна из первых классификаций рудных, в том числе, золоторудных, месторождений предложена В. Линдгреном в начале XX в. (Линдгрэн, 1935). Основным классификационным критерием в ней является глубина и, соответственно, температура и давление образования месторождений, которые, в результате, подразделяются на гипотермальные, мезотермальные и эпитеермальные. В совокупности с другими классификационными критериями, такое разделение месторождений используется и в настоящее время, в особенности, в зарубежной литературе.

В отечественной геологии, генетические классификации рудных месторождений также разрабатывались с начала XX века (Обручев, 1934), которые позднее были усовершенствованы и опубликованы в трудах В. И. Смирнова и др. (Рудные месторождения СССР, 1978). В качестве основного критерия типизации золоторудных месторождений применяется рудно-формационный признак, где выделяются главные рудные формации – золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидная (Шер, 1972). Глубина формирования, в дополнении с рудно-формационными и минералого-геохимическими критериями использована в классификации Н. В.

Петровской, где отдельно выделены формации глубинности месторождений (больших, средних и малых глубин) и формации руд – малосульфидная, умеренно-сульфидная, убогосульфидная (Петровская, 1973). Выделенные формации подразделены на минералого-геохимические типы. В то же время, в этой классификации не в полной мере учитываются генетические особенности месторождений, в частности, характер связи оруденения с магматическими образованиями, либо с тектоническими процессами. В классической монографии «Рудные месторождения СССР» вышедшей под редакцией В. И. Смирнова (1978) для типизации эндогенных золоторудных месторождений также применен формационный подход, где выделено четыре главных рудных формации: золото-кварцевая, золото-кварц-сульфидная, золото-сульфидная и золото-серебряная, разделяющиеся также и по глубинности на близповерхностные, среднеглубинные и глубинные. Широко применяется геолого-генетическая классификация гидротермальных золоторудных месторождений, где критериями разделения типов оруденения являются геологическое положение, генезис и вещественный состав руд (Сафонов, 1997). В монографии И. Я. Некрасова (Некрасов, 1991) приведена минералого-геохимическая классификация месторождений, где все эндогенные золоторудные и золотосодержащие месторождения разделены на классы, геохимические формации и минеральные типы.

В связи с новой схемой металлогенического районирования на основе положений тектоники литосферных плит, применяется классификация месторождений, основанная на геодинамических обстановках формирования золотого оруденения (Сазонов и др., 2001). Однако в пределах одной геодинамической обстановки могут формироваться разные по составу месторождения, что не позволяет считать такую классификацию универсальной. Существует классификация, основанная на составе рудообразующих флюидов, формировавших гидротермальные месторождения золота (Прокофьев, 2000), но для разделения на типы в этом случае требуется проведение трудоемких и не всегда возможных, из-за отсутствия крупных флюидных включений, термобарогеохимических исследований.

Несмотря на некоторое несоответствие применяемых классификационных критериев, наиболее распространена в мировой литературе классификация, согласно которой золоторудные месторождения, подразделяются на типы по совокупности признаков – состав руд, условия формирования, связь с магматизмом и вмещающими породами, однако главным критерием разделения на типы является тектоническая или геодинамическая обстановка формирования месторождения (рис.1.1.) (Сафонов 1997; Gebre-Mariam et al., 1995; Groves et al., 1998; Goldfarb, 2005; Lang, Baker, 2001; Sillitoe,

1991; White, Hedenquist, 1995). В результате, все золоторудные месторождения разделены на следующие типы:

1. Орогенные;
2. Связанные с интрузиями (intrusion-related), объединяющие, в том числе, порфировые и скарновые месторождения;
3. Эпитермальные;
4. Связанные с осадочными породами (sediment rock-hosted) – тип Карлин;
5. Колчеданные гидротермально-осадочные – тип VMS (вулканогенные массивные сульфидные);
6. Отдельно выделяются уникальные золотоносные конгломераты Витватерсранда.

Каждый из выделенных типов месторождений подразделяется в свою очередь на достаточно большое количество подтипов.

Месторождения наиболее крупного орогенного типа подразделяются на гипо-, мезо- и эпитермальные согласно Р-Т условиям их формирования. Появление таких месторождений связывается с аккреционно-коллизионными процессами на конвергентных границах плит. Само понятие «орогенные золоторудные месторождения» появилось в обиходе сравнительно недавно, в основном стараниями ведущих зарубежных исследователей (Groves et al., 1998). Под «орогенными золоторудными месторождениями» в настоящее время понимаются объекты, происхождение которых связано с процессами орогенеза при аккреционно-коллизионных событиях, в обстановках сжатия или скольжения на границах океанических (аккреционные орогены) или континентальных (коллизионные орогены) плит. Орогенные месторождения образуются в широком диапазоне физико-химических условий, объединяя гипотермальные и мезотермальные месторождения согласно классификации В. Линдгрена (1934). Такие месторождения преимущественно кварцевожильные, по глубине формирования они подразделяются на гипозональные (>12 км), мезозональные (6 – 12 км) и эпизональные (<6 км). Их характерной особенностью является приуроченность к структурам сжатия и сдвига, отчетливый структурный контроль и полиметаллический состав оруденения, непосредственная связь с тектоническими аккреционно-коллизионными процессами, вызывающими появление метаморфогенных гидротермальных растворов (Groves, 1998; Phillips, Powell, 2010). В настоящее время, большое количество золоторудных месторождений мира отнесено к орогенному типу (Горячев, 2014; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2014; Kouhestani et al., 2014). По времени формирования, орогенные

месторождения охватывают интервал в более чем 3 млрд. лет, от раннего докембрия, до четвертичного периода (Goldfarb et al., 2001, 2014).

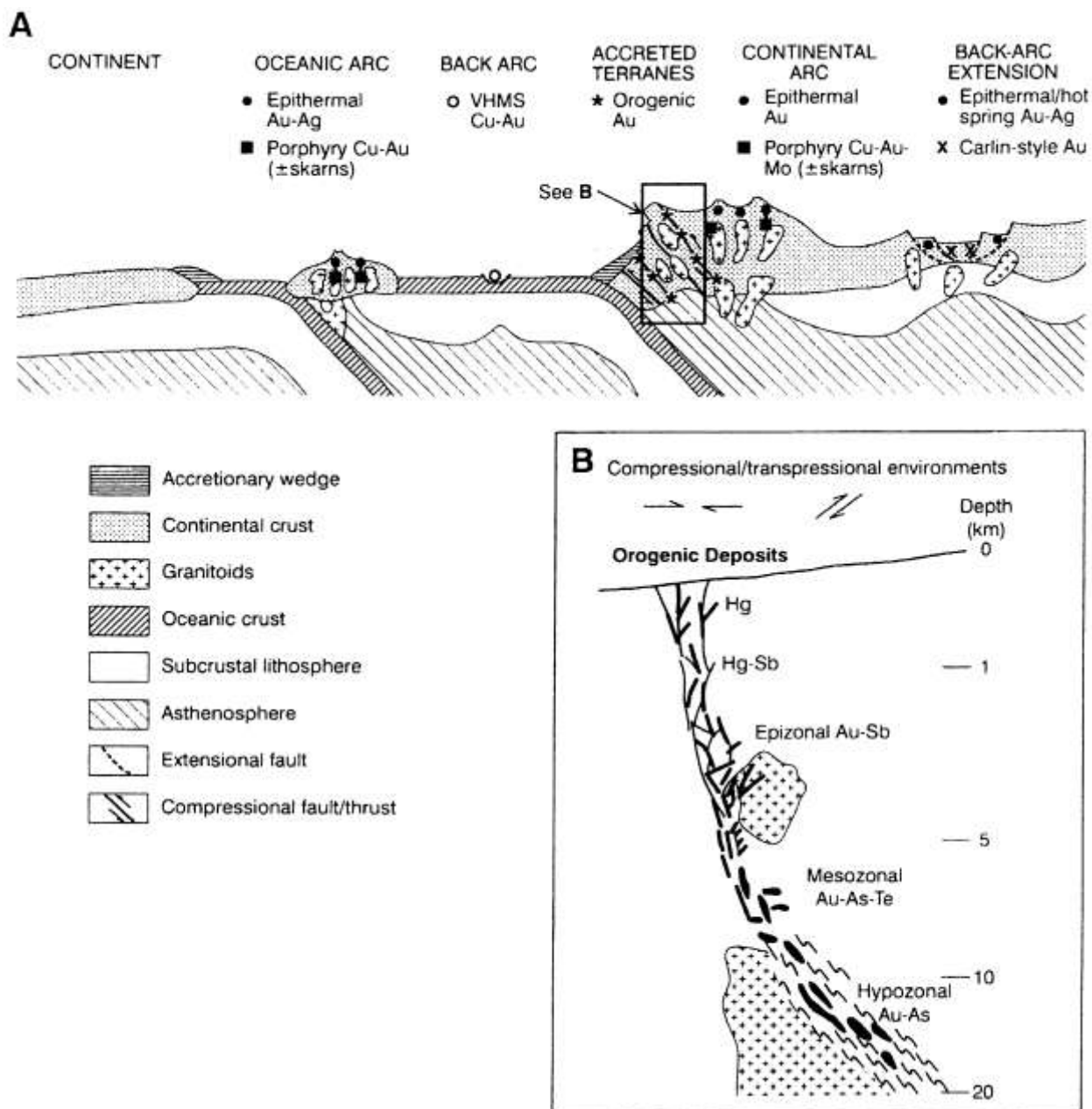


Рис. 1.1. Тектонические обстановки формирования эндогенных золоторудных месторождений (Groves et al., 1998).

В то же время, генезис орогенных месторождений до конца не ясен. К примеру, только на формирование рудоносных гидротермальных растворов существует несколько точек зрения – дегазация синорогенных магматических расплавов; дегидратация глубинных метаморфических пород; метеорные воды; дегидратация пород при динамометаморфизме; поступление мантийных флюидов (Бортников, 2006; Goldfarb,

Groves, 2015; Ridley, Diamond, 2000). Так же обстоит дело и с источниками рудных компонентов. Чаще всего предполагается их поступление непосредственно из вмещающего субстрата – пород, подверженных тектоническим деформациям и метаморфизму, за счет выщелачивания флюидами, циркулирующими в проницаемых тектонических зонах, воздействия синколлизийных магматических тел, либо за счет ремобилизации элементов ранних золотоносных комплексов, подвергшихся тектогенезу, поскольку связь орогенных месторождений с магматическими комплексами зачастую отсутствует (Kouhestani et al., 2014; Vielreicher et al., 2002; Zoheir, 2008, 2012).

В некотором роде аналогом орогенных месторождений являются месторождения, сформированные в динамометаморфических (стресс-метаморфических) комплексах. Формирование таких месторождений связывается с концентрированием золота в ходе механохимических реакций золотосодержащих пород и минералов в широком диапазоне Р-Т условий, в линейно-сдвиговых или шарьяжно-надвиговых структурах, в коллизийных геодинамических обстановках (Татаринов, Яловик, 2006). Роль деформационных структур в рудообразовании в настоящее время до конца не ясна, хотя широкое развитие таких структур и их большая роль в тектонической эволюции Земли обсуждается исследователями (Чиков, 2011). Тот факт, что тектонические деформации влияют на концентрирование рудообразующих компонентов, можно подтвердить даже тем, что подавляющее большинство гидротермальных рудных месторождений локализуются в зонах разрывных нарушений разного ранга, строения и генезиса. Хотя непосредственная связь тектонических деформаций с процессами рудообразования зачастую неизвестна, по крайней мере, часть месторождений может быть сформирована непосредственно под влиянием таких деформационных событий. В частности, установлено, что происхождение орогенных месторождений золота обусловлено появлением метаморфогенных флюидов, переносящих и переотлагающих рудообразующие компоненты (Phillips, Powell, 2010). Следовательно, такие месторождения можно отнести к метаморфогенно-гидротермальному генетическому классу.

Месторождения, связанные с интрузиями (intrusion-related), формируются в связи со становлением рудоносных гранитоидных массивов и соответствуют плутоногенно-гидротермальному генетическому классу золоторудных месторождений (Гамянин и др., 2003; Lang, Baker, 2001; Sillitoe, 1991). Особенности оруденения этого класса является пространственная и генетическая связь золотого оруденения с мультифазными магматическими комплексами разной морфологии, преимущественно гранитоидного

состава, имеющими разную щелочность. К этому же классу относятся и месторождения золото-(медно-молибден)-порфирового типа, связанные с порфировыми интрузиями, а также золото-скарновые объекты. Результатам изучения таких объектов посвящено большое количество работ (Волков и др., 2011; Кривцов и др., 1986; Rowins, 2000; Seedorf et al., 2005; Sillitoe et al., 2013 и др.). Оруденение локализуется как непосредственно в магматических породах, так и за их пределами, в экзоконтактовых оторочках, в этом случае обычно проявляется латеральная зональность (рис.1.2.). По морфологии руды таких месторождений преимущественно жильково-вкрапленные, жильно-штокверковые. Золотоносные интрузивы приурочены, как правило, к конвергентным границам плит. Характерные элементы-спутники золотого оруденения – As, Bi, Sb, Te, а также Mo, W, Cu, Pb, Zn. Влияние интрузий вызывает как появление магматогенных рудообразующих гидротермальных растворов, так и формирование конвективных рудно-магматических систем в результате теплового воздействия интрузии на метеорные воды, выщелачивающие рудные компоненты из вмещающего субстрата. Часть компонентов может привноситься и из материнского расплава. Таким образом, источником рудообразующих компонентов является как вмещающий субстрат, так и магматический расплав. Учитывая, что золотоносные расплавы формируются преимущественно в надсубдукционных обстановках, можно сделать вывод, что обогащение этих расплавов золотом и сопутствующими рудными компонентами происходит за счет дегидратации и плавления субдуцирующей плиты.

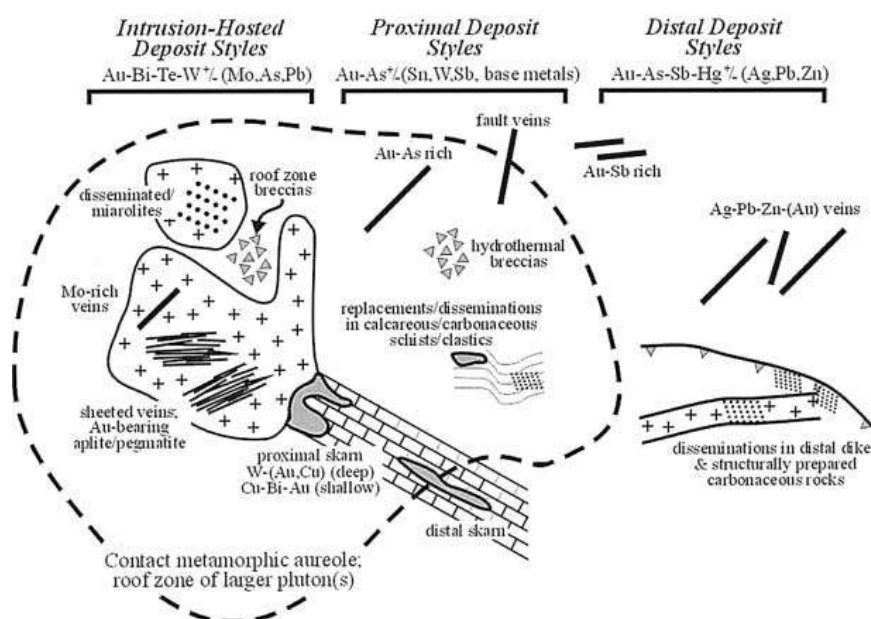


Рис. 1.2. Схематическая геологическая модель зональности золоторудных месторождений связанных с интрузиями (intrusion-related) (Lang, Baker, 2001)

Эпитермальные Au-Ag месторождения формируются в близповерхностных условиях (300–1500 м) из горячих растворов в раскрытых трещинах (рис. 1.3.). Температуры образования золото-серебряных руд, в пределах 50 - 300°C, давление в гидротермальных системах изменяется от 5 до 250 бар (Горячев и др., 2010; Сидоров, Волков, 2004; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003 и др.). Такие месторождения приурочены, как правило, к крупным вулканогенным и вулcano-плутоническим поясам, в частности, крупные металлогенические провинции эпитермальных месторождений развиты по обрамлению Тихого океана (Горячев и др., 2010; Сидоров и др., 2009; Hedenquist et al., 2000; White et al., 1995). Признана также связь этих месторождений с постаккреционными вулканогенными поясами, зонами субдукции и областями тектоно-магматической активизации (Геодинамика, магматизм и металлогения..., 2006).

Среди эпитермальных месторождений выделяются два главных подтипа – высоко- и низкосульфидизированные (White, Hedenquist, 1995; Русинов, 2001). Главные минералы руд – пирит, сульфосоли систем энаргит-люционит, теннантит-тетраэдрит, теллуриды, селениды, самородное золото, серебро, аргентит, в меньшем количестве присутствуют сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, редко – антимонит, реальгар-аурипигмент, киноварь (White et al., 1995).

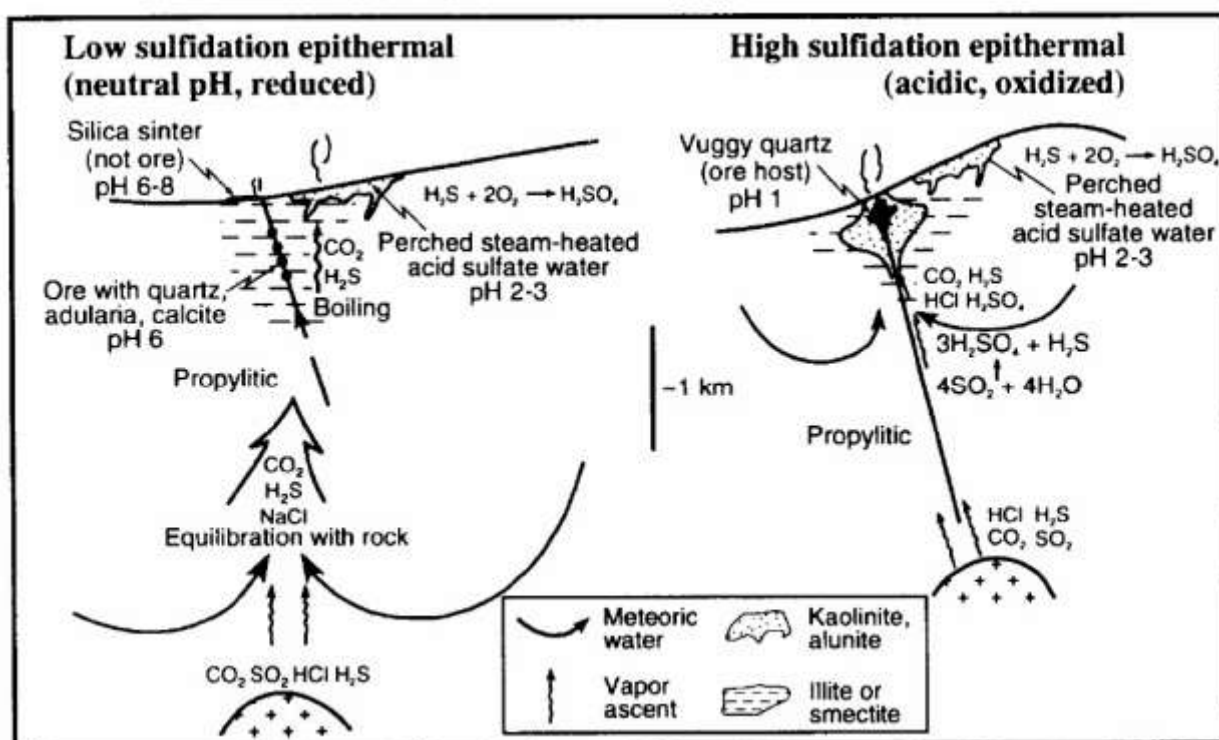


Рис. 1.3. Обобщенные схемы формирования низко- и высокосульфидизированных эпитермальных месторождений (White, Hedenquist, 1995).

Чаще всего, эпитермальные месторождения приурочены к вулканитам андезит-дацитового состава, связанным с нижележащими порфировыми интрузивами и представляют собой верхние части порфировых рудно-магматических систем (Hedenquist et al., 1998; Heinrich, 2005; Sillitoe, Hedenquist, 2003). Изотопные исследования показали, что воды в рудообразующих гидротермальных растворах низкосульфидизированных эпитермальных месторождений преимущественно метеорные, иногда с примесью магматических, тогда как в высокосульфидизированных – преобладают окисленные магматогенные флюиды с небольшой примесью поверхностных вод. Источниками рудных компонентов являются нижележащие магматические тела, формирующиеся в надсубдукционных обстановках (Saunders et al., 2016).

Месторождения типа Карлин (sediment rock-hosted – связанные с осадочными породами) названы по крупнейшему объекту – гигантской золоторудной провинции Карлин в штате Невада (США). Месторождения такого типа характеризуются сульфидно-вкрапленным морфологическим типом оруденения, приуроченным к окварцованным карбонатным породам, содержащим углеродистое вещество (Константинов и др., 2000). Характерны для этого типа месторождений низкотемпературные близповерхностные условия формирования оруденения: T – не более 300°C и P – 1 кбар. Главными минералами руд являются пирит и арсенопирит, в химическом составе руд преобладают такие элементы как As, Sb, Hg, Tl, Te, W (Константинов и др., 2000; Emsbo et al., 2006; Stenger et al., 1998). Золото в рудах имеет субмикронную размерность.

Представления о генезисе месторождений этого типа дискуссионны. Существует несколько гипотез их формирования: циркуляция метеорных вод (Emsbo et al., 2003); воздействие нескрытых интрузий, продуцирующих тепловую энергию, а также флюиды и металлы рудообразующих гидротермальных растворов, источником которых послужили магматические, метаморфические или метеорные воды (Sillitoe, Bonham, 1990); влияние глубинных метаморфогенных и магматических флюидов (Hofstra, Cline, 2000); воздействие мантийного плюма (Волков, Сидоров, 2016). Существует точка зрения, что формирование месторождений карлинского типа может происходить в результате развития разных типов гидротермальных систем: порфировых, плутоногенно-гидротермальных, орогенных, вулканогенно-гидротермальных (Cline et al., 2005). Большинство исследователей месторождения типа Карлин отнесены к классу эпитермальных, вследствие близких P - T условий формирования руд и связи с близповерхностными гидротермальными системами, однако вне окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (рис. 1.4).

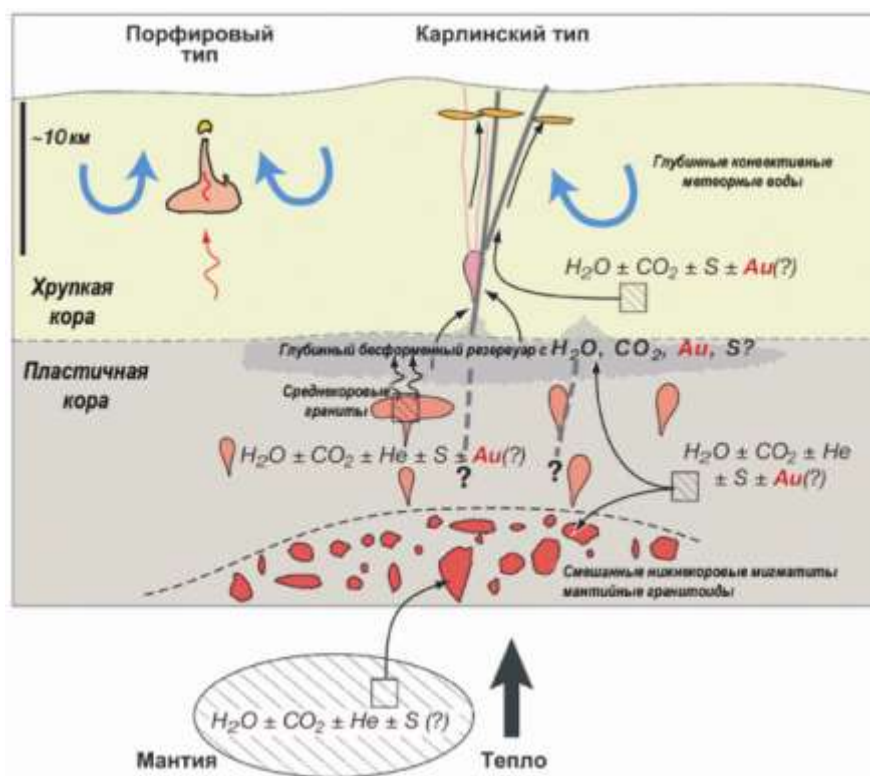


Рис. 1.4. Генетическая модель формирования месторождений типа Карлин (Волков, Сидоров, 2016; Cline et al., 2005).

Месторождения золото-колчеданного типа или VMS (вулканогенные массивные сульфидные месторождения) представляют собой стратиформные тела золотоносных сульфидных руд, которые осаждаются из гидротермальных растворов на дне морских или океанических бассейнов, в условиях дивергентных границ плит (Бортников, Викентьев, 2005; Barrie, Hannington, 1999; Galley et al., 2007). Они залегают среди вулканогенно-осадочных отложений, и, как правило, синхронны с вулканическими породами. Считается, что появление таких месторождений связано с гидротермальной мобилизацией металлов из океанической коры (Patten et al., 2016; Sharman et al., 2015). Золото-колчеданные месторождения содержат высокие концентрации полиметаллов – Fe, Cu, Zn и Pb, но также могут быть обогащены Au, Ag, As, Sb, Se, Te и Bi, соответственно, главными минералами руд являются пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит в разных соотношениях (Викентьев и др., 2006; Galley et al., 2007). Часто в сульфидных телах отмечается минеральная зональность (рис.1.5.). Классификация таких месторождений основана на содержаниях полиметаллов, золота или на составе вмещающих пород.

золоторудной минерализацией присутствуют минералы ЭПГ (осмистый иридий и самородная платина), а также урана (уранинит, настуран, тухолит).

1.2.2. Источники вещества золоторудных месторождений

Выявление источников рудообразующих компонентов рудных в целом и золоторудных в частности, месторождений решается путем изотопно-геохимических исследований. Такие исследования в настоящее время активно проводятся практически во всех известных золоторудных провинциях России и Мира. В результате, каждая научная публикация, касающаяся вещественного состава того или иного эндогенного месторождения золота содержит, в том числе, информацию об изотопных отношениях некоторых стабильных изотопов разной степени детальности (см. журналы Геология рудных месторождений, *Economic Geology*, *Mineralium Deposita* и др.). Изучение распределения стабильных изотопов позволяет решать многие генетические задачи в исследованиях процессов рудообразования – определять источники рудообразующих компонентов, гидротермальных растворов, выявлять условия формирования оруденения, зональность и распределение изотопных отношений и элементов в рудном поле и др. (Hoefs, 2006). В последнее время появились публикации, где обсуждаются «нетрадиционные» изотопные системы таких элементов как Cu, Fe, Mo, B, Cl, He, Ar в рудах золоторудных (и других) месторождений (Asadi et al., 2014; Chiaradia et al., 2006; Klemme et al., 2011; Mathur et al., 2009, 2010; Molnar et al., 2016; Saunders et al., 2016; Talikka, Vuori, 2010; Zeng et al., 2014;). В большинстве случаев, для расшифровки генезиса месторождений, наряду с традиционными структурно-геологическими и минералогическими методами, применяется изучение отношений изотопов S, O, C, H и Pb, зачастую в комплексе с термобарогеохимическими исследованиями флюидных включений (Авченко и др., 2013; Чернышов и др., 2011; Чугаев и др., 2014; Abdollahi et al., 2009; Beaudoin, Pitre, 2009; Klein et al., 2006; Sharman et al., 2015; Xia, 2004; Zeng et al., 2014; Wei, 2007 и др.). Изучение отношений стабильных изотопов в рудах можно проводить на любых золоторудных объектах, вне зависимости от их минерального или химического состава, генетического типа. В комплексе с геохронологическими исследованиями, полученные данные позволяют также проследить эволюцию рудообразующих процессов и геодинамические обстановки формирования конкретных месторождений или рудных провинций.

Многие вопросы происхождения золоторудных месторождений остаются предметом дискуссий. Наиболее дискуссионными являются вопросы источников вещества

месторождений. Так, на источник рудоносных гидротермальных растворов, формировавших орогенные золоторудные месторождения, существует несколько вариантов – дегазация магматических расплавов; дегидратация глубинных метаморфических пород; метеорные воды; дегидратация пород при динамометаморфизме; поступление мантийных флюидов (Ridley, Diamond, 2000). Чаще всего, изотопные исследования жильных минералов орогенных месторождений свидетельствуют о метаморфогенной природе рудообразующих флюидов иногда с примесью метеорных или магматических вод (Abdollahi et al., 2009; Beaudoin, Pitre, 2005; Goldfarb et al., 2005; Kontak et al., 2011; Xia, 2004), однако в некоторых месторождениях устанавливается мантийный или магматический источник с небольшой примесью метеорных вод (Бортников и др., 1998, 2007; Zeng et al., 2014) или смешанный источник (Haeberlin, 2002). Рудообразующие растворы плутоногенно-гидротермальных (intrusion-related) месторождений характеризуются преобладанием магматического компонента, однако часто смешаны с метеорными и/или метаморфогенными водами, причем последние в ряде случаев преобладают (Грабежев, 2009; Kontak, Kyser, 2011; Lang, Baker, 2001).

Такая же неопределенность существует и в источниках рудообразующих элементов. Известно несколько таких источников: поступление непосредственно из вмещающего субстрата за счет выщелачивания циркулирующими флюидами (Molnar et al., 2016; Phillips, Powell, 2010); ремобилизация элементов ранних золотоносных комплексов (Миронов, Жмодик, 1999); привнос в составе магматического расплава (Гамянин и др., 2003; Грабежев, 2009; Betsi et al., 2013); отложение с гидротермально-осадочным материалом (Ohmoto, 1996); привнос в составе метеорной или морской воды (Sharman et al., 2015). Вполне вероятен и полигенный источник вещества. Поэтому, в каждом конкретном случае, источники растворов и рудообразующих компонентов могут быть различными (Goldfarb, Groves, 2015). Изотопный состав свинца в фанерозойских орогенных золоторудных месторождениях чаще всего показывает, что источником металла служил вмещающий субстрат, однако в докембрийских месторождениях часто отмечается более глубинный источник – нижележащие породы, либо мантия (Goldfarb et al., 2005).

1.2.3. Возрастной диапазон формирования золоторудных месторождений

Сведения об абсолютном возрасте руд золоторудных месторождений присутствуют в литературе гораздо реже, чем данные об изотопном составе. Это обусловлено рядом методических и технических сложностей определения возраста, хотя в последние годы

намечается тенденция к увеличению количества непосредственных датировок рудных минералов. Ранее, примерно до конца XX века, возраст руд золоторудных месторождений определялся либо методами K-Ar и Rb-Sr датирования околорудных метасоматитов, либо косвенными методами, на основе определения абсолютного или относительного возраста вмещающих пород. В настоящее время, наиболее применимыми для этих целей являются Ar-Ar и, в особенности, Re-Os методы датирования, позволяющие определять непосредственно возраст рудных минералов, хотя также используются Sm-Nd и Rb-Sr датировки, причем последние проводятся, в том числе и по флюидным включениям в рудоносном кварце (Бортников и др., 2010; Бушмин и др., 2013; Кравцова и др., 2009; Ножкин и др., 2011; Прокофьев и др., 2006; Чугаев и др., 2015; Kent et al., 1996; Kerr, Selby, 2012; Mathur, Mortensen, 2012; Stein et al., 2001; Tang et al., 2013; Wei et al., 2007; Yakubchuk et al., 2014 и др.). В ИГГД РАН разработан также новый метод U-Th-He датирования самородного золота и платины (Шуколюков и др., 2010, 2012; Якубович и др., 2015). Возраст рудовмещающих породных комплексов определяется достаточно хорошо отработанными методами U-Pb (по циркону) и Ar-Ar датирования. Как известно, возраст плутоногенно-гидротермальных (intrusion-related) месторождений соответствует возрасту вмещающих гранитоидов (Гамянин и др., 2003; Кривцов и др., 1986; Спиридонов и др., 2006; Lang, Baker, 2001; Sillitoe, 1991).

В целом, возрастной диапазон формирования золоторудных месторождений мира охватывает практически все эпохи развития Земли, начиная от архея (более 3 млрд. лет), заканчивая четвертичным периодом (менее 65 млн. лет) (Константинов, 1984; Константинов и др., 2000; Goldfarb et al., 2001, 2014 и др.). Однако появление тех или иных генетических классов и типов золоторудных месторождений обуславливается развитием тектонических, магматических или гидротермальных событий. Так, появление орогенных золоторудных месторождений связано с эпизодами роста континентальной коры в ходе формирования орогенных поясов. Основные периоды формирования орогенных месторождений датируются следующими возрастами: 3.1, 2.7 – 2.5, 2.1 – 1.8 и 0.6 – 0.05 млрд. лет, тогда как в других временных интервалах формирование месторождений происходило в меньших масштабах, а в интервале менее 50 млн. лет экономически важных провинций орогенных месторождений не установлено (Goldfarb et al., 2001).

Появление плутоногенно-гидротермальных месторождений синхронно с формированием материнских интрузий, соответственно, пространственно-временное распределение месторождений этого генетического класса зависит от распределения

магматических тел. Наиболее продуктивными на золото являются надсубдукционные магматические комплексы, следовательно, основные этапы формирования островодужных и окраинно-континентальных систем в истории развития Земли будут во многом коррелировать с этапами формирования плутоногенно-гидротермальных месторождений.

Месторождения эпитермального класса формируются в связи со становлением вулканоплутонических поясов в континентальных окраинах. Наиболее крупные – мезозойские вулканические пояса западной и восточной окраин Тихого океана (Константинов, 1984). К этому же генетическому классу многие исследователи относят и месторождения типа Карлин. Возраст формирования месторождений провинции Карлин – эоценовый (Cline, 2005), хотя известны и некоторые палеозойские аналоги, например Воронцовское месторождение на Урале (Мурзин и др., 2010; Сазонов и др., 1998).

Массивные сульфидные золоторудные месторождения формируются в подводных условиях океанического или морского дна, в результате развития гидротермальных систем на дивергентных границах плит, сложенных относительно обогащенными золотом, породами – задуговых зонах спрединга, океанических рифтах. Следовательно, основные временные промежутки формирования таких месторождений соответствуют периодам активности подводных гидротермальных систем в окраинах палеоокеанических бассейнов, формирование которых происходит в период от более 1 млрд. лет назад, по настоящее время. Реликты таких систем фиксируются в составе надсубдукционных офиолитов, также известны современные гидротермальные поля, продуцирующие золото-сульфидное оруденение (Богданов и др., 2006; Жмодик и др., 2008).

Временное распределение крупных и уникальных месторождений золота представлено в работе (Константинов и др., 2000). В результате выделено несколько циклов формирования таких золоторудных месторождений. Выделяется архейский цикл в интервале 2700 – 2600 млн. лет. Затем до девонского времени (400 млн. лет), формирования крупных и уникальных месторождений не происходило, за некоторым исключением. С девонского времени выделяется 4 пика концентрирования крупных месторождений в интервалах 400 – 380, 330 -280, 130 – 80 и 20 – 10 млн. лет, причем с омоложением возраста происходит увеличение доли золото-серебряных месторождений, приобретающих определяющее значение с верхнемелового времени.

1.3. Некоторые вопросы в изучении платинометалльных месторождений

Вопросам происхождения платинометалльного оруденения посвящена масса публикаций, в большей части которых представлены результаты исследований наиболее

распространенных месторождений ЭПГ, связанных с медно-никелевыми рудами и/или расслоенными интрузиями. В данном кратком обзоре рассмотрены некоторые вопросы происхождения платинометального оруденения в офиолитах.

1.3.1. Типизация платинометального оруденения

В настоящее время известно несколько основных формационно-генетических типов месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) (Додин и др., 1994): 1) платино-иридий-осмиевый, ассоциирующий с хромитоносной дунит-перидотитовой (гарцбургитовой) формацией (альпийский тип); 2) существенно платиновый, связанный с хромо- и титаноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формацией (уральский тип); 3) железо-платиново-осмиевый (с иридием) в обогащенных хромитом, магнетитом и титаномагнетитом дунит-перидотитовых штоках (ядрах) щелочно-ультраосновной формации (инаглинский тип); 4) железо-платиново-палладиевый в сульфидных медно-никелевых месторождениях, ассоциированных с формациями: а) габбро-верлитовой (печенгский тип), б) дунит-перидотит-габброноритовой (мамонский тип), в) ортопироксенит-норит-диоритовой (садберийский тип), г) габбро-долеритовой (трапповой) (норильско-талнахский сульфидный и верхнеталнахский малосульфидный типы); 5) платино-палладиевый в ритмично-расслоенных комплексах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (бушвельдско-стиллуотерско-мончегорский тип), в пределах которой платиновые металлы ассоциируют с хромитовыми горизонтами и медно-никелевыми рудами; 6) палладий-платиновый (с рутением, иридием и осмием) в коматиит-ассоциированных сульфидных медисто-никелевых и никелевых рудах (камбалдийский тип); 7) золото-платиновый в кислых эффузивах архейских зеленокаменных поясов. Из них наиболее интересными в промышленном отношении считаются 4 и 5 типы, где наиболее крупными являются месторождения Талнахского рудного района, Бушвельдского комплекса, Стиллуотерского массива и др. Остальные типы имеют подчиненное значение в связи с либо с малыми объемами рудных тел, либо с низкими содержаниями ЭПГ, но могут образовывать богатые россыпные месторождения (Нижне-Тагильское, Кондерское, россыпи Корякского нагорья и др.) (Мочалов и др., 1992; Округин, 2000; Столяренко, Шашкин, 1998; Cabri et al., 1996 и др.).

1.3.2. Присхождение ЭПГ в хромитовых рудах

На основании изучения россыпных ассоциаций ЭПГ в юго-восточной части Восточного Саяна установлено, что главными коренными источниками платиноидов

россыпных проявлений являются тела платиноносных хромититов, известные в пределах офиолитовых ультрабазитов (Жмодик и др., 2008; Орсоев и др., 2004). В связи с этим возникает проблема выявления генезиса хромитового и связанного с ним платиноидного оруденения. Эта проблема до сих пор остается дискуссионной.

Первоначальные представления о платиноносных хромитовых рудах как о дифференциатах ультраосновного расплава (Маракушев, 1988) оказались неверными, поскольку в условиях верхней мантии, фрагменты которой слагают реститовый комплекс офиолитовой ассоциации, расплав такого состава формироваться не может. Существуют точки зрения о флюидно-магматогенной природе хромитовых обособлений, которые основаны преимущественно на изучении платиноносных хромитов в массивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Нижнетагильский и др.), в частности, предполагается, что появление платиноносных хромитовых обособлений связано либо с просачиванием магматических расплавов (Auge et al., 2005), либо происходит при декомпрессионной разгрузке межгранулярных расплавов и флюидов вследствие твердо-пластичных деформаций дунитовых тел (Пушкарев и др., 2007). Часть исследователей отмечает определяющую роль летучих компонентов при формировании богатых хромитовых руд, тогда как акцессорные хромшпинелиды образуются совместно с силикатными минералами ультрабазитов (Симонов, 1993). Не исключается возможность и гетерогенного происхождения хромитовых руд. Исследованиями А. Г. Мочалова показано, что формирование платиноидной минерализации в островодужных габбро-пирооксенит-дунитовых массивах происходит и вне связи с хромитовым оруденением (Мочалов, 2013).

В последние годы, в результате обобщений (Ahmed et al., 2009) показано, что подиформные хромититы представляют собой продукты ранних высокотемпературных магматических стадий в верхней мантии (Leblanc, Nicolas, 1992). Одной из общих особенностей подиформных хромититов офиолитовых комплексов, независимо от состава хромшпинели, является их размещение среди умеренно обедненных гарцбургитов (Leblanc, Nicolas, 1992; Arai, Yurimoto, 1994 и др.). Степень парциального плавления и реакции, происходящие при взаимодействии расплав-порода, являются одними из главных факторов формирования руд хромититов и состава шпинелей. Высокая степень парциального плавления деплетированных мантийных перидотитов, в результате которого формируется бонинитовый расплав, приводит к образованию высоко-хромистых хромититов, в то время как при низкой степени парциального плавления примитивной мантии происходит образование высоко алюминиевых хромититов. Как правило, высоко-

хромистые хромититы намного богаче тугоплавкими МПГ (IPGE), и обеднены легкоплавкими МПГ (PPGE), по сравнению с высоко алюминиевыми хромититами, с характерными относительно ровными распределениями на спайдер-диаграммах и слабым отрицательным наклоном.

Наиболее высокотемпературные мантийные перидотиты и связанные с ними месторождения хромитов чаще встречаются в протерозойских офиолитовых комплексах. Это может происходить в связи с высокой степенью парциального плавления, в том числе второй стадии плавления, при которой данные мантийные породы верхнего протерозоя были сформированы (Dick, Bullen, 1984; Arai, Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1998). Степень парциального плавления мантийных перидотитов зависит в основном, от геодинамической обстановки. Высокая степень деплетированности перидотитов с коэффициентом $Cr \#$ шпинели более 70 может быть сформирована либо в условиях мантийного клина под островной дугой или во внутриплитной обстановке в результате действия высокотемпературных мантийных плюмов (Pearce et al. 1984; Arai, 1994). Для формирования шпинелей с высокими значениями $Cr \#$ и низкими концентрациями Ti в протерозойских офиолитовых породах верхней мантии, предполагается надсубдукционная обстановка (Dick, Bullen, 1984; Arai, 1994; Zhou et al., 1998 и др.).

Поскольку в офиолитовых хромитовых рудах признаки влияния летучих компонентов отсутствуют, то их формирование могло происходить по двум моделям: 1 – смешение примитивных расплавов с расплавами обогащенными SiO_2 (Zhou et al., 1994; Arai, Yurimoto, 1994; Ballhaus, 1998; Uysal et al., 2009); 2 – взаимодействие расплав – порода (Kelemen et al., 1992; Arai, Yurimoto, 1994; Melcher et al., 1997; Uysal et al., 2009).

Поскольку офиолиты Восточного Саяна сформированы в надсубдукционной обстановке, то, наиболее вероятным механизмом образования хромититов является частичное плавление мантийного клина при просачивании расплава или флюида, отделяющегося от субдуцирующей плиты. Такой механизм предложен для формирования хромитового оруденения в офиолитах Войкарского массива на Полярном Урале (рис. 1.6.) (Batanova et al., 2011).

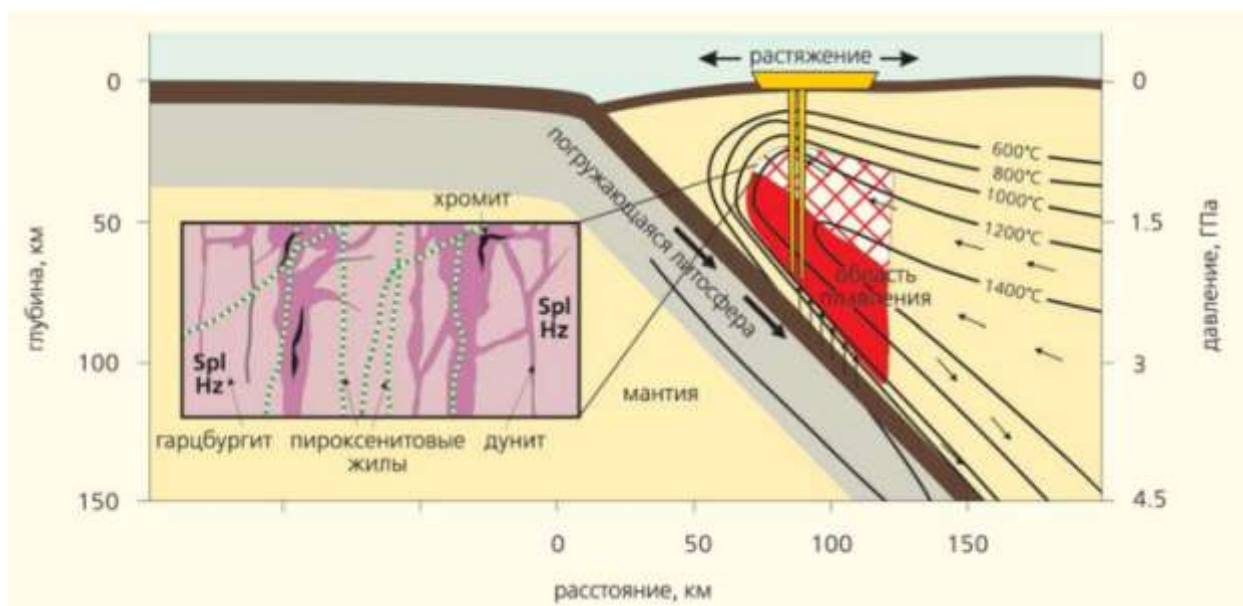


Рис. 1.6. Модель формирования подформных хромитовых руд при частичном плавлении мантийного клина (Batanova et al., 2011).

1.3.3. Нетрадиционные типы платинометального оруденения

В последнее время, в связи с решением проблем развития минерально-сырьевой базы государства, значительно возрос интерес к нетрадиционным типам благороднометальной минерализации. В первую очередь, это месторождения, связанные с углеродистыми отложениями – черными сланцами. Черносланцевые месторождения и проявления благородных металлов обычно приурочены к рифтогенным структурам складчатых поясов и платформ, а также к верхним частям офиолитовой ассоциации. Объекты такого типа известны в Онежском эпикратонном прогибе, Воронежском кристаллическом массиве, Курской магнитной аномалии, Байкало-Патомском нагорье, на Урале и северо-востоке Казахстана (Константинов и др., 1999; Коробейников, 1993; Коробейников и др., 1998; Коробейников, Масленников, 1994; Ланда и др., 1999; Рудашевский и др., 1995; Савицкий и др., 1994, 1999; Чернышов, Коробкина, 1995 и др.). Золоторудная минерализация в черных сланцах выявлена в 50-х годах XX века в связи с обнаружением прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации в углеродистых терригенных толщах Северо-восточного Казахстана (Коробейников, Масленников, 1994). В последние годы установлена платиноносность таких образований. Из ЭПГ в рудах преобладают Pd и Pt, иногда отмечаются повышенные содержания Rh, тогда как остальные платиноиды присутствуют в незначительных количествах. Кроме ЭПГ и золота, черносланцевые месторождения часто содержат и другие полезные компоненты – U, V, Mo, Cu, Pb, Zn (Савицкий и др., 1994). Благородные металлы в рудах

присутствуют в виде собственных минеральных фаз (самородные элементы, твердые растворы, интерметаллиды, реже халькогениды), изоморфной примеси в сульфидных минералах и, в разных формах, в углеродистом веществе (растворимой, коллоидной и, возможно, кластерной) (Полеховский, Волошин, 1990; Полеховский и др., 1989; Развозжаева и др., 1999).

На происхождение благороднометальной минерализации в черных сланцах существуют разные точки зрения. Их считают либо продуктами осадкообразования, диагенеза и вулканизма; либо регионального метаморфизма; либо интрузивного магматизма и сопутствующего метасоматоза; либо мантийного диапиризма. В последние годы установлено, что формирование благороднометальной минерализации в черных сланцах происходит в результате неоднократных метаморфических и метасоматических преобразований исходных геохимически специализированных на ЭПГ и золото углеродистых отложений, под воздействием мантийных флюидов, поступающих по глубинным разломам (Дистлер и др., 1996).

Общими особенностями комплексного благороднометального оруденения в черносланцевых толщах являются:

- 1) широкое развитие черносланцевых вулканогенно-осадочных толщ;
- 2) интенсивное проявление вулкано-интрузивных, интрузивных и дайковых образований;
- 3) высокая степень проявления складчатости и взбросово-надвиговых нарушений;
- 4) преимущественно низкоградиентный тип метаморфизма в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма и широкое проявление метасоматических процессов;
- 5) широкое развитие сульфидов и сульфоарсенидов в метасоматически измененных черных сланцах.

Наряду с черносланцевыми, выделяется еще целый ряд нетрадиционных типов комплексной благороднометальной минерализации. К ним относятся проявления золота и ЭПГ в медистых песчаниках, щелочных породах, скарнах, березитах, медно-порфировых и колчеданно-полиметаллических месторождениях (Викентьев и др., 2002; Коваленкер и др., 1996; Константинов и др., 1999; Коробейников, 1999; Ланда и др., 1999; Сазонов и др., 1998; Mutschler et al., 1985 и др.). Во всех перечисленных проявлениях благороднометальной минерализации, минералы Au, Ag и ЭПГ ассоциируют с сульфидными рудами и представлены, большей частью, самородными золотом, серебром, их соединениями и соединениями платины и палладия (халькогениды, интерметаллиды), в

меньшей степени, присутствуют минералы иридия, родия, осмия. Иногда в благороднометалльных проявлениях нетрадиционного типа фиксируются необычные минеральные фазы, например, соединения Au-Al, Au-Sn. Перспективными на обнаружение платиноидной минерализации считаются также отвалы горно-обогатительных комбинатов крупных месторождений, коры выветривания (Додин и др., 1994; Лазаренков и др., 1995). В последние годы выявлена золото- и платиноносность углеродистых метасоматитов, развивающихся по осадочным и ультраосновным породам, где формирование благороднометалльной минерализации связывается с поступлением углеродсодержащих мантийных флюидов (Летников и др., 1996; Томсон и др., 1995). Графитовая минерализация, ассоциирующая с сульфидами, арсенидами и минералами ЭПГ выявлена также в платиноносных породах Бушвельдского и Стиллуотерского массивов (Ballhaus, Stumpfl, 1985; Volborth, Housley, 1984).

Платиноидная минерализация, связанная с гипербазитами офиолитовой ассоциации локализована большей частью в хромитовых рудах, приуроченных к гипербазитам дунит-перидотитового комплекса (альпийский тип), где минералы ЭПГ присутствуют в виде включений в хромшпинелидах и силикатном матриксе хромититов. Платиновые минералы представлены чаще всего гексагональными твердыми растворами Ru-Ir-Os, их сульфидами, арсенидами, сульфоарсенидами, реже встречаются соединения платины – изоферроплатина, туламинит, сперрилит и др. (Агафонов и др., 1993; Аникина и др., 1994; Волченко и др., 2009; Дмитренко и др., 1994; Жмодик и др., 1998; Леснов, 1994; Badanina et al., 2013; Krstic, Tarkian, 1997; Liipo, 1999; McElduff, Stumpfl, 1990; Zaccarini et al., 2008 и др.). Минералы ЭПГ такого типа относятся к мантийной ассоциации и накапливаются в реститовых гипербазитах при частичном плавлении мантии (Рудашевский, 1984, 1987). Необычной является находка оксидов и гидроксидов ЭПГ, Fe и Mn в Нью-Каледонском офиолитовом комплексе, однако, формирование таких соединений произошло в результате изменения первичных платиноидных минералов в экзогенных условиях (Auge, Legendre, 1994). Отмечаются также отдельные находки повышенных содержаний ЭПГ в зонах метасоматического изменения ультраосновных пород (Горелова, 1990; Татаринцов и др., 2017).

Золоторудная минерализация в офиолитовых гипербазитах приурочена к зонам вторичного метасоматического изменения ультраосновных (и основных) пород: лиственитам, антигоритовым серпентинитам, серпентин-карбонатным породам, родингитам (хлограпитам) (Молчанов и др., 2006; Мурзин и др., 2006; Сазонов, 1975, 1984; Сазонов и др., 2001; 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002). Формирование таких

месторождений связывают с воздействием интрузий основного, среднего и кислого состава на серпентиниты и гипербазиты. Известны также ассоциации сульфидных медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических руд с родингитами, серпентинитами и гипербазитами, которые могут быть перспективными на обнаружение в них благороднометальной минерализации (Назимова, 1992, Loukola-Ruskeeniemi, 1999). Зачастую метасоматиты по базит-ультрабазитам содержат повышенные концентрации ЭПГ, уровни концентрации, формы нахождения и генезис которых остаются неясными.

Основные выводы по главе 1:

1. Многие вопросы строения, состава и генезиса золоторудных и платинометальных месторождений и рудопроявлений юго-восточной части Восточного Саяна остаются предметом дискуссий и слабо освещены в публикациях.
2. В настоящее время не существует общепринятой классификации золоторудных месторождений. Известные классификации основаны на разных принципах и подходах.
3. Широко распространена классификация, основанная преимущественно на геолого-тектоническом режиме формирования месторождений, кроме того в качестве классификационных критериев используются состав руд, температур образования месторождений, связь магматизмом и вмещающими породами. Эта классификация применяется преимущественно зарубежными исследователями.
4. В вопросах генезиса золотого оруденения существует много дискуссионных моментов: источники рудного вещества и рудообразующих растворов, возраст и геодинамические обстановки формирования месторождений, связь с магматическими и тектоническими событиями и др.
5. Платиноидные месторождения формируются в связи с базит-ультрабазитами разной формационной принадлежности, преимущественно на магматическом этапе, однако существуют предпосылки обнаружения гидротермального платинометального оруденения нетрадиционных типов.

Глава 2. Геологическое строение и металлогения золота юго-восточной части Восточного Саяна

Начало геологического изучения рассматриваемой территории относится к XIX веку и связано с именами П. А. Кропоткина, С. П. Перетолчина, И. Д. Черского, Н. Я. Ячевского. В первой половине XX века в Восточном Саяне проводили свои исследования Ф. А. Головачев, И. М. Забелин, В. Н. Лодочников, М. Л. Лурье, С. В. Обручев, Н. Д. Соболев, М. М. Тетяев, Н. А. Флоренсов.

С 50-х годов XX в. началось систематическое изучение геологии региона, непосредственно связанное с образованием Бурятского геологического управления, которое осуществляло Государственную геологическую съемку в масштабах 1:200 000 и 1:50 000, а также поисковые и разведочные работы. В результате, сложились представления о юго-восточной части Восточного Саяна как о классическом регионе широкого развития докембрийских образований. При этом палеозойские отложения сохранились крайне ограниченно в виде останцов. Позднее многочисленные палеонтологические находки и новые данные о тектоническом строении позволили основную массу геологических образований региона датировать палеозоем, докембрий же выделить лишь на ограниченных участках.

2.1. Геологическое строение региона

Многие вопросы геологического строения и тектонической эволюции юго-восточной части Восточного Саяна, до сих пор дискуссионны, что не позволяет составить представления о докайнозойском геологическом развитии и тектонической эволюции региона. Изучением геологического строения, тектонической истории развития и металлогении региона занималось значительное количество исследователей из академических, ведомственных институтов и производственных геологических организаций: Н. Л. Добрецов, А. Г. Миронов, С. М. Жмодик, И. В. Гордиенко, Е. В. Хаин, В. Г. Беличенко, А. Б. Кузьмичев, Ю. П. Бутов, Е. В. Складов, А. А. Федотова, С. В. Рассказов, А. Т. Корольков, Ж. В. Семинский, А. М. Рогачев, В. Г. Скопинцев, Ю. И. Куликов, П. А. Рошкетев, Ю. П. Катюха и др.

Сложность геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна, обусловлена широким развитием покровно-складчатых структур (Добрецов, 1985; Федотова, Хаин, 2002). Ранее в регионе выделялись четыре структурно-формационные зоны: Гарганская, Ильчирская, Окинская и Хамсаринская (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989 и др.).

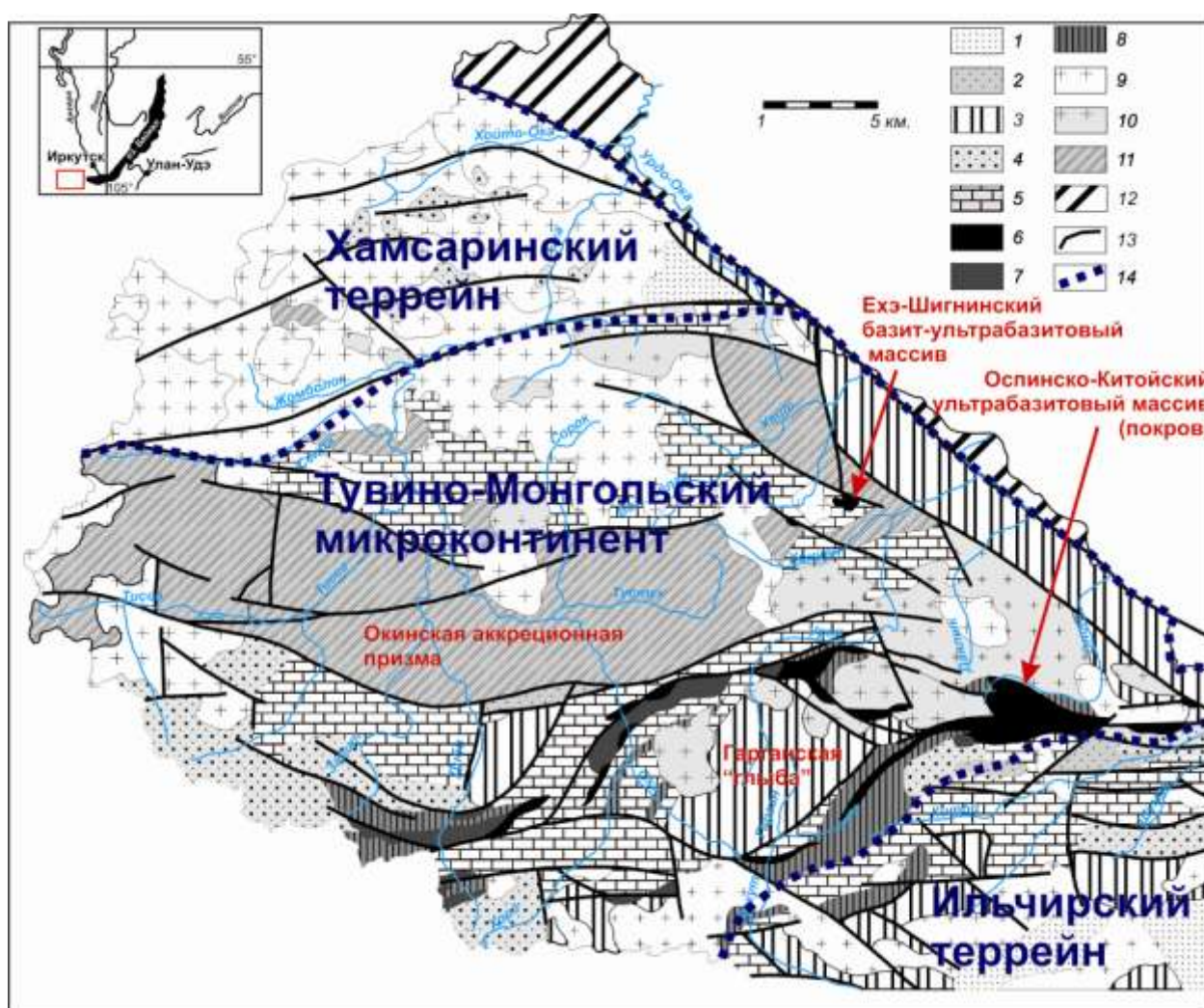


Рис. 2.1. Упрощенная схема геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна (составлена автором по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова, В.Ф. Волколакова, П.В. Дубина, В.И. Пелепягина, В.В. Левицкого, А.Л. Самбурга, Г.К. Такайшвили, Г. А. Гусаревича, А. Б. Кузьмичева).

1,2 – формации континентальных моласс: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия, Mz) (Тункинская впадина), 2 – пестроцветная (сагансайрская свита, Pz₂); 3-5 – Тувинно-Монгольский микроконтинент: 3 – кристаллический фундамент (гранитогайсы, амфиболиты); 4 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская свита); 5 – карбонатная формация (боксонская серия, монгошинская и иркутная свиты); 6-8 – офиолитовый комплекс: 6 – ультрабазиты, 7 – базиты, 8 – вулканогенно-осадочные и черносланцевые отложения (дибинская, оспинская свиты, ильчирская толща); 9 – палеозойские интрузии; 10 – протерозойские интрузии; 11 – образования Окинской аккреционной призмы (окинская серия, билинская свита); 12 – цоколь Сибирской платформы; 13 – разломы; 14 – границы терреинов.

С северо-востока эти зоны по сложной зоне глубинных разломов граничат с выступом фундамента Сибирской платформы.

Согласно современным представлениям (Гордиенко и др., 2016; Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Kuzmichev, 2015), тектоническая структура юго-восточной части Восточного Саяна интерпретируется как северная окраина Тувино-Монгольского микроконтинента с фрагментами островодужных ассоциаций Дунжугурской, Сархойской и Шишхидской островных дуг, включающая офиолиты, выделяемые в качестве океанического террейна, отложения Окинской аккреционной призмы, входящие в состав Тувино-Монгольского микроконтинента, а также граничащие с микроконтинентом, Ильчирский и Хамсаринский террейны (рис. 2.1). Тектоническая природа Ильчирского террейна интерпретируется как окраина Джидинской палеоокеанической структуры. Хамсаринский террейн (структурно-формационная зона) отделяется Жомболокским глубинным разломом и находится большей частью на территории Тувы. Тектоническая природа этого террейна до конца не ясна. В пределах рассматриваемой территории, образования Хамсаринского террейна на 80% сложены интрузивными породами, среди которых фрагментами распространены карбонатные, реже терригенно-сланцевые и вулканогенные толщи. Дальнейшее описание геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна построено согласно представленной современной тектонической схеме.

2.1.1. Тувино-Монгольский микроконтинент

Первые сведения о наличии континентального блока в юго-восточной части Восточного Саяна появились при Государственной Геологической съемке в 60-х гг. 20 века (Ильин, 1971). В существующих границах Тувино-Монгольский микроконтинент выделен в работах (Беличенко и др., 2003; Геология и метаморфизм..., 1988 и др.). Тектоническая эволюция микроконтинента детально рассмотрена в монографии А. Б. Кузьмичева (Кузьмичев, 2004). В этой же работе приведены его границы (рис. 2.2, 2.3). Южная граница проходит по Хангайскому разлому, разделяющему Тувино-Монгольский и Дзабханский микроконтиненты (согласно работе (Геология и рудоносность..., 1989), оба микроконтинента объединяются в единый Боксон-Хубсугул-Дзабханский). Восточная (юго-восточная) часть микроконтинента ограничивается Ильчирским террейном, являющимся окраиной Джидинского палеоокеанического бассейна. С севера и северо-востока микроконтинент через Главный Саянский разлом, граничит с Сибирской платформой. Северо-западная граница Тувино-Монгольского микроконтинента проходит по Жомболокскому разлому, отделяющему его от Хамсаринского террейна. Западная

граница условно проведена по западной границе Восточно-Тувинского прогиба. Исследуемый в настоящей работе регион охватывает северную часть Тувино-Монгольского микроконтинента и его обрамление, территориально относящиеся к Российской Федерации (см. рис. 2.2, 2.3).

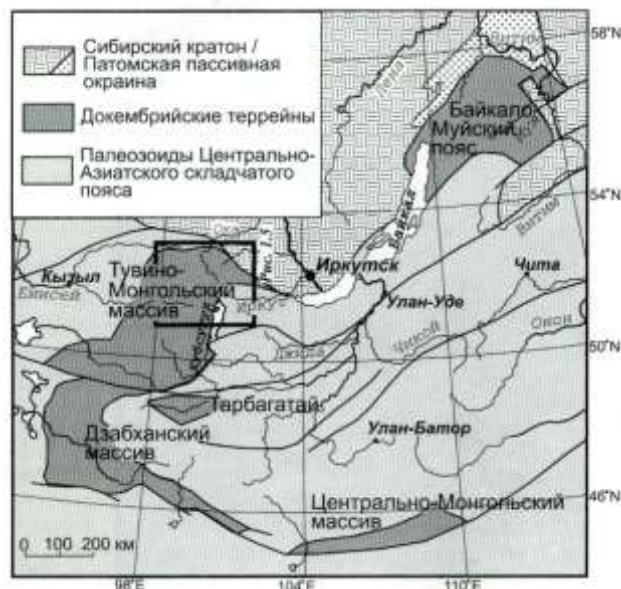


Рис. 2.2. Географическое положение Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) (Кузьмичев, 2004). Рамкой показан рис. 2.2.

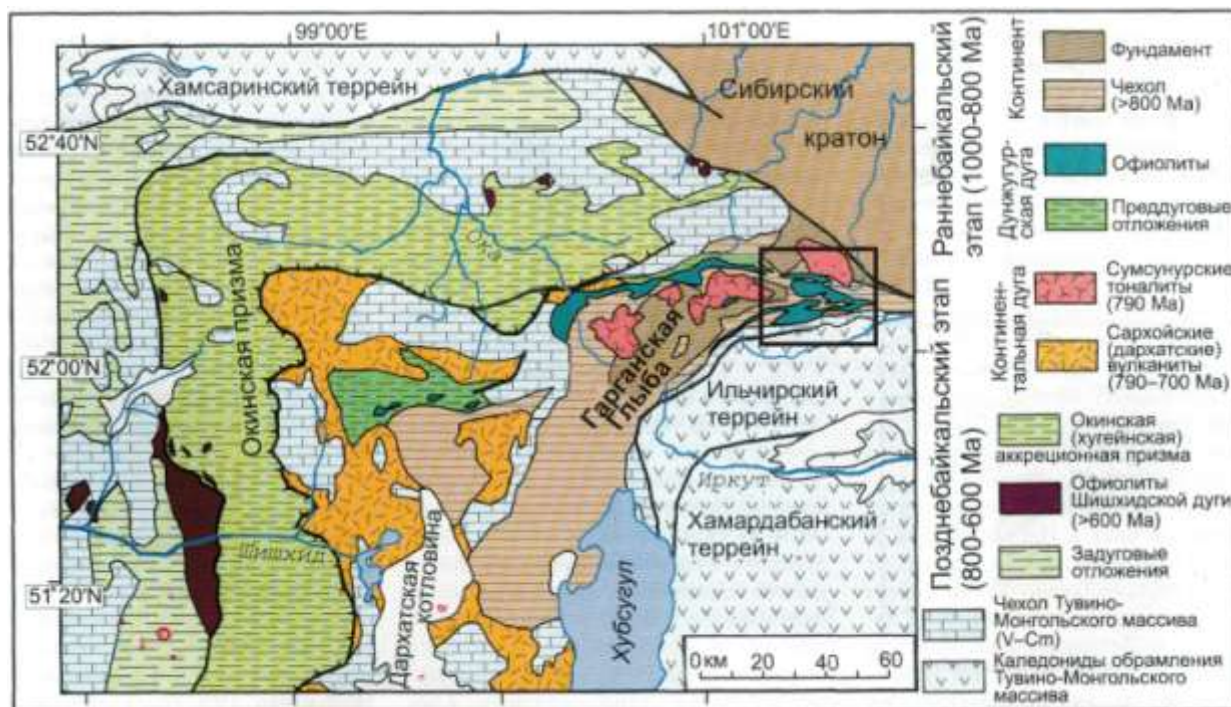


Рис. 2.3. Схема тектонической зональности северной части Тувино-Монгольского микроконтинента (Кузьмичев, 2004). Рамкой выделен Оспинско-Китайский ультрабазитовый массив.

Фундамент. Самыми древними образованиями в регионе являются выступы древнего кристаллического фундамента микроконтинента, традиционно именуемых "глыбами": Гарганская, Бутугольская и Шутхулайская. Сюда же относится также Хара-Тологойский блок метаморфических пород, который слагает тектоническую пластину метаморфизованных сланцев. Наиболее представительной является Гарганская «глыба», сложенная гнейсо-гранодиоритами, гнейсо-плагиогранитами амфиболовыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми и мусковитовыми, отмечаются амфиболиты. Биотитовые гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и разгнейсованные кварцевые диориты слагают небольшие участки среди амфиболовых тоналитов, гранодиоритов, гнейсо-гранитов. Мусковитовые гнейсо-граниты развиты в зонах бластомилонитов, преимущественно, близ границы с карбонатными породами чехла. В гнейсогранитах присутствуют реликты метаморфических пород: гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев. Имеющиеся абсолютные датировки пород Гарганской «глыбы» попадают в интервал 2000 – 3240 млн. лет, что в комплексе с геологическим положением пород свидетельствует об архейском возрасте кристаллического фундамента Тувино-Монгольского палеомикроконтинента (Хаин и др., 1995; Кузьмичев, 2004;). Последние определения возраста метаморфизма U-Pb методом дали позднеархейские значения – 2700 млн. лет (Анисимова и др., 2009). Однако состав и геологические взаимоотношения раннедокембрийских метаморфитов в целом изучены недостаточно. Кроме того, абсолютные датировки пород имеют очень большой разброс значений – более 1 млрд. лет, что не позволяет достоверно определить возраст кристаллического фундамента.

Чехол. Чехол Тувино-Монгольского микроконтинента сложен существенно карбонатными (иркутская свита, боксонская серия), осадочно-вулканогенными (сархойская серия) отложениями. К отложениям чехла относятся и породы ильчирской толщи, которые, однако, частично отнесены к офиолитовой ассоциации. По всей видимости, в одну (ильчирскую) толщу объединены отложения разных тектонических обстановок. Более подробно этот вопрос рассмотрен ниже, при описании свиты. Отложения чехла налегают непосредственно на Гарганскую глыбу со стратиграфическим несогласием (Геология и метаморфизм..., 1988).

Иркутская свита представляет собой существенно карбонатную толщу, ранее выделявшуюся в составе монгошинской свиты. Однако позднее, подразделение «монгошинская свита» было упразднено (Скопинцев и др., 2013ф). В основании иркутской свиты практически повсеместно залегает базальная пачка, сложенная горизонтами аркозовых песчаников с прослоями песчаных известняков и линзами кварцевых

песчаников и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. На базальной пачке залегает монотонная толща тонкослоистых, серых до темно-серых и черных известняков, с прослоями углеродисто-карбонатно-терригенных отложений. Верхняя часть разреза иркутной свиты складывается преимущественно доломитами и известковыми доломитами различных окрасок (чаще светло-серых и серых) и структурно-текстурных особенностей. Общая мощность свиты оценивается до 500-700 м. Возраст отложений иркутной свиты оценивается как не моложе 1250 млн. лет (Кузнецов и др., 2010), что не соответствует времени формирования чехла Тувино-Монгольского микроконтинента.

Наиболее хорошо изученным стратиграфическим подразделением в составе венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента является боксонская серия, подразделяющаяся на пять свит (снизу вверх): забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую. Первые две представлены преимущественно доломитами, остальные — известняками. Нижняя граница серии дискуссионна, в стратотипической местности она проводится по кровле пестроцветной пачки алевролитов хушитайской свиты (Кузьмичев, 2004). В основании забитской свиты выделяется микститовый горизонт, относимый рядом исследователей к тиллитам (Осокин, Тыжинов, 1998). Отложения серии согласно перекрываются терригенными породами мангатгольской свиты (верхний кембрий—нижний ордовик). Накопление карбонатных отложений происходило 600—520 млн. лет назад (Вишневская, Летникова, 2013).

Стратотипической местностью сархойской серии является бассейн верхнего течения р. Сархой. В серию объединены пестроцветные отложения, среди которых преобладают кислые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Серия подразделяется на три толщи, различные по составу: нижняя сложена песчаниками, средняя зеленокаменно-измененными вулканитами и верхняя красноцветными игнимбритами и вулканогенно-осадочными породами. Нижний контакт серии – тектонический. Возрастное положение ее по представлениям различных авторов колебалось от рифея до ордовика – силура (Геология и метаморфизм..., 1988, Кузьмичев, 2004). Однако, согласно последним данным А. Б. Кузьмичева (Кузьмичев, Ларионов, 2013), возраст серии определяется как неопротерозойский с U-Pb датировкой в 782 ± 11 млн. лет. Аналогами сархойской серии в прилегающих регионах являются дархатская и дзабханская серии в Монголии. Появление эффузивов сархойской серии связано с развитием неопротерозойской активной континентальной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента (Кузьмичев, Ларионов, 2011). Предполагается, что гранитоиды сумсунурского комплекса являются комагматами эффузивов сархойской серии.

Одним из стратиграфических подразделений, природа которого остается недоизученной, является ильчирская толща. Основная часть ильчирской толщи сложена осадочно-вулканогенными отложениями, включающими зеленокаменные измененные базальты и андезиты, тесно ассоциирующие с рассланцованными туфами и туффитами, а также, в меньшей мере углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, чередующимися с песчаниками и алевролитами. Следует отметить, что эффузивы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и практически превращены в зеленые сланцы. В основании толщи, среди углеродистых сланцев отмечаются прослои сульфидных руд, местами золотоносных (Миронов, Жмодик, 1999). В отдельных местах, в составе ильчирской толщи отмечаются олистостромы. Матрикс этих образований представлен преимущественно зелеными и темно-серыми филлитовидными, иногда карбонатными сланцами, часто с сульфидами. Олистолиты и олистоплаки сложены известняками, карбонатными сланцами, тальк-карбонатными породами, гипербазитами, иногда диабазами и габбро, т.е. членами офиолитовой ассоциации. Характерны тектонические контакты с подстилающей карбонатной толщей (иркутной свитой). Однако до настоящего времени существует некоторая неопределенность в разделении ильчирской толщи и оспинской свиты, слагающей верхнюю вулканогенно-осадочную пластину офиолитового покрова. Как показано в работе А. Б. Кузьмичева «...ясные литологические критерии для различения оспинской и ильчирской свит отсутствуют...» (Кузьмичев, 2004, стр. 24). В то же время описаны и постепенные переходы от иркутной свиты к ильчирской толще (Геология и метаморфизм..., 1988). Породы ильчирской толщи часто обогащены углеродистым веществом и содержат сингенетичную сульфидную минерализацию, однако в связи с отсутствием надежных критериев разделения оспинской свиты (офиолитовой пластины) и собственно ильчирской толщи (мелководных отложений) вопрос о природе и взаимоотношениях этих стратиграфических подразделений остается открытым. По-видимому, в составе ильчирской толщи зачастую объединяются как древние мелководные отложения окраинного моря или задугового бассейна, так и глубоководные осадки, входящие в состав офиолитовой ассоциации, которые следует относить к оспинской свите. Выходы пород ильчирской толщи, как правило, пространственно ассоциируют с выходами офиолитов. Возраст ильчирской толщи оценивается в 800 млн. лет, поскольку гранитоиды сумсунурского комплекса, с возрастом 790 млн. лет, прорывают эти отложения.

В целом, разрез чехла Тувино-Монгольского палеомикроконтинента амагматичен и интерпретируется как шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины (Кузьмичев, 2004).

Окинская аккреционная призма. Ранее выделяемая Окинская структурно-формационная зона (Геология и рудоносность..., 1988) по современным представлениям частично сложена образованиями чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, в то время как большая часть территории образована отложениями Окинской аккреционной призмы, представленными породами билинской свиты и окинской серии. Метаморфические породы билинской свиты ранее датировались средним протерозоем и включались в состав докембрийского фундамента Тувино-Монгольского палеомикроконтинента – Шутхулайской «глыбы». Свита объединяет в своем составе кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты с прослоями мраморов. Степень метаморфизма пород неравномерная, изменяется от зеленосланцевой фации, до ультраметаморфической, с образованием мигматитов. Однако позднее было установлено, что породы, слагающие Шутхулайскую глыбу, являются метаморфизованными аналогами окинской серии (Летникова и др., 2011).

Наибольшее пространственное распространение в пределах Окинской аккреционной призмы имеют отложения окинской серии. Серия подразделяется на три толщи: нижняя вулканогенная с клиньями океанических metabазальтов и пелагических осадков, средняя пестроцветная и верхняя – флишоидная (Кузьмичев, 2004). Вулканогенная толща сложена преимущественно metabазитовыми зелеными сланцами с многочисленными линзами и прослоями карбонатов, кварцитов, метагабброидов (амфиболитов), серпентинитов, лиственитов, алевролитов, аргиллитов. Пестроцветная толща сложена терригенными породами – алевролитами, песчаниками, карбонатно-сланцевыми горизонтами. Цвета пород серые, черные бурые, желтовато-серые, зеленовато-серые. Флишоидная толща сложена сероцветными песчано-сланцевыми отложениями (песчаники, алевролиты, сланцы), не сохранившими первичных седиментационных особенностей.

Кроме отложений окинской серии, в краевой (юго-западной) части Окинской аккреционной призмы распространены отложения дабанжалгинской свиты, сложенные преимущественно черными углеродисто-кремнистыми сланцами с прослоями карбонатных, реже кремнисто-карбонатных пород. Для отложений свиты характерна интенсивная тектоническая проработка – рассланцевание, дробление, трещиноватость. Возраст свиты был определен по органическим остаткам как ордовик – силур (Геология и

метаморфизм..., 1989). По особенностям состава и строения отложений предполагается их олистостромовая природа.

В южной части поля распространения пород окинской серии расположен одноименный глаукофансланцевый пояс (Добрецов и др., 1989). Глаукофановые сланцы развиваются по metabазитовой толще, сложенной актинолит-хлорит-эпидот-альбитовыми metabазитами, фенгит-хлорит-кварц-альбитовыми сланцами с телами амфиболитов, серпентинитов. Метаморфиты глаукофансланцевой фации интерпретируются как реликты океанической коры, эксгумированные из зоны субдукции, и, таким образом, являются индикаторами наличия субдукционных обстановок. Возраст метаморфизма, согласно изохронной Rb-Sr датировке по валовым составам глаукофансодержащих сланцев, отвечает 640 млн. лет (Геология и рудоносность..., 1989).

2.1.2. Офиолитовый комплекс юго-восточной части Восточного Саяна

Ультраосновные и габброидные массивы выделялись предыдущими исследователями как самостоятельные интрузивные или протрузивные образования, относимые к двум магматическим комплексам венд-нижнекембрийского возраста (ильчирский и боксонский соответственно) и приуроченные к зонам глубинных разломов (Лодочников, 1936, Пинус и др., 1958, Пинус и Колесник, 1966 и др.).

По современным представлениям, гипербазитовые и габброидные тела, распространенные в юго-восточной части Восточного Саяна, находятся в аллохтонном залегании и являются, вместе с дайковым комплексом и вулканитами, членами офиолитовой ассоциации (Геология и метаморфизм., 1988; Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2008 и др.). Выходы офиолитов образуют два прерывистых пояса (Ильчирский и Боксон-Харанурский), обрамляющие выступ фундамента Тувино-Монгольского палеомикроконтинента (Гарганскую глыбу) (рис. 2.4). В восточном сочленении этих поясов расположен наиболее крупный в регионе Оспинско-Китойский гипербазитовый массив (покров) (Добрецов и др., 1985). Кроме двух перечисленных поясов, выделяется Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс, расположенный в северной части изучаемой территории (в центральной части Восточного Саяна). Пояс включает серию базит-гипербазитовых тел, простирающихся в субширотном направлении от верховьев рек Бий-Хем, Каа-Хем до рек Белая и Урик, наиболее крупным из которых является Ехэ-Шигнинский базит-гипербазитовый массив. Традиционно, ультрабазиты офиолитовой ассоциации относятся к ильчирскому комплексу, а базитовая составляющая – к дунжугурскому и боксонскому.

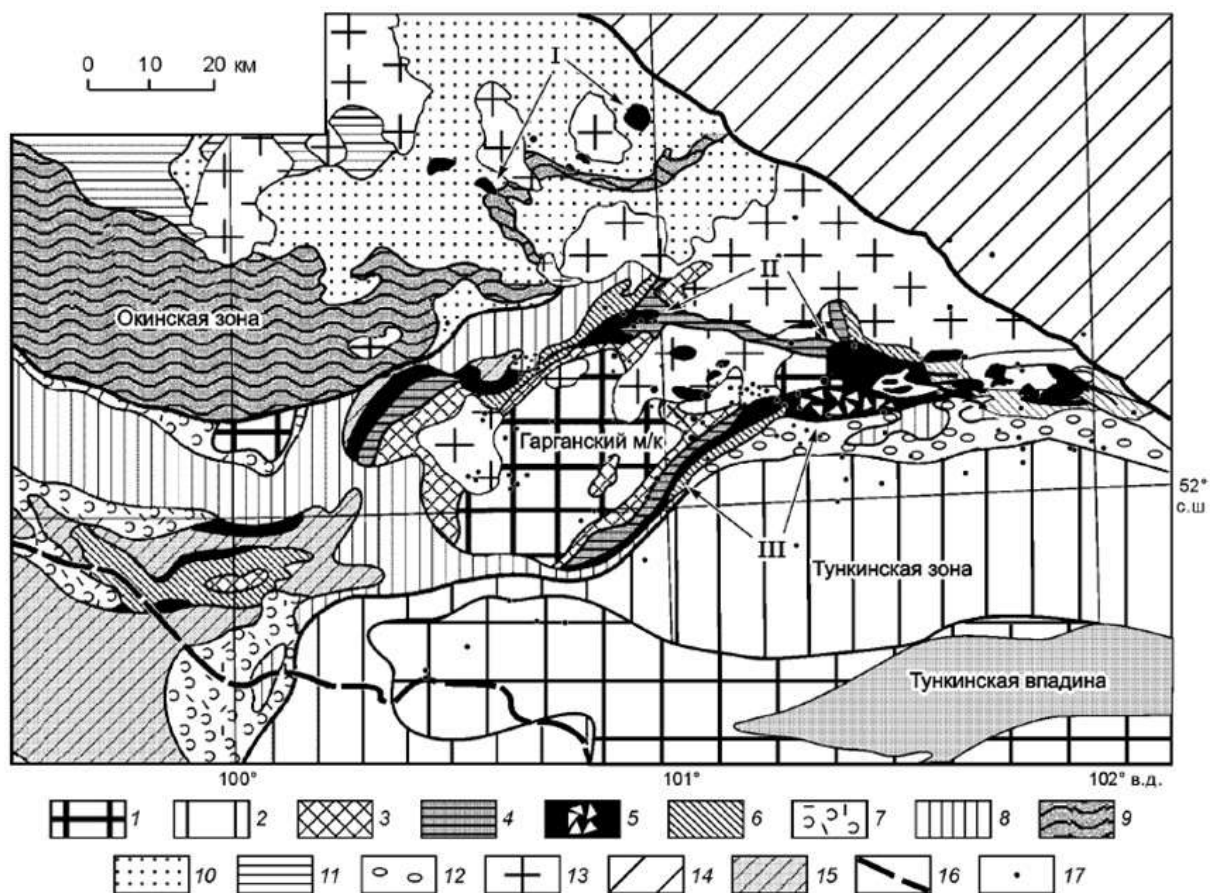


Рис. 2.4. Положение офиолитовых поясов в структуре юго-восточной части Восточного Саяна (по Жмодик и др., 2006₂). Крупной клеткой показан метаморфический комплекс основания Хамардабанского микроконтинента.

I – Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс; II – Боксон-Харанурский офиолитовый пояс; III – Ильчирский офиолитовый пояс; 1 - метаморфический комплекс основания (автохтона) (Гарганский микроконтинент); 2 – метаосадки и метавулканы осадочного чехла Хамардабанского микроконтинента; 3 – карбонатные отложения осадочного чехла (параавтохтон). Нижний аллохтон: 4 – сланцы и олистостромы, метавулканы, 5 - офиолиты с меланжем (белые треугольники), 6 – флиш и вулканы основного состава, 7 – островодужные вулканы сархойской серии. Средний аллохтон: 8 – известняки и доломиты боксонской серии (V. С – 2). Верхний аллохтон: 9 – глаукофан-зеленосланцевые образования окинской серии, 10 – метаосадки окинской серии, 11 – известняки и доломиты боксонской серии (V. С – 2). Неоавтохтон: 12 – конгломераты сагансайрской свиты ($D_3 - C$) (?); 13 – гранитоиды; 14 – комплекс основания Сибирского кратона; 15 – терригенные отложения дибинской свиты; 16 – Российско-Монгольская граница; 17 – месторождения и рудопроявления золота.

В пределах выходов пород Ильчирской и Боксон-Харанурской ветвей офиолитового пояса обнаружены, хотя и во фрагментах, все члены офиолитовой ассоциации. В большинстве случаев внутри офиолитового покрова выделяются три «чешуи» (пластины): верхняя ультрабазитовая, средняя – сложенная породами полосчатого и габбрового комплексов и нижняя вулканогенно-осадочная. Подобная последовательность свидетельствует об опрокинутом залегании офиолитов. Это связано с тем, что относительно приподнятая Гарганская глыба явилась препятствием, которое вызвало подворачивание фронтального края покрова и дальнейшее его перемещение уже в опрокинутом залегании (Кузьмичев, 1995). Во всех случаях в основаниях офиолитовых покровов формируются зоны серпентинитового меланжа или меланжево-олигостромового комплекса, а также чешуи, сложенные породами оспинской свиты и части ильчирской толщи (углеродистые сланцы, вулканогенно-терригенные образования).

Тела дунит-гарцбургитового сетчато-полосчатого комплекса не отличаются от типичных реститовых ультрабазитов офиолитов (Колман, 1979). Наиболее крупные пластины реститовых гипербазитов присутствуют на Оспинском и Харанурском участках и представлены гарцбургитами и дунитами в центральных частях крупных покровов и их серпентинизированными разностями.

Переходный кумулятивный комплекс в разных офиолитовых ветвях (Ильчирской и Боксон-Харанурской), имеет несколько различное строение. Так, на Ильчирском и Оспинском участках восстанавливается следующий разрез: тонкое (0.01 – 0.2 м) ритмическое чередование дунитов и хромититов (мощность 200 м); ритмическое переслаивание (0.2 – 1 м) перидотитов (верлитов), оливиновых клинопироксенитов, оливиновых габбро, иногда анортозитов (400 – 500 м); ритмическое чередование (0.01 – 1 м) габбро, пироксенитов и анортозитов (1200 – 1500 м). На Харанурском, Улзытинском и Дунджугурском участках также можно иногда видеть ритмическое переслаивание верлитов, пироксенитов и габбро, но эти породы настолько густо пронизаны жилами габбро-пироксенитов и габбро, что переходный комплекс имеет здесь сетчато-полосчатый или брекчиевидный облик (Добрецов и др., 1985). Породы кумулятивного комплекса обычно сильно подвергнуты вторичным изменениям.

“Верхнее габбро” наращивает разрез верхней (габбро-пироксенит-анортозитовой) части кумулятивного комплекса. В разрезах северо-западной офиолитовой ветви оно отличается массивной, часто такситовой неравномерно-зернистой структурой. На Ильчирском и Оспинском участках в “верхних габбро” иногда встречаются

разновидности, обогащенные титаномагнетитом, жилы габбро-пегматитов, кварцевых биотит-роговообманковых диоритов и плагиогранитов.

Дайковый комплекс установлен в офиолитах северной ветви, тогда как в южной, наблюдаются единичные дайки диабазов и микрогаббро в пределах распространения габброидов и более редкие дайки пикритового состава в ультраосновных породах (Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004).

В непрерывном офиолитовом разрезе на Дунджугурском участке наблюдается постепенный контакт между верхними габбро и дайковым комплексом. Зона контакта составляет 200 – 300 м. Внутри дайкового комплекса выделяются три генерации. Самые ранние дайки субпараллельны и представлены диабазами и микрогаббро с односторонними зонами закалки. По составу они близки к диабазам океанического типа. Вторая генерация даек, отчетливо секущая предыдущую, представлена пироксеновыми порфиритами, соответствующими марианит-бонинитовой серии. Третья генерация присутствует, как правило, в виде ветвистых и маломощных прожилков, сложенных микродиоритами и микрогаббродиоритами, соответствующими по составу островодужным базальтам и андезитами.

Перекрывающие пиллоу-лавы наблюдаются в едином разрезе с дайковым комплексом лишь на Дунджугурском и Улзытинском участках, в остальных случаях они тектонически отделены от пород дайкового комплекса. По структурно-текстурным особенностям выделяются несколько типов базальтов: афировые, порфировые, миндалекаменные пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии. В самых верхних частях разреза появляются массивные лавы (без пиллоу-текстур), а также туффиты и гиалокластиты. Как и в дайках, среди базальтов выделяются три генетические группы пород: первая представлена высокотитанистыми базальтами и диабазами, отвечающими по составу толеитам срединно-океанических хребтов (СОХ); вторая группа представлена породами марианит-бонинитовой серии (марианиты, бониниты и магнезиальные андезиты); третья группа представлена островодужными андезитами и андезито-базальтами.

Осадочно-вулканогенные отложения, слагающие верхнюю пластину офиолитовой ассоциации выделяются в качестве оспинской свиты, кроме того, к офиолитам отнесены и отложения, ранее включавшиеся в состав ильчирской (частично), дабанжалгинской, дибинской и дунжугурской свит. В составе оспинской свиты преобладают metabазальты, метаандезиты, реже темно-серые углеродистые, зеленые сланцы с прослоями карбонатных пород, песчаников, алевролитов. Встречаются участки с офиолитокластовой олистостромой.

С офиолитами ассоциируют и глубокоководные осадки, которые, однако, не входят в состав офиолитового комплекса, а выделяются в качестве турбидитовых отложений: дунжугурская и дибинская свиты (Кузьмичев, 2004).

Породы дунжугурской свиты сложены преимущественно алевролитами, аргиллитами, с прослоями обломочных пород разного гранулометрического состава. В обломках присутствуют метаэффузивы, обломки пород кумулятивного комплекса. К дибинской свите отнесены турбидитовые отложения, в настоящее время представляющие собой слоистые карбонатно-сланцевые отложения с прослоями песчаников, алевролитов. Особенности состава и строения отложений свидетельствуют об их формировании в обстановке преддугового прогиба.

Среди офиолитов обрамления Гарганской глыбы выделяются два типа (Добрецов и др., 1985). Офиолитам первого типа присущи: ритмично-полосчатая переходная кумулятивная зона; полосчатые габбро-пироксенит-анортозитовые нижние габбро; слабая распространенность верхних габбро; отдельные дайки диабазов в габброидах и ультрабазитах; отсутствие базальтоидов океанического типа в покровах (только в олистолитах). Такие офиолиты распространены в пределах Ильчирского (южного) пояса.

Офиолиты второго типа характеризуются: сетчато-полосчатым обликом переходной кумулятивной зоны; массивными грубозернистыми нижними габбро; средне-крупнозернистыми амфиболовыми верхними габбро; комплексом параллельных даек; широким распространением пиллоу-лав и пиллоу-брекчий, преимущественно марианит-бонинитовой и островодужной серий. Эти офиолиты слагают северный Боксон-Харанурский пояс.

По набору пород и их геохимическим особенностям офиолитовая ассоциация обрамления Гарганской глыбы соответствует начальной стадии формирования океанических островных дуг, характеризующейся интенсивным растяжением (спредингом) (Кузьмичев, 2002).

Известно, что офиолиты, сформировавшиеся в обстановке задуговой зоны спрединга характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофильных элементов (K, Ba, Rb), относительно офиолитов, сформировавшихся в срединно-океаническом хребте, а также присутствием сульфидных руд, содержащих сульфиды свинца, меди и цинка, с повышенными содержаниями золота и серебра (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

Задуговые офиолиты слагают Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс. Такой вывод основан на результатах изучения минералого-геохимических характеристик офиолитовых

габбро, входящих в состав Ехэ-Шигнинского массива – самого крупного из базит-ультрабазитовых тел указанного офиолитового пояса.

Ранее, на основе К-Аг датировок и находок палеозойской фауны в отложениях, перекрывающих и подстилающих офиолиты, а также непосредственно в вулканогенно-осадочной части офиолитового разреза (оспинская свита), был сделан вывод о рифей-нижнекембрийском возрасте офиолитов Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов (Добрецов и др., 1985). Подобный возраст (поздний рифей – венд) предполагался и для офиолитов Бельско-Дугдинского пояса, на основе геологических взаимоотношений и Rb-Sr датировок гранитов, прорывающих гипербазиты (Секерин и др., 2002). Однако более поздние исследования показали, что офиолиты обрамления Гарганской глыбы Восточного Саяна являются наиболее древними в Центрально-Азиатском складчатом поясе и имеют возраст более чем 1034 - 1020 млн. лет (Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013). Датировка была получена по цирконам, выделенным из плагиогранитов и метавулканитов, ассоциирующих с офиолитами Дунжугурского гипербазит-базитового массива (покрова). Верхняя возрастная граница офиолитов обрамления Гарганской глыбы приближается к 800 млн. лет (Кузьмичев, 2004).

В отличие от «Дунжугурских», офиолиты Бельско-Дугдинского пояса обрамляют с внешней стороны Окинскую аккреционную призму и образуют единый пояс с Шишхидскими офиолитами, простирающимися в Туве и Северной Монголии. Геохимические особенности базит-ультрабазитов Ехэ-Шигнинского массива свидетельствуют о формировании офиолитов Бельско-Дугдинского пояса в надсубдукционной обстановке в задуговом бассейне.

Возраст офиолитов, определенный U-Pb методом по цирконам, выделенным из роговообманкового габбро (проба Вс-55-99), показал три конкордантных кластера, соответствующие трем возрастным датировкам: 806.5 ± 9.4 млн. лет, 501.1 ± 16 млн. лет и 288.8 ± 4.5 млн. лет (рис. 2.5). Здесь следует заметить, что возраста около 800 и около 500 млн. лет получены при датировании одних и тех же зерен, где центральная часть зерна имеет древний возраст, а краевая – относительно молодой.

Датирование второй пробы цирконов, выделенных из габброидов, показало значение U-Pb возраста 687.5 ± 7.6 млн. лет (рис. 2.6). Аг-Аг датированием по амфиболу (роговой обманке) получено значение возраста 736 млн. лет (рис. 2.7).

Анализ результатов датирования позволяет считать, что формирование офиолитов Ехэ-Шигнинского массива продолжалось в течение длительного периода от более чем 800 млн. лет до менее чем 680 млн. лет, что отражается в U-Pb и Аг-Аг возрастах пород.

Практически такой же возраст (800 млн. лет) установлен и для офиолитов Шишхидского массива в Северной Монголии (Kuzmitchev et al., 2005).

Следующее значение – около 500 млн. лет, полученное по краевым частям относительно древних (возрастом около 800 млн. лет) цирконов, соответствует этапу аккреционно-коллизонных событий, происходивших в это время на всей территории современной юго-восточной части Восточного Саяна и отражает время коллизии (аккреции) Шишхидской дуги с Тувино-Монгольским микроконтинентом.

Позднепалеозойский возраст – 288 млн. лет совпадает по времени с возрастом развития глобальных сдвиговых деформаций, проявленных в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Близкие возраста получены для «силлов габбро-диабазов» в образованиях Окинской аккреционной призмы (по А. Б. Кузьмичеву, 2004), для которых имеется Sm-Nd датировка в 736 млн. лет. Однако изучение минералого-геохимических особенностей одного из таких базит-ультрабазитовых тел (Хурай-Жалгинский массив) показало, что они представляют собой фрагменты офиолитов а не «силлы». Это говорит о том, что в составе породных комплексов Окинской аккреционной призмы распространены фрагменты офиолитовых пород, относимых к Бельско-Дугдинскому поясу. Следовательно, формирование Окинской аккреционной призмы происходило в области развития Шишхидской островной дуги, а не Сархойской, как предполагалось ранее (Кузьмичев, Ларионов, 2013).

Согласно исследованиям С. Н. Руднева (Руднев, 2013), островодужный этап гранитоидного магматизма завершается в интервале 520 – 510 млн. лет и начинается аккреционно-коллизонный (орогенный) этап развития региона. Этот возрастной рубеж согласуется и с результатами U-Pb датирования офиолитов, что позволяет провести в период 520 – 500 млн. лет, верхнюю возрастную границу существования Шишхидской островной дуги.

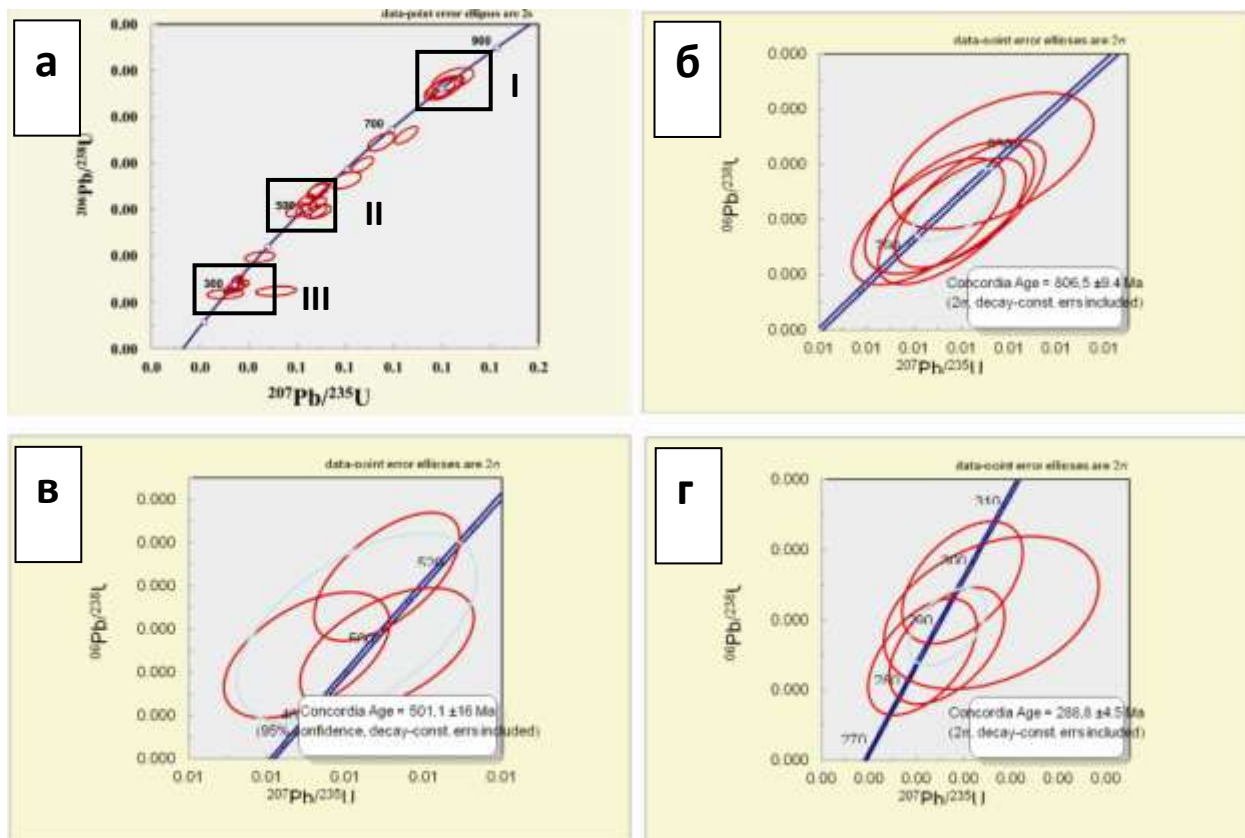


Рис. 2.5. Результаты U-Pb датирования цирконов из габброидов Ехэ-Шигнинского офиолитового массива (проба Bc-55-99). Римскими цифрами показаны участки, представленные на рис. б – г. а – общая диаграмма; б - конкордантный кластер с возрастом 806.5 ± 9.4 млн. лет; в – конкордантный кластер с возрастом 501.1 ± 16 млн. лет; г – конкордантный кластер с возрастом 288.8 ± 4.5 млн. лет.

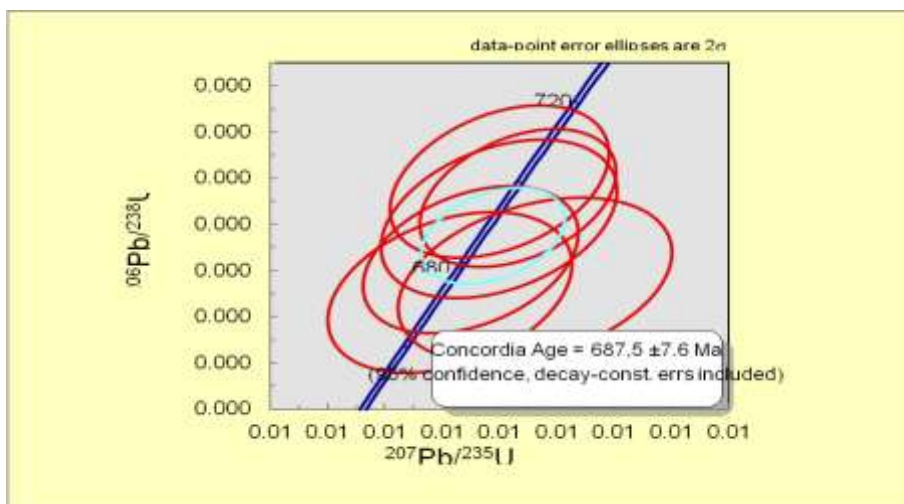


Рис. 2.6. Результаты U-Pb датирования цирконов из габброидов Ехэ-Шигнинского офиолитового массива (проба Bc-66-99).

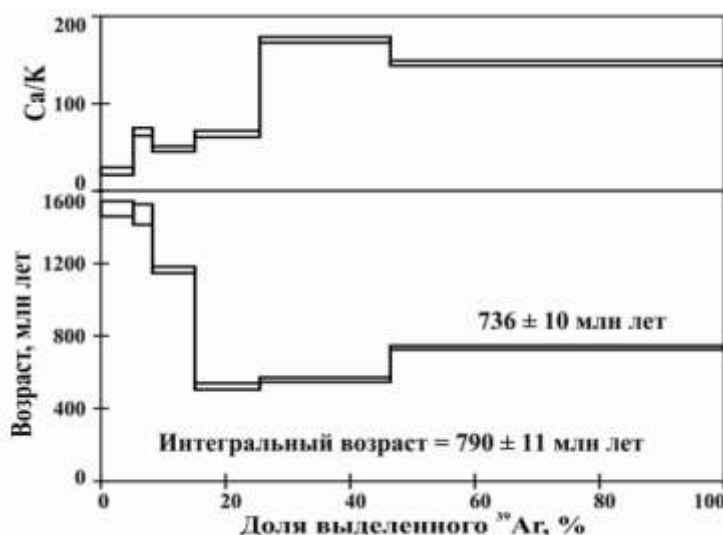


Рис. 2.7. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования роговой обманки из габбро Ехэ—Шигнинского массива.

2.1.3. Ильчирский террейн

Неопротерозой – палеозойские породы Ильчирской зоны изучены значительно слабее предыдущих. В пределах зоны преобладают карбонатно-терригенные отложения, представленные безымянной, горлыкской, барунгольской, толтинской и сагансайрской свитами. Описание разреза свит ведется согласно работе (Геология и метаморфизм..., 1988).

Подстикает разрез толща песчаников, сланцев и конгломератов, непосредственно налегающая на офиолиты и рассматриваемая в настоящее время как безымянная или верхнешумакская свита. Выше по разрезу залегают карбонатные отложения горлыкской свиты, сложенной преимущественно доломитами. Местами карбонатные отложения находятся в непосредственном тектоническом контакте с офиолитовыми ультрабазитами, хотя чаще всего отделены от офиолитов отложениями безымянной свиты. Возраст безымянной и горлыкской свит венд-нижнекембрийский. Однако в настоящее время, породы безымянной свиты переведены в состав сагансайрской, само понятие «безымянная свита» упразднено (Скопинцев и др., 2013ф). Вверх по разрезу, с несогласием залегают терригенные отложения барунгольской свиты. Свита подразделяется на две толщи – нижнюю терригенную, сложенную преимущественно сланцами, песчаниками и верхнюю вулканогенную, сложенную переслаиванием метавулканитов, карбонатов и вулканокластитов. Барунгольская свита надстраивается вверх по разрезу существенно карбонатной, с горизонтами метавулканитов и конгломератов, толтинской свитой. Завершает разрез также несогласно залегающая сагансайрская свита. Свита имеет двучленное строение (Скопинцев и др., 2013ф). Нижняя подсвита существенно

конгломератовая с горизонтами красноцветных песчаников и алевролитов. Верхняя – представлена монотонной (участками ритмично слоистой) преимущественно сероцветной толщей грубозернистых песчаников переслаивающихся с гравелитами; включающей горизонты конгломератов, черных алевролитов и песчаников, вулканитов кислого состава (туфы риолитов, метаандезиты, риодациты, металавобрекчии). Возраст сагансайрской свиты принят как поздний девон – ранний карбон.

В геодинамическом отношении, терригенно-карбонатные отложения Ильчирского террейна интерпретируются как отложения окраины Джидинского палеоокеанического бассейна (Кузьмичев, 2004).

2.1.4. Хамсаринский террейн

В пределах изученной территории Восточного Саяна, образования Хамсаринского террейна расположены в её северо-западной части и отделены Жомболокским глубинным разломом. Большая часть территории Хамсаринского террейна сложена интрузивными породами, среди которых преобладают габброиды хойтоокинского комплекса, гранитоиды таннуольского, урикского комплексов, щелочные гранитоиды огнитского комплекса и породы габбро-сиенитовой серии (хужиртайгорхонский комплекс). Интрузивные образования региона охарактеризованы ниже. Также в пределах террейна присутствуют метаморфиты билинской свиты, субвулканические породы окинского комплекса и эффузивы илейской толщи.

Илейская толща имеет двучленное строение. В нижних частях разреза мощностью 480 м в туфах среднего и кислого состава наблюдаются прослои, горизонты и линзы вулканогенно-терригенных пород – туфоконгломераты, гравелиты, туфопесчанки и туфоалевролиты. Верхняя часть, мощностью не менее 250 м, сложена лавами субщелочных риолитов-риодацитов. Отложения илейской толщи метаморфизованы в условиях не выше мусковитовой субфации зелёных сланцев. На контактах с прорывающими ее сиенитами огнитского интрузивного комплекса породы местами ороговикованы. Предполагается, что толща накапливалась в континентальных впадинах в результате деятельности вулканов центрального типа.

Девонский возраст илейской толщи определен по ее взаимоотношениям с породами иркутной свиты, гранитоидами урикского и таннуольского комплексов и по прорыванию ее дайками микродиоритов, возраст которых определен Ar-Ar методом и имеет значения в 324 млн. лет (ранний карбон).

2.1.5. Интрузивный магматизм

Интрузивный магматизм Восточного Саяна изучен недостаточно. В особенности это относится к гранитоидному магматизму. Так, до настоящего времени существует некоторая неопределенность в отнесении гранитоидов к тем или иным интрузивным комплексам. Кроме того, по разным авторам количество этих комплексов меняется, так же как их названия и породный состав. Это объясняется малым количеством датировок абсолютного возраста, отчасти, недостаточным количеством палеонтологически охарактеризованных вмещающих стратифицированных отложений.

Среди древних интрузивных образований выделяются средне-позднепротерозойские саянский и урикский интрузивные комплексы. Гранитоидные массивы, относящиеся к этим комплексам, сложены биотитовыми, роговообманковыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами, граносиенитами, биотит-роговообманковыми гранитами с пегматитами. Возраст их оценивается в 1800 – 1900 млн. лет (Абрамович и др., 1980). Однако, согласно современной легенде к геологической карте региона, гранитоиды урикского комплекса соотносятся с сархойским интрузивным комплексом, датируются возрастом около 460 млн. лет и отнесены к раннепалеозойским (Скопинцев и др., 2013ф).

Сумсунурский комплекс включает довольно крупные массивы, тяготеющие к обрамлению Гарганской глыбы. Интрузии включают средне- и крупнозернистые плагиограниты, роговообманково-биотитовые тоналиты, биотит-роговообманковые кварцевые диориты и диориты. Массивы прорывают кристаллический фундамент, чехол Тувино-Монгольского микроконтинента и надвинутые на него офиолиты. Абсолютный возраст пород сумсунурского комплекса определенный U-Pb методом имеет значение 790 млн. лет и позволяет отнести гранитоиды сумсунурского комплекса к неопротерозойским интрузивным образованиям (Кузьмичев, 2004).

Ко второй фазе сумсунурского комплекса А. Б. Кузьмичевым был отнесен холбинский комплекс малых интрузий, породы которого часто ассоциируют с золоторудными объектами. По данным С. В. Рассказова (Рассказов и др., 2001), возраст даек холбинского комплекса, согласно Rb-Sr изохронному датированию соответствует интервалу 508 – 452 млн. лет. В. Г. Скопинцевым, к холбинскому комплексу отнесены субвулканические породы кислого-среднего состава, датируемые средним карбоном и представленные преимущественно дайками, силлами и штоками (Скопинцев и др., 2013ф). Возраст обосновывается прорыванием этими дайками раннекаменноугольных отложений сагансайрской свиты, а также полученной нами Ar-Ar датировкой дайки среднего-

основного состава, присутствующей в рудном поле Коневинского золоторудного месторождения (324 млн. лет). Предположительно к ордовикскому возрасту относятся также дайковые тела, относимые к барунхолбинскому метадиорит-метагаббродолеритовому комплексу. В состав комплекса включены многочисленные дайки среднего-основного состава, распространенные преимущественно в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента, но известные практически по всей площади рассматриваемого региона. В составе пород комплекса присутствуют метагаббро, метадиориты, метагаббродолериты, амфиболиты, близкие по геохимическим характеристикам к составам натриевых базальтов (Скопинцев и др., 2016ф).

В ряде случаев предполагается генетическая связь золотого оруденения с дайками среднего-основного состава, отнесенными к барунхолбинскому (или холбинскому) комплексу, однако сведения о возрасте даек, как показано выше, значительно различаются. Так, в работе (Гордиенко и др., 2016) предполагается неопротерозойский возраст золотопродуцирующих даек, формирование которых обусловлено плюмовым магматизмом. В то же время, проведенное нами Ar-Ar датирование золотопродуктивных даек на Коневинском золоторудном месторождении, свидетельствует о позднепалеозойском возрасте дайкового магматизма (Дамдинов и др., 2016).

Вероятнее всего, дайки основного-среднего состава внедрялись на разных этапах развития региона и не могут быть отнесены к одному интрузивному комплексу, однако для уточнения генетической природы и металлогенической нагрузки дайкового магматизма юго-восточной части Восточного Саяна, необходимо проведение специализированных исследований.

Хойтоокинский комплекс представлен интрузиями габбро, норитов и диоритов, распространенных, главным образом, в бассейне р. Хойто-Оки. По составу габброиды отличаются от офиолитовых и на этом основании выделяются в отдельный интрузивный комплекс. Предположительный возраст пород – раннепалеозойский (Геология и рудоносность..., 1989).

Таннуольский комплекс состоит из системы относительно небольших интрузий в бассейнах рр. Сархой, Обо-Гол, Сайлаг, сложенных диоритами, гранодиоритами, гранитами и их переходными разностями. Характерной особенностью гранитоидов таннуольского комплекса является наличие в них меланократовых включений (ксенолитов), что отличает его от близких по возрасту гранитоидов сархойского комплекса. Абсолютный возраст гранитоидов таннуольского комплекса, ранее

определенный по U-Pb и Ag-Ag датировкам попадает в интервал 450 – 480 млн. лет (Федотова, Хаин, 2002; Козаков и др., 1998).

Сархойский комплекс в рассматриваемом районе в виде интрузий разных размеров довольно широко распространен в бассейнах Оки, Иркуты, Китоя, Онота и Урика. Они сложены серыми и розовыми средне- крупнозернистыми, часто порфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами и широко развитой дайковой серией пегматитов, аплитов, гранитов и гранит-порфиров. Возраст пород сархойского комплекса оценивается в 460 млн. лет (Кузьмичев, 2004). Однако некоторыми исследователями гранитоиды региона ордовикского возраста, за исключением щелочных гранитов огнитского комплекса, объединяются в единый коллизионный магматизм.

Субвулканические породы окинского габбро-долеритового комплекса представлены многочисленными силлами, дайками, линзовидными телами метадолеритов, метагаббродолеритов, габбро, троктолитовых габбро, пироксенитов, метаперидотитов. Эти породы развиты преимущественно в поле распространения отложений окинской серии (аккреционной призме), хотя известны и в пределах Хамсаринского террейна, в бассейне р. Сенцы. Комплекс датируется ордовиком, на основании геологических взаимоотношений с окружающими породными комплексами (Скопинцев и др., 2013ф).

К огнитскому комплексу отнесены интрузии субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Возраст щелочных гранитоидов оценивается в 295 - 300 млн. лет (Ярмолук и др., 2010, 2011).

Более поздние геологические исследования позволили выделить в регионе породы габбро-сиенитовой серии распространенные, большей частью, в пределах Хамсаринского террейна. Наличие щелочных пород этой ассоциации установлено в результате геологического доизучения площадей (ГДП-200), выполненного В. Г. Скопинцевым и др. (Скопинцев и др., 2016ф). Ими породы габбро-сиенитовой серии отнесены к хужиртайгорхонскому интрузивному комплексу, объединяющему в своем составе парагенетической ряд от перидотитов до кварцевых сиенитов, где преобладают габбро и сиениты, в этот же комплекс включены и немногочисленные тела нефелиновых сиенитов. Значения U-Pb изотопного возраста габброидов и сиенитов попадают в единый интервал 460 – 485 млн. лет, соответствующий раннему – среднему ордовику (Скопинцев и др., 2016ф).

В заключение следует отметить наличие покровных оливиновых базальтов, слагающих многочисленные останцы и покровы на высоких гипсометрических уровнях. Залегание пород близко к горизонтальному, что свидетельствует об их излиянии на

выровненную поверхность. Хотя в современных зонах дробления автором наблюдались дайковидные тела аналогичных оливиновых базальтов, представляющих собой подводящие каналы трещинных излияний. Возраст базальтов – палеогеновый, либо неогеновый, они отнесены к сорокскому комплексу (Скопинцев и др., 2016ф).

Таким образом, приведенный краткий обзор геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна, позволяет считать, что регион представляет собой типичную складчатую область сложенную террейнами разной геодинамической природы, формирование которых охватывает временной период от раннего докембрия до позднего палеозоя, перекрытых с несогласием неоген-четвертичными базальтами и кайнозойскими отложениями.

Среди интрузивных пород выделяются несколько разновозрастных подразделений: неопротерозойские (саянский, сумсунурский), раннепалеозойские (хойтоокинский, урикский, сархойский, таннуольский, хужиртайгорхонский, окинский), позднепалеозойские (огнитский) и кайнозойские (сорокский) комплексы. Сразу же бросается в глаза большой объем и разнообразие раннепалеозойских интрузивных пород. Дайковые породы достаточно широко распространены в пределах юго-восточной части Восточного Саяна. Они, согласно имеющимся датировкам, характеризуются широким диапазоном возрастов, от неопротерозойских до позднепалеозойских.

2.2. Металлогеническое районирование региона

Ранее, крупные металлогенические подразделения юго-восточной части Восточного Саяна привязывались к выделенным структурно-формационным зонам: Окинской, Ильчирской и Боксон-Гарганской (Гарганской) и представлялись, по разным авторам, в качестве одноименных металлогенических зон, подзон или рудных районов (Золото Бурятии..., 2000; Геология и рудоносность..., 1988; Корольков, 2007; Семинский, 2006). Кроме этих, известных в литературе, структурно-формационных зон, в самой северной части Окинского района, к северу от Жомболокского глубинного разлома, была выделена Хамсаринская (или Хойтоокинская) структурно-формационная зона, небольшой частью заходящая в Республику Бурятия, целиком располагаясь на территории Тувы. Вследствие этого чаще всего включалась в Окинскую зону.

Распространение различных типов золотого оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна условно привязывалось к выделенным металлогеническим зонам (Геология и рудоносность..., 1988). Так, считалось, что Ильчирская зона характеризуется сульфидно-золото-серебряным оруденением, Гарганская – золотым с полиметаллами

(свинцом и цинком), Окинская – золото-урановым или оруденением пятиэлементной формации, Хамсаринская – редкометальной специализацией. Однако, как показали наши исследования, распределение выделенных типов золотого оруденения не совсем соответствует определенным территориальным единицам.

Позднее, для районирования территории стали применять террейновый анализ (Булгатов, Гордиенко, 1999). Установлено, что наиболее продуктивными на благородные металлы являются островодужные и океанические террейны (Жмодик и др., 2006₂). Однако в связи с отсутствием данных об абсолютном возрасте большинства золоторудных месторождений, генетическая связь золотого оруденения с вмещающими породными комплексами не была достоверно установлена.

Согласно минерагенической карте Республики Бурятия, масштаба 1:3 500 000, опубликованной на сайте ВСЕГЕИ (http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/buryatia/38_kmr.jpg), исследуемая часть Восточного Саяна выделяется как Окинский рудный район, включающий Гарганскую золоторудную зону и входящие в её состав 9 рудных узлов: Хужирский, Жомболокский, Хонченский, Тустуко-Дибинский, Сагангольский, Сархойский, Гарганский, Сагансайрский, Шумакский. Однако представленная карта не учитывает особенностей геологического строения региона и основана только на пространственном распределении золоторудных объектов.

Наиболее подробная схема металлогенического районирования разработана сотрудниками ЦНИГРИ (Конкин, 2002ф). Согласно представленной работе, самыми крупными металлогеническими подразделениями в рассматриваемом регионе являются структурно-формационные (металлогенические) зоны (с запада на восток): Ильчирская, Гарганская, Окино-Сархойская, Хамсаринская, в составе которых выделяются более мелкие подразделения – рудные районы: Ильчирский, Гарганский, Окинский, Тисса-Сархойский, Хужирско-Илейский. В пределах рудных районов выделены рудные узлы и эквивалентные им по масштабам, рудные зоны, в составе которых обособляются рудные поля и площади месторождений и рудопроявлений.

Недавно, И. В. Гордиенко с соавторами (Гордиенко и др., 2016) представили модернизированную схему металлогенического районирования. Территория юго-восточной части Восточного Саяна ими выделяется в качестве Окинского рудного района, в состав которого входят структурно-металлогенические зоны: Гарганская, Ильчирская, Окинская и Хойтоокинская. В пределах этих структурно-металлогенических зон выделены рудные зоны и узлы.

Таким образом, в настоящее время существуют разные схемы структурно-металлогенического районирования территории. Большой частью различия касаются разделения крупных подразделений – рудных районов и структурно-металлогенических зон, тогда как выделенные контуры и названия более мелких подразделений – золоторудных зон и узлов у разных авторов в целом сходны.

На основе имеющихся данных, и исходя из современного террейнового районирования территории, автором предлагается следующая схема металлогении благородных металлов (без учета других полезных ископаемых) территории юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 2.8). Исследуемая территория соответствует всем признакам рудного района, так что её выделение в качестве Окинского рудного района вполне обосновано. Более мелкими подразделениями рудного района являются структурно-металлогенические зоны – Ильчирская, Боксон-Гарганская, Окинская и Хамсаринская, в состав которых входят золоторудные зоны и узлы. Границами выделенных подразделений являются либо глубинные разломы, например, Жомболокский, отделяющий Хамсаринскую зону, либо крупные тектонические швы – границы Боксон-Гарганской зоны.

При анализе карты золотоносности Восточного Саяна установлено, что максимальная плотность развития месторождений и проявлений золота приходится на обрамление Гарганской глыбы и окаймляющие ее выходы офиолитов, что в совокупности с проявлениями Тисса-Сархойского рудного узла составляет **Боксон-Гарганскую структурно-металлогеническую зону**, наиболее богатую и изученную в настоящее время. В ее пределах выделяется несколько золоторудных металлогенических единиц разного масштаба и содержания. В центральной части расположена – Урик-Китойская золоторудная зона, объединяющая в своем составе Гарганский, Улзытинский, Урицкий и Холбинский рудные узлы; в восточной – Ольгинская золоторудная зона. Кроме золоторудных зон, известны самостоятельные рудные узлы. На самом западе в верховьях рек Сархоя и Тиссы выделяется Тисса-Сархойский золоторудный узел, на юге, в верховьях рек Дибби и Уха-Гола – Дибинский рудный узел, на востоке, в верховьях р. Онот – Оспинский рудный узел, пространственно совмещенный с Оспинско-Китойским ультрабазитовым массивом и его ближайшим обрамлением.

Урик-Китойская золоторудная зона (УКЗ) – наиболее промышленно значимое металлогеническое подразделение региона. Зона выделена В. В. Левицким в 60-х годах в результате открытия месторождений и рудопроявлений золота Холбинской группы.

Зона протягивается в субширотном направлении от верховьев р. Урика до среднего течения р. Китой. В структурном плане УКЗ совмещена с Гарганской глыбой и обрамляющими её породами офиолитового комплекса (за исключением Оспинско-Китойского массива), а также прорывающими гранитоидами сумсунурского комплекса.

Ранее было установлено, что все члены офиолитовой ассоциации обладают повышенной золотоносностью (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989; Жмодик и др., 2008; Конников и др., 1995; Миронов, Жмодик, 1999). В особенности, это касается серпентинитов, пород габброидной и дайковой пластины. Сопоставление с данными по содержаниям золота в породах офиолитовых комплексов других регионов (Коробейников, Гончаренко, 1986) показывает более высокие концентрации золота в офиолитах Восточного Саяна.

Кроме пород офиолитового комплекса, в пределах УКЗ развиты метаморфические породы Гарганской «глыбы», гранитоиды сумсунурского комплекса и карбонатно-сланцевые отложения иркутной свиты.

В пределах **Ильчирской структурно-металлогенической зоны** выделяются две золоторудные зоны – Уртагольская и Сагансайрская. Уртагольская зона прослеживается от верховьев р. Тумелика на северо-восток в верховье Китоя и далее в широтном направлении вдоль долины этой реки до устья р. Билюты. Северная граница зоны вначале проходит по юго-восточному борту Ильчирской впадины; затем – по четко выраженной границе сагансайрской и барунгольской свит, южная – внутри поля развития пород толтинской и барунгольской свит. В рамках этой золоторудной зоны известны три рудных поля. На западе в бассейне р. Толты и верховьях р. Урта-Гола – Уртагольское рудное поле, включающее Толтинское, Ихесарамское и Тункунурское рудопроявления золота и серебра, представленные кварцевыми жилами с пирит–галенит–блеклорудной минерализацией, залегающими в карбонатных породах на контакте с пачками сланцев. В средней части – Хонголдойское рудное поле – Хойто-Ожокское, Восточное, Хойто-Омонское, Скалистое и другие рудопроявления золота, представленные также малосульфидными кварцевыми жилами, залегающими в карбонатных породах. Протяженность жил небольшая – первые метры. Рудные минералы: пирит, блеклые руды и сульфиды полиметаллов. Содержание золота – 3–5 г/т, серебра – 45–50 г/т. На востоке Уртагольской рудной зоны, в приустьевой части р. Шумак, известно Шумакское рудное поле, включающее несколько рудопроявлений, не имеющих собственных названий. Наиболее известное Шумакское рудопроявление, где от устья Шумака до Эхе-Гола на площади 3,5 км² в зоне влияния Эхе-Гольского надвига (вернее, поддвига) в сланцах

ильчирской свиты отмечаются кварцевые жилы мощностью до 0,6 м и протяженностью до 100 м с сульфидами: пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др.

Сагансайрская золоторудная зона располагается в средней части Ильчирского синклинория и приурочена к полю распространения карбонатных конгломератов сагансайрской свиты. Протяженность зоны 50 км, наибольшая ширина – 6 км. В составе зоны известно 12 рудопроявлений золота. Все они представлены ветвящимися малосульфидными кварцевыми жилами с содержанием золота от 1–2 до 30–40 г/т или непротяженными зонами прожилкового окварцевания. Наиболее типичными рудопроявлениями этой зоны являются Южное и Барунгольское.

Окинская структурно-металлогеническая зона изучена значительно слабее, чем Гарганская или Ильчирская, хотя она имеет наибольшую площадь. До недавнего времени в ее пределах было только одно известное еще с прошлого века уникальное по качеству Ботогольское месторождение кристаллического графита и месторождение нефелиновых сиенитов, да отработанная во время второй мировой войны Хонченская россыпь золота.

В настоящее время, в пределах зоны выделяется Хонченский рудный узел, охватывающий бассейн р. Хончен. Наиболее крупным объектом этого рудного узла является Верхнехонченское рудопроявление, а также ряд более мелких проявлений и пунктов минерализации, известных в среднем течении р. Хончен. Золотое оруденение связано с зонами сульфидизации в лиственитизированных и березитизированных сланцах и метаэффузивах. Кроме того, в юго-восточной части Окинской зоны установлено золотосодержащее платинометальное проявление Хурай-Жалгинское.

В северо-западной части региона выделяется **Хамсаринская структурно-металлогеническая зона**, большая часть которой уходит на территорию Республики Тыва. В пределах рассматриваемой территории, в состав Хамсаринской зоны входят Хужирский, Илейский и Жомболокский золоторудные узлы. Хужирский рудный узел пространственно ассоциирован с Сайлагским массивом гранитоидов таннуольского комплекса, расположенным в междуречье р. Оки и её притока – р. Сайлаг. Наиболее крупным объектом рудного узла является Коневинское золоторудное месторождение. Жомболокский золоторудный узел расположен в водораздельной части рр. Жомболок – Сенца, где известен ряд рудопроявлений золота и сурьмы. Наиболее крупным объектом здесь является Au-Sb проявление Туманное. Илейский рудный узел расположен к востоку от Хужирского и включает серию мелких проявлений, приуроченных к гранитоидам таннуольского комплекса.

Все проявления платинометальной минерализации в регионе связаны с выходами пород офиолитовой ассоциации. Следовательно, области развития базит-ультрабазитов офиолитовой ассоциации можно выделять в качестве потенциально платиноносных минерагенических зон. Кроме того, ЭПГ оруденение известно также в пределах отложений Окинской аккреционной призмы, где оно локализуется в мелких телах метаморфизованных базит-ультрабазитов (см. гл. 4). В итоге выделяется две потенциально платиноносные минерагенические зоны – **Гарганская**, включающая офиолиты обрамления Гарганской «глыбы» (Ильчирский и Боксон-Харанурский пояса) и **Окинская**, включающая офиолиты Бельско-Дугдинского пояса и образования Окинской аккреционной призмы (см. рис. 2.4).

2.3. Обзор представлений о геодинамической эволюции юго-восточной части Восточного Саяна

История геодинамического развития исследуемого региона тесно связана с эволюцией Палеоазиатского океана и Тувино-Монгольского микроконтинента. Позднее, аккреция Тувино-Монгольского микроконтинента и Сибирского кратона привела к закрытию океанических бассейнов и началу континентального этапа эволюции региона. Вопросам геодинамического развития юго-восточной части Восточного Саяна посвящен ряд работ, где каждым автором показано свое видение геодинамической эволюции этого региона (Геология и рудоносность..., 1988; Геология и метаморфизм..., 1989; Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Жмодик и др., 2006₂; Буслов, 2011; Гордиенко и др., 2016 и др.).

В истории геодинамического развития юго-восточной части Восточного Саяна выделяются несколько этапов: океанический, островодужный, аккреционно-коллизийный, рифтогенный (Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2007; Буслов, 2011; Федотова, Хаин, 2002 и др.). Наличие этих этапов обосновывается существованием террейнов, сложенных породными комплексами, сформированными в соответствующих геодинамических обстановках.

Наиболее древние породы региона представлены выходами архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганская «глыба»), однако, из-за слабой изученности этих пород, сведения об архейской эволюции породных комплексов практически отсутствуют.

Самый ранний достоверно установленный этап развития Восточно-Саянской складчатой области – раскрытие Палеоазиатского океана, связанное с распадом

суперконтинента Родиния (Гордиенко и др., 2016; Ярмолук и др., 2006). К этому этапу (раннебайкальскому, по А. Б. Кузьмичеву (2004)) приурочено формирование Дунжугурской энсиматической островной дуги, возраст которой оценивается как более чем 1035-1022 млн. лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013; Khain et al., 2002). В это время происходило формирование офиолитов, которые в последующем, примерно 800 млн. лет назад, были обдущированы на Гарганский континентальный блок и сформировали две главных ветви Восточно-Саянского офиолитового пояса – Ильчирскую и Боксон-Харанурскую (Кузьмичев, 2004; Гордиенко и др., 2016). Существование Дунжугурской островодужной системы сопровождалось гранитоидным магматизмом, фрагменты которого фиксируются в офиолитовых аллохтонах в виде мелких тел островодужных гранитоидов, изотопный возраст одного из которых (Таинский шток) был определен нами как 852 млн. лет.

Следующий этап (800 – 500 млн. лет) связан с формированием активной континентальной окраины, появление которой обусловлено коллизией Дунжугурской островной дуги с Гарганским континентальным блоком и сменой направления субдукции, которая начала осуществляться под континент (Кузьмичев, 2004). В результате начали выплавляться гранитоиды сумсунурского комплекса, сопровождавшиеся активным вулканизмом с формированием эффузивов сархойской серии, являющихся комагматами сумсунурских гранитоидов и имеющих возраст 782 млн. лет (Кузьмичев, Ларионов, 2011). В это же время во внешней части океанического бассейна, отделявшего Гарганский континентальный блок от Сибирского кратона(?), формировалась Шишхидская островная дуга с задуговым бассейном и аккреционной призмой. Породные комплексы Шишхидской островодужной системы представлены отложениями окинской серии (аккреционной призмы) и офиолитами Бельско-Дугдинского пояса, возраст которых определен нами как 806 млн. лет. Близкий возраст (736 – 753 млн. лет) имеют и отложения Окинской аккреционной призмы (Kuzmichev, 2015). Геохимические характеристики офиолитов свидетельствуют об их формировании в задуговом бассейне. Этап заканчивается коллизией Шишхидской островной дуги с Сархойской активной окраиной Гарганского континентального блока и формированием Тувино-Монгольского микроконтинента, в пределах которого начинается накопление отложений чехла в позднем неопротерозое – раннем палеозое, в период 600 – 520 млн лет (Вишневская, Летникова, 2013).

Окончание континентального этапа обусловлено масштабными коллизионными событиями, связанными с аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном и существующими островодужными комплексами,

сопровождающимися интенсивным гранитоидным магматизмом. Возраст начала аккреционно-коллизионных событий в регионе оценивается как около 500 млн. лет, согласно нашим датировкам краевых частей зерен циркона из офиолитов Ехэ-Шигнинского массива. Исследования раннепалеозойских гранитоидов сопредельных регионов (Тувы и Северной Монголии) показали, что островодужный магматизм был активен до рубежа 510 – 520 млн. лет, после которого характер магматизма изменился и началось внедрение коллизионных гранитоидов (Руднев, 2013). Коллизионные события (орогенез) датируются периодом 510 – 450 (?) млн. лет (Кузьмичев, 2004; Руднев, 2013). По окончании коллизионного этапа в регионе установился континентальный режим.

В позднем палеозое рассматриваемая территория, так же как и весь Центрально-Азиатский складчатый пояс был подвергнут интенсивным сдвиговым деформациям, что позволило выделить позднепалеозойский сдвиговый этап тектонической эволюции региона, датированный периодом времени 380 – 285 млн. лет (Буслов, 2011; Буслов и др., 2009). В частности в Тункинских гольцах (Ильчирский террейн) закартированы покровно-сдвиговые структуры, возраст которых датируется периодом ~315 – 285 млн. лет. Появление масштабных сдвиговых деформаций в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса обусловлено коллизией Сибирского и Казахстано-Байкальского континентов, с образованием Северо-Азиатского кратона, который, в свою очередь, позднее столкнулся с Восточно-Европейским континентом (Буслов, 2011). Указанные деформации дополнительно осложнили непростую структурную схему юго-восточной части Восточного Саяна.

Период с начала мезозоя по кайнозой в тектоническом облике региона практически не проявлен, в связи с отсутствием мезозойских пород. Лишь в кайнозое отмечается этап активизации внутриплитного базальтового магматизма.

Основные выводы по главе 2:

1. Юго-восточная часть Восточного Саяна является домезозойской складчатой областью, характеризующейся сложным геологическим строением с широким развитием покровно-надвиговых структур.
2. Основной крупной тектонической единицей региона является Тувино-Монгольский микроконтинент, обрамленный фрагментами океанических, островодужных и аккреционно-коллизионных литокомплексов.
3. Гранитоидный (и в целом интрузивный) магматизм региона охватывает интервал от неопротерозоя до позднего палеозоя, однако максимальное развитие гранитоидного

магматизма обусловлено раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями, в период времени 500 – 450 млн. лет.

4. Офиолиты Восточного Саяна слагают три пояса, представляющие собой фрагменты разновозрастных островодужных систем – Дунжугурской (1034 – 800 млн. лет) и Шишхидской (806 – 500 млн. лет).
5. На территории юго-восточной части Восточного Саяна выделено 4 структурно-металлогенических зоны – Боксон-Гарганская, Окинская, Ильчирская и Хамсаринская, включающие золоторудные зоны и узлы. Выделены также Окинская и Гарганская потенциально платиноносные минерагенические зоны.
6. В истории развития региона выделяется несколько возрастных этапов, обусловленные развитием породных комплексов, сформированных в разных геодинамических обстановках: океанический этап – более 1000 – 800 млн. лет; островодужный – 800 – 600 млн. лет; этап формирования чехла Тувино-Монгольского микроконтинента – 600 – 510 млн. лет; аккреционно-коллизийный – 500 – 450 млн. лет; сдвиговый – 380 – 285 млн. лет.

Глава 3. Золотое оруденение юго-восточной части Восточного Саяна

Большинство промышленных месторождений золота в юго-восточной части Восточного Саяна локализуется в обрамлении Гарганской глыбы, образуя Урик-Китойскую золоторудную зону и Оспинский рудный узел. Эти подразделения входят в состав Боксон-Гарганской структурно-металлогенической зоны, с рассмотрения золоторудных объектов которого начинается данная глава. В дальнейшем приведены результаты изучения типовых золоторудных объектов из остальных выделяемых структурно-металлогенических зон – Ильчирской, Окинской и Хамсаринской.

3.1. Боксон-Гарганская структурно-металлогеническая зона

В Боксон-Гарганскую структурно-металлогеническую зону включены следующие подразделения: Урик-Китойская, Ольгинская, Улзытинская, Гарганская золоторудные зоны, Оспинский, Тисса-Сархойский Урикский и Дибинский рудные узлы (см. рис. 2.4).

3.1.1. Урик-Китойская золоторудная зона

Самым крупным и промышленно значимым подразделением Боксон-Гарганской структурно-металлогенической зоны является Урик-Китойская золоторудная зона, наиболее широко освещенная в литературе (Корольков, 2007; Миронов, Жмодик, 1999; Феофилактов, 1968 и др.).

Урик-Китойская золоторудная зона (УКЗ) – самая промышленно значимая металлогеническая единица в юго-восточной части Восточного Саяна, где сосредоточено большинство промышленных месторождений региона. В состав УКЗ включены 4 рудных узла: Холбинский, Урикский, Улзытинский и Гарганский, где известны 10 месторождений (Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Пионерское, Водораздельное, Кварцевое, Владимирское, Гранитное, Самартинское, Динамитное, Зеленое), а также большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации. Наиболее крупным объектом является Зун-Холбинское месторождение, хотя промышленная значимость большинства золоторудных объектов региона окончательно не оценена. Это касается как месторождений УКЗ, так и других металлогенических подразделений региона. Месторождения Урик-Китойской зоны рассматриваются на примере нескольких разнотипных объектов: Зун-Холбинского, Пионерского, Барун-Холбинского, Водораздельного, Зеленого, Динамитного месторождений. Остальные объекты являются аналогами перечисленных, поэтому сведения о них приведены в краткой форме.

3.1.1.1. Зун-Холбинское месторождение

Зун-Холбинское месторождение – наиболее крупное в регионе. Месторождение детально изучено и описано в ряде работ (Бражник, 1995; Геология и полезные..., 1989; Гребенщикова, Шмотов, 1997; Золото Бурятии..., 2000; Миронов и др., 1995; Феофилактов, 1970; Zhmodik et al., 1993).

Месторождение открыто в 1955 г. геологами Самартинской поисково-съёмочной партии О. Ф. Горнаковым и А. Г. Лакиным. За более чем 50-летнюю историю изучения Зун-Холбинского месторождения установлено, что это крупный и сложный по строению золоторудный объект, на глубоких горизонтах которого рудные тела представляют собой минерализованные зоны с литологическим контролем, в то время как в верхней части месторождения преимущественно развиты кварцевые жилы и жилообразные тела.

Месторождение располагается в крупной Самарта-Холбинской зоне разломов (сдвиговой зоне) северо-западного простирания, вмещающей Зун-Холбинское и Барун-Холбинское месторождения (Жмодик и др., 2006₂; Корольков, 2007). В пределах зоны широко проявлены тектонические деформации, включающие как дизъюнктивные дислокации, так и участки хрупких и пластических деформаций пород, в результате чего вся Самарта-Холбинская зона представляет собой крупноблочный меланж.

В геологическом строении Холбинского рудного поля принимают участие архейско-нижнепротерозойские породы Гарганской глыбы, сланцево-карбонатные породы рифея-венда, вулканогенно-осадочная и олистостромовая пластина офиолитового комплекса и интрузия сумсунурского комплекса плагиогранитов. На месторождении широко проявлены зоны рассланцевания и милонитизации, имеющие в ряде случаев рудоконтролирующее значение, и пострудные разрывные нарушения.

К стратифицированным образованиям на месторождении относятся плагиогнейсограниты комплекса основания (Гарганской глыбы) и породы чехла – песчаники, карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения иркутской свиты, различные сланцы, песчаники, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы ильчирской свиты. В качестве стратифицированного члена в ее составе выделены олистостромы. Олистостромовые комплексы представлены включениями гипербазитов в песчаниках и сланцах ильчирской толщи и ксенолитами ультраосновных пород в гранитоидах сумсунурского комплекса, а в рудной зоне – листовитами, талькитами, тальк-карбонатными породами, серпентинитами, хлоритолитами, актинолититами и биотитовыми породами. Они слагают вытянутые, смятые в складки тонкие «слоевидные» линзы, реже обломки и округлые гальки и глыбы.

Интрузивные образования на Зун-Холбинском месторождении представлены дайками и силлами барунхолбинского комплекса, гранитоидами сумсунурского комплекса, дайками керсантитов предположительно мезозойского возраста и неогеновых оливиновых базальтов сорокского комплекса.

Дайки барунхолбинского комплекса залегают в гнейсогранитах комплекса основания, прорывают карбонатные отложения иркутной свиты, а в образованиях ильчирской толщи практически не встречаются. Сложены они метадиабазами и метаандезито-базальтами. По химическому составу дайки и силлы этого комплекса близки к эффузивам, входящим в состав ильчирской толщи и рудной пачки на Зун-Холбинском месторождении.

Гранитоиды сумсунурского интрузивного комплекса на Зун-Холбинском месторождении представлены плагиогранитами (тоналитами), гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Они слагают крупный Амбартагольский массив, расположенный к северу от месторождения, и его сумсунурский выступ – к югу от него. Гранитоиды комплекса имеют отчетливо выраженную натриевую специализацию при отношении окислов натрия и калия 3.5–4. Взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами ильчирской толщи – интрузивные, что согласуется с данными по абсолютному возрасту этих подразделений. Часто в составе гранитоидов отмечаются ксенолиты известняков, кварцитов. Ранее, с гранитоидами сумсунурского комплекса (Феофилакт, 1970) связывали формирование гидротермальных растворов и образование зон кварц-серицитовых метасоматических изменений.

Дайки керсантитов прорывают все домезозойские геологические образования Зун-Холбинского месторождения. Установлены всего две дайки: одна – в карбонатных породах иркутной свиты в районе устья штольни № 5, другая – на горизонте штольни № 11 в породах рудной пачки. Последняя прорывает рудное тело Доржи-Банзаровское. Дайки небольшой мощности – 0.3–0.8 м – располагаются в породах вдоль основных нарушений северо-западного простирания.

В единичном случае установлена дайка оливинового базальта в районе устья штольни № 8. Мощность дайки – 1.0–2.0 м, она имеет меридиональное простирание и пересекает зону Перспективную под прямым углом. По геофизическим данным (магнитометрия), дайка прослежена на 800 м.

Морфологию рудных тел Зун-Холбинского месторождения определяют два основных фактора: особенности строения крутопадающей сложно дислоцированной пачки в различной степени золотоносных пород и сульфидных руд и пространственно

совмещенной с ней зоны рассланцевания и метасоматических изменений, включающей золото-кварц-сульфидное оруденение. Сочетание этих двух факторов создает сложную картину распределения золотого оруденения и определяет формирование двух основных типов рудных тел: минерализованные зоны и жиллообразные рудные тела, различающиеся по условиям локализации золота, содержаниям полезных компонентов, запасам металлов и другим параметрам.

Основная масса руд месторождения представлена так называемыми минерализованными зонами, образующими зону сдвигового меланжа, в составе которого принимают участие породы и руды разного состава – фрагменты офиолитов, карбонатных и сланцевых толщ, первичных стратиформных сульфидных руд, гранитоидов (рис. 3.1). Условия локализации золотого оруденения в рудных телах типа «минерализованные зоны» характеризуются тем, что наряду с кварц-сульфидными жилами в составе рудных тел участвует большое количество милонитизированных золотоносных пород (56–67 %) – черных углеродисто-кремнистых сланцев, известняков, лиственитов и др. Кроме того, среди кварц-сульфидных руд отмечаются реликты первичных стратиформных сульфидных руд.

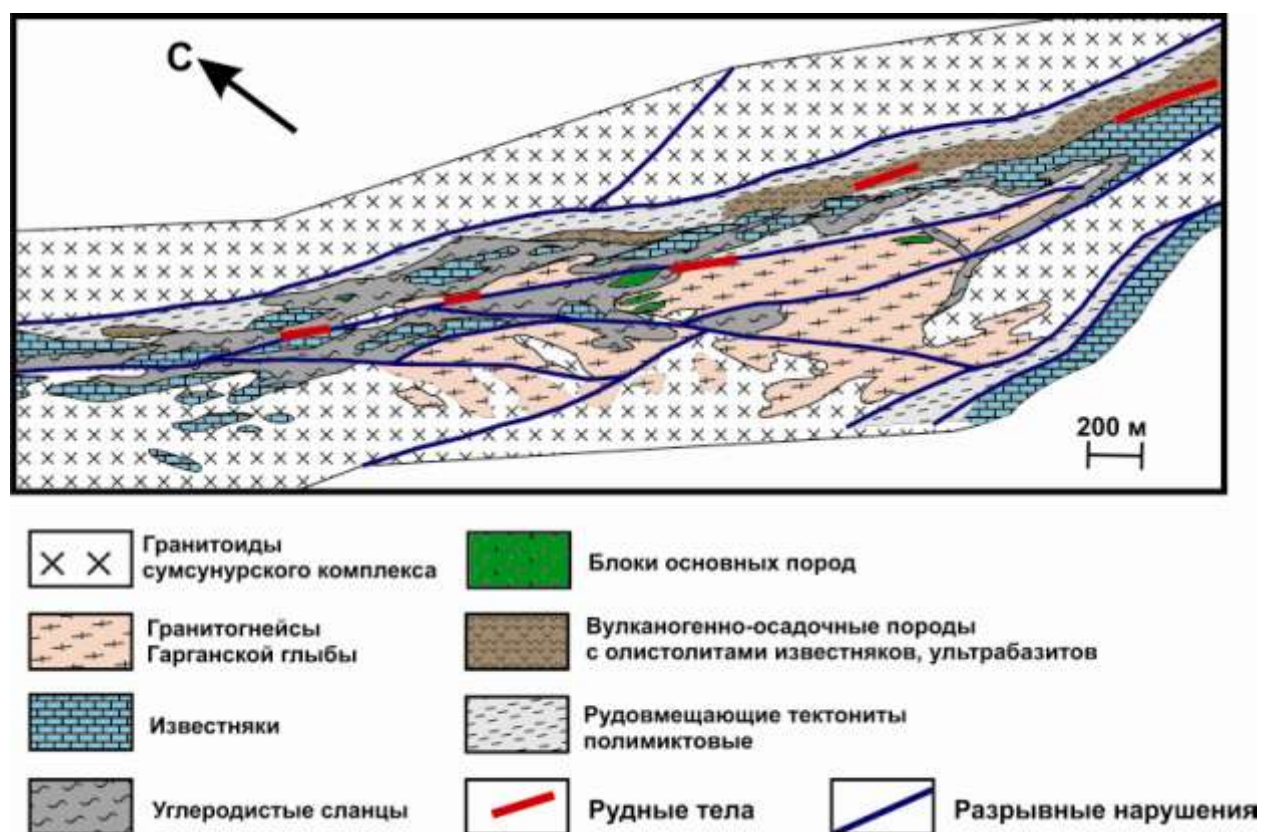


Рис. 3.1. Схема геологического строения Зун-Холбинского золоторудного месторождения (составлена по материалам А. Г. Миронова, П. А. Рошкетая и др.).

В рудной зоне, несмотря на интенсивные дислокации и проявления метасоматических изменений, сохраняется четкая дифференциация различных пород и руд по золоту. К наиболее золотоносным относятся кварц-сульфидные образования, в различной степени сульфидизированные черные углисто-кремнистые и серицит-кварцевые сланцы. Кроме золотоносных пород и руд, в минерализованных зонах участвуют практически незолотоносные породы – известняки, эффузивы различного состава, талькиты и др. В зоне смятия и рассланцевания рудные образования смяты в сложные разнопорядковые складки, разорваны, будинированы и «перемешаны» с «пустыми» породами, образуя мозаику из рудных и нерудных компонентов. Рудные компоненты, сгруппированные в зоны, и участки их повышенной плотности образуют собственно минерализованные зоны. Мозаичное распределение золотоносных компонентов (пород и руд) и есть главная характеристика внутреннего строения минерализованных зон. Кроме этого, в составе таких зон как в краевых, так и центральных частях выделяются золотоносные участки сульфидизированных пород с количеством сульфидов до 1–5 % и невысокими (1–3 г/т) содержаниями золота. Они дополняют и соединяют (сшивают) золотоносные фрагменты рудной мозаики (меланжевой структуры).

Зун-Холбинское месторождение содержит несколько морфологических типов руд (рис. 3.2): 1) слоисто-полосчатые руды с послойной сульфидной минерализацией; 2) массивные колчеданные, колчеданно-полиметаллические и линзовидно-полосчатые метасоматические кварц-сульфидные руды; 3) кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы; 4) зоны прожилкования и прожилково-вкрапленные руды. Разные типы руд характеризуются некоторыми отличиями в морфологии, строении и составе минеральных ассоциаций.

Слоисто-полосчатые руды (рис. 3.2, а, д) с послойной сульфидной минерализацией характеризуются чередованием слоев сульфидных руд мощностью от 1 мм до 30-40 см и слабо сульфидизированных углеродисто-кремнистых сланцев, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород. Этот тип руд подвержен складчатости различных порядков. Складки резко дисгармоничные с крайне изменчивым поведением шарниров, с признаками пластического течения вещества и даже рудного диапиризма. Распределение и содержание рудных минералов в рудных телах этих зон весьма неравномерное. В пластовых колчеданных телах их содержание достигает 50-80 об.%. Во вмещающих карбонатных породах рудные минералы образуют редкую вкрапленность и маломощные прожилки, согласные со сланцеватостью и плейчатостью, с содержанием 5-10 об.%.

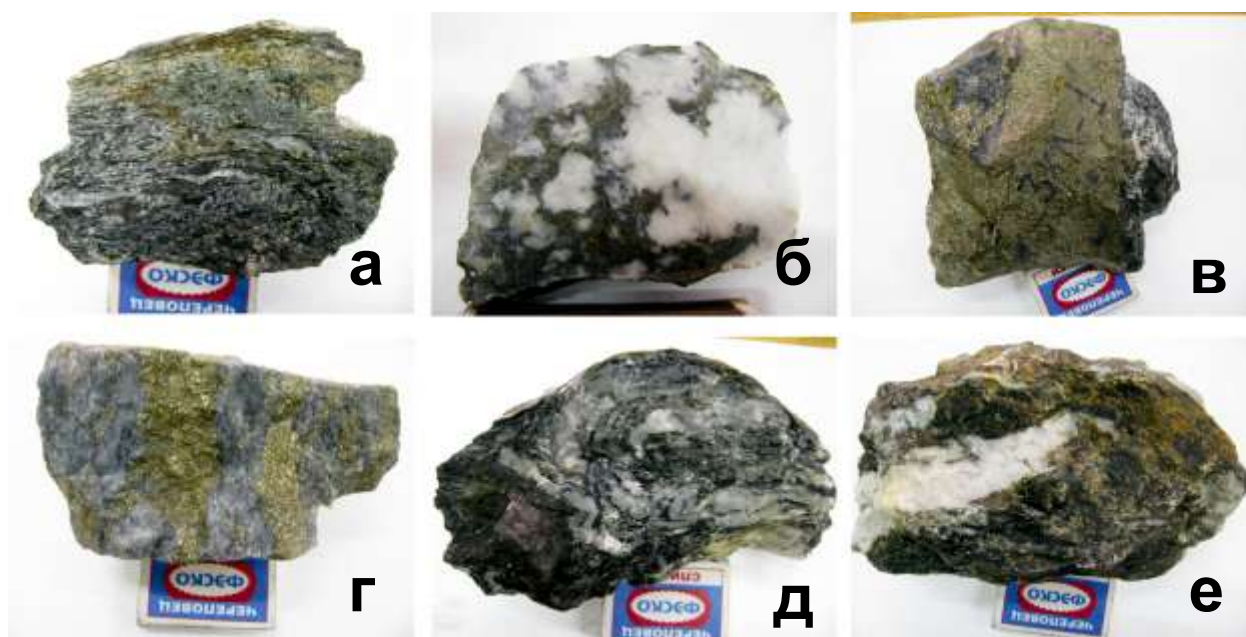


Рис. 3.2. Морфологические типы руд Зун-Холбинского месторождения. а – слоисто-полосчатая сульфидная руда; б – кварц-полиметаллическая жила; в – массивная сульфидная руда из минерализованной зоны; г – полосчатая кварц-сульфидная руда из минерализованной зоны; д – окварцованный деформированный углеродистый сланец; е – прожилковая руда в тектоните по карбонатно-сланцевой толще.

Текстуры руд слоистые, полосчатые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном, самородным золотом, в меньших количествах присутствуют молибденит, борнит, ковеллин, марказит, мельниковит, леллингит, ильменит, графит. Выделяются следующие минеральные ассоциации: пирит-углеродистая (пирит+углеродистое вещество), пирит-кварцевая (кварц+пирит), кварц-полиметаллическая (кварц-пирротин-халькопирит-галенит-сфалерит-пирит) с самородным золотом, марказит-мельниковитовая, борнит-ковеллин-халькозиновая.

Массивные и линзовидно-полосчатые сульфидные, кварц-сульфидные и сульфидно-кварцевые руды (рис. 3.2, в, г) преобладают на месторождении. Они слагают крутопадающие пластообразные или дайкообразные тела (минерализованные зоны), локализованные чаще всего в центральных частях рудных зон и сопровождаются короткими сульфидно-кварцевыми жилами (50-70 м) и золотоносными сульфидизированными березитами. Текстуры руд массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные. В массивных телах часто устанавливаются реликты тонкодисперсных (криптозернистых) сульфидных руд (пиритовых, пирротинных, галенитовых) с овоидами (0.3-1.2 см) опаловидного кварца, в результате чего сделан вывод о том, что руды этого типа формируются за счет первичных слоисто-полосчатых

руд. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, с примесью халькопирита, пирротина. В меньших количествах присутствуют галенит, сфалерит, борнит, ковеллин, халькозин, ильменит.

Руды характеризуются массивными, сливными, вкрапленными, прожилково-вкрапленными коррозионными, брекчиевидными текстурами, гипидиоморфной, аллотриоморфнозернистой структурой.

Пирит, составляющий до 75-80 % от общего количества сульфидов, является основным минералом-концентратором золота. При существенных колебаниях размеров выделений пирита, в рудах преобладают образования крупных классов (0.15 мм до 1.0-1.5 см). Он образует маломощные, почти мономинеральные прослои, жилы, гнездовые обособления, а также рассеянную вкрапленность в кварце. Под микроскопом пирит представлен гипидиоморфными зернами, реже кристаллами размером до 1 см. Зерна пирита подвержены катаклазу. В виде включений в пирите встречаются округлые выделения халькопирита, сфалерита, галенита. В гнездах сульфидов пирит, халькопирит и сфалерит взаимно прорастают друг в друга, реже халькопирит и сфалерит развиваются в межзерновом пространстве пирита.

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды (рис. 3.2, е) представляют собой зоны сульфидизированных местасоматитов березит-лиственитовой формации и окварцованных тектонитов (милонитов). Такие зоны распространены как внутри минерализованных зон, так и за их пределами. Содержания золота составляют от первых г/т до 10 г/т.

Кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы (рис. 3.2, б) и зоны прожилкования локализируются в породах различного состава, в том числе и в плагиогранитах сумсунурского комплекса. Измененные породы сложены березитами, лиственитами и карбонат-кварц-альбит-мусковитовыми метасоматитами. Жилы сложены темно-серым, реже дымчатым кварцем, мощность их меняется от 0.1 до 1.3 м, протяженность – не превышает первых десятков метров по простиранию и падению. Содержание сульфидных минералов – в районе 1 – 2 об.%, но иногда достигает 50 об.%. В жилах увеличивается содержание сульфидов полиметаллов – галенита, сфалерита, халькопирита, относительно пирита, по сравнению с кварц-сульфидными рудами из минерализованных зон, но общее количество жил невелико, а на глубоких горизонтах кварц-полиметаллические жилы почти не встречаются, за исключением единичных мелких прожилков. Среднее содержание золота – 9.8 г/т.

Самородное золото в **главных кварц-сульфидных рудах** представлено

комковатыми, комковато-пластинчатыми, пластинчатыми зернами со сглаженными краями, а более крупные – с занозистыми, неровными. Форма зерен неправильная, края и поверхности неровные. Выделения золота образуют включения в пирите овальной, угловатой, комковатой, изогнутой форм размером до 0.1 мм самостоятельно или в сростании с галенитом, халькопиритом, сфалеритом. Кроме того, самородное золото в виде частичек округлой или извилистой форм небольшого (0.005 – 0.02 мм) размера, слагает включения в галените, халькопирите. Общий разброс значений пробности золота в главных кварц-сульфидных рудах составляет 514 - 816‰. По химическому составу различается два типа золота: низкопробное (интервал пробности 550 - 650) с примесью Sb и среднепробное (750 - 850‰) без примеси Sb (рис. 3.3, а). Относительно высокопробное золото ассоциирует с пиритом, тогда как низкопробное – с галенитом, сфалеритом, халькопиритом.

Самородное золото из кварцевых жил с полиметаллической ассоциацией характеризуется более выдержанным составом, подавляющее большинство проанализированных золотин имеет пробность в пределах 758 – 791‰, на гистограмме распределения пробности выделяется один пик в интервале – 750 – 800‰ (рис. 3.3, б)

В криптозернистых рудах золото часто тяготеет к краевым частям овоидов опаловидного кварца. Кроме самородной формы золота и серебра на месторождении установлены теллуриды, сульфиды и сульфосоли благородных металлов, встречающиеся в подчиненном количестве: гессит, ютенбогордит, акантит, аргентит, пираргирит, штромейерит. В самом золоте по данным искровой масс-спектрометрии присутствует медь (от 6 до 2550 г/т), сурьма (0.5-0.8 г/т), ртуть (26-2790 г/т), палладий (0.3-33.4 г/т) и другие элементы (Карманов, 1985).

В целом, среди выделений самородного золота на Зун-Холбинском месторождении преобладает мелкое и тонкодисперсное (10-50 мкм). Оно сравнительно равномерно распределено в рудах и более чем на 90% приурочено к сульфидным выделениям или телам (Zhmodik et al., 1993). Весьма характерен значительный разброс пробности (от 300 до 950‰) и наличие участков серебряной минерализации.

В единичных зернах в рудах месторождения присутствуют арсенопирит и теллуридные минералы – тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), гессит (Ag_2Te), алтаит (PbTe) и петцит (Ag_3AuTe_2).

Всего на месторождении выделено 6 золотосодержащих минеральных ассоциаций: 1 - карбонат-кварц-пиритовая с графитом; 2 – карбонат-кварц-пиритовая; 3 – кварц-карбонат-пирит-полиметаллическая; 4 – карбонат-кварц-пирит-пирротин-

полиметаллическая; 5 – пирит-халькопирит-кварц-галенитовая; 6 – кварц-карбонат-халькопирит-пирит-галенитовая. В трех последних ассоциациях присутствуют минералы серебра.

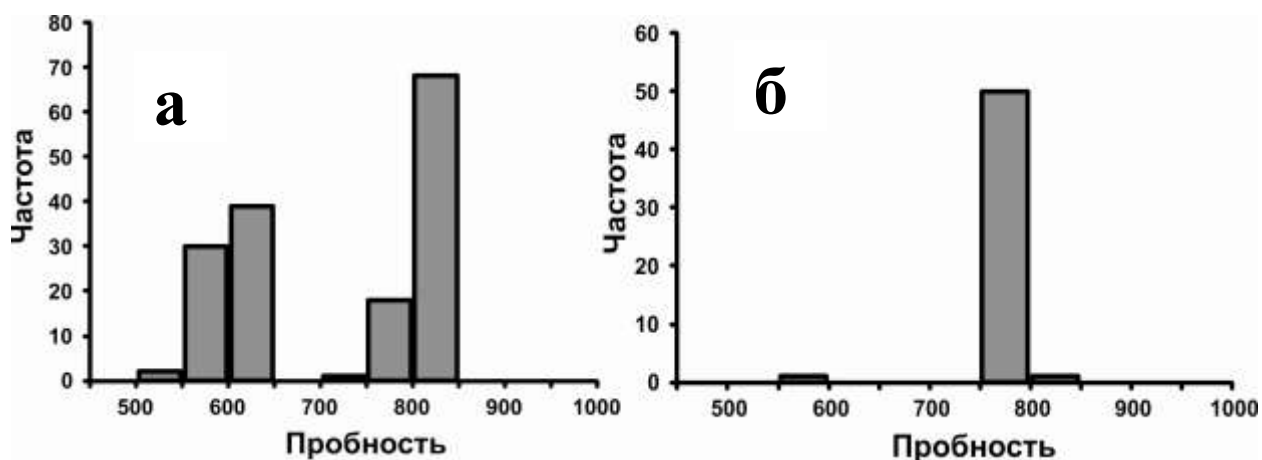


Рис. 3.3. Гистограммы распределения пробности самородного золота в кварц-сульфидных (а) и кварцевожильных (б) рудах Зун-Холбинского месторождения.

Следует отметить, что общий минеральный состав разных типов руд Зун-Холбинского месторождения остается постоянным, а изменяются только количественные соотношения минералов. Главными минералами являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, тогда как среди второстепенных минералов установлено достаточно большое количество минеральных видов – сульфиды, сульфосоли, редко теллуриды.

В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe, Cu, Pb, Zn, Au и Ag (табл. 3.1). Вследствие неравномерного распределения, концентрации главных рудообразующих компонентов значительно варьируют, но, тем не менее, всегда присутствуют в повышенных концентрациях. Отмечаются также Cd, содержания которого прямо коррелируют с Zn. Следует отметить примесь Ni в рудах (до 950 г/т). В некоторых пробах присутствуют As и Sb, содержания которых достигают в единичных случаях первых сотен г/т, единичные пробы содержат до 88 г/т Те. Однако в целом, концентрации полуметаллов в рудах низки и крайне неравномерны. Вариации содержаний таких элементов как РЗЭ, Ва, Y, Zr, Nb обусловлены наличием реликтов и фрагментов вмещающих пород в пробах сульфидно-кварцевых руд. Содержания золота в проанализированных пробах также изменчивы, достигают 98 г/т, серебра – первых сотен г/т.

Формирование Зун-Холбинского месторождения происходило в течение длительного периода. Так, возраст метаморфизма первичных металлоносных отложений,

представленных в настоящее время сульфидизированными углеродистыми сланцами, оценивается в 709 млн. лет (Посохов и др., 1994). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, проведенное по слюдам и серициту из минерализованных зон Зун-Холбинского месторождения (рудное тело Северное-3) показало значения **353.9 – 386.4** млн. лет, отражающие самую позднюю стадию рудообразующего процесса (рис 3.4.).

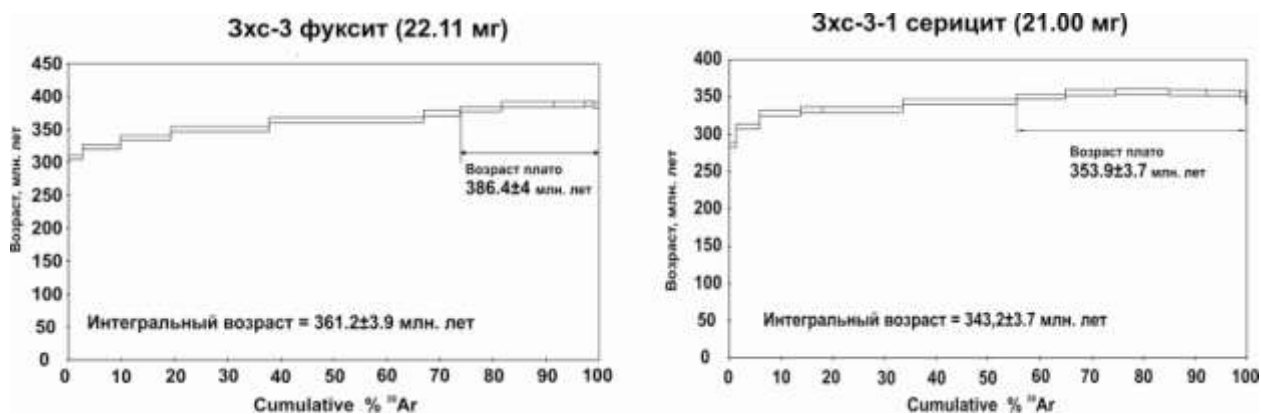


Рис. 3.4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюды и серицита из минерализованной зоны Зун-Холбинского месторождения.

Запасы золота на Зун-Холбинском месторождении, согласно данным, опубликованным в сети Internet, оцениваются в 86 тонн золота, из которых 40 тонн уже добыто. Это приближает его к крупным по масштабу месторождениям.

Таблица 3.1. Содержания элементов-примесей в кварц-сульфидных и сульфидно-кварцевых рудах Зун-Холбинского месторождения.

	Проба	Fe _{общ.}	Ni	Cu	Zn	As	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Te	Ba	La	Ce	Au	Ag
1	Bzx01	26.8	90	2500	28000	500	2000	8.6	23.4	13.1	15.3			190.0	200.0		92.6		9.6	>1	31.3
2	Bzx02	26.7	140	5600	1500	550	900		29.5				1.8	12.1	8.9	1.8				>1	57.4
3	Bzx03	2.1		65	92		100	79.3	96.8	6.4	78.7	3.0			3.1		400.0	15.7	38.0	>1	1.5
6	Bzx09	16.5	140	2600	500		170	5.3	3.6	3.8	7.2		3.1	5.6	2.3	2.2	26.5			>1	8.5
7	Bzx10	29.7	70	3200	170	320	440		85.8		4.9	2.4		2.7	4.0				4.8	>1	10.5
8	Bzx11	1.8		240	77	23	100		130.0	2.5				2.3	2.7	4.1				>1	13.7
9	Bzx12	22.8	920	5000	48000		45000						2.7	760.0	120.0	13.3	3.5			>1	120.0
10	Bzx14	22.1	220	8000	100000		130000							79.1	150.0					>1	130.0
11	Bzx16	2.2	48	500	2460		900	68.5	130.0	25.0	84.7	5.4	17.1	35.7	27.0		310.0	13.6	28.0	>1	9.4
12	Bzx23	2.6		1650	150		550	52.8	97.2	14.5	88.7	3.4		2.3	11.5		290.0	11.7	29.2	>1	5.2
13	Bzx33	8.1	53	17000	470		170		81.5	5.6				9.3					6.3	>1	77.4
14	Bzx37	1.4		1800	43				28.0	2.8	3.6		1.3							>1	13.6
15	Bzx38	2.1		100	23		280	3.2	35.3	2.1	2.6					8.0				>1	12.1
16	Bzx41	2.8		42	90	45	120		70.1	7.4				1.4	7.5					>1	3.2
17	Bzx45	3.9	92	2700	700		650	37.7	120.0	14.7	47.8	4.3	8.4	9.6	3.8		180.0		8.2	>1	30.7
18	Bzx48	1.7		20	85		53		350.0	11.1			1.7		2.5		6.2	5.4	8.7	>1	2.0
19	Bzx51	2.0		23	92	20	130		100.0	2.7	3.9	1.1	1.2	2.4			7.6			>1	4.7
20	Bzx60	9.2	34	1600	840	17	580		210.0	13.0	25.3	2.6	35.5	11.5		3.5	6.6	5.8	11.9	>1	14.0
21	Bzx08	17.1	93	30000	1000	280	260	43.2	21.5	4.2	46.7	2.5		17.0	8.6	6.4	140.0	6.4	14.2	98.0	132.0

Таблица 3.1, продолжение

	Проба	Fe _{общ.}	Ni	Cu	Zn	As	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Te	Ba	La	Ce	Au	Ag
22	Bzx44	25.0	110	2700	650	400	800	17.0	26.8	6.4	12.4			8.2	8.0	14.9	24.6	8.3		90.8	48.5
23	Bzx28	5.2		1700	3300	140	700	5.4	54.8	7.5	4.7	2.0		30.8	39.7	2.3				70.3	14.6
24	Bzx27	26.5	180	2000	105000	500	28000				37.3		1.8	960.0	56.5	16.6	6.5			52.0	71.2
25	Bzx29	9.4	52	500	520	200	700	22.2	120.0	9.0	45.0	4.6	9.1	3.8	68.4		50.5		8.0	44.0	16.6
26	Bzx59	37.0	170	22000	1800	1500	2100							24.7	7.9	9.4				38.7	56.8
27	Bzx58	26.0	150	21000	1200	540	240	3.9	4.2	3.8	3.4	3.2	1.8	14.6	6.1	6.4				23.0	50.8
28	Bzx24	9.6	250	5000	165000	130	47000							1940.0	120.0	16.2	10.7	6.2	12.8	14.8	91.6
29	Bzx34	4.8	25	96	200	130	800	9.5	4.5	4.0	4.3		2.0	4.3	11.4	4.9	11.1			13.5	26.8
30	Bzx26	11.0	220	9000	120000		110000							1140.0	160.0	31.4		3.8		12.2	152.8
31	Bzx31	18.9	54	3400	630	130	300		130.0	4.5	18.6	2.0	2.6	6.7	3.2		3.6	5.1	5.6	5.4	31.2
32	Bzx17	19.7	100	1700	55000	300	4000		95.8	16.7	11.5		9.8	470.0	28.7	3.3	7.3			4.6	36.0
33	Bzx46	40.0	110	2100	4900	55	1400	6.8	19.8		3.4	1.4		43.4	4.9		51.4			4.3	51.2
34	Bzx20	2.8		1200	1300	98	700		74.5	7.1	4.0		1.2	24.1	25.2					3.5	7.8
35	Bzx47	6.0	24	56	41	70	100	3.1	67.5	3.7	2.4		25.3						10.6	3.1	9.8
36	Bzx36	35.5	950	700	150		104000						4.0	16.9	620.0	88.3	3.2	5.5		2.6	146.4

Примечания: FeO_{общ.} – общее железо, в мас.%; остальные элементы – г/т.

3.1.1.2. Пионерское месторождение

Пионерское месторождение является первым и самым богатым, на настоящий момент, коренным золоторудным объектом, обнаруженным в юго-восточной части Восточного Саяна. Оно открыто в 1954 г. геологом В. Ф. Рубцовым и ст. коллектором-практиком А. И. Дековым во время рекогносцировочного маршрута. Взятые ими 4 штучные пробы по жиле, впоследствии известной под номером 12, показали содержание золота от 3,8 до 20,2 кг/т. Взятые позже 13 бороздовых проб по жиле и зальбандам показали содержание золота от 14,4 до 3520 г/т. В настоящее время, месторождение отработано. Детальное описание состава руд Пионерского месторождения приведено в статье Е. И. Громовой (Громова, 1960).

Рудные тела Пионерского месторождения локализируются в пределах зон рассланцевания среди гнейсогранитов (плагิโอгранитов) основания Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганской «глыбы») (рис. 3.5.). В южной части месторождения в виде антиклинальной складки отмечаются окварцованные и мраморизованные известняки с прослоями графитизированных и углистых сланцев. Широкое распространение среди гнейсогранитов имеют дайковые образования: аплиты, порфириды, лампрофиры неясной формационной принадлежности, которые также подвержены милонитизации и рассланцеванию в рудных зонах. Отсутствие базальных маркирующих горизонтов, характерных для осадочного чехла на смежных площадях, дает основание полагать, что известняки имеют тектонический контакт с породами основания. Многие исследователи отмечают экранирующую роль известняков для оруденения Пионерского месторождения. Об этом может свидетельствовать тот факт, что наибольшее количество зон рассланцевания и рудовмещающих трещин характерно для приконтактной части гнейсогранитов и известняков. В удалении от контакта на 500–600 м наблюдаются лишь единичные трещины, в которых кварц отсутствует. На площади Пионерского месторождения закартировано более 20 жил, из которых разведывались только 3 тела (жилы № 12, 2 и 4). Все известные жильные тела имеют северо-западное простирание ($270\text{--}310^\circ$), крутое падение ($65\text{--}85^\circ$) на северо-восток и юго-запад. Жила Диагональная, опережающая жилу № 12, имеет северо-восточное простирание ($24\text{--}40^\circ$) с падением на северо-запад под углом $60\text{--}70^\circ$.

Рудные тела, называемые жилами, представляют собой зоны рассланцевания с согласно залегающими в них кварцевыми, карбонатно-кварцевыми и карбонатными жилами, линзами, прожилками и выделениями неправильной формы. Размеры кварцевых тел по простиранию достигают 40–50 м при мощности от 5–10 см до 1–1,5 м, средняя

мощность жил – 0.3 – 0.6 м. Характерно кулисообразное расположение жил и наличие мелких апофиз. Контакты кварцевых тел с вмещающими рассланцованными породами обычно резкие, с зеркалами скольжения и глиной трения, реже контакты затушеваны березитизацией вмещающих пород. Отмечается также чередование кварца или карбоната с рассланцованными или березитизированными прослоями.

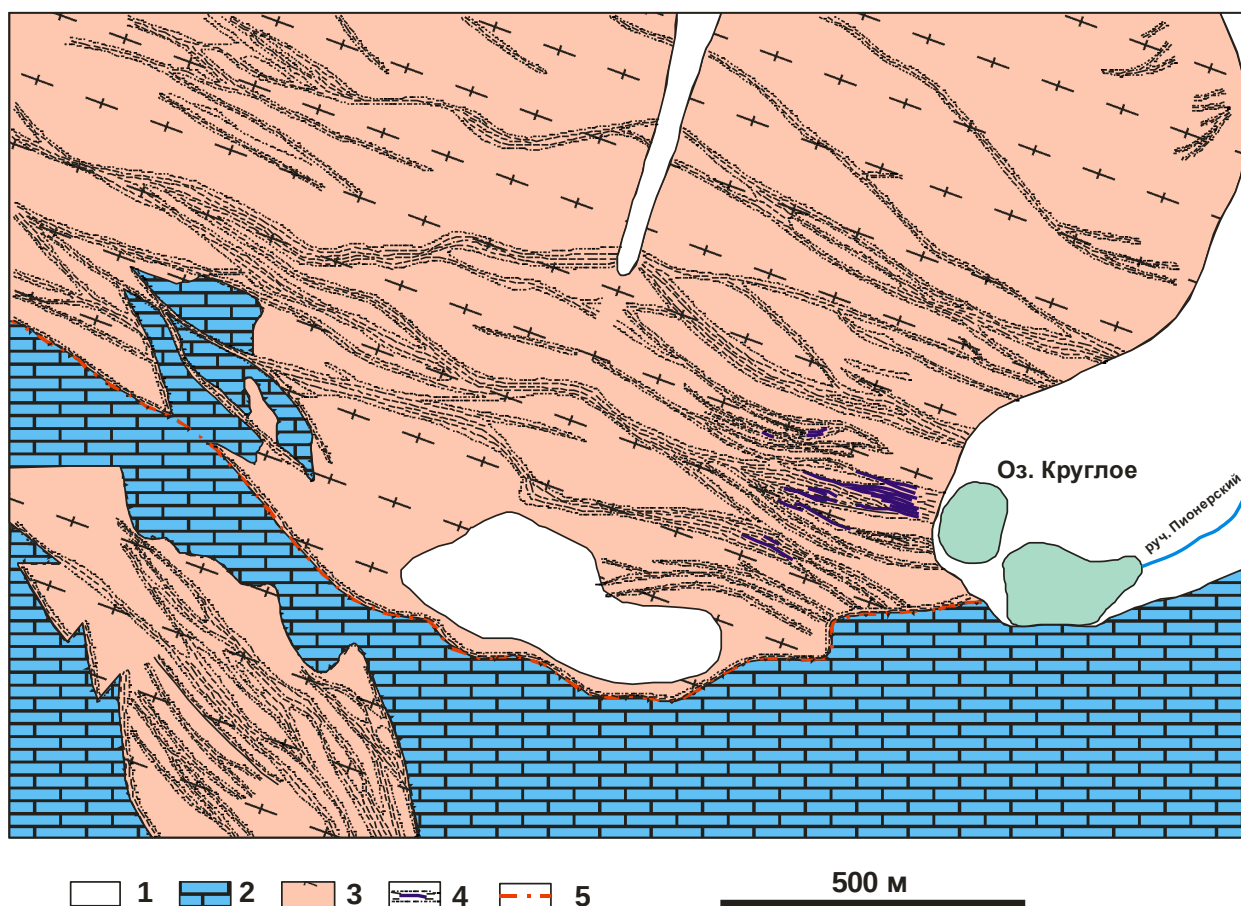


Рис. 3.5. Схема геологического строения Пионерского месторождения (составлена по материалам ОАО «Бурятзолото»). 1- современные отложения нерасчлененные; 2 – известняки и доломиты с прослоями карбонатных дресвяников, углеродисто-глинистых, кварц-слюдистых сланцев, аркозовых метапесчаников; 3 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсограниты, гнейсодиориты; 4 – зоны рассланцевания и милонитизации по гнейсогранитам с жилами кварца; 5 – разрывные нарушения.

Руды месторождения относятся к малосульфидным и убогосульфидным, где содержание рудных минералов в среднем около 3 об.%, хотя варьирует от долей до 16 об. % (рис. 3.6). Выделяется 4 типа руд: 1 – кварцевые жилы, практически не содержащие сульфидов, слабо золотоносные; 2 – продуктивные пирит-кварцевые жилы; 3 – сульфидизированные, часто окварцованные зоны рассланцевания во вмещающем субстрате; 4 – околорудноизмененные (березитизированные) гранитогнейсы.



Рис. 3.6. Фотография образца кварцевожильной (пирит-кварцевой) руды Пионерского месторождения.

Вещественный состав рудных тел Пионерского месторождения в целом простой. Из рудных минералов преобладает пирит, в меньших количествах присутствуют сфалерит, халькопирит, пирротин, редко встречаются – галенит, теллуриды, борнит, станин, марказит. Пирит образует три генерации, различающиеся по морфологии и парагенетическим ассоциациям. Так, пирит₁ синхронен с кварцем, корродируется мелкими выделениями халькопирита, золота и теллуридов. Обычно трещиноватый и раздробленный, редко встречаются идиоморфные кристаллы. Пирит₂ ассоциирует с пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теллуридами и самородным золотом. Минералы полисульфидной (галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит) и теллуридной ассоциаций, преимущественно выполняют интерстиции в пирите₂, частично корродируют его, а также слагают многочисленные мелкие включения. Пирит₃ присутствует в незначительном количестве, имеет зонально-коллоидное строение.

Среди теллуридных минералов выделено относительно большое количество минеральных видов, среди которых диагностированы теллуриды Au и Ag (креннерит, сильванит, калаверит, петцит), Pb (алтаит), Bi (теллуrowисмутит) и Ni (мелонит) (табл. 3.2, Громова и др., 1960). Все теллуридные минералы отлагались по трещинкам интерстициям в пирите, кварце и других минералах более ранних ассоциаций (рис. 3.7). Однако общее количество теллуридных минералов крайне невелико, кроме того, с глубиной их содержания убывают.

Таблица 3.2. Химические составы некоторых теллуридных минералов из руд Пионерского месторождения.

№ п/п	№ обр.	№ ан.	Au	Ag	Pb	Bi	Te	Сумма
1	ND_2	1			63.20		38.40	101.60
2	ND_2	1_2			61.59		37.58	99.16
3	ND_3	1			61.79		37.69	99.48
4	ND_3	6	44.73				55.59	100.32
5	ND_3	6	44.52				56.77	101.28
6	ND_3	7	43.17				57.27	100.44
7	ND_2	4	42.91				55.94	98.85
8	ND_2	2	43.98				56.09	100.07
9	ND_3	4	25.04	42.60			33.04	100.68
10	ND_3	2a	25.64	42.56			32.14	100.33
11	ND_2	1a_1	24.56	42.62			33.06	100.24
12	ND_2	5	25.32	41.96			32.25	99.53
13	ND_3	1	24.54	42.11			32.47	99.12
14	ND_2	1_2	25.26	41.65			32.19	99.10
15	ND_2	3	25.33	41.05			32.65	99.03
16	ND_5	3_7				52.09	47.73	99.82
17	ND_3	1				50.66	48.33	98.99

Примечание: 1 – 3 – алтаит; 4 – 8 калаверит; 9 – 15 – петцит; 16 – 17 – теллуровисмутит.

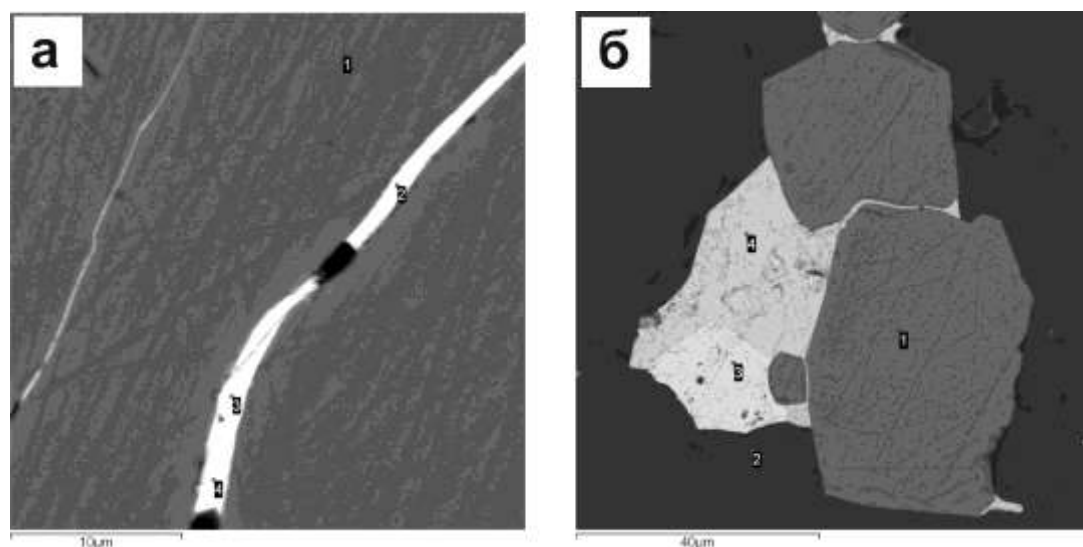


Рис. 3.7. Морфология выделений теллуридных минералов: а - прожилок петцита (2, 3, 4) развивается по трещине в пирите (1); б – калаверит (4) обрастает гипидиоморфные кристаллы пирита (1) и самородного золота (3).

Самородное золото в рудах имеет преимущественно комковидную, угловатую, крючковатую или пластинчатую морфологию. Встречается как непосредственно в кварце, так и в виде прожилков, включений, оторочек в пирите, сфалерите и галените, иногда образует срастания с теллуридными минералами.

На гистограмме отчетливо наблюдается полимодальное распределение пробыности самородного золота с контрастными пиками в интервалах 625 – 650, 925 - 950‰ менее контрастным пиком в интервале 700 - 750‰ (рис. 3.8). Высокопробное золото – более позднее и ассоциирует с теллуридными минералами, тогда как средне-низкопробное золото встречается непосредственно в кварце и в составе полисульфидной ассоциации.

По химическому составу руды Пионерского месторождения отличаются от золото-кварц-сульфидных месторождений Урик-Китойской зоны низкими содержаниями таких элементов как Cu, Pb, Zn, уровни концентрации которых, не превышают нескольких десятков, реже сотен г/т. (табл. 3.3), хотя общий геохимический спектр руд в этих месторождениях близок. Однако несколько повышены концентрации Cr, Ni и, в особенности, Co. Характерны низкие концентрации полуметаллов, в частности, As, но аномально повышены концентрации W. Содержания $Fe_{общ.}$ варьируют, в зависимости от содержания пирита в кварце, от 0.4 до 10.3 мас.%. Содержания Au и Ag достигают 29.6 и 136.7 г/т соответственно. Несмотря на наличие теллуридных минералов, значимых концентраций Te, на уровне выше 3 – 5 г/т не отмечается.

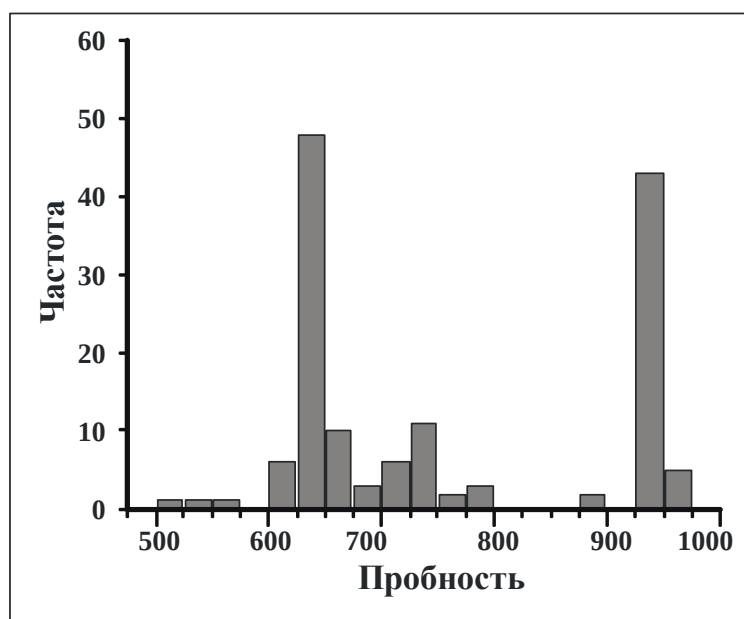


Рис. 3.8. Гистограмма распределения пробыности самородного золота в рудах Пионерского месторождения.

Возраст оруденения определялся путем Ar^{40}/Ar^{39} датирования мусковита из кварцевой жилы. Полученный возраст плато составляет 421.9 ± 3.1 млн. лет (рис. 3.9).

Пионерское месторождение по запасам относится к мелким, за время его эксплуатации добыто около 2 тонн золота.

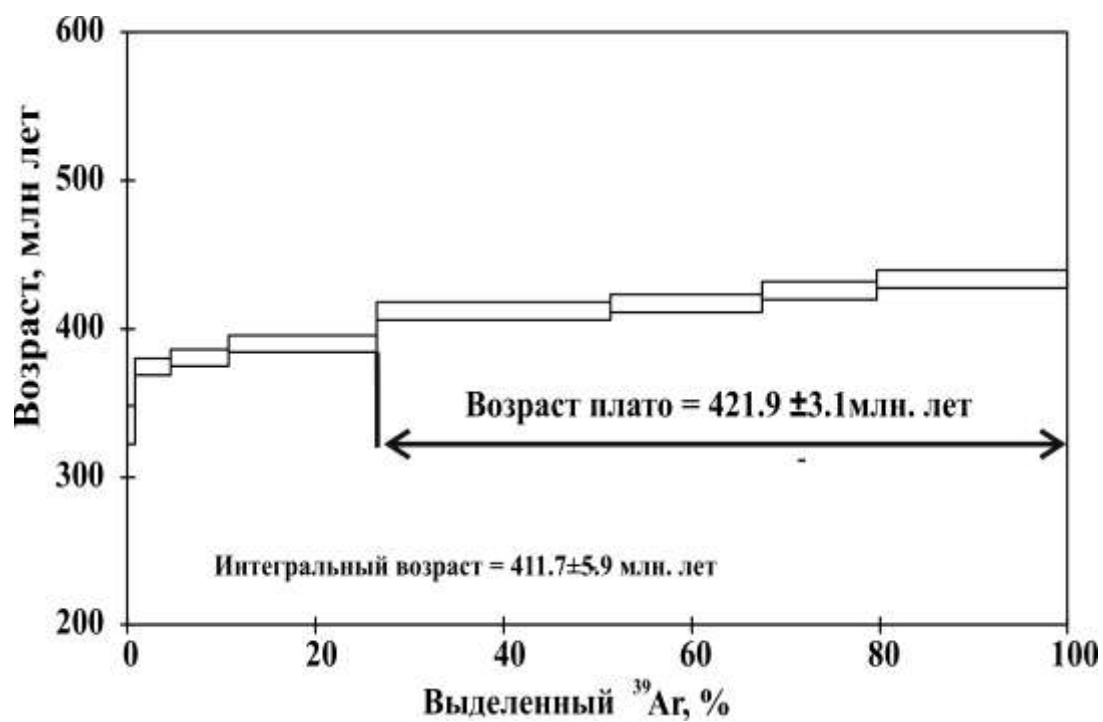


Рис. 3.9. $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ датировка околожильного мусковита из руд Пионерского месторождения.

Таблица 3.3. Содержания элементов-примесей в рудах Пионерского месторождения, г/т.

№ пр	Fe, %	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	W	Mo	Ag	Au	As
Nd-1	5.0	22	4.8	38	3.3	25.0	0.7	0.0	32	105	4.1	12	91.0	25.0	1375		60.7	7.50	80.0
Nd-2	5.4	28	3.4	176	1.7	15.0	4.4	13.0	20	86	5.3	11	12.0	15.4	471	1.4	5.0	2.15	8.0
Nd-3	6.8	186	6.3	102	1.9	9.3	2.1		37	120	5.3	19	46.0	18.0	845		46.0	8.80	31.0
Nd-4	10.3	344	25.5	239	3.1	34.0	3.7	6.0	97	69	7.7	28	389.0	27.0	476	0.9	136.7	29.60	108.0
Nd-5	4.2	63	6.9	53	2.4	13.0	1.0	10.0	21	96	6.0	17	44.0	22.0	1070	2.4	76.0	12.00	57.0
Psht-2	0.4	237	20.0	73	2.1	30.0	0.9	7.7	10	97	11.0	12	2.5	13.0	842	1.1		0.15	7.5
P-10	0.6	543	42.0	36	2.3	42.0	1.5	10.0	11	120	15.0	5	0.0	14.0	1147			0.20	8.0
P-6	2.8	218	18.0	105	2.5	23.0	3.1	5.5	11	65	10.0	15	17.0	14.0	516		6.7	5.50	25.0

3.1.1.3. Барун-Холбинское месторождение

Барун-Холбинское месторождение открыто в 1961 году Г. А. Феофилактовым. В геологическом строении Барун-Холбинского месторождения участвуют метаморфизованные плагиогнейсограниты Гарганской глыбы, терригенно-осадочные породы иркутской свиты и прорывающие их интрузивные образования сумсунурского комплекса (рис. 3.10). Большая часть площади месторождения сложена плагиогнейсогранитами фундамента. Образования иркутской свиты картируются на северо-восточном и северо-западном флангах месторождения непрерывной полосой шириной до 1,2 км, а также в виде ксенолитов среди гранитоидов. В составе свиты преобладают массивные и полосчатые известняки, часто доломитизированные и слабо мраморизованные. Нижняя часть подсвиты сложена выдержанными горизонтами аркозовых и полимиктовых песчаников. В верхней части разреза свиты встречаются прослои и горизонты карбонат-углистых и углисто-серицит-карбонатных сланцев. Интрузивные образования сумсунурского комплекса среднего палеозоя отмечаются по южной границе месторождения, а также вскрываются на глубине на его юго-восточном фланге. Преобладающим развитием среди пород комплекса пользуются массивные биотит-амфиболовые гранодиориты и диориты, габбро-диориты и габбро с линзовидными обособлениями гигантозернистых горнблендитов. С заключительными фазами становления сумсунурского комплекса связано внедрение даек кислого и основного состава.

Четвертичные образования представлены водно-ледниковыми, современными аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями, которые развиты в виде покровов несортированных, существенно валунных отложений на водоразделах и в долине р. Барун-Холба, где их мощность достигает 10–15 м.

Структурные особенности месторождения обусловлены его приуроченностью к северо-западному флангу сложно построенной Самарта-Холбинской сдвиговой зоны, прослеживающейся на 27 км. Северо-западные тектонические нарушения, доминирующие на площади месторождения, имеют протяженность 2,0–3,0 км при ширине 100–150 м. Эти нарушения представлены сближенными линейными кулисообразно-ветвящимися полосами расщепления и милонитизации с заключенными внутри них узкими блоками менее деформированных, в разной мере катаклазированных и трещиноватых, неравномерно метасоматически измененных пород. Простираение зон – 300–320°, падение крутое на северо-восток и юго-запад под углами 65–90°. Зоны северо-западного направления играют на месторождении основную роль в контроле и локализации оруденения и вмещают кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы. Зоны разделены участками слабо нарушенных пород шириной 200–350 м (см. рис. 3.10).

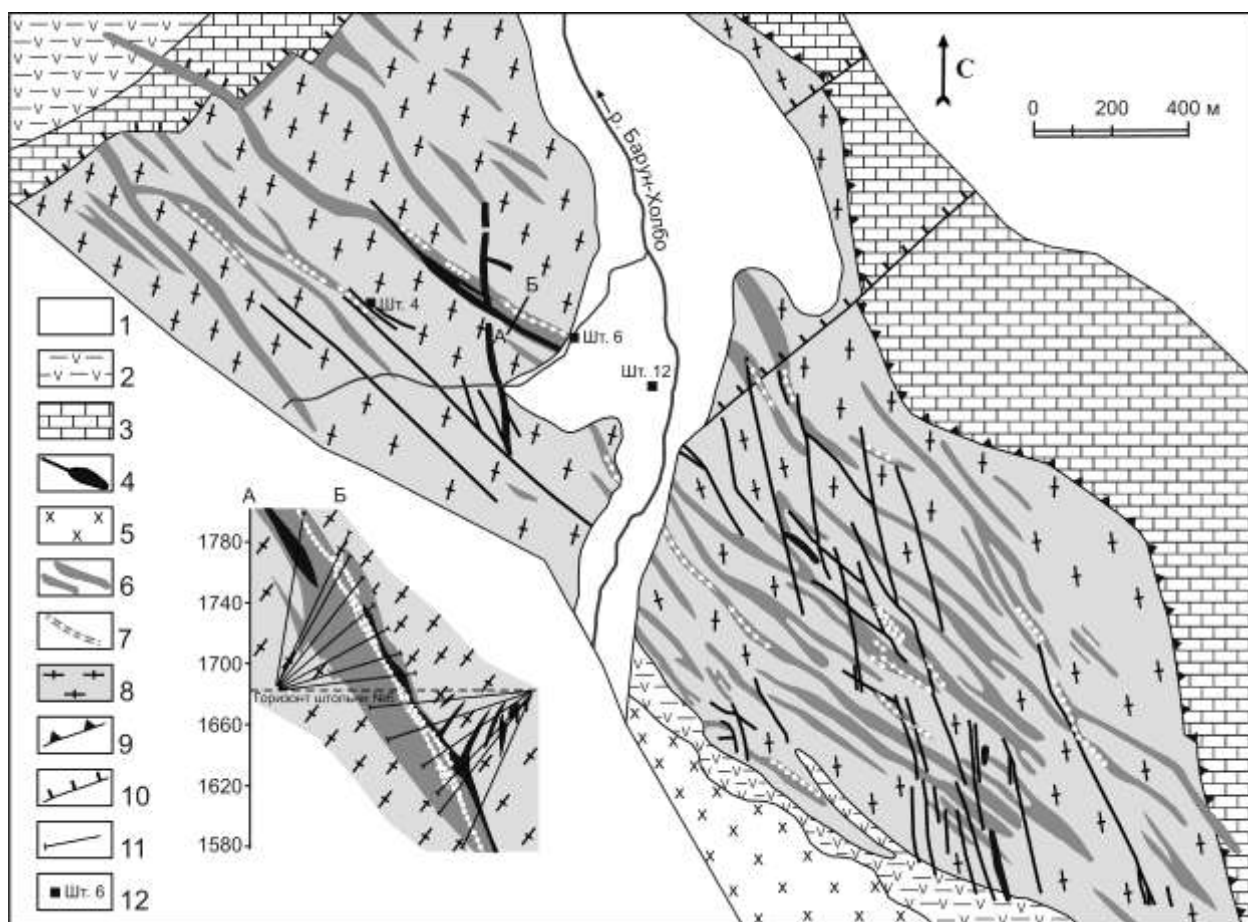


Рис. 3.10. Схема геологического строения Барун-Холбинского месторождения (по Гордиенко и др., 2016).

1 - четвертичные отложения; 2 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования ильчирской свиты (PR₃); 3 - терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты (PR₃); 4 - дайки габбро-долеритов, микродолеритов, базальтов, андезитовых порфиритов, риодацитов (PR₃); 5 - гранитоиды (PR₃); 6 - золотоносные зоны тонкого рассланцевания, березитизации, окварцевания; 7 - кварцевые жилы с золото-полиметаллической минерализацией; 8 - гнейсы и плагиогнейсограниты Гарганской глыбы (AR₂); 9 - надвижки; 10 - сбросы; 11- скважины; 12 - штольни.

Субмеридиональные тектонические нарушения преимущественно развиты в центральной части месторождения и на его восточном фланге. Наиболее крупное из них прослеживается вдоль р. Барун-Холба на 15 км. Северо-восточные тектонические нарушения проявлены на северо-западном фланге месторождения. Представлены эти нарушения зонами брекчирования мощностью до 50 м и маломощными зонами рассланцевания. Субширотные зоны разломов установлены в центральной части месторождения. Представлены они маломощными (2–3 м) зонами рассланцевания, заложившимися, по-видимому, как оперяющие сбросы при формировании северо-западных нарушений. Как правило, имеют

пологое (20–40°) падение преимущественно на юг. На северном и восточном флангах месторождения по контакту образований верхнего и нижнего структурных этажей почти повсеместно проявлен межформационный надвиг, выраженный рассланцеванием пород со смятием известняков в серию складок волочения и развитием зон повышенной трещиноватости.

Золотое оруденение связано с серией крутопадающих рудных тел в рудоконтролирующих тектонических зонах среди рассланцованных и милонитизированных гнейсогранитов. Установленный вертикальный размах оруденения, выходящего нередко на дневную поверхность, составляет более 600 м при ожидаемой глубине его развития более 1000 м.

Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и маломощными минерализованными зонами с прожилково-вкрапленным оруденением (рис. 3.11). В тектонических зонах тела распределяются в виде кулис, зачастую сочленяющихся друг с другом, чаще всего локализуясь в местах изгиба северо-западных рудовмещающих нарушений, образующихся в узлах пересечения с разломами близмеридионального направления, а также с дайками основных пород. Экранирующую роль в распределении оруденения по вертикали играют пологопадающие субширотные зоны рассланцевания.



Рис. 3.11. Фотография образца пирит-кварцевой руды Барун-Холбинского месторождения.

Протяженность рудных тел колеблется от 10–15 до 110–138 м, в среднем – 30–50 м. На флангах и по падению жильные рудные тела сменяются минерализованными зонами прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения. По падению рудные тела

прослеживаются от 70 до 550–600 м в виде столбов с крутым склонением. Средняя мощность рудных тел изменяется от 0.52–0.58 м до 1.10–1.30 м, в единичных случаях достигая 1.6–1.8 м (жила № 51, жила № 37). Границы рудных тел обычно резкие, четкие, совпадающие с контурами сульфидно-кварцевых жил, реже – для прожилково-вкрапленного оруденения, расплывчатые, устанавливаются по результатам опробования.

Руды сложены кварцем с примесью карбонатов, серицита, эпидота и рудными минералами, содержание которых обычно не превышает 10–15 %. Главные минералы руд – пирит, галенит, сфалерит в меньших количествах присутствуют пирротин и халькопирит, редко отмечаются борнит, висмутин, блеклая руда.

Пирит – наиболее ранний, корродируется агрегатами галенита и сфалерита, обрастает каймами халькопирита (рис. 3.12, а).

Золото выделяется в виде свободных, крупных (0.5–1.0 мм) зерен и сростков в кварце, а также в виде ксеноморфных интерстиционных выделений, прожилков и включений в сульфидах (рис. 3.12, б-г). В весовом отношении существенно преобладает золото с размером золотин более 0.07 мм. Золото часто образует сростания с галенитом.

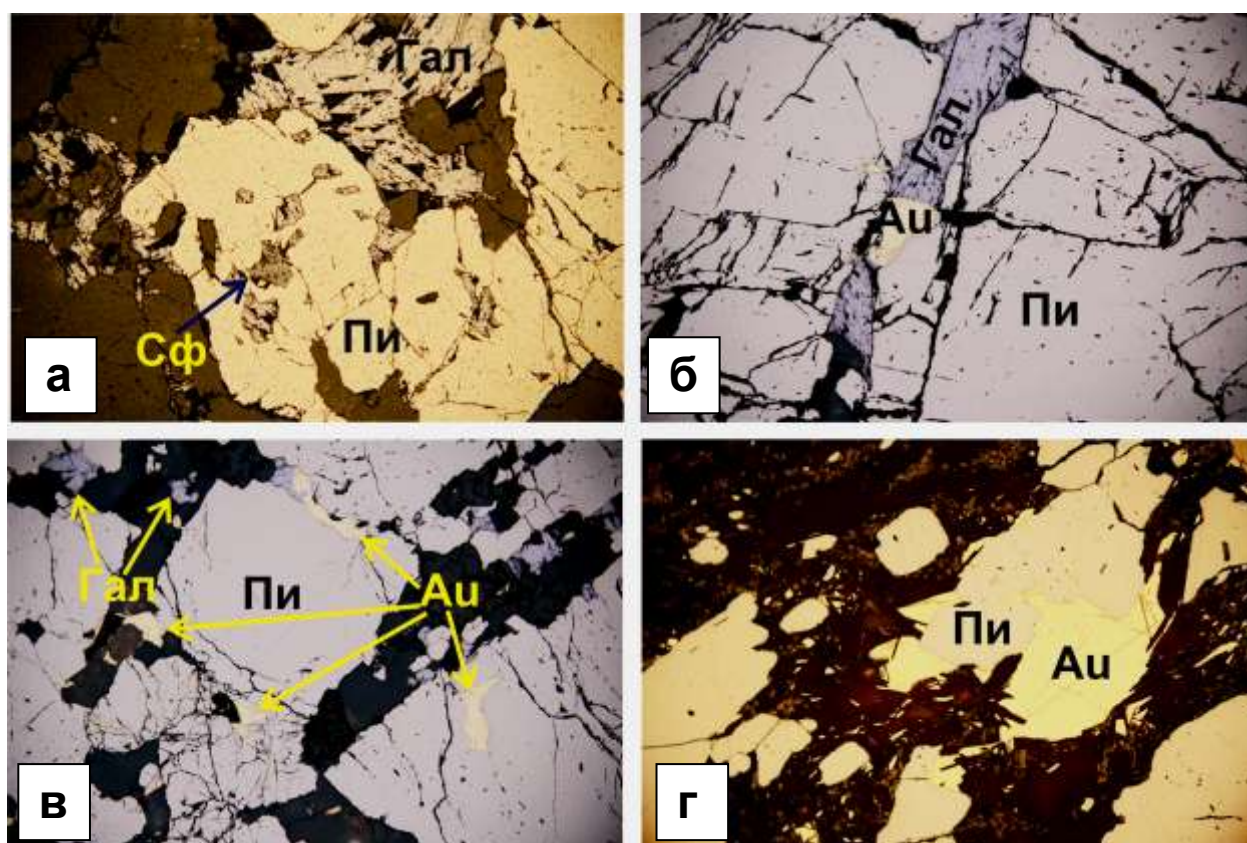


Рис. 3.12. Морфология рудных минералов Барун-Холбинского месторождения: а – коррозия пирита галенитом и сфалеритом; б – выделение самородного золота в ассоциации с галенитом; в, г – характер выделений самородного золота.

Общий разброс значений пробности самородного золота попадает в интервал 714 - 788‰, соответствующий среднепробному золоту. Распределение значений пробности одномодальное с пиком в интервале 750 - 800‰ (рис. 3.13). Это свидетельствует о наличии в рудах одной генерации золота, связанной с полисульфидной (пирит-галенит-сфалеритовой) минеральной ассоциацией.

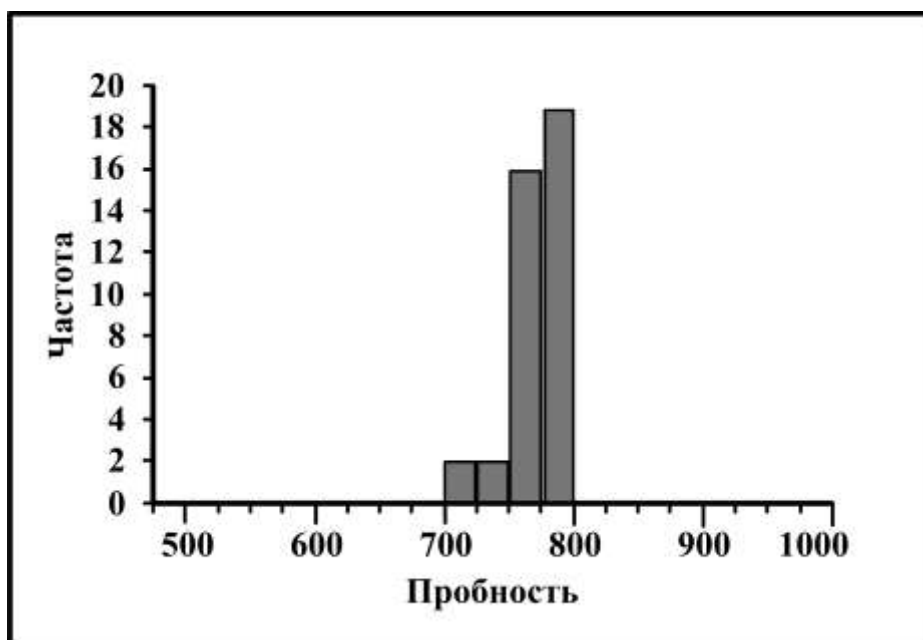


Рис. 3.13. Гистограмма распределения пробности самородного золота.

В геохимическом составе руд, судя по результатам анализов проб богатых сульфидно-кварцевых руд, преобладают такие элементы как Fe (до 34 мас.% $\text{FeO}_{\text{общ.}}$), Pb (до 2.5 мас.%) и Zn (до 1.3 мас.%) (табл. 3.4). Также несколько повышены концентрации Cu (до 480 г/т) и As (до 776 г/т). Содержания остальных полуметаллов низкие, так, Sb и Bi в определяемых количествах не обнаружены, примеси Se и Te фиксируются не во всех пробах, на уровне 1 – 10 г/т. Содержания благородных металлов в изученных образцах сульфидно-кварцевых руд высокие: Au – 45.6 – 370 г/т, Ag – 48 – 506 г/т. В рудах также присутствуют элементы, характерные для ультрабазитов – Cr, Ni и Co.

Запасы золота на Барун-Холбинском месторождении составляют более 12 тонн (Ананин и др., 1973ф).

Таблица 3.4. Содержания элементов-примесей в рудах Барун-Холбинского месторождения.

№ пр.	FeO _{общ.}	Pb	Zn	Cd	Cu	Cr	V	Ni	Co	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Hf	W	Sc	Mo	Te	As	Se	Au	Ag
Вх1	29.0	9078	13010	356.5	400	210	4.6	37	11.0	6.9	33.0	6.7	13	16.4	3.1		1.5	1.7		776	2.8	55	78.5
Вх2	16.0	9976	2988	131.8	480	260	10.0	13	3.2	11.1	91.2	21.8	13	14.1	5.8			2.9	11	188	3.8	370	506
Вх3	15.9	4592	109	8.9	210	240	12.0	16	5.9	9.1	104.5	21.2	38	12.8	5.1	4.1	2.7	2.2	11	186		160	197
Вх4	12.8	2154	125		450	140	17.0	34	20.0	15.8	123.8	25.5	62	7.0	3.9	4.0	2.8	2.1		143	1.5	45.6	48
Вх5	34.0	25166	1611	82.7	460	170	4.6	28	5.2	7.8	55.5	8.7	15	9.6	11	9.4			14	563	1.8	164	240

Примечания: FeO_{общ.} – мас.%, остальные – г/т, пустая графа – содержание ниже предела обнаружения.

3.1.1.4. Месторождения Динамитное и Зеленое

Эти месторождения являются аналогами и рассматриваются совместно. Месторождение Динамитное приурочено к тектоническому контакту доломитсодержащих известняков иркутской свиты с гнейсогранитами фундамента (Гарганской глыбы). Известняки катаклазированы, окварцованы и прорваны дайками среднего-основного состава барунхолбинского(?) комплекса, вдоль контактов которых развиты кварцевые прожилки. Рудное тело представляет собой единичную кварц-карбонатную жилу субмеридионального простирания, с падением на северо-восток под углом 70°, протяженностью 26 м, средней мощностью 0.11 м. Жила сложена белым до светло-серого, кварцем, содержащим до 2-3 об.% рудных минералов (рис. 3.14).



Рис. 3.14. Фото образца рудной жилы месторождения Динамитное, с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Месторождение Зеленое представляет собой систему кулисообразных крутопадающих кварцевых и кварц-карбонатных жил, мощностью до 0.8 м северного и северо-западного простирания (рис. 3.15). Жилы локализуются в зоне милонитизации и приурочены к карбонатным породам (доломитам) иркутской свиты, интродуцированным дайками метабазитов холбинского(?) комплекса. Жила приурочена к зоне милонитизации и представляет собой мелкообломочную брекчию окварцованных карбонатных пород, сцементированную сульфидно-кварцевым агрегатом. Внутри минерализованной зоны дробления выделяются линзовидные тела с богатой сульфидной минерализацией,

мощностью до 1 – 2 м. Рудоконтролирующая структура месторождения прослежена на 800 м. (Рогачев и др., 2006ф).

По минеральному составу эти месторождения идентичны. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом и серицитом. Рудная минерализация представлена гнездово-вкрапленными выделениями блеклых руд: тетраэдритом и фрейбергитом (тетраэдрит - Cu - 37.06, Sb - 25.29, As - 2.27, S - 24.11, Zn - 6.96, Hg - 1.01; фрейбергит - Cu - 37.14, Ag - 1.13, Sb - 24.89, As - 2.76, S - 24.10, Zn - 6.64, Hg - 2.18), галенита и сфалерита, реже буланжеритом (Pb – 54.95, Sb – 25.06, S – 18.68), кроме того, в рудах установлены такие минералы как полибазит, миаргирит, пираргирит, прустит, самородное серебро и единичные вкрапленники пирита (Айриянц и др., 2002). Самородное золото ярко-желтого цвета, в форме изометричных зерен, реже дендритов, размерностью от 10 до 150 мкм. По пробности выделяется два типа золота – 800 – 840‰ и 520 – 610‰, т. е. среднепробное золото и электрум.

Запасы золота на месторождении Зеленое составляют около 35 кг, серебра – более 16 тонн (Рогачев и др., 2006ф).

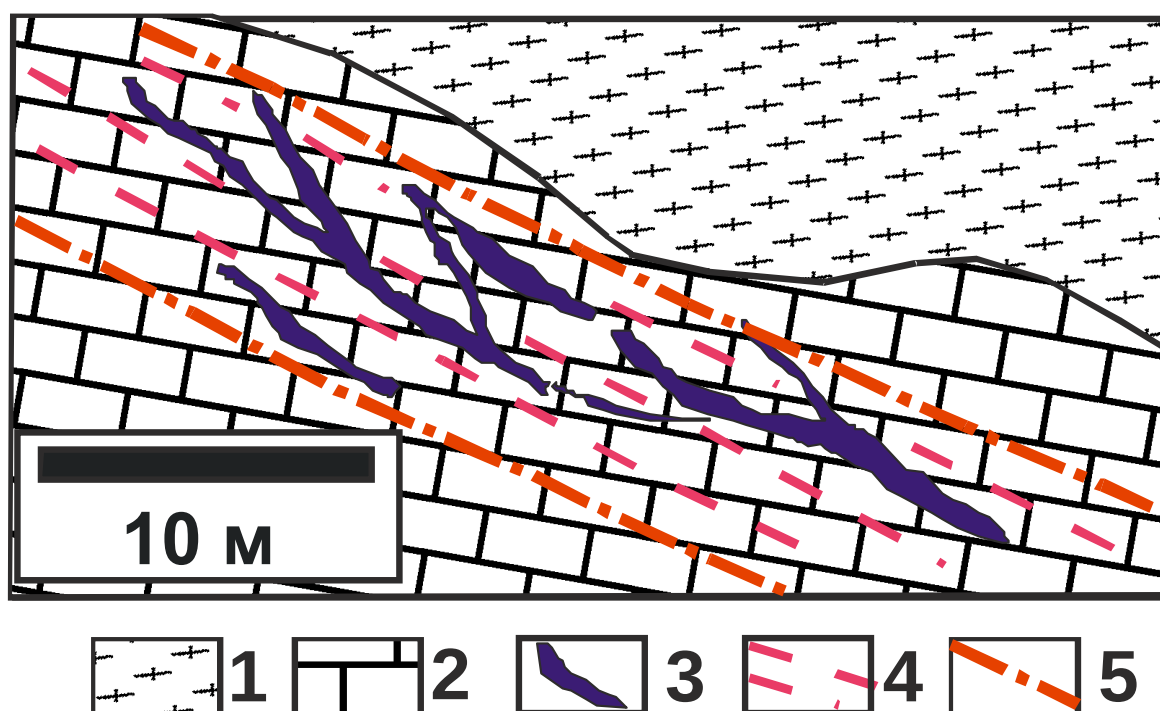


Рис 3.15. Схематический геологический план рудного тела месторождения Зеленое (по Конкин, 2002ф). 1 – гранитогнейсы; 2 – карбонатные породы; 3 – кварцевые жилы; 4 – зоны рассланцевания; 5 – разрывные нарушения.

3.1.1.5. Владимирское месторождение

Владимирское золоторудное месторождение располагается в Урик-Китойской золоторудной зоне и приурочено к выходу архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. Месторождение открыто сравнительно недавно, в 2012 году и описано в работе (Гордиенко и др., 2016), согласно которой ниже приведена его характеристика.

Владимирское месторождение приурочено к Улзытинскому гнейсогранитному куполу Гарганской «глыбы» (рис. 3.16). Разрывные нарушения Владимирской площади образуют несколько систем (Золото Бурятии..., 2000; Семинский и др., 2014). Система первого порядка представлена правосторонним сдвигом субмеридионального простирания (аз.пад. 50-90°, угол пад. 30-60°). Эта система сопровождается кварцевыми жилами и крупными дайками метадолеритов, metabазальтов андезитовых порфиритов. Система разломов второго порядка имеет северо-западное простирание (аз.пад. 45-70°, угол пад. 30-80°) и тесно связана с субмеридиональной системой. Она хорошо проявлена в северной части площади. По своей природе разрывные нарушения представляют собой зоны «горячих» (вязких) разломов, выраженные зонами рассланцевания мощностью от первых метров до десятков и даже до первых сотен метров включительно.

С разрывными нарушениями связаны зоны березитизации, окварцевания, сульфидизации, в которых локализуется золотое оруденение. Наиболее крупные зоны этих разрывных структур – долгоживущие – от неопротерозоя до нижнего палеозоя включительно. Они являются рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами для золотого оруденения.

Интрузивные образования вскрываются по периферии месторождения и представлены гранитоидами сумсунурского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, слагающими Сумсунурский выступ Амбартагольского массива. Вулканические породы представлены многочисленными дайками metabазитов, метадолеритов, реже андезибазальтовых порфиритов, микродолеритов. По составу они относятся к базальтоидам, значительная часть из них имеет пикрито-базальтовый состав, реже встречаются дайки среднего и кислого состава. В центральной части месторождения закартирована протяженная крупнопорфировая дайка, прослеженная на 14 км от р. Урда-Улзыта до Зун-Холбинского месторождения. Дайка имеет мощность 60-70 до 100 м и сложное внутреннее строение – с большим количеством ксенолитов гнейсогранитов и ответвлений во вмещающие породы.

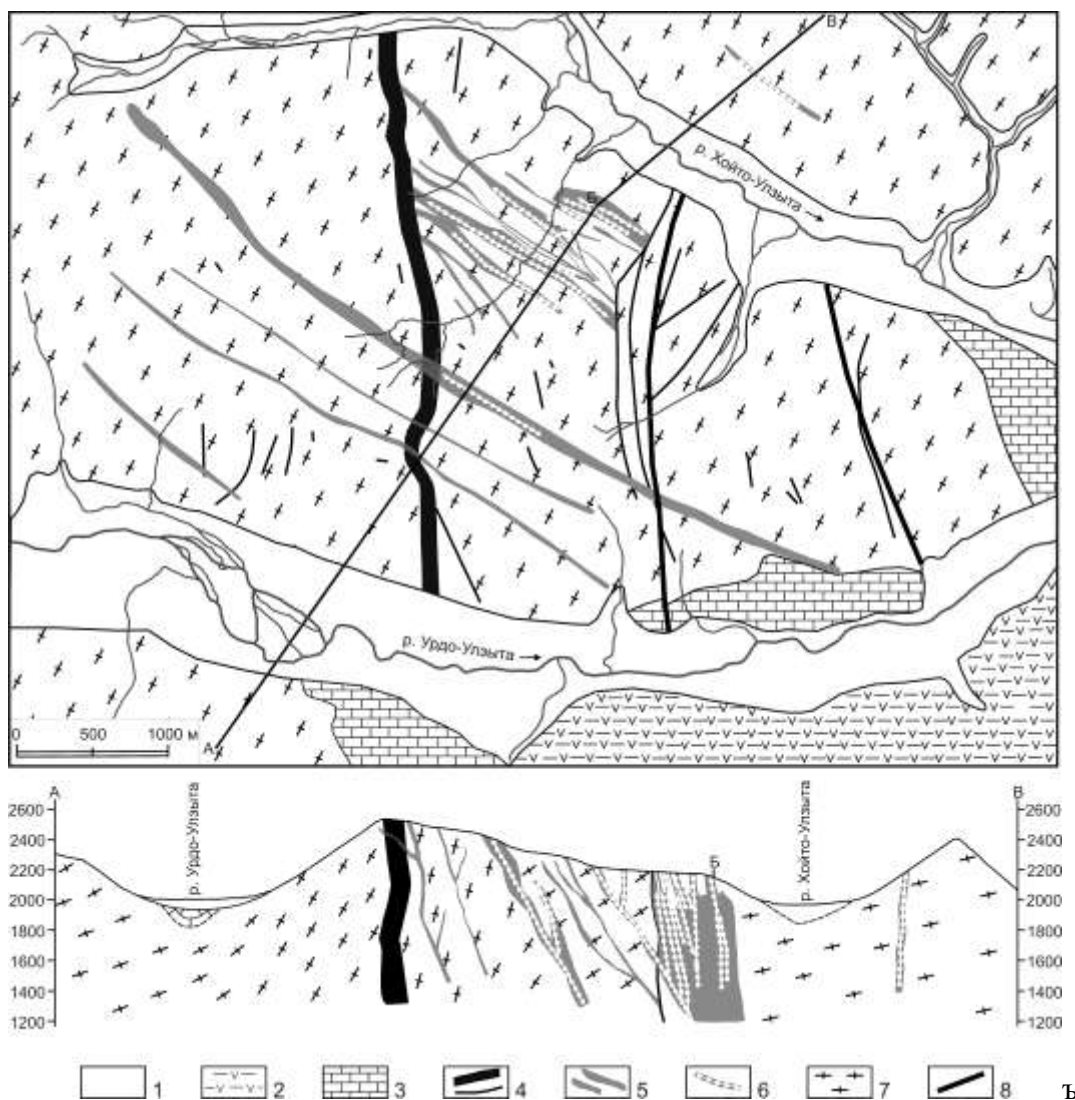


Рис. 3.16. Схема геологического строения Владимирского месторождения (по Гордиенко и др., 2016).

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканогенно-терригенные образования ильчирской свиты (PR₃); 3 - терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты (PR₃); 4 – малые интрузии и дайки микродолеритов и метадиабазов (PR₃); 5 золотоносные зоны тонкого рассланцевания, березитизации, окварцевания; 6 - кварцевые жилы с золото-полиметаллической минерализацией; 7 – гнейсограниты, плагиогнейсы и другие метаморфические породы Гарганской глыбы (AR₂); 8-разрывные нарушения.

Золотое оруденение на месторождении локализуется в зонах березитизации среди гнейсогранитов. Мощность зон березитизации от первых метров до 20-25 и иногда до 70 м, протяженность до 750-800 м. По вещественному составу руды являются сульфидно-кварцевыми и сульфидно-карбонат-кварцевыми. Содержание сульфидов в них в среднем составляет 3-5%. Рудные минералы представлены пиритом (20-99%), халькопиритом (1-5%), пирротином (2-5%), сфалеритом (1-2%), а также борнитом, галенитом,

гидроокислами железа и гематитом. Главным полезным ископаемым на месторождении является золото, попутным – серебро, количество которого примерно равно золоту. Золото в рудах тесно связано с пиритом. Оно образует в нем многочисленные включения. Кроме того, наблюдаются его сростания с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Минимальные и максимальные средние содержания золота в рудах составляют, соответственно, 1.5-2.2 и 10-12 г/т. Значительных концентраций других полезных ископаемых и вредных примесей не обнаружено. Среднее содержание свинца и цинка в рудах 0.03 и 0.012% соответственно, меди – 0.025%. Свободное золото составляет 70%. Разведанные запасы рудного золота по категории С₂– 6.5 т, ресурсы по категории Р₁+Р₂ около 50 т (Гордиенко и др., 2016).

3.1.1.6. Водораздельное месторождение

Водораздельное месторождение (включая участок Кварцевый) располагается в западной части Урик-Китойской рудной зоны и входит в состав Урикского рудного узла Урик-Китойской золоторудной зоны. В пределах рудного узла располагаются Водораздельное и Кварцевое золоторудные месторождения, представляющие собой единую систему кварцевых жил, кроме того, известен ряд проявлений золотой минерализации, локализующихся в песчано-сланцевых отложениях нижней пластины офиолитового покрова (оспинская свита), а также в катаклазитах и милонитах, развивающихся по породам Гарганской глыбы в зоне надвига офиолитовых пластин.

Рудное поле Водораздельного месторождения преимущественно сложено образованиями трех структурных ярусов: архейскими гнейсогранитами фундамента, карбонатно-сланцевыми отложениями чехла и гранитоидами сумсунарского комплекса, сопровождающимися дайковыми и жильными дериватами (рис. 3.17).

На породах фундамента залегают карбонатно-сланцевые отложения иркутской свиты (углеродистые сланцы, битуминозные известняки), которые, в свою очередь перекрываются надвинутыми отложениями ильчирской толщи.

Главное рудное тело – жила № 1, располагается в экзоконтакте интрузии среди мощной карбонатно-сланцевой толщи. Рудовмещающими структурами месторождения являются широтные и северо-западные зоны милонитизации, осложненные субширотными и северо-восточными разрывными нарушениями. Последние прослеживаются в известняках, что подчеркивается рассланцеванием, графитизацией и окварцеванием, брекчированием известняков с цементацией их глинисто-карбонатным материалом, а также встречаются среди гнейсогранитов.

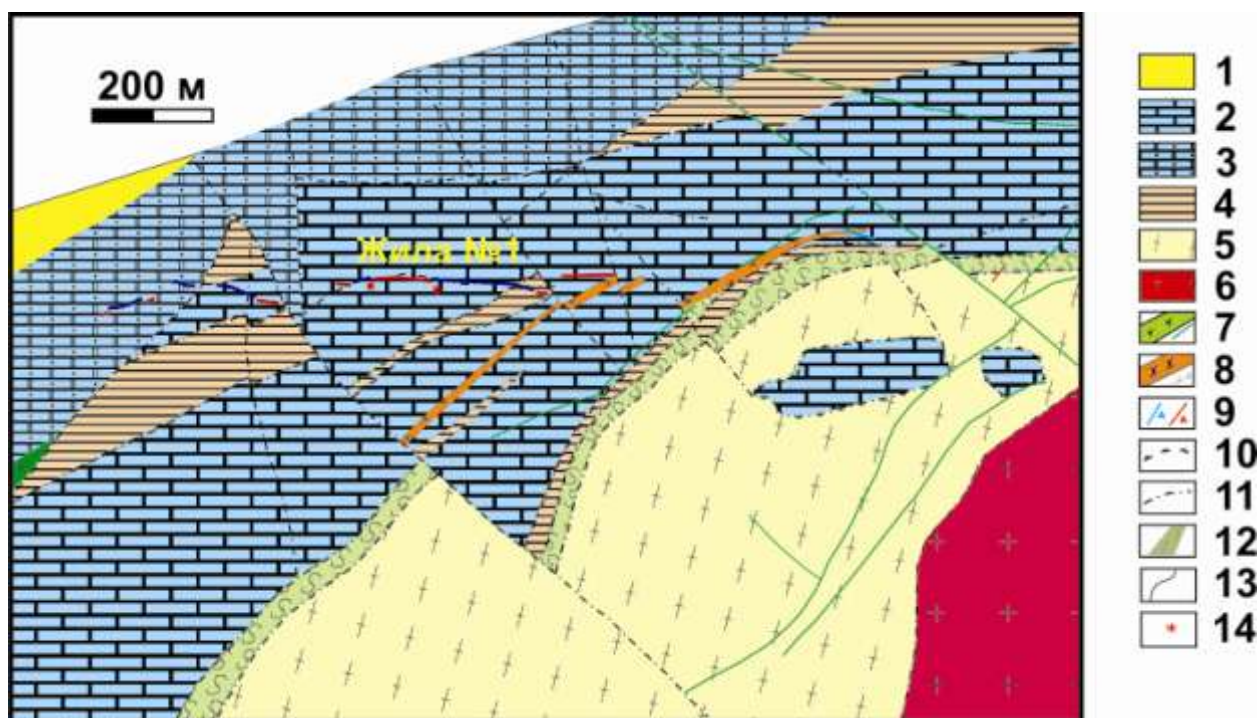


Рис. 3.17. Схема геологического строения месторождения Водораздельное (составлена по материалам Ананина и др., 1973ф).

1 - Ледниковые и водно-ледниковые отложения; 2 – водорослевые известняки; 3 - графитизированные известняки; 4 - углеродисто-слюдисто-кремнистые сланцы; 5 - катаклазированные биотитовые гнейсограниты; 6 – гранитоиды; 7 – дайки лампрофиров и диоритовых порфиров; 8 – дайки фельзит-порфиров; 9 – жилы и их свалы: а кварц-полиметаллические, б – кварц-пиритовые; 10 – линии надвигов; 11 – разрывные нарушения; 12 – зоны милонитизации; 13 – геологические границы; 14 – видимое золото.

Разломы субширотного и северо-восточного направлений секутся системами северо-западных нарушений, выполненных дайками фельзит-порфиров, микродиоритов и лампрофиров. Рудные тела редко пересекают их и обычно выклиниваются перед ними или обедняются сульфидами.

Площадь рудного поля разбита на ряд ступенчатых блоков, каждый восточный из которых приподнят относительно западного. Это объясняет уменьшение мощности осадочного чехла на архейских образованиях в направлении с запада на восток и соответственно глубины оруденения.

Рудные тела, представленные кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами, сопровождаются оторочками березитов и по морфологическому типу относятся к жилам. Наиболее изученными на месторождении являются жила № 1 (месторождение Водраздельное) и жила № 2 (месторождение Кварцевое).

Рудные жилы сопровождаются оторочками березитов и имеют протяженность более 2 км. Жилы состоят из разобщенных кулис или участков, приуроченных к линейно-вытянутой системе однотипных разрывов. Простираение жил преимущественно субширотное, мощность достигает 1.5 м, морфология сложная. Они сложены кварц-карбонатным материалом с гнездами и вкрапленностью сульфидов Fe, Cu, P, Zn. С флангов жилы ограничиваются взбросо-сдвиговыми нарушениями северо-западного и меридионального планов. Породы, непосредственно вмещающие жильные тела представлены углеродистыми сланцами и известняками, которые часто окварцованы и сульфидизированы.

В рудах месторождения выделяются 3 рудных минеральных ассоциации – кварц-золото-пирит-пирротиновая, золото-полисульфидная и серебро-сульфосольная.

Пирит-пирротиновая ассоциация представлена агрегатом частично корродированных идиоморфных зерен пирита¹ часто округлой формы, промежутки между которыми заполнены прожилковидными выделениями пирротина. В то же время часть пирротина присутствует в виде эмульсионных структур распада в сфалерите. В пирротиновых прожилках, развитых по пириту¹ присутствуют сфалерит, галенит и самородное золото (рис. 3.18, г). Следовательно, часть пирротина развивается и в составе полисульфидной ассоциации.

Золото-полисульфидная ассоциация в рудах месторождения Водораздельное весьма схожа с аналогичной ассоциацией руд Зун-Оспинского месторождения. Главные минералы этой ассоциации – пирит², сфалерит, галенит, халькопирит, самородное золото. Минералы этой ассоциации слагают взаимные сростания, причем пирит², как правило, более идиоморфен. Основным отличием пирита² от пирита¹ является отсутствие пирротина и коррозионные структуры разъедания галенит-сфалеритовым агрегатом (рис. 3.18, а, б).

Минералы серебро-сульфосольной ассоциации развиты в крайне ограниченном количестве и представлены единичными выделениями аргентита (акантита) и блеклой рудой (фрейбергитом). В целом рудные тела Водораздельного месторождения характеризуются как существенно-сульфидные. Средний минеральный состав руд: пирит – 0.5–1.5 %, галенит – 0.5–2.5 %, сфалерит – 0.7–4.5 %, халькопирит – 0.3–1.2 %. Серебро тесно связано с золотом, галенитом, а также образует самостоятельные минеральные виды – аргентит, фрейбергит.

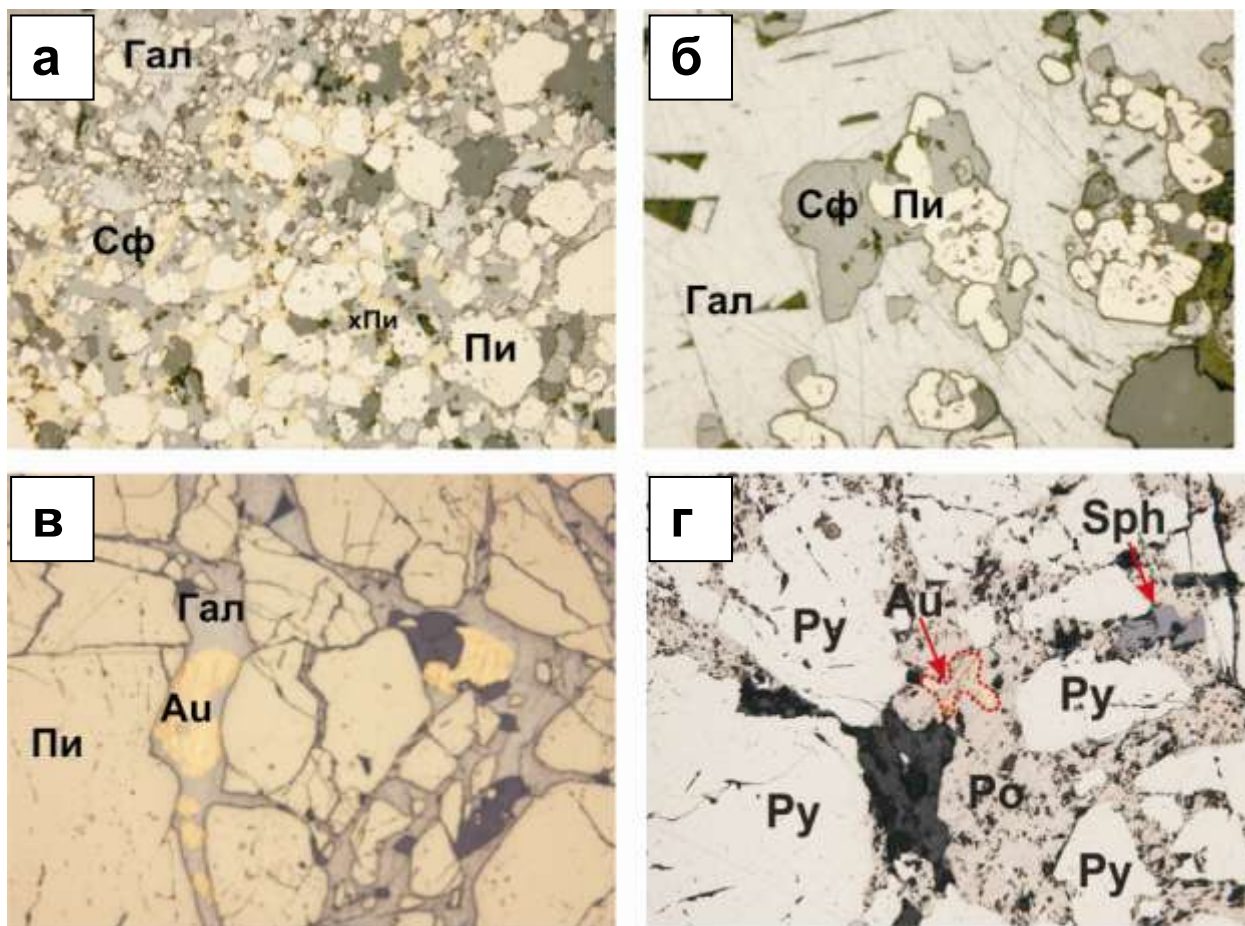


Рис. 3.18. Фотографии аншлифов руд месторождения Водораздельное: а, б – морфология минералов полисульфидной ассоциации; в – выделения золота в ассоциации с галенитом; г – выделение золота в пирротине (пирит-пирротиновая ассоциация). Гал – галенит, Сф, Sph – сфалерит, Пи и Py – пирит, хПи - халькопирит, Po – пирротин, Au – самородное золото.

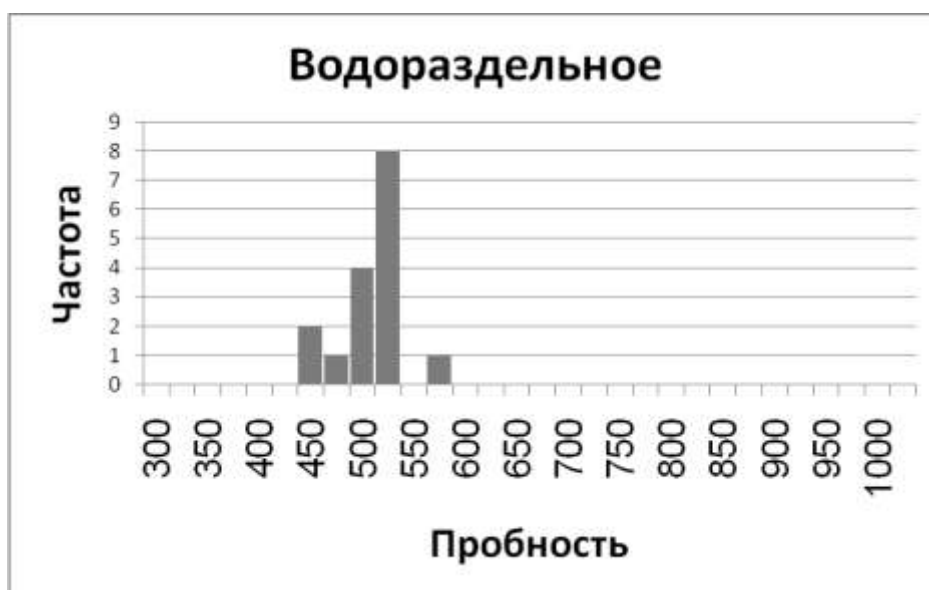


Рис. 3.19. Гистограмма распределения пробности самородного золота месторождения Водораздельное.

Самородное золото в рудах месторождения чаще всего ассоциирует с галенитом, кроме того, выделения золота развиваются по трещинам в пирите, в виде включений в пирротине (рис. 3.18, в, г), либо образуют мелкие прожилки, пластины, чешуи и пленки в кварце. Пробность золота варьирует от 418 до 602‰, максимум определений на гистограмме попадает в интервал – 500 – 550‰ (рис. 3.19).

Химический состав руд охарактеризован по выборке из 42 анализов кварц-сульфидных руд месторождения. В повышенных концентрациях в рудах содержатся Fe (до 32.5 мас.%), Pb (до 21.84 мас.%), Zn (до 17.35 мас.%), Cu (до 2.37 мас.%) (табл. 3.5). Содержания золота достигают 130 г/т, при среднем значении 21.4 г/т, серебра – до 356 г/т, при среднем значении 80.84 г/т. В единичных пробах повышены концентрации Вi. Следует отметить устойчиво повышенные концентрации Cr, в меньшей степени Ni и Co. В рудах отмечается прямая положительная корреляция содержаний Au с Fe_{общ.}, что говорит о золотоконцентрирующей роли сульфидов Fe (пирита) (рис. 3.20).

Запасы месторождения Водораздельное оцениваются как немного более 1 тонны золота (Ананин и др., 1973ф).

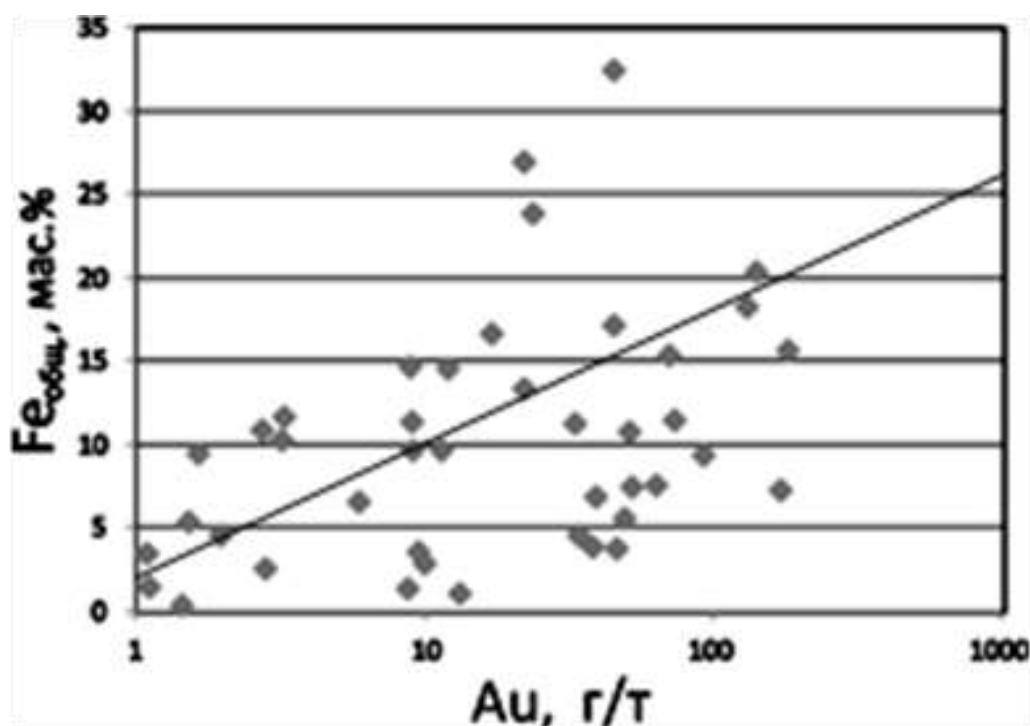


Рис. 3.20. Соотношения Fe-Au в рудах месторождения Водораздельное.

Таблица 3.5. Химический состав руд месторождения Водораздельное.

№ п/п	№ пр.	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	As	Bi	Mo	Au	Ag	Fe, %
1	BR23	26	22	29	33	7	180	33	29	16	2207	5644	17763	180	0	4	23.60	5.00	23.90
2	BR24	274	123	58	120	35	140	37	34	140	159	288	849	0	0	2	0.45	3.00	10.50
3	BR25	469	114	39	101	53	130	58	35	140	37	28	126	0	0	2	0.10	1.96	9.50
4	BR26	192	129	19	110	33	190	52	47	130	268	1314	2534	114	0	2	9.00	20.00	9.70
5	BR27	80	118	208	51	48	11	104	41	50	238	106936	21882	0	300	10	0.55	100.00	11.30
6	BR28	7	93	1	26	46	150	188	160	3	2044	118476	88000	108	1100	8	45.00	356.50	20.40
7	BR29	21	135	4	48	71	190	80	33	10	1285	183158	173553	0	2000	10	49.00	162.00	5.60
8	BR30	7	44	40	23	23	200	31	17	5	2869	57824	45101	55	0	7	73.00	124.00	11.50
9	BR31	83	63	38	32	19	190	50	29	29	932	41285	32728	0	0	3	52.00	107.50	7.50
10	BR32	10	24	61	25	14	62	131	83	0	3059	28458	58824	217	120	8	11.00	108.00	27.00
11	BR33	0	156	0	55	85	60	213	90	0	659	218440	111482	0	3300	11	130.00	264.20	18.30
12	BR34	0	5	75	13	3	130	6	6	12	17	146	9602	2	0	1	0.90	3.20	1.30
13	BR35	33	33	85	31	17	130	56	34	17	270	28298	116521	0	0	5	56.00	313.00	7.30
14	BR36	20	11	70	13	3	140	26	14	14	80	670	56405	0	0	2	7.50	12.50	2.60
15	BR37	12	24	67	24	14	140	52	25	5	495	28115	140671	2	2	7	13.00	80.00	6.90
16	BR38	7	76	50	27	42	260	34	24	0	711	113288	49484	0	300	7	2.00	220.00	7.60
17	BR39	0	3	57	4	1	170	10	4	5	13	116	7774	0	0	0	0.40	1.40	1.00
18	BR40	0	4	15	9	1	220	21	9	3	166	1761	26716	14	0	0	10.00	30.00	2.90
19	BR41	20	21	74	15	14	130	24	17	7	737	24845	26659	3	0	2	38.00	128.00	3.90
20	BR42	11	6	35	5	3	190	15	3	9	65	579	1326	12	0	0	3.70	10.50	1.10
21	BR43	18	18	21	14	6	330	20	17	19	3307	5420	9678	114	0	2	8.50	35.00	11.40
22	BR44	12	32	61	33	24	97	110	80	9	3675	37184	167043	44	200	8	70.00	108.00	15.40
23	BR45	0	14	41	19	7	210	94	9	15	4248	12424	73973	241	72	5	45.00	107.00	32.50
24	BR46	24	16	28	15	15	80	16	45	0	470	6319	138	22	0	3	6.30	21.60	3.60

Таблица 3.5, продолжение

№ п/п	№ пр.	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	As	Bi	Mo	Au	Ag	Fe, %
25	BR47	0	17	57	20	9	130	121	78	8	898	15461	101305	71	8	5	45.00	131.60	17.20
26	BR48	13	9	112	15	4	210	26	32	12	137	4564	27504	10	0	1	4.25	21.00	6.60
27	BR49	14	19	23	11	8	230	16	7	11	533	15010	11477	30	0	2	12.00	60.00	4.60
28	BR50	9	8	31	13	4	180	31	18	6	23690	5589	20621	81	0	1	22.00	100.00	13.40
29	BR51	25	53	32	28	23	145	49	41	14	7369	54066	61447	58	120	7	66.00	347.00	15.70
30	BR52	132	67	40	67	19	160	46	28	67	2174	4833	4711	130	0	3	7.90	38.60	14.70
31	BR53	0	20	56	16	12	205	45	33	4	238	24327	3042	95	0	2	5.40	42.60	16.70
32	BR54	6	5	131	11	1	140	13	40	3	179	897	13285	60	0	0	3.70	10.00	4.60
33	BR55	0	58	3	32	35	120	104	10	5	594	85024	144895	0	230	10	6.65	146.60	10.80
34	BR56	0	4	31	3	3	210	13	4	6	20	772	422	20	0	0	6.15	7.00	1.40
35	BR57	11	9	39	10	4	300	16	11	10	395	3609	3472	130	0	2	8.20	27.00	9.70
36	BR58	138	56	21	63	15	250	36	24	63	463	5247	12146	73	0	2	4.12	20.70	10.30
37	BR59	0	2	44	4	2	180	13	9	4	98	654	27850	0	0	1	2.50	6.30	2.10
38	BR60	0	4	42	7	6	210	13	3	8	24	223	165	0	0	0	0.67	3.30	1.30
39	BR61	26	22	76	20	11	130	31	17	10	863	19508	68806	0	0	3	46.00	102.50	3.80
40	BR62	0	3	68	7	2	215	5	2	5	34	304	255	5	0	0	1.00	2.80	0.90
41	BR63	15	4	111	6	5	160	5	1	6	2	43	82	2	0	0	2.00	0.62	0.60
42	BR64	0	5	77	6	3	130	13	3	7	20	1272	94	68	0	0	0.55	5.30	5.40

3.1.2. Ольгинская золоторудная зона

Ольгинская золоторудная зона протягивается в субширотном направлении вдоль северной оконечности Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Представляет собой серию рудопроявлений золота в горизонтах сплошной и вкрапленной сульфидной минерализации, приуроченных к толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород оспинской свиты – верхней пластины офиолитового комплекса. В результате метаморфизма первичные породы превращены в сланцы разного состава с прослоями амфиболитов, кремнистых пород, реже олистолитами карбонатов. В пределах зоны известно несколько рудопроявлений золота: Барун-Оспинское, Подкова, Вересень, Галенитовое, Брод и др., наиболее крупным из которых является проявление Ольгинское, подробно рассмотренное ниже. Здесь следует отметить, что подобные зоны сульфидной преимущественно пирротиновой минерализации достаточно широко распространены в юго-восточной части Восточного Саяна, практически на всем протяжении выходов пород офиолитовой ассоциации.

3.1.2.1. Рудопроявление Ольгинское

Рудопроявление расположено в верховьях р. Даялык (правый приток р. Урик), располагаясь по обоим бортам долины в междуречье самых верхних притоков. Оно приурочено к узкой полосе метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений оспинской свиты, протягивающейся на юго-восток от долины р. Амбарта-Гол (правый приток Урика) до верховьев р. Онот – Северной оконечности Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Таким образом, проявление занимает западный фланг Ольгинской золоторудной зоны. С севера и юга площадь рудопроявления ограничена массивами гранитоидов, отнесенных к сумсунурскому интрузивному комплексу и имеет ширину 1.1-1.2 км. Южный контакт площади тектонический, осложненный милонитизацией гранитоидов, северный – интрузивный, что говорит о более древнем возрасте сланцев, по сравнению с гранитоидами сумсунурского комплекса. Проявление представляет собой серию протяженных (до 3 км) зон сульфидизации мощностью от 1,5 до 15 м (рис.3.21).

Площадь Ольгинского рудопроявления сложена кварц-биотитовыми, кварц-амфибол-биотитовыми сланцами с гранатом (1–7 %), с переменным количеством углеродистого вещества (0.1–2.5 %) и пирротина (0.5–3.5 %), а также кремнистыми (кварцитовидными) и углеродисто-кремнистыми породами (лидитами), среди которых локализуются редкие субогласные малосульфидные кварцевые жилы.

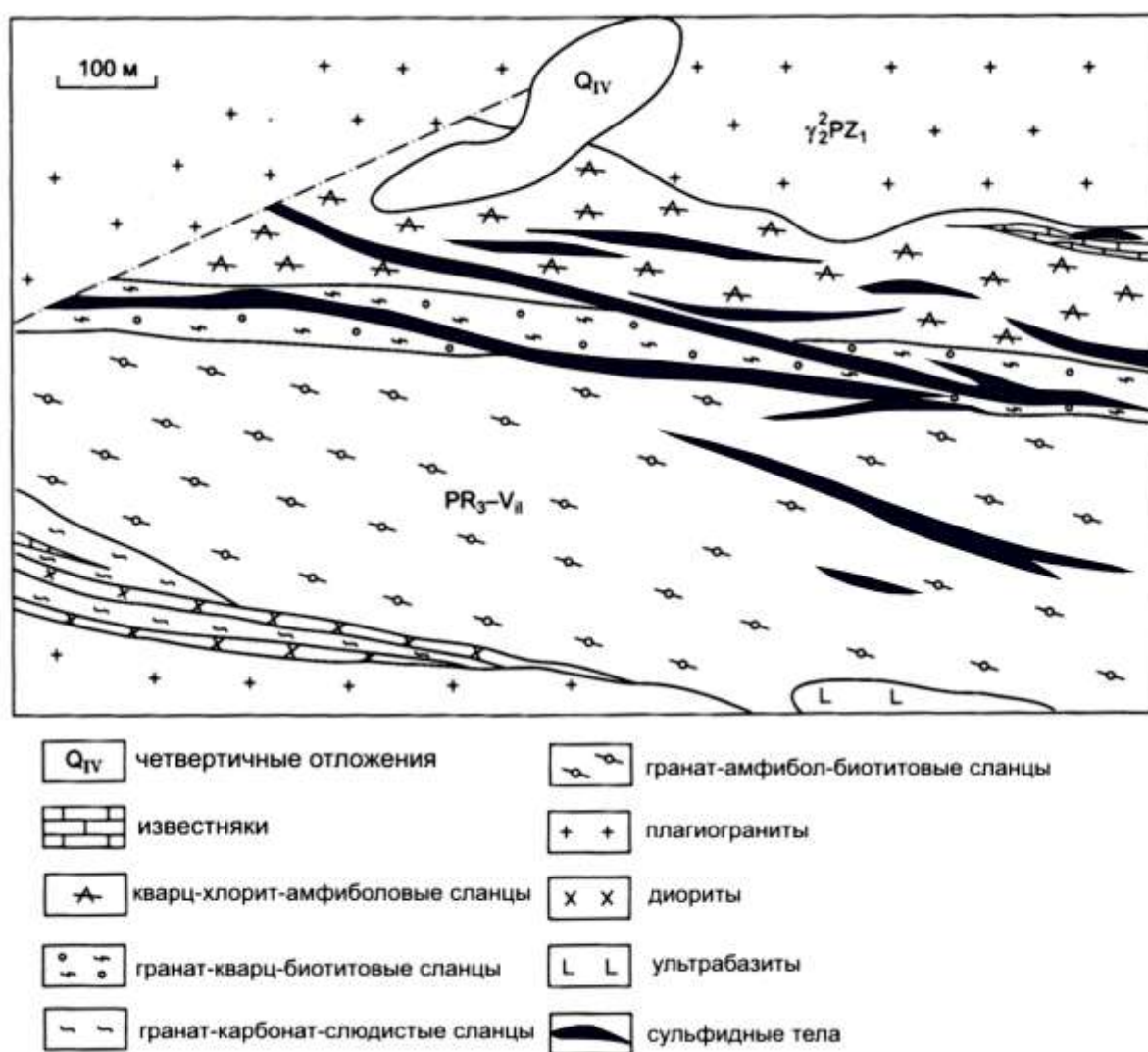


Рис. 3.21. Схема геологического строения Ольгинского рудопоявления (Миронов, Жмодик, 1999).

Отдельные тела (прослои) сложены амфиболовыми породами с вкрапленной пирротиновой минерализацией.

Зона развития сульфидных руд протягивается в субширотном направлении на расстояние около 4 км. Мощность зоны изменяется от 20 до 40 м. Западный фланг структуры срезан разрывным нарушением северо-восточного простирания, по которому граниты северного поля контактируют со сланцами. В восточном направлении зона перекрыта рыхлыми отложениями водораздела Даялык - Барун-Оспа. Восточный и центральный ее сегменты залегают в пачке карбонат-кварц-биотитовых сланцев, западный – в кварц-хлорит-амфиболовых сланцах. Таким образом, структура обнаруживает дискордантный характер, пересекая контакт двух отмеченных выше пачек под острым

углом. В разрезе сульфидные руды согласны со сланцеватостью и в центральной части залегают субвертикально или круто падают в юг-юго-западном направлении.

Висячем боку зоны сульфидизации развиты переслаивающиеся сланцы и амфиболиты, с прослоями кварцитов. Сланцы имеют темно-серый цвет, биотит-гранат-тремолит-кремнистый и тремолит-гранат-кремнистый составы. Содержание кварца в породах составляет примерно 60 об.%, он слагает сплошные полосы, линзы, неправильные ориентированные агрегаты тонких (0.01 – 0.2 мм) зерен – чистых, либо слабо пигментированных углистым веществом. Тремолит (от 8 до 20 об. %) образует совместно с биотитом (5 об.%) биминеральные линзочки и полосы, либо формирует полосы нематобластовой структуры с кварцем. Гранат (10 об.%) представлен порфиробластами диаметром 0.2 – 2 мм, часто со следами коррозии, катаклаза и деструкции в кварцевом и амфибол-биотитовом матриксе, который нередко облекает зерна, формируя микроочковую текстуру. Фиксируется и вторая генерация граната в виде мелких гранулированных зерен (0.01-0.05 мм), образующих цепочки и агрегатные скопления вокруг крупных резорбированных порфирокристаллов граната. Изредка более поздний гранат в виде цепочек зерен пересекает кварцевые агрегаты.

Амфиболиты имеют темно-зеленый цвет, плагиоклаз-биотит-роговообманковый состав и тонкополосчатую текстуру. Она обусловлена чередованием моно- и биминеральных амфиболовых и биотитовых прерывистых слойков. Роговая обманка (55-56 об.%) – слагает таблитчатые, призматические (0.01 – 0.2 мм) кристаллы, ориентированные удлинением по полосчатости. Биотит (25 об.%) имеет аналогичную ориентировку, за исключением относительно крупных порфиробластов (0.1 – 0.15 мм), которые расположены поперек сланцеватости и, как правило, замещаются хлоритом. Плагиоклаз (10 об.%) выполняет промежутки зерен роговой обманки в виде микролинз, ориентированных цепочек и представлен прозрачными таблитчато-призматическими, изометричными зернами (0.05-0.1 мм) с тонким двойникованием. Среди акцессорных минералов отмечены апатит, сфен, лейкоксен. Рудные минералы (сульфиды) (5-8 об.%) формируют цепочки, удлиненные агрегаты тонковкрапленной текстуры. Размеры изометричных, реже – призматических индивидов 0.01-0.05 мм. Большая часть агрегатов согласна полосчатости и приурочена к контактам плагиоклазовых и биотит-роговообманковых скоплений.

Висячий бок зоны сульфидизации сложен амфиболитами, состоящими из роговой обманки с примесью хлорита (3%) и биотита (1%). Плотные упакованные агрегаты тонко-мелкозернистой роговой обманки насыщены (11%) тонкой вкрапленностью (0,01-0,02 мм)

рудного минерала. Нередко он образует гнезда, вытянутые по сланцеватости. По данным минералогического анализа порода содержит пирротин (0,5%), лимонит (0,15%), знаки пирита, магнетита, ильменита, <0,1% апатита, редкие знаки галенита и арсенопирита. Сульфидная залежь, изученная в канаве, окислена с поверхности, но на незначительную глубину (доли см). В свежем сколе руда массивная или полосчатая, сложенная на 30-60% пирротином с редкими включениями халькопирита и единичными кристаллами арсенопирита и тонкими темно серыми существенно кварцевыми углеродистыми агрегатами с вкрапленностью рудных минералов. Участками отмечаются агрегаты с обломочным строением (рис. 3.22, А). Непосредственно западнее последних выходов колчеданных руд залегает кварцевая жила в биотит-амфиболовых сланцах. Ее мощность 0.5 м, падение северное (0°) под углом 45-50°. Полная протяженность неизвестна. Кварц прозрачный, желтоватый за счет проникновения гидроокислов железа в трещинки, крупнокристаллический. Для кварцевых жил характерно очень малое содержание сульфидных минералов, которыми насыщены вмещающие сланцы (рис. 3.22, Б). В кварце содержатся лишь единичные трещинные прожилки, изолированные вкрапленники и гнезда пирротина диаметром до 3-5 см, приуроченные преимущественно к призальбандовым частям.

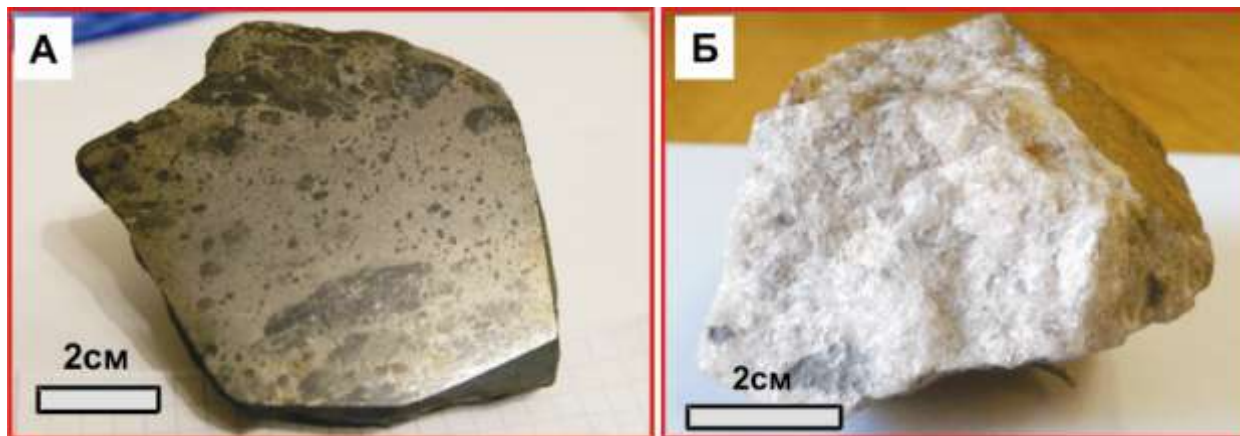


Рис. 3.22. Фотографии образцов: А – пирротиновая руда с обломочной структурой; Б – образец жильного кварца.

По данным минералогического анализа, сульфидные тела сложены пирротином (26.5 – 77.92 об.%) и углеродисто-силикатным агрегатом (4.77 – 73.2%). Прочие рудные минералы представлены пиритом (от редких знаков до 0.6%), арсенопиритом (от редких знаков до менее 0.1%), сфалеритом, галенитом (редкие знаки – знаки). Халькопирит зафиксирован в трех пробах в знаках и редких знаках. Лимонит и прочие гидроокислы железа развиты незначительно, их количество не превышает 0.5 об.%. Амфибол,

пироксены, хлорит, биотит и гранат составляют повсеместно незначительную примесь. В всячем боку тела в редких знаках отмечены марганцевый минерал, ильменит и апатит.

При микроскопическом изучении сульфидных руд установлено, что они представляют собой насыщенные сульфидами, углеродисто-биотит-гранат-кремнистые сланцы с примесью тремолита, хлорита, эпидота, мусковита и присутствием в небольших количествах таких минералов как диопсид, плагиоклазы, К-На полевые шпаты, хлорит, эпидот (рис. 3.23). Отмечается также эпидот, содержащий повышенные концентрации РЗЭ. Из аксессуарных минералов присутствуют монацит, апатит, рутил, титанит, циркон. Количественные отношения главных минералов варьируют.

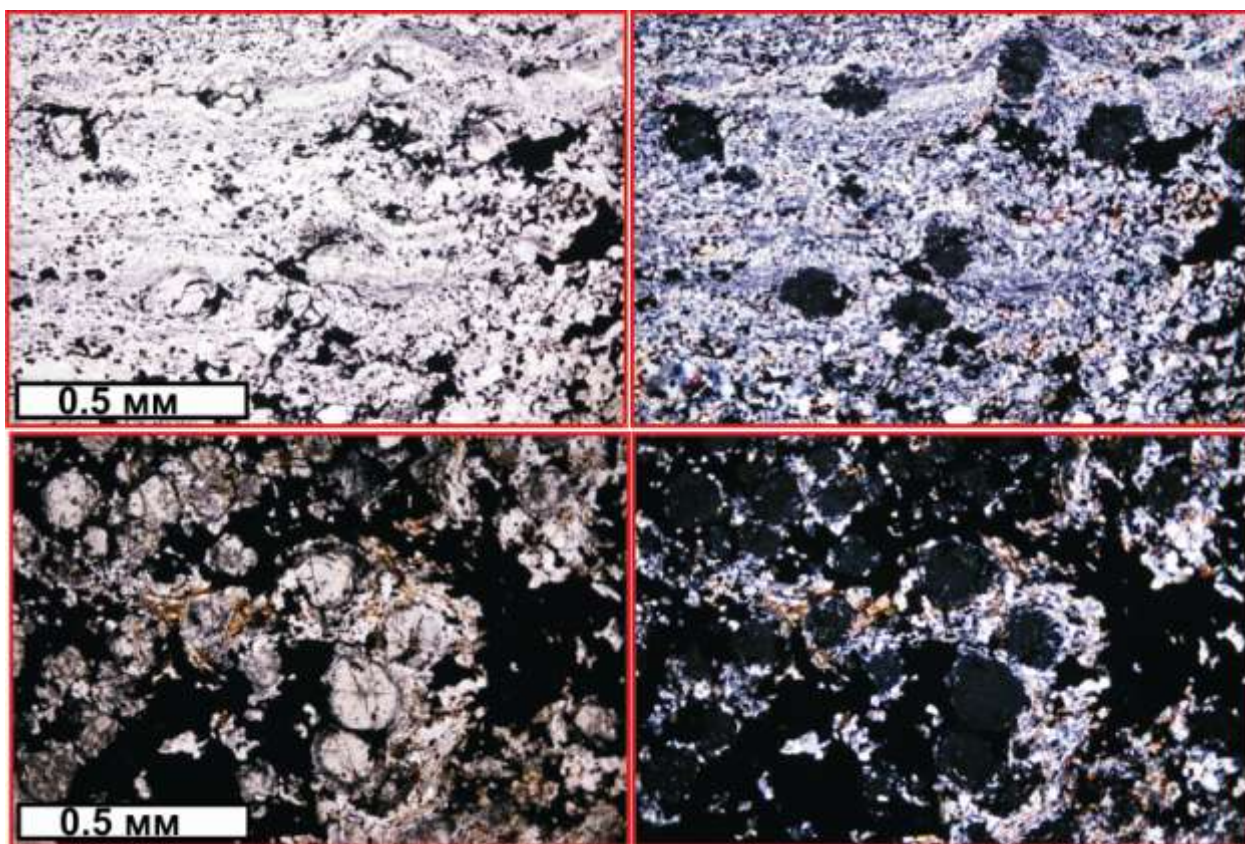


Рис. 3.23. Фотографии шлифов сульфидизированных сланцев. Слева в одном николе, справа – с анализатором.

Гранат по составу соответствует марганцевой разновидности – спессартину с составом $(\text{Mn}_{2.482}\text{Ca}_{0.248}\text{Mg}_{0.196}\text{Fe}_{0.163})_{3.089}\text{Al}_{1.911}(\text{Al}_{0.043}\text{Si}_{2.957})_3\text{O}_{12}$.

Особенностью изученных минералов является постоянно присутствующая примесь Mn в диопсиде, биотите, тремолите, мусковите, хлорите:

Диопсид – $\text{Ca}_{0.955}(\text{Mg}_{0.873}\text{Mn}_{0.072}\text{Fe}^{2+}_{0.073}\text{Fe}^{3+}_{0.013})_{1.031}(\text{Al}_{0.027}\text{Si}_{1.973})_2\text{O}_6$

Тремолит

$(\text{Ca}_{1.801}\text{Mn}_{0.093})_{1.894}(\text{Mg}_{4.205}\text{Fe}^{2+}_{0.212}\text{Fe}^{3+}_{0.38}\text{Mn}_{0.19}\text{Al}_{0.0012})_{1.031}(\text{Fe}^{3+}_{0.045}\text{Al}_{0.251}\text{Si}_{7.704})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Биотит – $\text{K}_{0.61}(\text{Mg}_{2.136}\text{Fe}_{0.929}\text{Mn}_{0.104}\text{Ti}_{0.081})_{3.25}(\text{Al}_{1.297}\text{Si}_{2.709})_{4.006}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Мусковит – $K_{1.047}(Al_{1.868}Fe_{0.092}Mn_{0.019})_{1.979}(Al_{10.88}Si_{3.12})_4O_{10}(OH)_2$
 Хлорит (шамозит) – $(Fe_{2.239}Mg_{1.43}Mn_{0.248}Ca_{0.172}Al_{1.597})(Al_{0.976}Si_{3.024})_4O_{10}(OH)_8$.

Сульфидные руды характеризуются наличием реликтов обломочных текстур, хотя в большинстве случаев имеют вкрапленные, массивные и флюидальные полосчатые. Из рудных минералов преобладает пирротин, слагающий аллотриоморфнозернистые агрегаты неправильной формы, часто полосовидные, ориентированные в одном направлении, или флюидальные (рис. 3.24). По структуре это типичный моноклинный пирротин с наиболее характерными рефlekсами $d=2.069$ и 2.649 .



Рис. 3.24. Флюидальная текстура сульфидной руды.

В агрегате пирротина присутствуют близкие по морфологии редкие выделения сфалерита и халькопирита неправильной вытянутой формы. Кроме сфалерита и халькопирита, в пирротиновом агрегате выделяются редкие гипидиоморфные метакристаллы пирита и арсенопирита, размером до 4-5 мм (рис. 3.25). В рудах также диагностированы единичные зерна уранинита и алтаита.

Пирротин характеризуется недосыщенностью серой, средняя кристаллохимическая формула минерала рассчитывается на состав $Fe_{7.19}S_{7.77}$. Арсенопирит содержит примеси Ni (до 0.63 мас.%) и Co (до 2.67 мас.%). Отношение S/As в арсенопирите составляет 1.12 – 1.21. Сфалерит – высокожелезистый, содержание Fe достигает 9.8 мас.%.

В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe (до 41.65 мас.% $FeO_{общ.}$), SiO_2 (33.0 – 55.6 мас.%) и S (10.49 – 17.8 мас.%). Характерно повышенное содержание MnO (0.44 – 2.63 мас.%) (табл. 3.6).

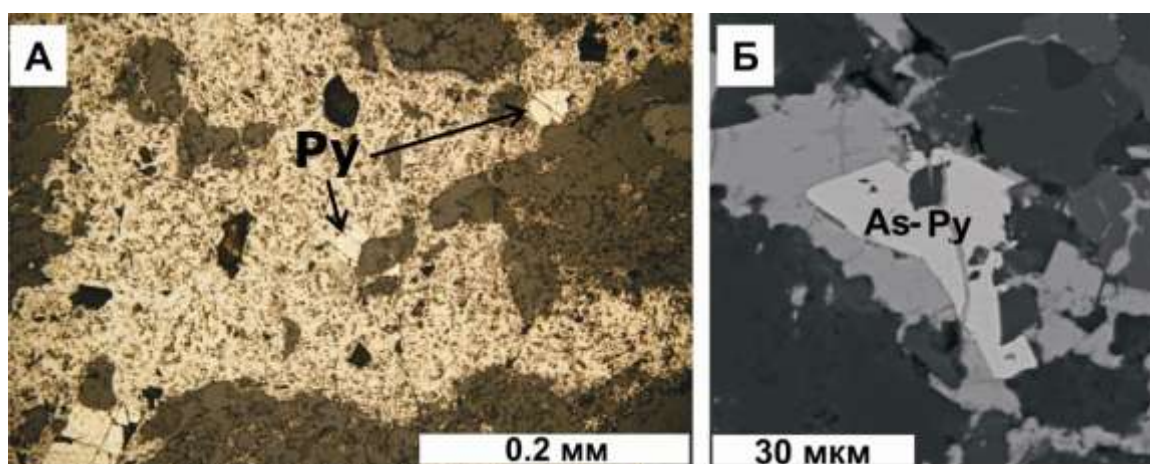


Рис. 3.25. Метакристаллы пирита (А) и арсенопирита (Б) в агрегате пирротина.

В единичных пробах появляется TiO_2 (до 2.03 мас.%). Содержания таких элементов как CaO , MgO , Al_2O_3 варьируют в пределах первых мас.%. В породах также относительно повышены концентрации P_2O_5 (0.35 – 0.56 мас.%).

По содержаниям элементов-примесей сульфидизированные сланцы характеризуются умеренно повышенными содержаниями таких элементов как Cu , Zn , Ni , V , Cr , на уровне первых сотен г/т, что сопоставимо с содержаниями этих элементов в основных магматических породах. Такое распределение позволяет считать, что первичным субстратом являлись вулканогенно-осадочные породы – производные базальтоидов, обогащенные сульфидами Fe и минералами Mn . По сравнению с вмещающими сланцами в сульфидных рудах повышено количество углеродистого вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$ от 2.6 до 7.9 %), Cu (до 788 г/т), Zn (до 674 г/т). В рудах также присутствуют Pb и As , содержания которых во вмещающих сланцах – ниже предела обнаружения. Характерно также некоторое увеличение концентраций Ba в рудах (до 666 г/т).

Общий тренд распределения элементов-примесей на спайдер-диаграмме близок к геохимическому составу базальтов океанических островов (OIB), однако осложнен некоторыми аномалиями. Так, на диаграмме отмечаются минимумы по Nb , Sr , Zr , максимумы по Pb , U , Ni (рис. 3.26, а). Такие аномалии характерны для надсубдукционных базальтов задуговых бассейнов (Metcalf, Shervais, 2008). Характерен большой разброс содержаний крупноионных литофильных элементов, обусловленный, по-видимому, метаморфическими преобразованиями пород. РЗЭ показывают дифференцированный спектр, с обогащением легкими РЗЭ и слабо контрастной отрицательной Eu аномалией (рис. 3.262, б). Распределение легких РЗЭ соответствует OIB, но отмечается увеличение уровня концентраций тяжелых РЗЭ по сравнению с графиками OIB. Такое распределение

можно связать с метаморфизмом, приведшим к разложению первичных полевых шпатов (плагиоклаза) и появлению граната, накапливающего преимущественно тяжелые РЗЭ. Минералы-концентраторы легких РЗЭ – монацит и эпидот.

Надсубдукционную природу первичных эффузивов показывает и классификационная диаграмма Th/Yb-Nb/Yb (рис. 3.27), поскольку указанные химические элементы инертны при вторичных преобразованиях. Положение фигуративных точек составов сульфидизированных сланцев на этой диаграмме, соответствует составам базальтов задуговых зон спрединга.

В связи с крайне неравномерным распределением золота в сульфидных рудах, аналитические исследования пробирным методом проводились с использованием нескольких навесок по 50 г каждая, на основе анализа которых были вычислены средние содержания золота. Анализы проводились по крупнообъемным (25 – 30 кг) бороздовым пробам. При анализе малых штучных проб химико-спектральным методом, где анализируемая навеска составляла 10 г, концентраций золота выше 0.06 г/т не установлено. Следовательно, примененная методика позволила оценить истинные средние содержания золота в рудах и позволила достоверно доказать золотиносность колчеданных пирротиновых руд. Содержания золота в сульфидных рудах, определенные по результатам пробирного анализа указанным выше методом, варьируют в пределах 0.1 – 4.4 г/т при среднем значении 1.48 г/т; в кварцевой жиле – составляют 1.25 г/т (табл. 3.7). Весьма характерно, что золото обнаруживается и во вмещающей толще, сложенной биотитовыми сланцами с прослоями существенно амфиболовых пород вблизи пирротинового тела. Содержания золота здесь колеблются от 0.01 до 4.0 г/т.

Таблица 3.6. Химический состав пород и руд проявления Ольгинское.

№ пробы	d-10	d-14	d-18	d-18b	d-19	d-6	d-96	s-18
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55.60	36.30	33.00	33.10	34.20	40.60	36.70	41.30
TO ₂	0.29	0.13	2.03	0.17	0.22	0.18	0.20	0.14
Al ₂ O ₃	5.60	2.90	11.80	3.10	4.10	3.80	3.20	3.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	19.13	36.13	28.73	41.65	40.70	37.06	38.88	33.11
MnO	1.56	0.85	0.44	0.89	2.63	2.26	0.95	0.99
MgO	1.86	4.65	5.01	2.95	2.34	2.61	2.97	5.03
CaO	2.55	5.39	5.09	5.28	2.22	2.82	5.03	6.56
Na ₂ O	0.28	0.51	0.49	0.48	0.23	0.22	0.41	0.57
K ₂ O	0.76	0.08	3.77	0.87	1.02	0.07	1.01	0.09
P ₂ O ₅	0.56	0.37	0.35	0.38	0.41	0.44	0.38	0.38
ппп	11.18	12.28	9.26	11.26	11.46	9.68	10.06	8.68
Сумма	99.37	99.57	99.97	100.13	99.53	99.74	99.79	99.85
S	10.49	14.94	12.17	17.80	16.66	15.39	15.81	13.16
Ba	267.0	15.0	666.0	185.0	184.0	24.0	195.0	21.0
Rb	25.0	3.2	165.0	22.0	29.0	6.2	27.0	5.2
Sr	118.0	95.0	243.0	144.0	69.0	68.0	157.0	112.0
Ga	8.1	6.1	20.2	8.0	7.2	4.6	6.8	4.6
Nb	5.8	2.7	46.0	3.4	5.8	5.0	1.8	2.3
Hf	4.9	11.7	8.6		8.7	4.6	5.9	5.8
Zr	68.0	61.0	141.0	55.0	70.0	55.0	58.0	54.0
Y	55.9	62.4	62.5	44.4	65.2	69.6	49.0	60.3
Th	8.7	2.3	2.9	4.5	2.9	5.7	1.5	6.4
U		4.9		4.2	2.4	4.0	4.4	4.1
Cr	205.0	80.0	290.0	126.0	173.0	300.0	126.0	112.0
Ni	215.0	240.0	232.0	384.0	313.0	330.0	252.0	256.0
Co	45.0	54.0		94.0	77.0	89.0	58.0	65.0
Sc	6.4	6.0	32.0	7.0	4.0	3.1	1.7	9.0
V	275.0	115.0	287.0	140.0	190.0	210.0	152.0	131.0
Cu	650.0	460.0	580.0	390.0	570.0	660.0	910.0	540.0
Pb	37.4	11.6	22.6	47.4	15.5	35.8	63.0	9.7
Zn	325.0	190.0	674.0	199.0	112.0	239.0	493.0	203.0
Mo	10.0	10.0	2.3	7.9	9.0		7.0	9.4
Ag		2.5	3.5	4.0	3.0	12.0	4.0	
As	2.4	6.0	1.6	33.0	5.0		6.3	5.1
Se	8.6	10.0	6.2	9.0	10.1		7.2	8.1
La	34.50	39.10	39.00	41.20	43.00	46.40	-	37.90
Ce	58.20	61.70	70.00	78.50	78.50	76.50	-	69.20
Pr	8.45	8.50	8.50	9.21	9.60	8.51	-	9.80
Nd	33.40	35.30	40.20	38.70	45.00	39.40	-	38.10
Sm	8.46	8.47	10.50	9.61	10.90	10.10	-	9.75
Eu	1.49	2.12	2.27	2.53	2.49	2.31	-	2.33

Gd	8.32	8.88	10.50	8.56	10.60	10.50	-	9.66
Tb	1.42	1.35	1.54	1.28	1.56	1.72	-	1.61
Dy	8.27	9.38	9.54	7.27	9.66	10.90	-	9.34
Ho	1.97	2.23	2.22	1.61	2.32	2.47	-	2.21
Er	5.50	6.40	6.33	4.67	6.50	7.25	-	6.37
Tm	0.86	0.94	0.89	0.66	0.99	1.03	-	0.94
Yb	5.35	5.36	5.23	3.91	5.61	5.96	-	5.15
Lu	0.84	0.85	0.84	0.64	0.89	0.94	-	0.83

Примечания: 1 – 11 – сульфидные руды (сульфидизированные углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы); 12 –гранат-тремолит(актинолит)-кремнистый сланец; 13 – серицит-альбит-актинолитовый сланец; 14 –тремолитит с мелкими линзами хризотила; 15 – хлорит-гранат-биотит-кремнистый сланец. Петрогенные окислы и S – мас.%, остальные – г/т; прочерк – элемент не определялся, пустая графа – ниже предела обнаружения.

Таблица 3.6, продолжение

№ пробы	d-10b	d-5	d-7	d-2	d-3	d-4	d-4b
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	54.30	52.30	44.40	64.60	44.70	45.50	76.70
TiO ₂	0.22	0.17	0.19	0.26	3.00	2.09	0.34
Al ₂ O ₃	4.60	3.60	4.10	4.40	14.60	9.30	6.10
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	6.14	2.19	3.41	1.85
FeO	24.71	28.15	34.79	7.38	11.27	9.39	6.70
MnO	1.16	1.38	2.29	5.06	0.29	0.29	0.35
MgO	2.51	2.37	2.14	4.82	7.04	14.90	1.94
CaO	3.03	1.74	2.25	4.12	11.92	11.60	1.51
Na ₂ O	0.27	0.26	0.18	0.08	0.78	0.77	0.87
K ₂ O	0.61	0.39	0.29	0.01	0.14	0.14	0.35
P ₂ O ₅	0.55	0.44	0.39	0.14	0.36	0.28	0.85
ппп	7.18	8.38	8.14	3.14	2.73	2.46	2.04
Сумма	99.14	99.18	99.16	100.15	99.02	100.13	99.60
S	10.99	11.65	14.36	0.23	0.32	0.44	0.23
Ba	158.0	192.0	133.0	23.0	151.0	15.0	120.0
Rb	22.0	17.0	12.0	2.3	6.4	3.4	9.0
Sr	125.0	52.0	65.0	18.0	362.0	182.0	174.0
Ga	9.7	6.0	5.6	6.6	19.1	14.0	10.0
Nb	4.0	3.6	3.2	3.4	64.0	36.0	6.3
Hf	10.0	7.4	9.3	5.2	10.0	4.0	6.8
Zr	51.0	53.0	45.0	69.0	222.0	128.0	66.0
Y	35.0	70.0	47.0	92.2	30.0	20.1	40.0
Th	4.5		5.3		9.5	5.2	7.8
U	3.0	3.1					3.0
Cr	167.0	438.0	142.0	180.0	105.0	1103.0	239.0
Ni	210.0	240.0	303.0	11.0	102.0	361.0	33.0
Co	50.0	39.0	46.0	5.0	57.0	61.0	8.0
Sc	4.5	4.6	7.0	7.6	18.3	28.4	8.4
V	165.0	265.0	185.0	212.0	285.0	210.0	100.0
Cu	890.0	700.0	430.0	94.0	40.0	40.0	540.0
Pb	35.7	16.4	31.9		6.4		42.2
Zn	328.0	224.0	95.0	101.0	117.0	90.0	149.0
Mo	11.0	5.8	13.0	4.8		1.7	
Ag	3.2	3.0	9.9				
As		1.3		2.3	3.0	3.3	
Se	4.2	10.0		3.3		2.1	
La	-	-	-	4.90	44.20	26.60	-
Ce	-	-	-	8.79	89.20	56.00	-
Pr	-	-	-		9.21	5.90	-
Nd	-	-	-	6.40	37.40	24.10	-
Sm	-	-	-	2.24	8.82	6.22	-
Eu	-	-	-	1.29	2.54	1.86	-

Gd	-	-	-	7.65	7.02	4.98	-
Tb	-	-	-	1.60	1.00		-
Dy	-	-	-	11.70	5.35	3.72	-
Ho	-	-	-	2.94	0.98	0.63	-
Er	-	-	-	9.57	2.63	1.66	-
Tm	-	-	-	1.34	0.35		-
Yb	-	-	-	8.26	2.03	1.35	-
Lu	-	-	-	1.26	0.33	0.23	-

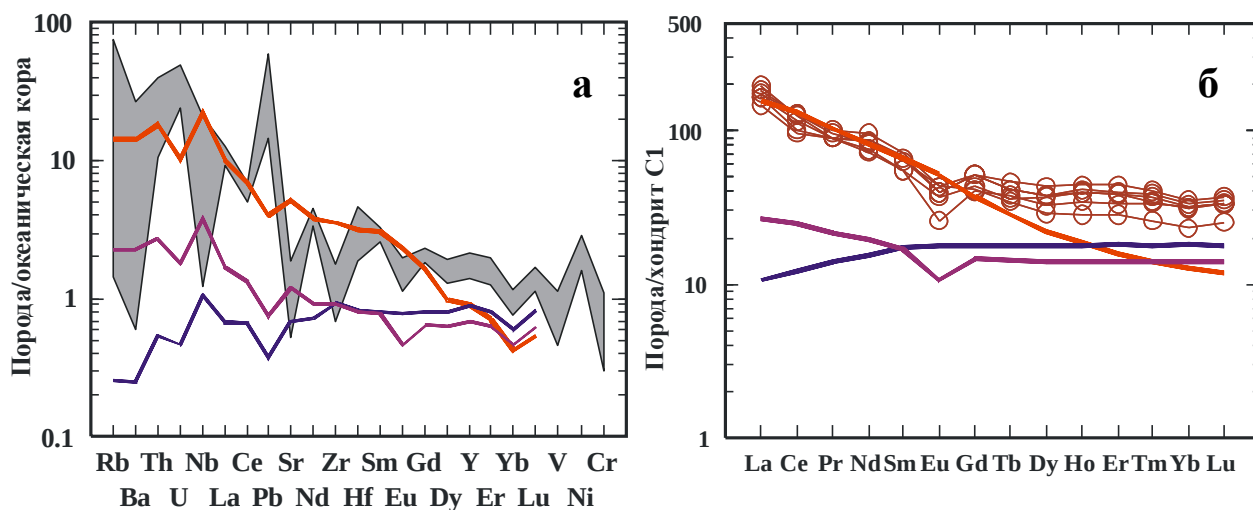


Рис. 3.26. Распределение элементов-примесей (а) и РЗЭ (б) в сульфидизированных сланцах. Линии – графики составов базальтов N-MORB (синяя), E-MORB (лиловая), OIB (красная).

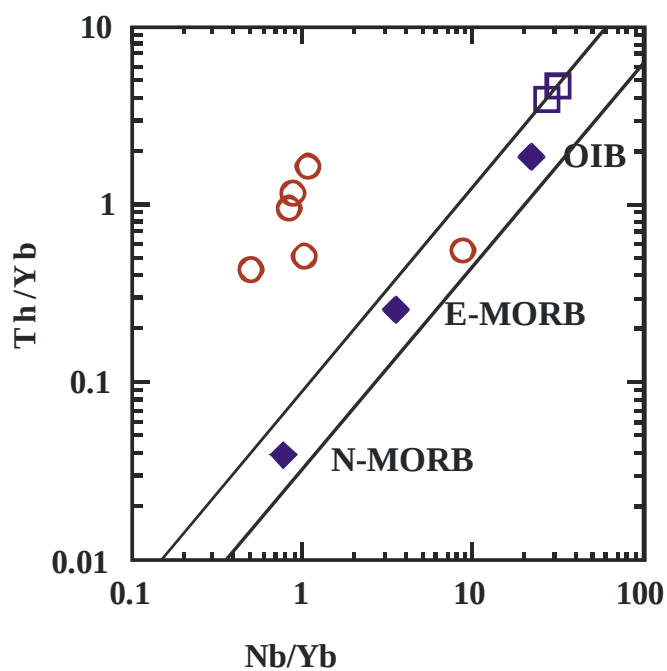


Рис. 3.27. Диаграмма Th/Yb-Nb/Yb с точками составов сульфидизированных сланцев (○) и вмещающих метаэффузивов (□).

Таблица 3.7. Результаты пробирного и химико-спектрального анализов руд проявления Ольгинское.

№ п/п	Номер пробы	Кол-во навесок по 50 г	Расчетное содержание Au, г/т	Мощность интервала, м	Содержание Au по хим.-спектр. анализу, г/т	Описание пробы
1	Д-1-96	4	0.35	1.3		Бiotит-гранат-амфибол-кварцевые сланцы
2	Д-2-96	4	0	1.0	0.04	Амфибол-гранатовый сланец
3	Д-3-96	4	0.2	1.0	0.01	Плагноклаз-биотит-амфиболовые сланцы с пирротинном
4	Д-4-96	12	0.67	1.0	0.0025	Амфиболовый сланец с пирротинном
5	Д-5-96	12	2.0	1.5	0.015	Пирротинная руда с прослоями углеродисто-кварцевого материала
6	Д-6-96	12	1.13	1.0	0.004	Кварц-пирротинные руды с халькопиритом (30-45%)
7	Д-7-96	12	2.11	1.0	0.015	Углеродистые пирротинные руды (40-60%) с халькопиритом (1-2%) и арсенопиритом
8	Д-8-96	6	0.2	1.0		Пирротинные руды (40-60%) с редким халькопиритом и прослоями углеродисто-кварцевого материала
9	Д-9-96	4	1.0	1.0		Пирротинные руды (40-60%) с редким халькопиритом
10	Д-10-96	4	0.45	1.0	0.03	- « -
11	Д-16-96	10	1.25	0.5	0.0045	Кварц с гнездами (3-5 см), прожилками и включениями пирротина
12	Д-18-96	12	2.15	0.2	0.06	Тонкозернистые пирит-пирротинные руды с редкими кристаллами арсенопирита
13	Д-19-96	12	0.1	0.2	0.012	- « -
14	С-26-96	4	4.4			Субмикрoкристаллическая пирротинная руда с полосами среднезернистого пирротина
Среднее содержание золота в сульфидных рудах						1.47 г/т

Самородное золото выделено из протолочек сульфидных руд. Характерны зерна в виде кристаллов (идиоморфный тип) и комковато-пластинчатые формы (неправильный морфологический тип по Н. В. Петровской, 1973). Идиоморфный тип – это кристаллы в виде октаэдров, кубооктаэдров, ромбических додекаэдров, кубиков. Кристаллы золота (0.035x0.25; 0.15x0.15; 0.5x0.5 мм) имеют оплавленные концевые грани (углы). Часто наблюдается одна развитая грань кристалла, переходящая в комковатый агрегат. Комковато-пластинчатые зерна среди выделенных зерен – более крупные по размерам (0.25 x 0.5; 0.25 x 1.5 мм), часто имеют вдавленные поверхности. Цвет золотисто-желтый, характерны тонкие пленки гидроокислов железа. Пробность подавляющего большинства золотинок высокая, в пределах 884 – 992‰ (рис. 3.24, табл. 3.8). В то же время отмечаются единичные зерна, имеющие низкую пробность, изменяющуюся от самородного серебра (10‰ золота), через кюстелит (248-356‰), электрум (500‰) до низко-среднепробного золота (702‰). Иногда в самородном золоте отмечаются примеси Cu, в пределах первых десятых долей процента, в единичных случаях присутствует медистое золото, где содержания Cu достигают 4.87 – 9.43 мас. %.

Возраст сульфидного оруденения оценивается как неопротерозойский по аналогии с возрастом офиолитов, в состав которых входит вмещающая оспинская свита. Однако метаморфизм сульфидных руд происходил позднее и связан, по-видимому, с процессом обдукции офиолитов. Проведенное Rb-Sr датирование аналогичных сульфидизированных черных сланцев в рудном поле Зун-Холбинского месторождения показало значение **709** млн. лет, принятое как вероятный возраст метаморфизма (Посохов и др., 1994).

Прогнозные ресурсы рудопроявления Ольгинское, по категориям P1+P2 оцениваются более чем в 14 тонн золота (Осокин и др., 2004ф).

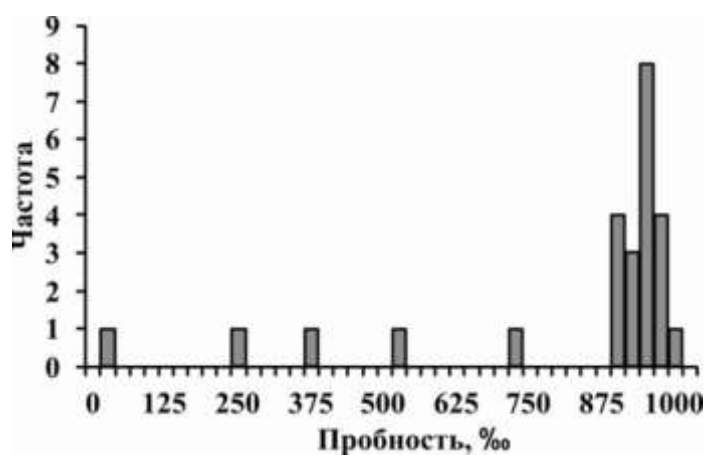


Рис. 3.24. Гистограмма распределения пробности самородного золота в рудах проявления Ольгинское.

Таблица 3.8. Состав золота, выделенного из пирротиновых руд.

№ пр.	Cu	Ag	Au	Сумма
Д-8	4.87	3.41	91.41	99.70
	9.43	0.51	89.55	99.50
Д-10а	0.16	5.71	94.35	100.21
	0.11	5.57	94.14	99.82
	0.15	5.68	92.79	98.62
Д-3	–	3.18	96.76	99.94
Д-4	–	5.04	91.93	96.97
	–	6.75	93.28	100.03
	–	–	99.16	99.16
	–	3.08	94.90	97.98
	–	5.04	94.27	99.31
Д-5	–	6.96	92.06	99.02
	–	9.62	91.05	100.68
	–	5.79	93.33	99.12
Д-8	–	11.64	88.49	100.13
	–	10.98	89.11	100.09
	–	4.87	94.75	99.62

Примечание. Анализ выполнен на МАР-3, аналитик – С. В. Канакин (ГИН СО РАН).

3.1.3. Оспинский золоторудный узел

Оспинский рудный узел в пространственном отношении включает Оспинско-Китойский ультрабазитовый массив и его ближайшее обрамление. Объекты рудного узла рассмотрены на примере двух самых крупных месторождений – Зун-Оспинского и Таинского. Кроме двух месторождений известно также большое количество мелких рудопроявлений, локализованных в приконтактовой части ультрабазитового массива.

3.1.3.1. Зун-Оспинское месторождение

Зун-Оспинское месторождение расположено в приконтактовой части гранитоидного массива сумсунурского комплекса, вблизи западной оконечности Оспинско-Китойского ультрабазитового массива, среди покровно-меланжевых образований, в которые вовлечены отложения ильчирской толщи, оспинской свиты, базит-ультрабазиты

офиолитового комплекса и гранитоиды (рис. 3.25). Центральная часть месторождения перекрыта покровом неогеновых оливиновых базальтов.

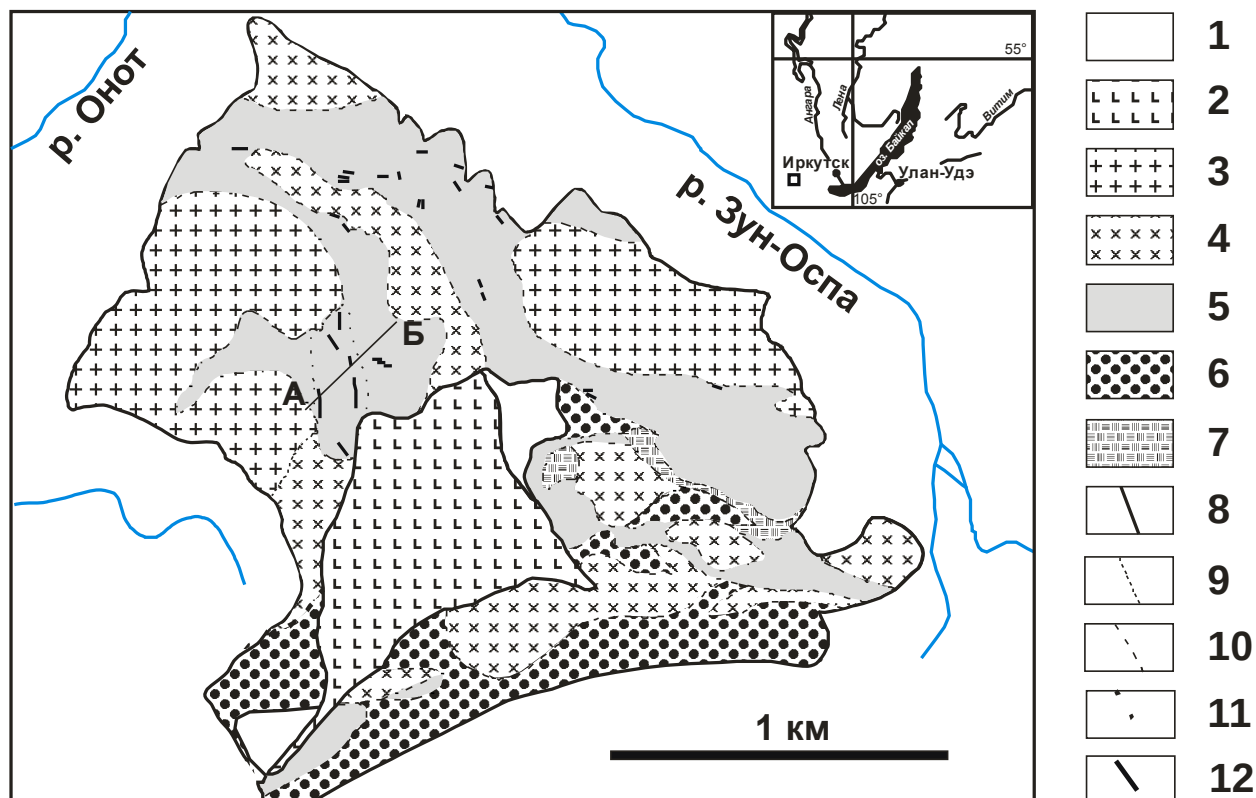


Рис. 3.25. Схема геологического строения центральной части Зун-Оспинского золоторудного месторождения (составлена по материалам Ю. И. Куликова).

1 – современные отложения нерасчлененные; 2 – неогеновые базальты; 3 – плагиограниты, гранодиориты; 4 – диориты, габбродиориты; 5 – тектониты зон меланжа нерасчлененные; 6 – серпентинитовый меланж (подошва офиолитового покрова); 7 – тальк-карбонатные породы; 8 – границы между разновозрастными образованиями; 9 – границы фациальных переходов; 10 – границы тектонических зон; 11 – контуры рудной зоны №1; 12 – жилы кварцевого и кварц-сульфидного состава (вне масштаба).

Как уже было сказано в главе 2, различия между оспинской свитой и ильчирской толщей не всегда проявлены. Не является исключением и район Зун-Оспинского месторождения. Ильчирская толща в пределах месторождения сложена преимущественно черными углеродисто-слюдисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-карбонатными, углеродисто-карбонатно-кремнистыми, кварц-амфибол-слюдистыми с отдельными прослоями углеродистых известняков, мергелей, серо-зеленых метаэффузивов и кварцсодержащих мелкозернистых песчаников. Оспинская свита представляет собой терригенно-вулканогенный компонент офиолитовой ассоциации. В состав свиты входят метагаббро, metabазиты и тефроида, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; верхнюю толщу составляют известняково-

черносланцевые отложения с горизонтами основных вулканитов и олигомиктовых песчаников (Куликов и др., 1999ф). Таким образом, в состав ильчирской толщи включены преимущественно сланцы, тогда как к оспинской свите отнесены метаэффузивы. Не исключено, что в данном случае мы имеем дело с единой толщей, представляющей собой верхнюю, вулканогенно-осадочную, часть офиолитового комплекса.

Ультрабазиты на площади месторождения изменены до серпентинитов, лиственитов и тальк-карбонатных пород, первичные породы отсутствуют. Серпентиниты входят в состав Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова), который ограничивает с юго-востока рудное поле месторождения, тогда как в зонах тектонитов ультрабазиты превращены в листвениты, слагающие будины, и тальк-карбонатные породы, образующие матрикс меланжа. Основные породы изменены вторичными и метаморфическими процессами и превращены в пропилиты и милониты кварц-серицит-эпидот-хлоритового состава, хлоритолиты. Неизмененные разности базитов практически не отмечаются.

Гранитоиды отнесены к сумсунурскому комплексу с возрастом 790 млн. лет и являются типичными представителями ТТГ-серии (Кузьмичев, 2004). Наиболее распространены зеленовато-светло-серые среднезернистые плагиограниты (тоналиты), с частично серицитизированным плагиоклазом. В зоне меланжа в породах появляются направленные текстуры, и увеличивается количество серицита, вплоть до формирования ориентированных хлорит-серицитовых милонитов с многочисленными порфирокластами кварца (рис. 3.26). Кроме гранитов, на площади месторождения присутствуют диориты и габбро-диориты первой фазы сумсунурского комплекса, также подверженные интенсивным вторичным изменениям – пропилитизации.

Основу структурно-геологического положения месторождения составляет массив гранитоидов, расколотый на блоки, ограниченные зонами меланжа, имеющими преимущественно северо-западное простирание (см. рис. 3.25). Центральный блок представляет интрузивный купол, в котором присутствуют апикальная и глубинная фации гранитоидов. Рудные тела контролируются зонами тектонического меланжа, к которым приурочены субсогласные кварцевые жилы и с оторочками окварцевания и сульфидизации (рис. 3.27, 3.28). Видимая мощность тектонических зон колеблется от 200 до 600 метров. Непосредственно рудные зоны представлены кварцевыми жилами с оторочками окварцевания и линзовидными будинообразными телами кварц-сульфидного состава, где содержания кварца и сульфидов варьируют от массивных сульфидных руд, до кварц-сульфидных агрегатов с равными количествами кварца и рудных минералов.

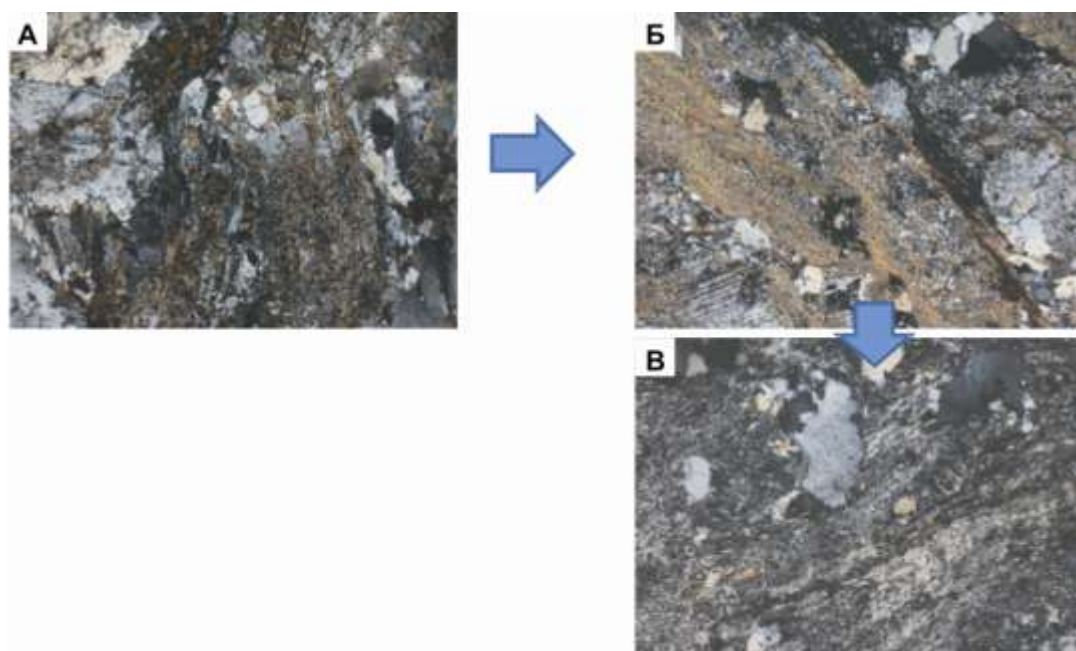


Рис. 3.26. Стадии преобразования гранита в тектонических зонах: А – слабо измененный плагиогранит; Б – измененный серицитизированный (катаклазированный) гранит; В – серицитовый милонит с порфирокластами кварца.

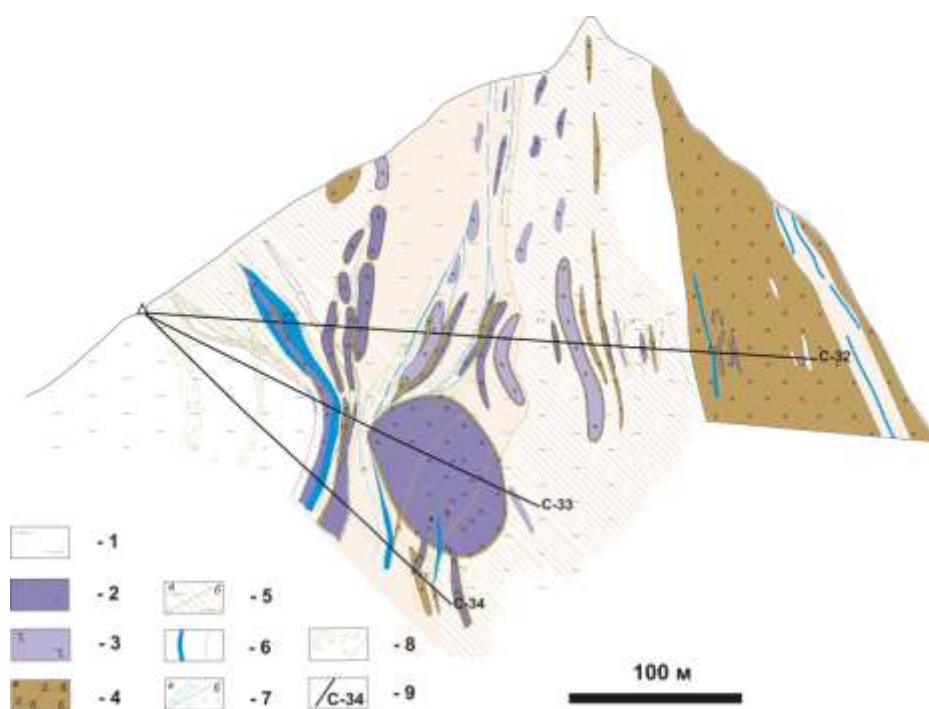


Рис. 3.27. Геологический разрез центральной части Зун-Оспинского месторождения по линии А-Б. 1 – измененные катаклазированные гранитоиды; 2 – листовиты кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые; 3 – тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы, талькиты; 4 – тектониты пропилитоподобные: кварц-карбонат-хлоритовые (а), кварц-карбонат-биотитовые (б); 5 – тектониты березитоподобные: а – карбонат-серицит-хлорит-кварцевые, б – хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые; 6 – кварцевые жилы и прожилки; 7 – окварцевание: а – прожилковое, б – линзовидно-гнездовое; 8 – зоны дробления, брекчирования, тектонические швы с глиной трения; 9 – проекции скважин и их номера.



Рис. 3.28. Субогласное залегание кварцевой жилы с вмещающими тектонитами на Зун-Оспинском месторождении.

Верхние горизонты месторождения представляют собой окисленные руды, сложенные преимущественно агрегатами кварц-лимонитового и кварц-гематит-лимонитового состава с малахитом и азуридом. В окисленных рудах на месторождении концентрируются самородное золото, кюстелит и минералы серебра (самородное серебро, аргентит и др.), однако зона окисления в рамках настоящей работы не рассматривается.

Нами была изучена наиболее крупная и богатая рудная зона №1 (Ананинская), представляющая собой кварц-сульфидное тело с кварцевожилевой зоной в центральной части месторождения, вблизи покрова неогеновых базальтов. Кварц-сульфидное тело состоит из серии будин, прослеженных на расстояние до 50 м, мощность тела достигает 8 м в поперечнике. Кварцевые жилы имеют мощность до 0.8 м и прослеживаются на расстояние до 10 – 15 м. Жильный кварц образует мелко- среднезернистый агрегат мозаичной структуры с редкими выделениями хлорита, серицита и карбонатов. Жилы обрамляются оторочками окварцованных пород, сложенных разномзернистым кварцем с аллотриоморфнозернистой микроструктурой, хотя часть жил отчетливых околожилевых оторочек не имеет, а заключена непосредственно среди тектонитов по породам различного состава, в которых отмечаются лишь тонкие (менее 1 см) оперяющие и послойные прожилки сульфидно-кварцевого состава. Нередко жилы группируются в прожилково-жильные зоны общей мощностью до первых метров.

Руды характеризуются относительно простым минеральным составом, где преобладают минералы золото-полисульфидной ассоциации – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. В качестве второстепенных минералов диагностировано относительно большее количество минеральных видов – пирротин, пентландит, хизлевудит, блеклые

руды (теннантит, фрейбергит), сульфосоли Ni и Ag (ульманнит, миаргирит), сульфиды Ag (полибазит, маккинстриит, стефанит, аргентит), самородное золото, кюстелит, самородное серебро. Представительные химические составы рудных минералов приведены в табл. 3.9.

Наиболее распространенным минералом в рудах является пирит, слагающий идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы, агрегаты неправильных изометричных зерен. Пиритовые руды слагают минерализованные зоны окварцевания с прожилково-вкрапленным характером распределения рудных минералов, либо кварц-пиритовые жилы и прожилки с гнездами мономинерального пиритового агрегата. Структурное травление пиритовых агрегатов свидетельствует о наличии двух генераций пирита. Пирит¹ встречается в составе мономинеральных кварц-пиритовых жил и прожилков и не содержит микровключений сульфидных минералов (рис. 3.29, а). В полисульфидных рудах пирит¹ слагает реликты округлой, либо неправильной формы в зернах пирита², причем последний количественно преобладает (рис. 3.29, г). Пирит² часто корродируется агрегатами галенита, сфалерита, халькопирита, вплоть до образования скелетных зерен, либо содержит многочисленные включения вышеперечисленных сульфидов (рис. 3.29, б, в).

Галенит и сфалерит слагают совместные агрегаты, с разными соотношениями этих минералов. Зерна сфалерита имеют округлую изометричную форму и всегда более идиоморфны, чем зерна галенита, последние слагают аллотриоморфные агрегаты, либо заполняют промежутки между выделениями сфалерита (рис. 3.29, б; 3.30а). Однако такие признаки как ровные границы, отсутствие следов коррозии или замещения сфалерита, позволяют сделать вывод о синхронности кристаллизации этих минералов. Большой, относительно галенита, идиоморфизм сфалерита объясняется его большей кристаллизационной способностью. Галенит характеризуется своим стехиометрическим составом, примесей, на уровне чувствительности анализа (первые десятые доли %), не обнаружено. Сфалерит – железистый (до 6.45 мас.% Fe), кроме того, содержит примеси Cd (до 1.45 мас.%), характерно наличие эмульсионной вкрапленности и прожилковидных обособлений халькопирита.

Халькопирит присутствует в двух генерациях: халькопирит¹ – слагает совместные агрегаты с галенитом и сфалеритом, прожилковидные выделения, оторочки и включения в пирите², а также присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите (рис. 3.30, б). Халькопирит² слагает самостоятельные агрегаты с реликтами галенита и сфалерита, либо корродирует галенит-сфалеритовые срастания в виде оторочек (рис. 3.30, в).

Таблица 3.9. Представительные химические составы рудных минералов Зун-Оспинского месторождения.

№ пробы	Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Cd	Pb	Sb	As	S	Total
30_225	Халькопирит	31.02			34.02							35.44	100.48
30_225	Халькопирит	31.27			33.89							34.90	100.06
30_210	Халькопирит	31.44			33.16							35.51	100.11
30_225	Галенит								88.61			12.52	101.13
30_225	Пирит	47.44										53.40	100.84
30_210	Пирит	47.50										52.59	100.08
30_210	Теннантит	6.20			37.89	3.81	3.31			5.57	15.26	27.85	99.89
30_210	Теннантит	6.28			38.5	3.68	3.03			6.01	15.67	27.81	100.98
30_225	Фрейбергит	9.19			15.47	0.85	29.52			23.28		22.37	100.68
30_225	Ульманнит	3.50		24.06	3.58					50.67		17.87	99.68
30_225	Ульманнит	0.62	0.48	26.29						58.73		15.33	101.45
30_225	Сфалерит	6.24				58.75		1.45				33.71	100.15
30_225	Сфалерит	6.45				58.88		0.80				33.51	99.64
1*	Стефанит						70.83			15.80		13.37	100
2*	Полибазит				2.95		73.67			10.92		12.46	100
3*	Аргентит (акантит)						83.67					16.33	100
4*	Маккинстриит				11.24		70.31		3.55			14.90	100
5*	Хизлевудит	2.07		72.43								25.50	100
6*	Пентландит	18.66		45.69								35.65	100

Примечание: * - химические составы минералов согласно (Поселенов и др., 2012ф). Анализы выполнены в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой Inca-Energy, аналитики С. В. Канакин, Е. А. Хромова.

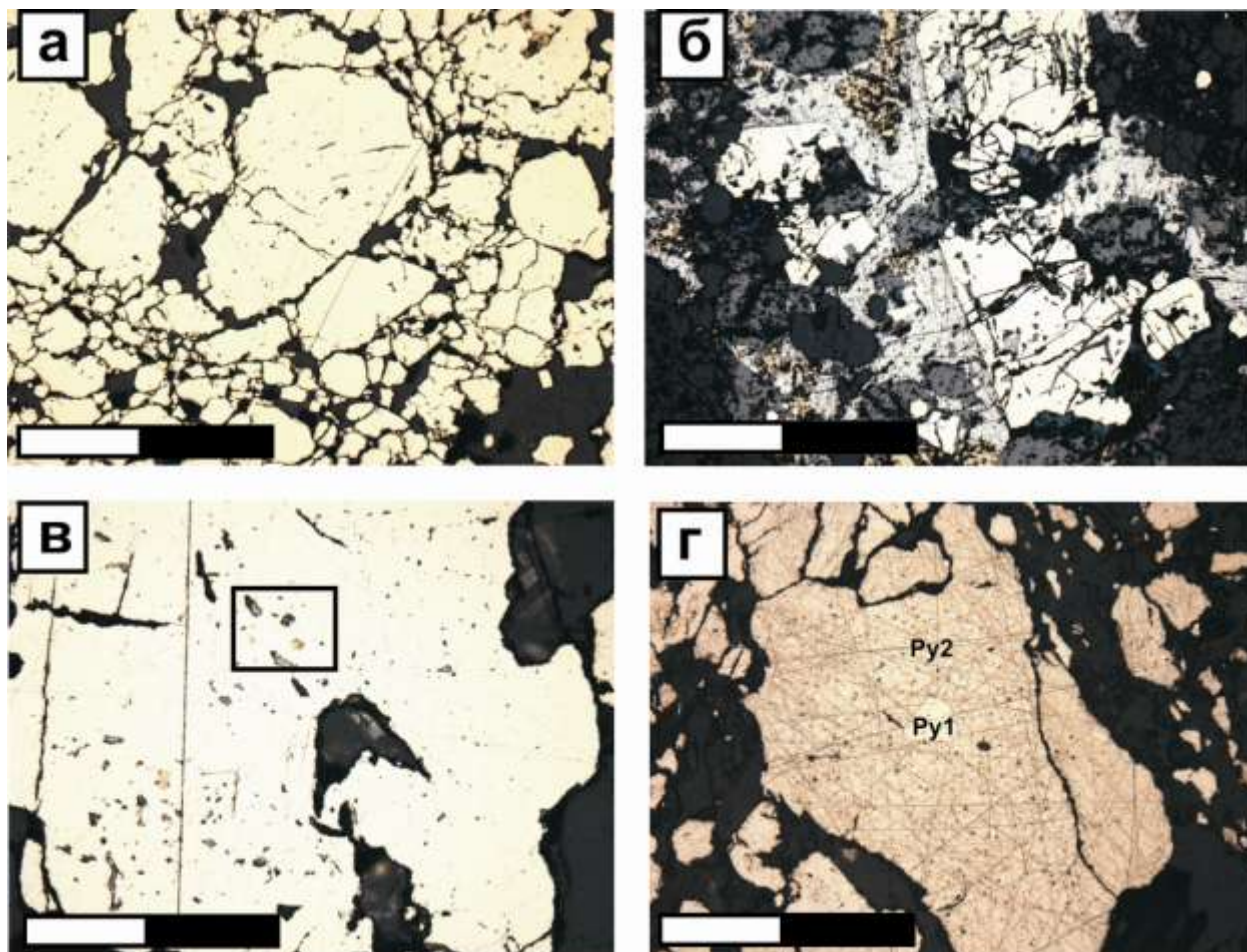


Рис. 3.29. Микрофотографии выделений пирита: а – агрегат пирита1; б – скелетный кристалл пирита2, замещаемый сфалерит-галенитовым агрегатом; в – зерно пирита2 с многочисленными включениями минералов полисульфидной ассоциации, в рамке – рис.3-13б; г – реликты пирита1 в зернах пирита2; Длина масштабной линейки – 500 мкм.

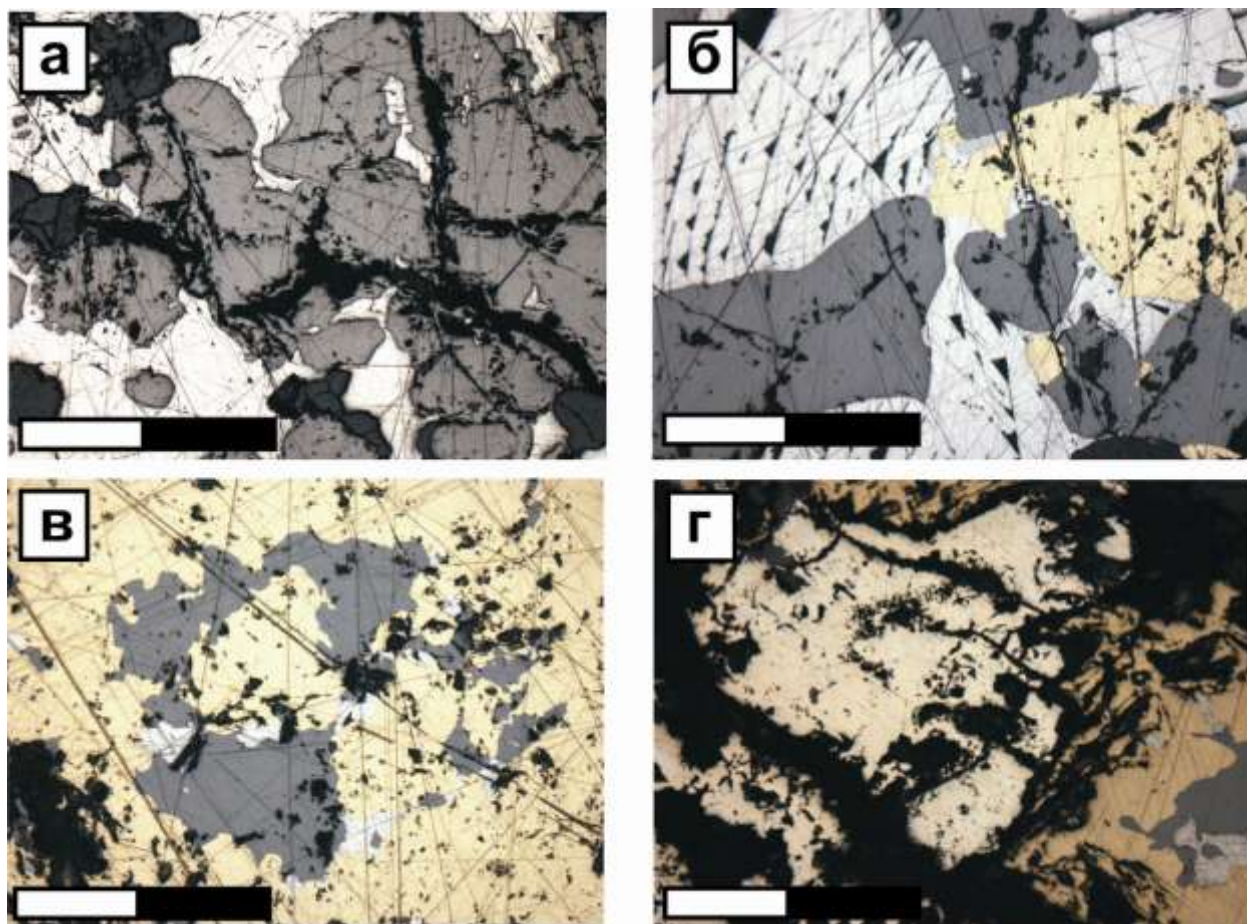


Рис. 3.30. Выделения минералов полисульфидной ассоциации: а – галенит-сфалеритовый агрегат; б – халькопирит1-галенит-сфалеритовый агрегат, в межзерновых пространствах минералов отмечаются мелкие выделения блеклых руд; в – реликты галенит-сфалеритового агрегата в халькопирите²; г – агрегат пирротина и хизлевудита в сростании с халькопиритом², в халькопирите² – реликты галенит-сфалеритового агрегата. Длина масштабной линейки – 500 мкм.

Пирротин, совместно с пентландитом и хизлевудитом встречаются редко и образуют округлые сростания внутри агрегатов халькопирита², причем отдельно от халькопирита² эти минералы не проявляются (рис. 3.30, г).

Блеклые руды представлены теннантитом (As до 15.67 мас.%, Ag – до 3.31 мас.%) и фрейбергитом (Sb до 23.28 мас.%, Ag до 29.52 мас.%). Они слагают мелкие кристаллические включения в зернах пирита и халькопирита, а также присутствуют в межзерновых пространствах минералов полисульфидной ассоциации – галенита, сфалерита, халькопирита, пирита (см. рис. 3.29, б).

По данным предшественников (Куликов и др., 1994ф.; Поселенов и др., 2012ф), в рудах присутствуют сульфоантимониды и сульфиды серебра – полибазит $[Ag_9CuS_4][(Ag,Cu)_6(Sb,As)_2S_7]$, маккинстриит $(Ag,Cu)_2S$, стефанит Ag_5SbS_4 , аргентит (акантит) Ag_2S , слагающие сложные агрегаты развивающиеся в виде кайм и оторочек по

галениту и халькопириту. Часть из перечисленных минералов явно формируется в зоне окисления, поскольку такие минералы как полибазит, акантит и маккинстриит встречаются в виде оторочек, сложенных, в том числе, вторичными минералами Pb, Zn и Cu (англезит, церуссит, ковеллин). Однако, часть сульфосольных Ag-содержащих минералов присутствует в виде включений и срастаний с сульфидами, что свидетельствует об их гипогенном происхождении (рис. 3.31, а). Выделения сульфосольных и серебряных минералов, как правило, тонкие, размеры их не превышают 10 – 20 мкм. Они приурочены преимущественно к интерстициям главных рудных минералов, либо в виде тонких включений в последних.

Сульфоантимониды Ni и Ag (ульманнит и миаргирит) обнаружены в виде мирмекитоподобных срастаний в межзерновых пространствах галенита и халькопирита (рис. 3.31, б), кроме того, в виде неправильного вытянутого включения в пирите, идентифицирована минеральная фаза, пересчитываемая на формулу $\text{Fe}_2(\text{Cu,Ag})_2\text{S}_4$ (рис. 3.31, в, г).

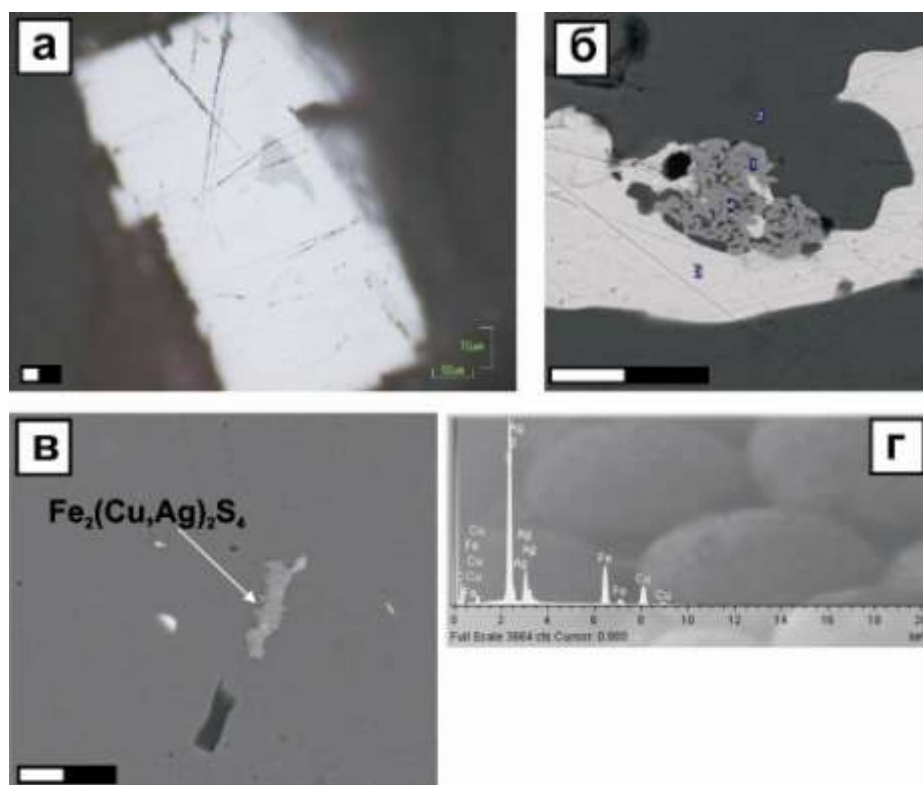


Рис. 3.31. Минералы Ag-сульфосольной ассоциации: а – включение стефанита в галените (длина масштабной линейки – 10 мкм); б - скелетное срастание ульманнита (1) и миаргирита (4) в межзерновом пространстве халькопирита (2) и галенита (3) (длина масштабной линейки – 30 мкм); в - морфология выделения фазы $\text{Fe}_2(\text{Cu,Ag})_2\text{S}_4$, вмещающий минерал – пирит, мелкие выделения белого цвета – галенит (длина масштабной линейки – 15 мкм); г – энергодисперсионный спектр фазы $\text{Fe}_2(\text{Cu,Ag})_2\text{S}_4$.

Таким образом, в рудах Зун-Оспинского месторождения установлено три последовательных минеральных ассоциации (рис. 3.32): **кварц-пиритовая** (кварц, пирит1); **кварц-полисульфидная** (пирит2, галенит, сфалерит, халькопирит1, халькопирит2, пирротин, пентландит, хизлевудит); **Ag-сульфосольная** (блеклые руды, сульфоантимониды Ni и Ag, сульфиды Ag, самородное серебро). Минералы Ag-сульфосольной ассоциации в первичных рудах присутствуют в малых количествах, причем часть из них формируется и при гипергенных преобразованиях руд, тем не менее, большая часть минералов Ag-сульфосольной ассоциации присутствует в первичных рудах.

МИНЕРАЛЫ	РУДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ		
	Кварц-пиритовая	Полисульфидная	Ag-сульфосольная
Кварц			
Пирит1			
Пирит2			
Галенит			
Сфалерит			
Халькопирит1			
Халькопирит2			
Пирротин			
Пентландит			
Хизлевудит			
Теннантит			
Фрейбергит			
Самородное золото			
Электрум			
Кюстелит			
Ульманнит			
Миаргирит			
Аргентит (акантит)			
Полибазит			
Стефанит			
Маккинстриит			

Рис. 3.32. Последовательность образования минералов в рудах.

При гравитационном выделении зерен самородного золота из протолок, наиболее богатыми оказались окисленные кварц-гематитовые руды, кроме того, золотины были выделены из малосульфидных кварцевых жил и кварц-полисульфидных руд. По гранулометрическому составу золото мелкое, размером от менее 0.1 до 0.9 мм.

Формы выделения минералов золота – изометричные гипидиоморфные кристаллы, вытянутые либо округлые изометричные зерна со сглаженными краями. Обособления самородного золота чаще всего приурочены к минералам кварц-пиритовой и кварц-полисульфидной ассоциации. Округлые включения минералов золота присутствуют непосредственно в пирите¹ (фиг. 3.33, а). Хотя чаще, выделения золота приурочены к агрегатам галенита либо входят в состав полиминеральных включений в пирите², сложенных агрегатами золота, галенита, сфалерита и халькопирита¹, кроме того, золотины присутствуют и непосредственно в кварце (фиг. 3.33, б, г).

Наблюдаемые взаимоотношения минералов золота с рудными и жильными минералами показывают, что кюстелит и электрум входят в состав кварц-пиритовой и кварц-полисульфидной ассоциаций, тогда как более высокопробное золото явно позднее, ассоциирует с минералами Ag-сульфосольной ассоциации, а также слагает каймы, прожилки и включения в зернах кюстелита и электрума (фиг. 3.33, в).

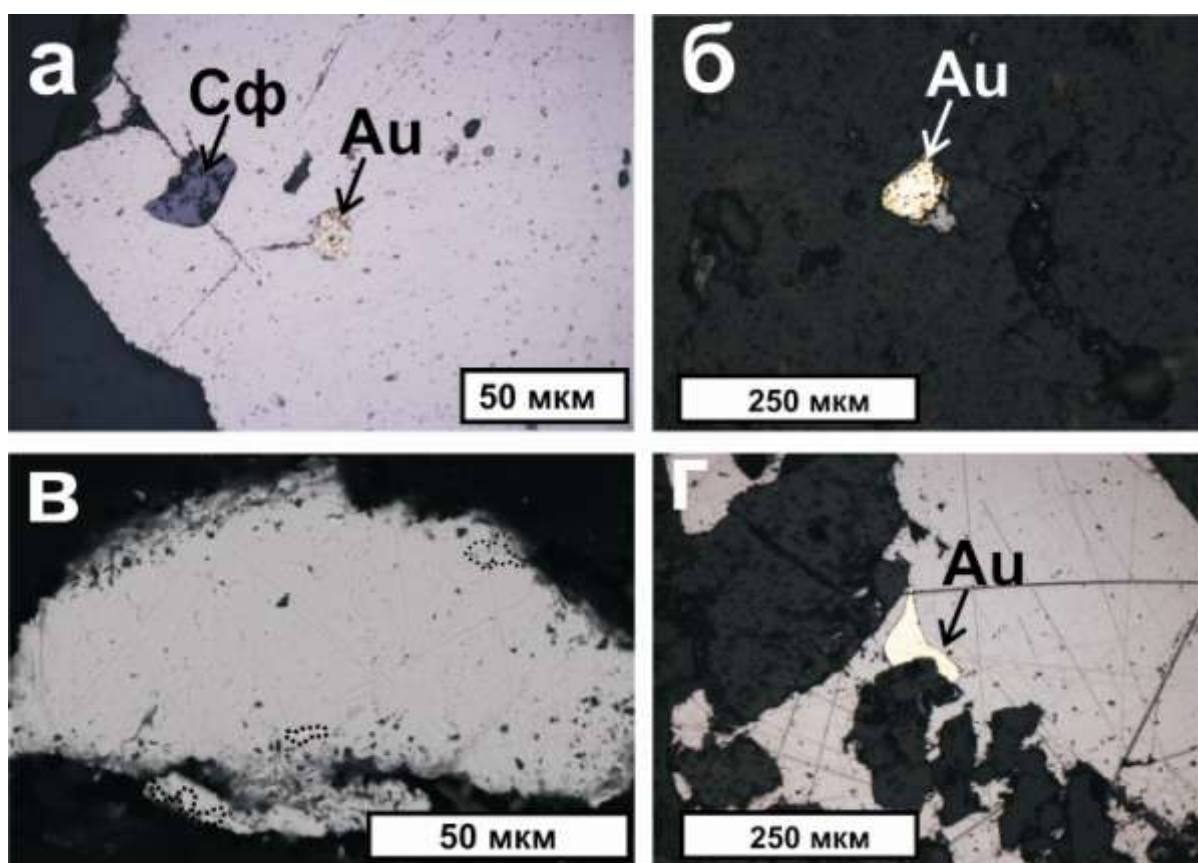


Рис. 3.33. Морфология выделений самородного золота: а – включения электрума (Au) и сфалерита (Сф) в пирите¹; б – зерно самородного золота в кварце; в - зерно электрума с прожилковидными выделениями самородного золота (изображение в обратно-рассеянных электронах); г – зерно кюстелита (Au) в галените.

Общий разброс значений пробности самородного золота составляет – 194 - 854‰, то есть от золотосодержащего серебра (кюстелита) до среднепробного самородного золота (рис. 3.34). Самыми низкими значениями пробности золота характеризуются кварц-полисульфидные руды – 194 - 443‰, где преобладают значения в интервале 350 - 450‰. Среднее значение пробности составляет 357‰, при достаточно большом разбросе (стандартное отклонение – 94) и асимметрии в сторону меньших значений – коэффициент асимметрии = -0.84. В малосульфидных кварцевых жилах золото отличается в целом относительно повышенными значениями пробности – от 444 до 852‰, максимум определений приходится на интервал 450 - 500‰ (электрум), среднее значение – 531‰, при стандартном отклонении 151, с асимметрией в сторону больших значений (коэффициент асимметрии равен 1.38). Близкими к кварцевым жилам, статистическими параметрами распределения пробности золота, характеризуются окисленные руды. Общий разброс пробности составляет 444 - 854‰, при среднем значении - 585‰, стандартное отклонение – 142, асимметрия в большую сторону, коэффициент равен 0.88.

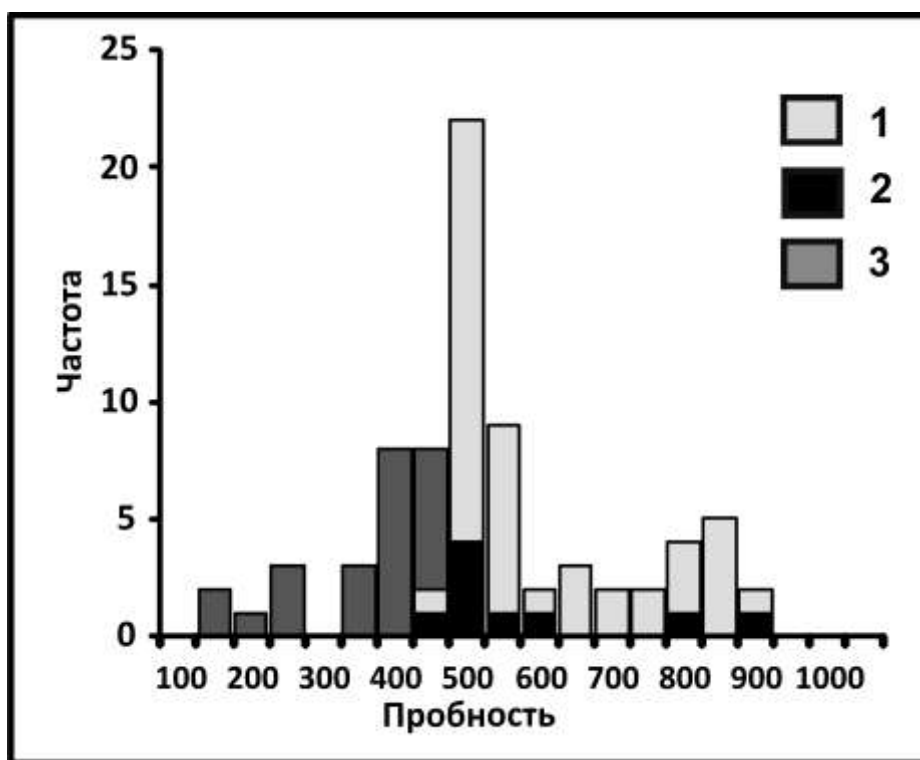


Рис. 3.34. Гистограмма распределения пробности самородного золота: 1 – золото из окисленных руд; 2 – золото из малосульфидных кварцевых жил; 3 – золото из кварц-полисульфидных руд.

В химическом составе руд преобладают Cu (в среднем 0.86 мас.%), Pb (в среднем 2.11 мас.%), Zn (в среднем 1.77 мас.%) и Fe (в среднем 7.14 мас.%) (табл. 3.10). В

зависимости от соотношений главных рудообразующих минералов – пирита, галенита, сфалерита и халькопирита, концентрации этих элементов меняются, однако всегда они присутствуют в повышенных количествах. Среди полуметаллов в рудах преобладают Sb, редко As. Следует отметить устойчиво повышенные содержания Cr и Ni в рудах. Содержания Te и Bi в рудах низкие, не более 3-5 г/т в единичных пробах. Значимой примесью в рудах является Cd, содержания которого достигают 0.346 мас.% в отдельных пробах. Его распределение напрямую связано с содержанием сфалерита, в состав которого входит этот элемент. Концентрации Ba в рудах находятся на уровне первых десятков г/т, а Sr – в большинстве проб ниже предела обнаружения.

Концентрации Au и Ag достигают в единичных пробах значений в 30 г/т и 326 г/т соответственно, хотя в большинстве проанализированных проб концентрации Au варьируют в пределах 0.12 – 8.5 г/т. Средние содержания, по данным анализа 48 образцов Au – 3.35 г/т, Ag – 100.5 г/т (см. табл. 3.10). По Au/Ag отношениям руды месторождения высокосеребристые, значения этих отношений в большинстве случаев попадают в интервал 0.1 – 0.01, при среднем значении около 0.03. Отмечается слабая положительная корреляция суммы содержаний Au+Ag и общего Fe ($r=0.57$) (рис. 3.35). Следует отметить, что золотоносны все проанализированные пробы – малосульфидный кварц, образцы кварц-полисульфидного и кварц-пиритового состава, что подтверждает золотоносность ранней кварц-пиритовой ассоциации.

Кроме кварц-сульфидных руд, повышенные концентрации рудообразующих компонентов, в том числе, Au (до 1.5 г/т) и Ag (до 91 г/т) установлены в лиственитах. Оруденение, в этом случае, связано с наличием тонких кварц-сульфидных прожилков в метасоматитах. В геохимическом и минералогическом отношении руды, связанные с сульфидно-кварцевыми жилами, и прожилковые руды в будинах лиственитов, идентичны, что доказывает отсутствие литологического контроля оруденения.

Датирование околожилльных метасоматитов по слюде из околожильного тектонита Ar-Ar методом, дало значение возраста **352.3±2.9** млн. лет (рис. 3.36). Такой возраст согласуется с датировкой по околорудным метасоматитам Зун-Холбинского золоторудного месторождения.

Запасы золота на Зун-Оспинском месторождении оцениваются примерно в 6.5 тонн (Поселенов и др., 2012ф).

Таблица 3.10. Содержания элементов-примесей в рудах Зун-Оспинского месторождения (г/т).

№ п/п	№ пробы	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Sb	Te	Fe, %
1.	zo-225	8					52	136	111	11	52000	70000	13000	186		6	264.0	0.50		127	3	12.9
2.	zo-226	10					240	117	100		68000	35000	5300	120			252.0	6.00		81		12.1
3.	zo-227	26	16		12	15	333	17	14	4	850	3800	42000	990		3	16.0	1.50		20		2.3
4.	zo-12	15			13		355	48	4	4	57	28000	2300	52	3		45.0	0.36		12		1.3
5.	zo-17	48			25		228	21	8	4	62	12000	260	9			7.1			57		3.2
6.	zo-20	23		38	20	14	318	180	7	7	16	10000	1400	10			46.0			12		1.4
7.	zo-201	29	7		9		395	17	1	5	68	6200	31	5			48.0	1.20		13		0.7
8.	zo-202	46			7		376	15	1		43	16000	54				86.0	7.30		76	2	1.2
9.	zo-203	87					376	15	1	4	43	19000	510				162.0	30.00		81	7	7.3
10.	zo-205				12		41	27	4	6	600	98000	13000	22			273.0	2.30		180	3	23.3
11.	zo-206	12		840			113	70	30	23	800	32000	4000				282.0	6.00		200		16.4
12.	zo-209	2			20		385	110	40	12	690	13000	4600	175			326.0	8.50	250	37		15.2
13.	zo-210	25			11		172	170	58		2400	3800	6000	150			176.0	4.00	250	23		26.3
14.	zo-211						32	39	157	5	1700	21000	20000	2570			108.0	0.30	1000	465		4.4
15.	zo-212	60					85	264	49	8	36000	85000	63000	430			58.0	1.00		50	5	3.5
16.	zo-213	54	8		6	17	295	38	5	5	160	2500	310	10	3		75.0	3.00		50		2.3
17.	zo-214	11					335	72	52		12000	124000	19000	260			62.0	1.50	500	255		6.2
18.	zo-215	19					116	29	38	6	18400	72000	290000	3460			92.0	0.90		180		3.5
19.	zo-216	11	3		2	3	278	16	1	4	39	240	72	1		1	9.0	0.01		3		0.6
20.	zo-218	7	29		7		215	20	6	5	2500	19000	13000	265			119.0	2.50		48		1.6
21.	zo-219	22			8		383	132	29	14	900	7300	1260	45			61.0	2.00		110		2.3
22.	zo-221	20					89	48	63	20	230	10000	30000	2940			117.0	3.00		420		3.9
23.	zo-222	25	37				173	36	13		1600	13000	16000	256			20.0	1.50		44		4.0
24.	zo-223	19	32		34		234	39	10	5	76000	12000	3600	82		5	150.0			85		10.0
25.	zo-228						587	395	36	15	2100	34000	24000	740			139.0	1.00		70		9.7
26.	zo-234	25					148	48	46	5	500	21000	7100	230		5	144.0	4.55		38		15.6

Таблица 3.10, продолжение

№ п/п	№ пробы	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Sb	Te	Fe, %
27.	zo-236	320	21	8	24	22	143	21	17	26	354	2500	2650	210		36	20.0	1.50		13		5.2
28.	zo-237	56					161	50	56	10	310	57000	7300	230		3	125.0	2.00		71	2	17.5
29.	zo-239	167					92	34	51	19	445	26000	12000	700		52	69.0	3.00		39		17.1
30.	zo-24	117	8	2	15		230	26	3	15	26	147	110				2.0					1.8
31.	zo-241	150	28		4		131	27	47	19	340	11000	8300	550		43	67.0	3.00		28		16.1
32.	zo-242	230					116	103	109	19	470	24000	71000	1000			104.0	1.00		31		15.8
33.	zo-246	350			18		130	11	4	18	490	5000	330	19	3	61	123.0	0.15		14		1.2
34.	zo-247	410			20		102	13	6	16	280	8800	14000	320		5	125.0	0.45		28		2.2
35.	zo-249	41	8		15		224	49	42	8	290	4900	4060	169		61	76.0	0.07	285	20		12.0
36.	zo-25	96	8		11	18	513	31	1	8	39	2000	250	3			57.0			13		1.7
37.	zo-250	86	12		14	23	173	26	16	8	52	3300	1450	64		15	64.0	1.60		10		3.9
38.	zo-251	7	9		6	15	280	42	22	9	280	1700	620	11			42.0	0.70		6		5.1
39.	zo-27	4		3	6	1	330	169	8	8	58	67	2800	28			1.0			4		1.2
40.	zo-29	16			18	13	168	32	18	13	13900	5300	5800	95		4	11.0	0.12		36		5.5
41.	zo-30	20			15	10	276	47	39	18	4500	4700	900	20	1	2	133.0			22		3.1
42.	zo-31	15			49		175	48	20	24	2800	11200	43200	540	2	3	137.0			55		5.1
43.	zo-32	15			13		261	43	7	8	17000	8000	1100				96.0	8.00		32		3.8
44.	zo-33	15			10		743	31	4	13	2400	5600	700				106.0	1.60		34		1.8
45.	zo-34	19			20		319	106	45	11	400	45000	81200	860			128.0	6.00		145		3.9
46.	zo-35	8			25		238	49	15		88000	17000	5100	113	2		99.0	7.50		52	9	12.8
47.	zo-36	28			9		347	114	238	5	4200	4072	6941	270		1		4.80		14		7.6
48.	zo-38						1950	2600	124	12	10	25	53				0.3	3.60	5	2		7.1
	Пр.обн.	3-6	3-5	3-5	3-5	3-5	10	2	0.5	2	2	10	15	1	1-3	1-2	0.1	0.01	5	2-3	3-5	0.5

Примечания: пустая графа – элемент не обнаружен; пр.обн. – нижний предел обнаружения, г/т.

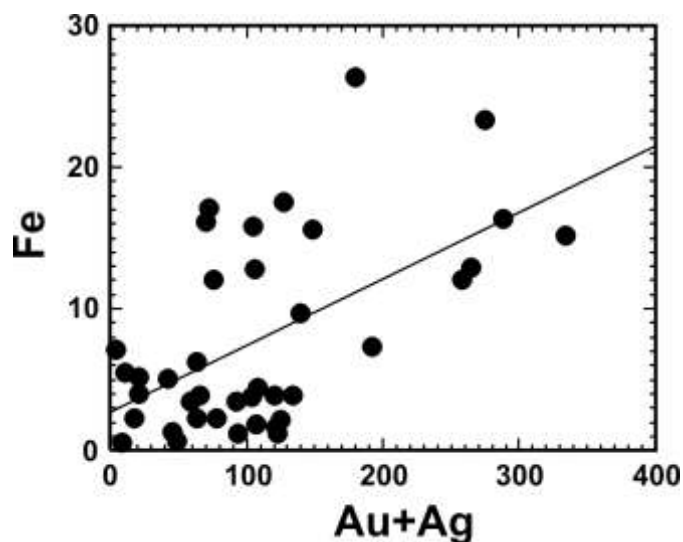


Рис. 3.35. Корреляционная диаграмма содержаний $Fe_{общ.}$ (мас.%) и суммы Au и Ag (г/т) в рудах месторождения.

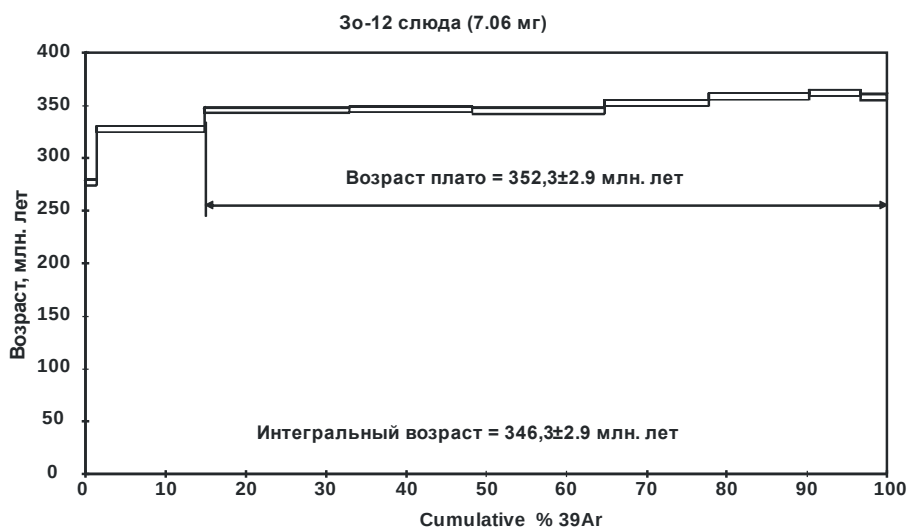


Рис. 3.36. Результаты Ar-Ar датирования слюд из околожильного тектонита Зун-Оспинского месторождения золота.

3.1.3.2. Таинское месторождение

Таинское золоторудное месторождение открыто геологами Окинской экспедиции В.М.Нешадимом и А.П.Осокиным в 1984 г. при проверке вторичного литогеохимического ореола золота. Месторождение детально изучено А. Г. Мироновым и др. (Миронов и др., 2001). Оно локализовано в штоке гранодиоритов и плагиогранитов размером 300 x 700 м, прорывающем серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты (рис. 3.37). Поскольку золотое оруденение локализуется непосредственно в гранитоидах, ниже дается их подробная характеристика.

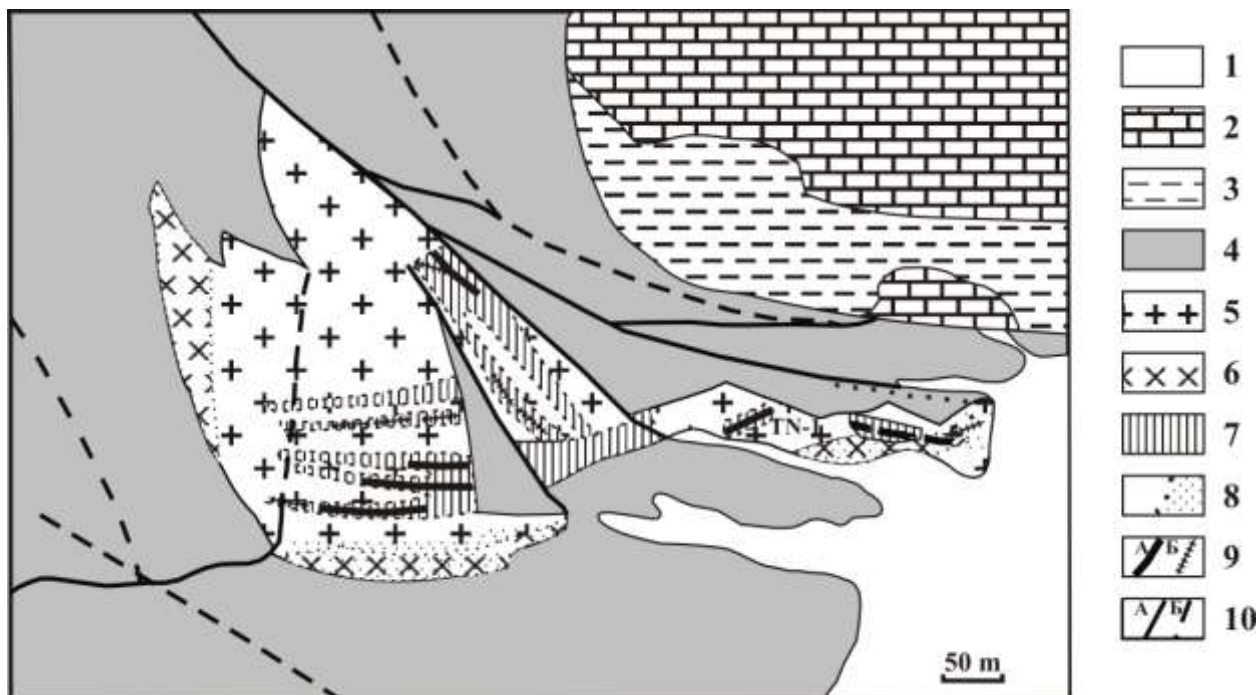


Рис. 3.37. Схема геологического строения Таинского золоторудного месторождения. 1 - четвертичные отложения; 2 – светло-серые массивные известняки и доломиты; 3 – углеродисто-глинисто-карбонатные и углеродисто-кремнистые сланцы; 4 – серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты; 5 – плагиограниты и гранодиориты светлые: зеленовато-серые; 6 – диориты, гранодиориты серые, темно-серые; 7 – зоны березитизации; 8 – зоны углеродизации; 9 – кварцевые жилы (а) и зоны прожилково-вкрапленной минерализации (б); 10 – тектонические нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б).

Гранитоидное тело (массив) имеет форму двух примыкающих друг к другу деформированных линз, причем в разрезе месторождения отчетливо наблюдается, что гранитоидное тело, так же как и прорываемые им ультрабазиты, входят в состав единого покрова. Приконтактовая часть массива сложена серыми средне-мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами (гранодиоритами), в разной степени измененными и катаклазированными. Следует отметить, что краевые части массива в той или иной степени заражены углеродистым веществом, которое чаще всего развито неравномерно в кварце – в виде тонкой пыли, в плагиоклазе – по зональности или в виде пылеватых пятнистых присыпок. Углеродистое вещество отмечается также в секущих микротрещинках, иногда, совместно с эпидот-клиноцоизитом. Гранулированные агрегаты альбита, замещающего более основной плагиоклаз также часто пигментированы пылеватым углеродистым веществом.

Вторичные изменения в диоритах и кварцевых диоритах проявлены в виде микротрещин катаклаза, деформированных зерен кварца со следами давления, частичной соссюритизацией или альбитизацией плагиоклаза, полном замещении первичного биотита

хлоритом, появлении участками новообразований мелкочешуйчатого биотита и зерен калиевого полевого шпата.

Большую часть массива образуют среднезернистые светло-серые, зеленовато-серые тоналиты и плагиограниты, сложенные в разной степени измененным плагиоклазом с переменным (от 0 до 10 об. %) количеством кварца, хлоритизированными биотитом и амфиболом. Плагиоклаз (№ 12-35) представлен двумя разновидностями – таблитчатыми кристаллами, размером 0.5-0.8 мм с пятнистыми агрегатами соссюрита, и мелкими (0,1-0,2 мм) выделениями слабо серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Кварц выполняет промежутки между зерен плагиоклаза. Темноцветы местами полностью хлоритизированы с мелкой сыпью лейкоксена и сфена. По химическому составу породы близки к плагиогранитам с умеренным содержанием SiO_2 , где большая часть проб содержит от 61 до 65 мас.% SiO_2 , в редких пробах – до 70 мас. % (табл. 3.11). Породы имеют натриевую специализацию, K/Na отношение варьирует в пределах 0.08 – 0.82, при среднем значении 0.33. Коэффициент апаитности относительно низкий, варьирует от 22.8 до 59.7%, при среднем значении 38.7%. По содержаниям элементов-примесей, породы характеризуются относительно пониженными концентрациями таких элементов как Rb, Nb, Zr, Y. В результате, на диаграмме Пирса, точки составов пород Таинского штока попадают в поле островодужных гранитов (рис. 3.38). По распределению элементов-примесей, отраженному на спайдер-диаграмме (рис. 3.39) видно, что гранитоиды характеризуются пониженными концентрациями крупноионных литофильных и высокочarged элементов относительно состава верхней коры. На графике отмечаются отрицательные аномалии по U, Th, Zr, Hf, слабо контрастная аномалия по Pb и положительные по Sr, Ba.

Спектры распределения РЗЭ показывают слабо дифференцированный характер с некоторым обогащением легкими РЗЭ ($\text{La/Yb}_n = 8.8 - 12.8$), без явных отрицательных или положительных аномалий (рис. 3.40). Подобные плоские спектры характерны для островодужных гранитов Тувы и Северной Монголии (Руднев, 2013).

Таблица 3.11. Химический состав гранитоидов Таинского штока.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	ТН-327	ТН-328	ТН-330	ТН-331	ТН-332	ТН-334	ТН-335	ТН-1
SiO ₂	63.5	63.7	62.5	62.5	63.3	63.3	63.3	69.9
TiO ₂	0.47	0.48	0.52	0.47	0.5	0.45	0.49	0.28
Al ₂ O ₃	15.51	15.55	16.2	16.4	16.07	16	16.37	11.1
Fe ₂ O ₃	1.88	1.6	0.73	1.2	0.42	1.77	0.36	3.57
FeO	2.98	3.06	3.94	3.42	3.59	3.06	3.06	2.58
MnO	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04
MgO	1.68	2.47	2.61	2.24	2.31	2.65	2.42	1.23
CaO	7.23	5.74	4.87	5.83	3.65	5.1	2.49	2.24
Na ₂ O	4.72	4.44	5.17	4.72	8.5	4.61	7.37	2.3
K ₂ O	0.7	1.07	0.43	0.84	0.54	1.03	2.4	1.89
ппп	1.46	1.79	2.81	2.13	1.02	2.23	1.3	4.28
Сумма	100.42	100.14	100	99.98	100.36	100.26	100.12	99.57
K/Na	0.15	0.24	0.08	0.18	0.06	0.22	0.33	0.82
K_Агп.	34.9	35.4	34.6	33.9	56.3	35.3	59.7	37.7
Cr	240	350	200	240	170	320	270	40
Ni	50	31	37	37	59	40	43	42
Co	10	11	15	15	18	28	77	24
V	50					100	110	49
Cu	36	30					33	2000
Pb	8							30
Zn	46	50	49	45	52	47	30	100
Zr	94	90	100	92	100	98	110	80
Y	15	13	16	16	12	14	14	20
U	0.7	1	0.7	0.9	0.6		1.7	1.1
Th	0.5	2.3	1.2	1.3	1.3	1.7	1.2	1.8
Ag	1.5	0.9	0.7	1.3	0.7	1	1	8
Au	10	10				15	10	10
Pt	9	10	4	7.6	7.6	8.3	7.9	
Pd	0.4	0.5		0.4	0.7	0.2	0.5	0.2
Ba	280	400	220	340	220	410	480	800
Sr	740	440	460	420	260	390	220	120
Rb	н.о.	н.о.		н.о.	н.о.	н.о.	35	н.о.

Таблица 3.11, продолжение

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
	ТН-7	ТН-19	ТН-20	ТН-346	ТН-14	ТН-17	ТН-345	ТН-347
SiO ₂	62.6	64.5	61.4	62.7	62	66.6	62.9	60.4
TiO ₂	0.37	0.33	0.52	0.54	0.52	0.35	0.51	0.51
Al ₂ O ₃	15.6	14.48	15.3	16.8	15.2	15	16.8	16.9
Fe ₂ O ₃	0.14	0.54	1.41	1.62	0.85	0.61	1.75	1.2
FeO	4.24	2.93	3.7	3.17	4.62	2.64	3.7	3.88
MnO	0.05	0.04	0.05	0.07	0.08	0.04	0.07	0.09
MgO	1.68	1.5	2.17	2.57	2.4	1.3	2.48	2.33
CaO	3.92	3.65	3.74	4.76	3.2	2.5	3.72	4.86
Na ₂ O	3.64	3.48	4.46	4.24	5.41	5.95	3.81	3.66
K ₂ O	2.38	1.56	1.76	0.5	1.25	1.79	1.23	1.52
ппп	5.35	6.42	4.71	2.83	3.86	3.4	2.91	4.13
Сумма	99.41	99.53	99.62	99.8	99.4	100.29	99.88	99.48
K/Na	0.65	0.45	0.39	0.12	0.23	0.30	0.32	0.42
K_Агп.	38.6	34.8	40.7	28.2	43.8	51.6	30.0	30.7
Cr	550	н.о.	630	200	100	390	220	н.о.
Ni	50	н.о.	51	31	24	35	4	н.о.
Co	15	н.о.	17	13	12	20	51	н.о.
V	48	н.о.	н.о.	50	94		50	н.о.
Cu	240	н.о.	110		400	н.о.	38	н.о.
Pb	20	н.о.	15		30	н.о.		н.о.
Zn	75	н.о.	71	57	100	н.о.	66	н.о.
Zr	82	н.о.	100	97	150	91	100	н.о.
Y	11	н.о.	9	15	40	11	13	н.о.
U	0.8	н.о.	0.8	н.о.	2.3	н.о.	1.2	0.7
Th	1.4	н.о.	1.4	н.о.	1.7	н.о.	2	1.7
Ag	0.5	н.о.	н.о.	н.о.	1.5	2	3.2	0.8
Au	10	н.о.	н.о.	10	н.о.	5	22	10
Pt		н.о.	н.о.	7.9	н.о.	2	13	15
Pd	0.5	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	0.5	0.5	0.2
Ba	670	н.о.	560	240	800	490	540	460
Sr	250	н.о.	380	580	420	380	450	400
Rb	43	57	32	н.о.	28	34	н.о..	«

Таблица 3.11, продолжение

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
	ТН-13	ТН-15	ОК-261	ТН-12	ТН-344	ТН-452	ОК-242	ТН-356
SiO ₂	61.8	70.6	60.5	64.3	64.5	67.6	65	64
TiO ₂	0.62	0.17	0.48	0.5	0.51	0.33	0.35	0.44
Al ₂ O ₃	17.1	12.7	17.8	16.8	17.2	14.9	16.8	16.2
Fe ₂ O ₃	1.01	0.53	2.25	0.7	1.89	0.67	1.17	0.71
FeO	3.82	1.22	2.81	2.78	3.14	3.26	5.51	3.33
MnO	0.05	0.04	0.09	0.04	0.08	0.06	0.01	0.06
MgO	1.77	0.57	2.13	1.15	2.29	1.34	0.84	1.89
CaO	2.29	4.02	6.56	2.2	1.5	2.49	0.29	3.06
Na ₂ O	4.2	3.9	3.68	3.36	2.82	0.27	0.45	4.39
K ₂ O	2.57	2.1	0.38	3.53	3.19	4.52	5.11	3.78
ппп	4.38	4.15	2.41	4.16	3.05	3.96	4.41	2.26
Сумма	99.61	100.1	99.09	99.62	100.18	99.42	99.94	99.98
K/Na	0.61	0.54	0.10	1.05	1.13	16.74	11.36	0.86
K_Агп.	39.6	47.2	22.8	41.01	34.94	32.15	33.10	50.43
Cr	110	630	89	110	250	260	58.2	430
Ni	24	50	16.7	24	59	53	8.9	49
Co	11	12	12.7	11	73	30	22.4	94
V	95	25	89.2	97	110	70	53.4	88
Cu	30	н.о.	30	30		89	170.1	43
Pb	20	н.о.	3.8	20			8.5	34
Zn	80	н.о.	39.4	80	62	120	12.4	48
Zr	100	н.о.	8.3	100	110	100	17.9	96
Y	30	н.о.	9.3	30	12	6	3.3	16
U	1.4	н.о.	0.1	1.4	н.о.	2.9	0.5	2.9
Th	1	1	0.8	1	н.о.	0.5	1.7	1.2
Ag	0.3	3	0.5	0.3	0.7	2	1.7	3
Au	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	10	40		10
Pt	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	10		н.о.	10
Pd	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.2		н.о.	0.2
Ba	1000	н.о.	155.9	1000	900	970	549.9	1600
Sr	470	н.о.	610	470	180	100	12.2	400
Rb	60	43	5.2	72	н.о.	н.о.	77.4	н.о.

Таблица 3.11, окончание

Компонент	25	26	27	28	29	30	31
	ТН-357	ТН-359	ТН-360	ТН-361	ТН-362	ТН-304	ТН-305
SiO ₂	63.2	66	70.2	68.9	69.9	63.9	64.8
TiO ₂	0.38	0.43	0.26	0.22	0.23	0.34	0.42
Al ₂ O ₃	16.6	13.18	12.71	13.3	14.6	16.26	16.3
Fe ₂ O ₃	1.96	2.24	1.26	1.35	0.61	1.42	0.69
FeO	2.24	2.98	2.36	2.36	2.54	2.01	2.45
MnO		0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	1.3	2.1	1.52	1.2	1.18	1.29	1.33
CaO	5.67	5.45	3.88	4.5	4.31	4.84	3.94
Na ₂ O	1.82	2.62	3.54	3.09	3.09	1.15	2.73
K ₂ O	4.04	2.66	2.74	2.9	2.35	4.97	4.24
ппп	2.55	1.85	1.76	1.86	1.58	3.12	3.35
Сумма	99.83	100.00	100.4	99.8	99.83	99.51	100.48
K/Na	2.22	1.02	0.77	0.94	0.76	4.32	1.55
K_Агп.	35.30	40.06	49.41	45.04	37.26	37.64	42.76
Cr	430	450	350	370	380	420	340
Ni	37	59	49	46	46	74	54
Co	49	54	54	48	48	35	23
V	100	100	50			82	73
Cu		39		37			
Pb		120	19	51	20		
Zn	47	76	45	33	25	48	61
Zr	91	88	120	120	120	99	86
Y	17	13	7	14	9	13	13
U	2.8	1.3	3.2	2.2	1.8		2.3
Th	0.5	0.4	2.9	0.9	2.8	2.2	0.6
Ag	1.8	15.2	2	2.8	1.3	0.9	0.9
Au	10	10					
Pt	8.3	9	11	10	8.3		12
Pd	0.3	0.2		0.2	0.2		
Ba	1300	1100	1300	1460	1600	1200	1200
Sr	740	600	470	550	560	740	570
Rb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечания: 1 – 19 – гранитоиды, 20 – 23 – березиты; 24 – 31 – дайковые породы. Пустая графа – содержание элемента ниже предела обнаружения, н.о. – элемент не определялся. K_Агп. – коэффициент агпаитности $((Na_2O+K_2O)/Al_2O_3*100\%)$.

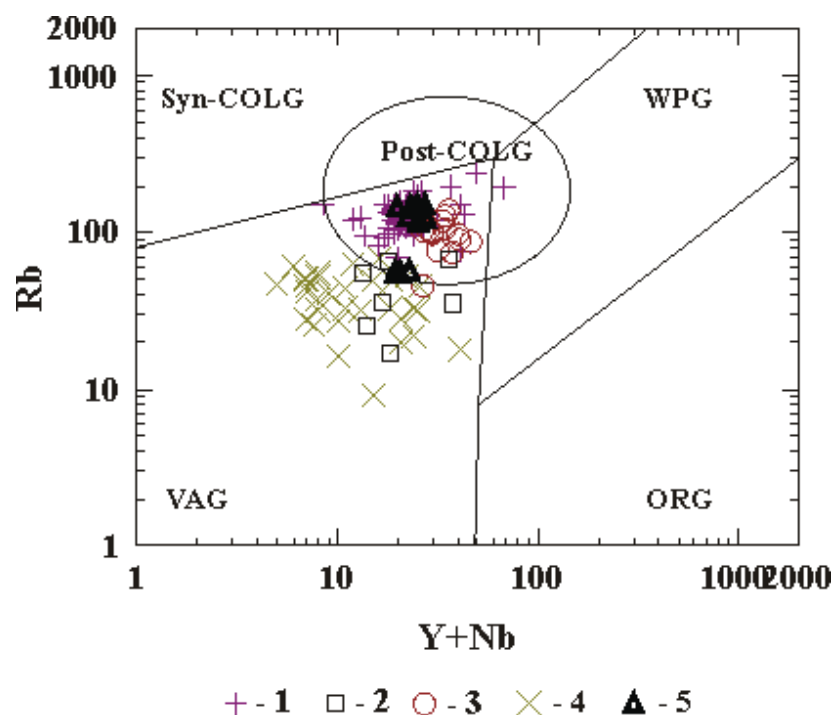


Рис. 3.38. Дискриминационная диаграмма Пирса для гранитоидов, вмещающих золотое оруденение: 1 – граниты вмещающие золото-висмутовое проявление Пограничное; 2 – Таинский шток (золото-теллуговое месторождение Таинское), 3 – Сайлагский массив (Коневинское золото-висмут-теллуговое месторождение); 4 – граниты золото-теллуговых проявлений Хорингольское и Сагангольское; 5 – гранитоиды золото-сурьмяного проявления Туманное. Поля составов: Syn-COLG – синколлизионные граниты; VAG – граниты вулканических дуг (островодужные); ORG – граниты океанических рифтов; WPG – внутриплитные граниты; Post-COLG – постколлизионные граниты.

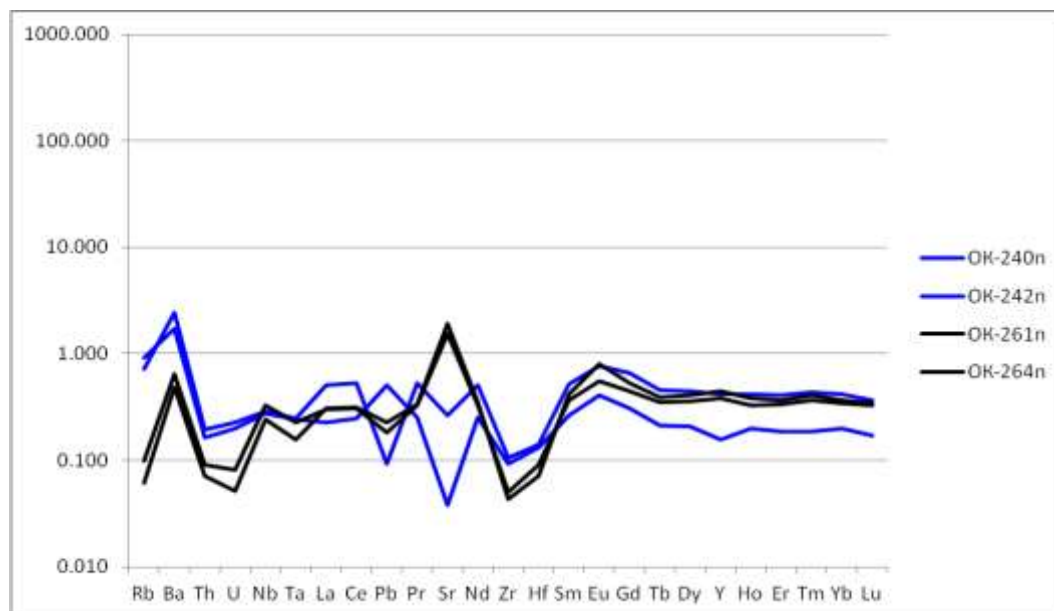


Рис. 3.39. Графики распределения элементов-примесей для пород Таинского штока, номированные по составу верхней коры (Rudnick, Gao, 2003). Черным цветом выделены графики гранитоидов, синим – березитов.

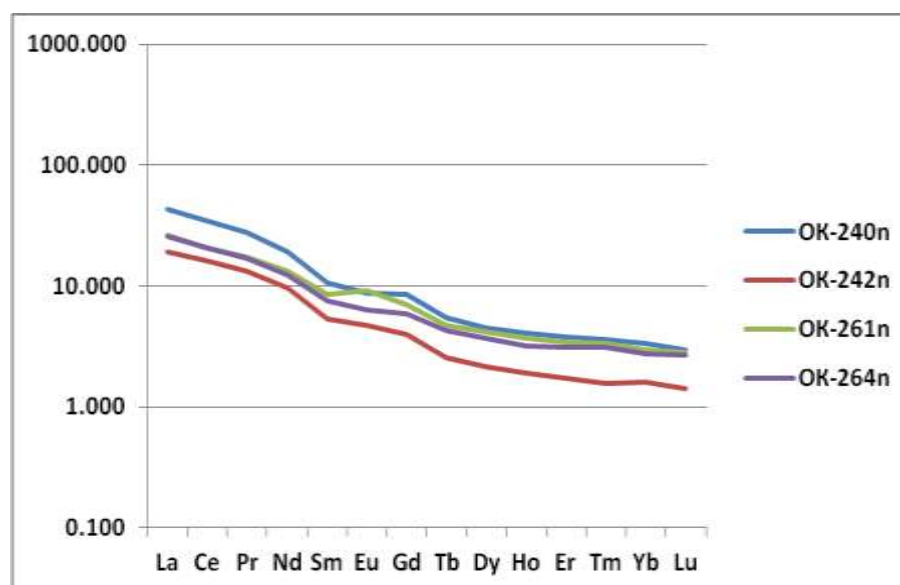


Рис.3.40. Спектры распределения РЗЭ для гранитоидов Таинского штока, нормированные по хондриту C1 (Sun, McDonough, 1989).

Значительную часть массива составляют березитизированные разновидности и березиты. Это, как правило, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы, состоящие из сильно серицитизированного плагиоклаза, кварца, серицита, кальцита, хлорита, сульфидов (преобладает пирротин), лейкоксена, апатита и циркона.

Для кварца березитов характерны две разновидности – давленные, трещиноватые зерна (кварц-1) и практически не измененные зерна, слагающие агрегаты (кварц-2). Сульфиды представлены вкрапленностью (0,1-1,5 мм) пирротина, реже пирита, ассоциирующих с кварцем 2 и кальцитом или с хлоритом и гидроокислами железа. Для березитизированных пород характерны низкие содержания SiO_2 , повышенные – MgO и CaO и преобладание K_2O над Na_2O (см. табл. 3.11).

Вблизи массива развиты дайки кислого состава, среди которых выделяются обуглероженные разновидности темно-серого до черного цвета. Дайковые породы еще более катаклазированы и изменены. От плагиоклаза часто остаются только реликтовые формы, выполненные серицитом и мусковитом. Ксеноморфные зерна кварца имеют обломочный облик, трещиноваты. Пылеватое углеродистое вещество иногда совместно с кальцитом развивается по трещинам в кварце, по краю его зерен, в межзерновом пространстве. В участках, где порода эпидотизирована, эпидот образует таблитчатые выделения, часто обуглероженные в виде пылеватых или облаковидных выделений.

По химическому составу дайковые породы близки к гранитоидам массива с некоторыми вариациями SiO_2 (63.9-70.2 мас. %), Al_2O_3 (12.71-16.30 мас. %) и различным

соотношением Na_2O и K_2O , где преобладают натриевые разности (см. табл. 3.11). Повышенная калиевоность характерна для измененных гранитов и обусловлена березитизацией пород.

Таким образом, главными особенностями Таинского штока гранитоидов является обуглероженность его краевых фаций, преимущественное развитие пирротина в березитах и березитизированных разновидностях, интенсивная деформированность как всего штока, так и отдельных его частей до бластокатаклазитов. Совокупность геохимических и петрохимических данных позволяет отнести гранитоиды Таинского штока к островодужным гранитам.

Ранее определенный возраст мусковитизированных гранитов с помощью Rb-Sr изохронного метода составил 670 ± 19 млн.лет (Миронов и др., 2001). Нами было проведено U-Pb датирование по цирконам, выделенным из относительно слабо измененных кварцевых диоритов, сложенных агрегатом кристаллов плагиоклаза, с небольшим количеством кварца (8%) и полностью хлоритизированными и эпидотизированными темноцветными минералами. Полученная датировка имеет значение 852.9 ± 10 млн. лет (рис. 3.41).

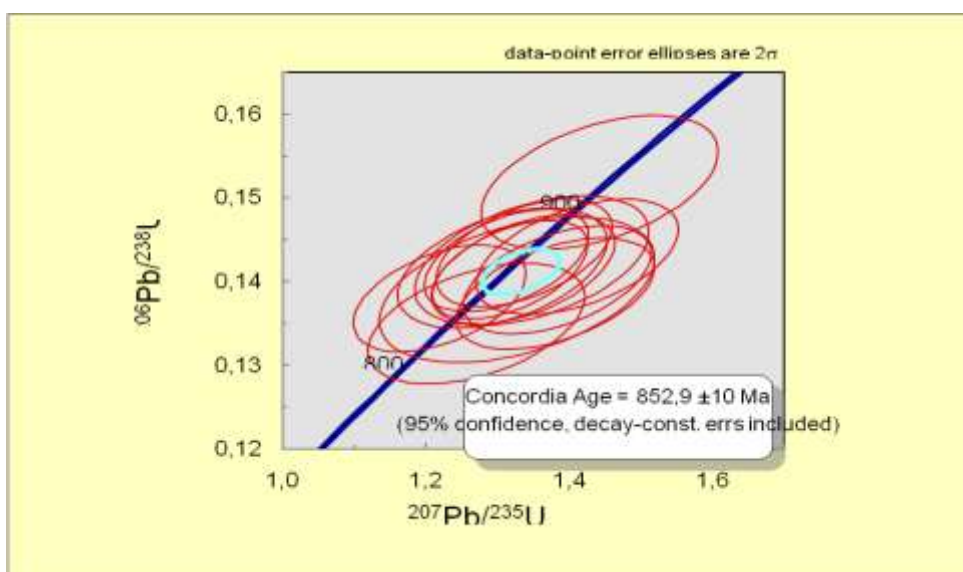


Рис. 3.41. Результаты U-Pb датирования цирконов Таинского штока.

Такой возраст гранитоидов сопоставим с возрастом офиолитов, что доказывается и аллохтонным залеганием массива совместно с породами офиолитовой пластины. Островодужные петрогеохимические характеристики гранитоидов позволяют отнести их к продуктам эволюции Дунжугурской островодужной системы, фрагменты которой

представлены офиолитами Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов. Возраст существования данной островной дуги (1035 – 800 млн. лет) согласуется с возрастом гранитоидов (852.9 млн. лет). Имеющаяся Re-Os датировка молибденита из руд Таинского месторождения имеет значение **860** млн. лет (Mironov et al., 2005), что, с учетом погрешности анализа, говорит о синхронном формировании гранитоидов и оруденения. Полученные разными независимыми методами близкие возраста свидетельствуют о генетической связи гранитоидного магматизма и оруденения. Более поздний Rb-Sr возраст мусковитизированных гранитов (670 млн. лет) отражает наложенные тектонические события, приведшие к березитизации гранитов.

На месторождении выделяется три типа рудных тел: кварцево-жильные малосульфидные тела, кварц-мусковит-пирротиновые руды и прожилково-вкрапленные руды. Все рудные тела локализованы непосредственно в гранитоидном теле. Кварцевые жилы установлены преимущественно в южной и центральной частях штока. Отдельные из них прослежены по простиранию до 230 м с переменной мощностью от 0.3 до 1.5 м. Характерными чертами кварцевых жил является серая до темно-серой окраска кварца, их интенсивный будинаж с четковидным распределением линзовидных тел. Внутри будин зерна кварца за счет однонаправленной трещиноватости приобретают ориентировку, более изометричные зерна имеют следы давления. Иногда отчетливо выражена брекчиевидная структура. В микротрещинах участками развивается мусковит, хлорит, биотит, амфибол и гидроокислы железа (1-3 мас. %).

Рудные минералы кварцевых жил (0.1-10 об. %) имеют гнездовое распределение (от 1 до 8 см в поперечнике) и представлены пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Эти минералы также встречаются в виде тонкой вкрапленности. В гнездах тесно ассоциируют все основные рудные минералы. К ним же приурочены теллуриды и минералы Au и Ag: гессит, верлит, аргентит, самородное золото и серебро. Гессит (Ag_2Te) встречается как в сульфидах, так и в кварце в виде зерен (0.1-1 мм) неправильной формы. Верлит (Bi_4Te_3) – весьма редкий минерал из теллуридов висмута сравнительно широко распространен в этом типе руд. Он образует изометричные выделения серого, стально-серого цвета неправильной формы размером 0,2-0,5 мм. Аргентит (Ag_2S) сравнительно редок и в виде дендритовидных и сетчатых форм встречается вместе с акантитом в кварце и сульфидных выделениях.

В составе золото-теллуридно-полиметаллического парагенезиса самородное золото представлено комковатыми, комковато-пластинчатыми и пластинчатыми зернами ярко-желтой и светло-желтой окраски. Преобладает размер золотинок от 0,05 до 0,1 мм.

Характерны большие вариации в пробности золота от высокопробного (855-996) до электрума и кюстелита. По составу может быть выделено 5 типов золота: высокопробное (855-996), средней пробности (605-672) с примесью сурьмы до 0,77 мас.%, электрум (426-558) с концентрацией сурьмы до 0.8 мас. %, низкопробное (промежуточное между электрумом и кюстелитом) (426-481) золото с содержанием сурьмы до 1.3 мас. %.

Общие содержания золота в кварцевых жилах и линзовидных будинах кварца колеблются от 7 до 25 г/т по данным пробирного анализа метровых бороздовых проб. При этом количество свободно извлекаемого золота составляет 85-94 %, золото в сульфидах - 6-15 %.

Кварц-мусковит-пирротиновые руды отличаются высоким содержанием сульфидов (главным образом, пирротина) (до 60-70 %), наличием светло-серого и белого зернистого кварца и мусковита. Они слагают жилообразные тела мощностью до 0,6 м в стенках кара, малодоступны и изучены, главным образом, по свалам в делювии. В отличие от кварцевых жил этот тип руд характеризуется светлым зернистым кварцем (без примеси углеродистого вещества), высоким содержанием золота и серебра в них (Au – 150-200 г/т, Ag – 300-450 г/т), своеобразным парагенезисом золота и сульфидных минералов.

Основным сульфидным минералом является пирротин гексагональной модификации, слагающий до 95-98 об. % всех сульфидных минералов. С ним тесно ассоциирует халькопирит (0.1-3 об. %), образующий чаще всего тонкие прожилки и вкрапленность на контакте массивных пирротиновых руд и кварц-мусковитовых агрегатов. В подчиненных количествах встречаются пирит, кобальтин, сфалерит, галенит, кюстелит, самородное золото. Кобальтин (CoAsS) постоянно присутствует в рудах в виде вкрапленности мелких (0.01-0.09 мм) кристаллов в пирротине. Другой важной особенностью этого типа руд является резкое преобладание кюстелита среди минералов золота и серебра. Кюстелит образует изометричные зерна размером 0.01-0.06 мм, локализующиеся на контакте пирротина с халькопиритом и кварцем. Внутренняя структура его микроячеистая, цвет в отраженном свете – желтовато-белый. В полированных шлифах быстро окисляется, покрываясь коричневатой пленкой. Состав сравнительно выдержанный с колебаниями: Au – 20.14-30.93, Ag – 68.71-79.82 мас. %. Кроме кюстелита отмечается в подчиненном количестве электрум и низкопробное золото.

Руды прожилково-вкрапленного типа распространены среди темно-серых углеродизированных, мусковитизированных и катаклазированных порфировидных плагиогранитов и сложены кварцевыми прожилками, толщиной 0.5-3 см и протяженностью первые метры и вкрапленностью (0.1-5 мм) пирротина и халькопирита,

общим количеством 0.5-5 об. % с резко подчиненным количеством пирита, сфалерита и галенита. Они слагают протяженные (первые сотни м при мощности 5-30 м) зоны в указанных гранитоидах и представлены кварц-серицит-мусковитовыми породами с примесью карбоната (кальцита), сульфидов и углеродистого вещества. В рудах этого типа отмечается молибденит, который иногда слагает тонкие «сухие» прожилки.

По данным минерального анализа руд этого типа в них выделяется также самородное золото, серебро, аргентит, серебросодержащий борнит. Золото представлено двумя разновидностями. Первая – это крупные и средние по размеру золотины (0.1-0.3 мм и 0.7-1.0 мм) ярко-желтого цвета комковато-пластинчатой формы с высокой пробностью (915-965). Вторая разновидность сложена мелкими и средними (0.01-0.3 мм) золотинами низкой пробности (429-323) и кюстелитом. Самородное серебро встречено в виде губчато-друзовидных зерен размером от 0.05 x 0.05 мм до 0.6 x 0.7 мм, желтовато-белой и серой окраски за счет повышенных количеств золота (до 12.4 мас. %). Таким образом, самородное золото в рудах Таинского месторождения характеризуется значительными вариациями пробности, где присутствует ряд минералов от самородного серебра, до высокопробного золота, практически со всеми промежуточными разновидностями (рис. 3.42).

Прогнозные ресурсы золота по категориям P_1+P_2 оцениваются в 10 тонн (Осокин и др, 2004ф).

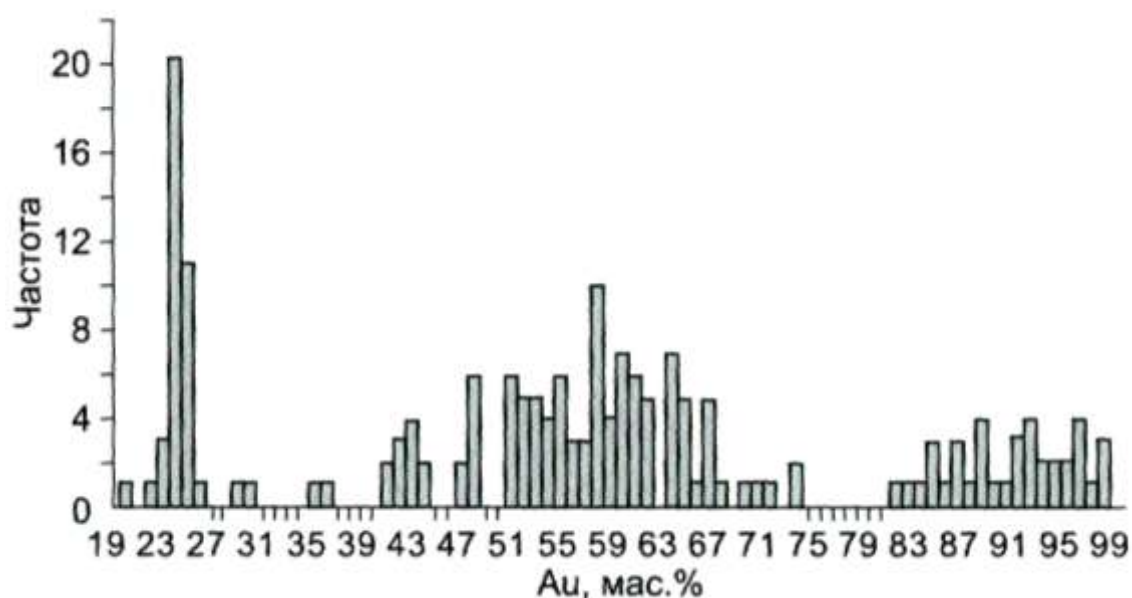


Рис. 3.42. Гистограмма распределения пробности золота в рудах Таинского месторождения (Жмодик и др., 2008).

3.1.4. Тисса-Сархойский рудный узел

Тисса-Сархойский рудный узел расположен в восточном обрамлении Шутхулайской «глыбы», в междуречье рр. Тисса и Сархой. В геологическом отношении он располагается в западной части Боксон-Сархойского синклинория и сложен неопротерозойскими карбонатно-глинистыми отложениями дибинской свиты, вулканогенно-осадочными образованиями сархойской серии и прорывающими их гранитоидами. Металлогеническая специализация Тисса-Сархойского рудного узла на золото, характеризуется преимущественным развитием золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой (жилы, жильные и минерализованные зоны) рудных формаций в связи комплексами малых интрузий и даек пестрого состава гранитоидного ряда. Вулканогенно-терригенно-карбонатные формации венд-кембрийского возраста интродуцированы телами гранит-гранодиоритового и монцогранит-гранодиоритового ряда, с которыми предположительно и связаны выявленные на площади золоторудные проявления золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой рудных формаций, часто в сочетании с зонами золотосодержащих метасоматитов березит-лиственитового типа. Выявленные к настоящему времени рудопроявления, а также геохимические аномалии и потоки рассеяния золота, жильные кварцевые поля, зоны метасоматитов березит-лиственитового типа и другие косвенные признаки, в том числе наличие продуктивных на золото интрузивных образований гранит-гранодиорит-монцодиоритового ряда (комплекс малых интрузий и даек пестрого состава) указывают на перспективность площади. В районе предлагаемых работ отрабатывались россыпи золота. Кроме того ряд выявленных ранее пунктов золоторудной минерализации среди карбонатных и карбонатно-сланцевых толщ, косвенно указывают на возможность выявления и не традиционных для Восточно-Саянского региона геолого-промышленных типов месторождений золота. Объекты рудного узла включают рудопроявления Хорингольское, Сагангольское, Обокольское и ряд других, более мелких объектов, приуроченные к малым интрузиям гранитоидного состава.

3.1.4.1. Рудопроявления Хорингольское и Сагангольское

В составе Тисса-Сархойского рудного узла нами были изучены два наиболее крупных рудопроявления – Хорингольское и Сагангольское (рис. 3.43). Полученные данные показывают, что эти два проявления близки по геологическим условиям залегания, по вещественному составу руд и имеют одинаковый генезис, что позволяет совместить описание их особенностей.

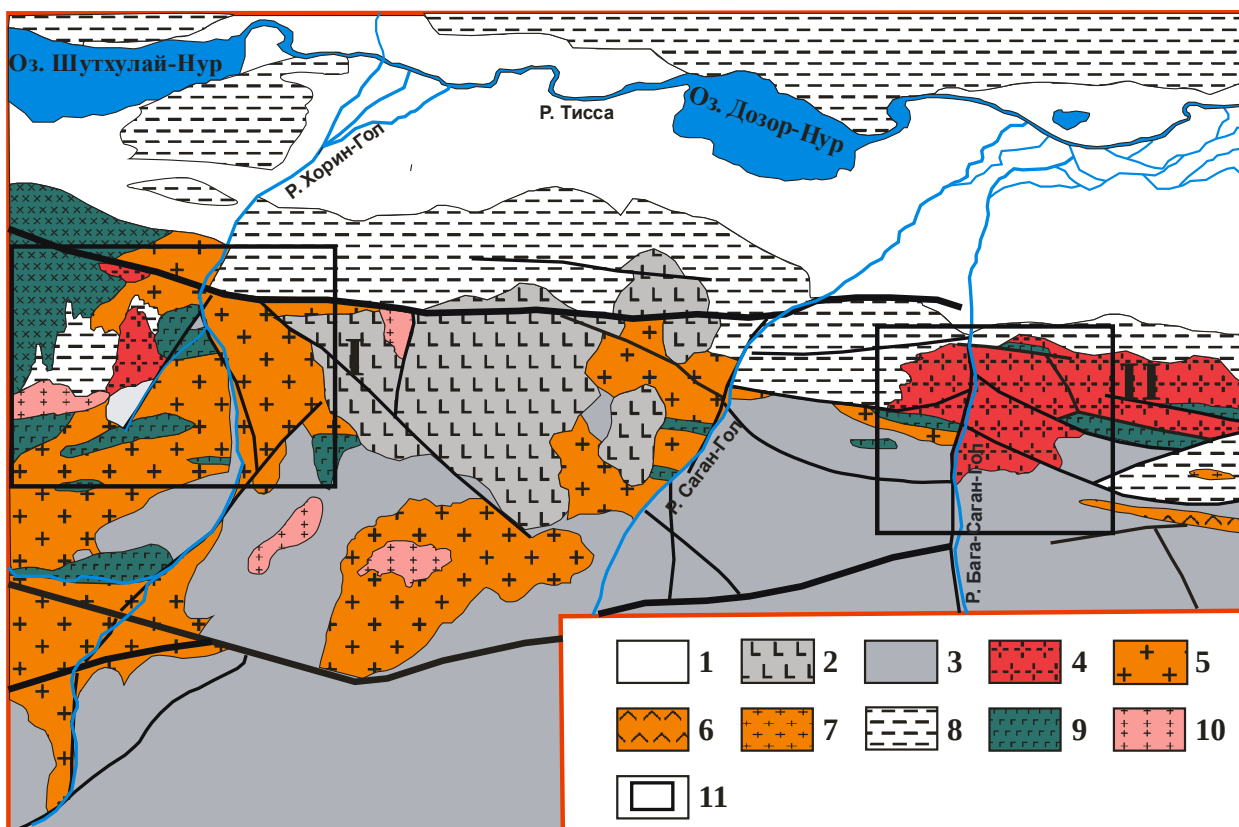


Рис. 3.43. Схематическая геологическая карта бассейна р. Тиссы (составлена по материалам Е. Ф. Ставского):

1 – четвертичные отложения; 2 – неоген-четвертичные базальты; 3 – эффузивы сархойской серии; 4 – гранитоиды урикского(?) комплекса; 5 – 7 – хорингольский(?) комплекс: 5 – плагиограниты, гранит-порфиры, 6 – диориты, 7 – сиениты, граносиениты; 8 – кристаллические сланцы билинской свиты; 9 – нерасчлененные пироксениты, габбро, габбро-диориты; 10 – граниты, гранит-порфиры сархойского комплекса; 11 – изученные рудопроявления (I – Хорингольское, II – Сагангольское).

Оба проявления локализованы в телах гранитоидов, прорывающих метаэффузивы сархойской серии и метаморфические породы билинской свиты.

Отложения сархойской серии представлены зеленокаменными вулканитами (лавами и туфами среднего и кислого состава зеленовато-серого и реже – лилово-серого цвета. Структура эффузивных пород чаще всего порфировая с тонкозернистой, иногда – скрытокристаллической кварц-серицитовый основной массой. По химическому составу породы отвечают риолитам, риодацитам, дацитам и андезитам, обогащенным крупноионными литофильными элементами (Ba, Rb, Sr) и содержащими в повышенных количествах высокочargedные элементы (La, Ce, Nb, Zr, Y, Pb) при пониженных содержаниях Cr и Ni. По многим геологическим и геохимическим признакам

вулканические породы сархойской серии наиболее соответствуют породам вулканических поясов активных континентальных окраин (Кузьмичев, 2004).

Гранитоидные породы рудного узла, так же как и всего Боксон-Сархойского синклиория изучены недостаточно. В междуречье Тиссы и Сархоя известны гранитоиды сархойского комплекса, сложенные диоритами, тоналитами, биотитовыми плагиогранитами и двуполевошпатовыми порфировидными гранитами, относящимися к сархойскому комплексу. Рудовмещающими являются средне- и крупнозернистые плагиограниты, ранее относимые к хорингольскому вулканоплутоническому комплексу рифейского возраста, выделенному по результатам геолого-съёмочных работ 1:50000 масштаба в 60-х годах XX века (Ставский и др., 1968ф). Предполагалось, что хорингольский комплекс имеет 3-х фазное строение, каждая из которых сопровождается жильными и дайковыми дериватами и эффузивными аналогами на поверхности.

1 фаза – пироксениты, пироксенитовые серпентиниты, габброиды и их жильно-дайковые образования.

2 фаза – кварцевые порфириты, гранит-порфиры, плагиосиениты, плагиограносиениты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, фельзиты и фельзит-порфиры.

3 фаза – габброиды и диориты, нередко гибридного облика и сопровождающие их дайки габброидного и диоритового состава.

Позднее, при поисково-оценочных работах начала 2000-х годов рудовмещающие гранитоиды были отнесены к таннуольскому комплексу (Гусаревич и др., 2007ф).

По минеральному составу среди гранитоидов преобладают мусковитовые и биотит-роговообманковые граниты. Структура пород порфировидная, реже гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. По размеру зерен породы варьируют от среднезернистых до гигантскозернистых (пегматоидных). Все гранитоиды в той или иной мере затронуты вторичными изменениями, выражающимися в серицитизации и альбитизации плагиоклаза, мусковитизации и хлоритизации биотита, появлении таких минералов как эпидот, карбонат. Мусковитовые плагиограниты распространены на уч. Сагангольском, частично, на уч. Хорингольском (лев. борт р. Хорингол). Они имеют преимущественно крупнозернистую, до гигантскозернистой структуру, с идиоморфными кристаллами альбитизированного плагиоклаза, в разной степени серицитизированного. Породы сложены кварцем, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, реже мусковитом. Калиевый полевой шпат присутствует в небольших количествах. Вторичные минералы – серицит, эпидот, мусковит, карбонаты.

По содержаниям SiO_2 гранитоиды отвечают ряду гранодиорит-лейкогранит нормальной щелочности (табл. 3.12). Породы имеют натриевую специализацию – K/Na отношения варьируют в пределах 0.17 – 1.09, при среднем значении 0.48. Коэффициент апаитности низкий, от 31.06 до 51.89 %, в среднем – 38.12 %. Значимых различий в составах гранитоидов Хорингольского и Сагангольского участков не установлено. На классификационных диаграммах Пирса (Pearce et al., 1984), точки составов плагиогранитов обоих участков попадают в поле островодужных гранитов и близки к полю составов островодужных гранитоидов Таинского штока (см. рис.3.38).

На спайдер-диаграмме распределения некогерентных элементов видно некоторое обеднение пород LILE и HFSE относительно состава верхней коры (рис. 3.44). Отчетливо выражены положительные аномалии по Ba и Sr, неявно проявлены отрицательные аномалии по Th, U, Nb, Zr. В целом график распределения элементов-примесей в гранитоидах проявлений Хорингольское и Сагангольское сходен с графиком, построенным для островодужных пород Таинского штока.

Графики распределения РЗЭ в гранитоидах на проявлениях Тисса-Сархойского рудного узла плоские, характеризуются слабо дифференцированным распределением РЗЭ, отсутствием Eu аномалии и слабым обогащением легкими РЗЭ, La/Yb_n отношение 4.2 – 16.5 (рис. 3.45). По конфигурации кривых гранитоиды сходны с островодужными гранитами Восточной Тувы (по Рудневу, 2013) и гранитоидами Таинского штока.

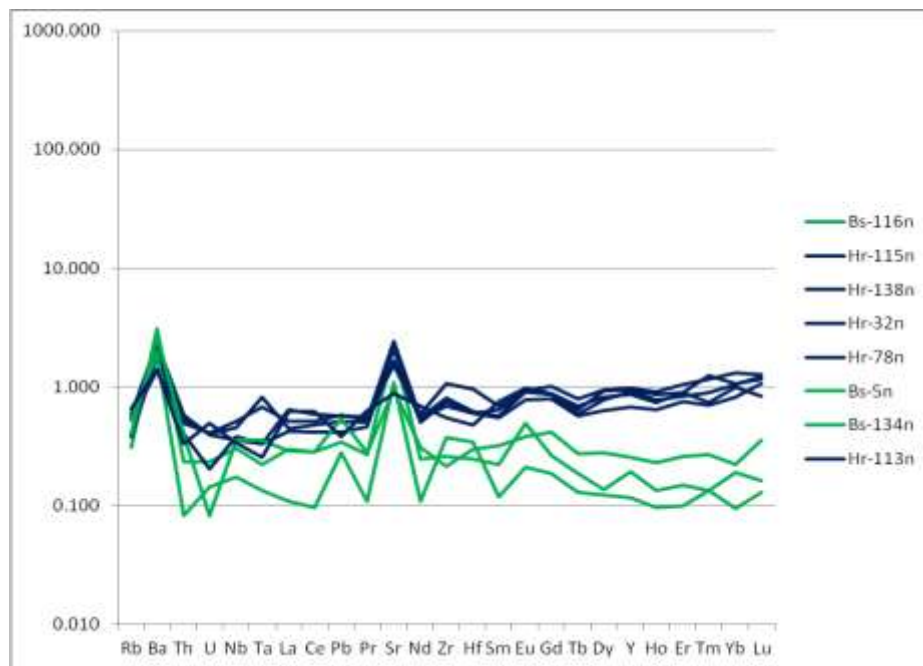


Рис. 3.44. График распределения некогерентных элементов. Нормировано по составу верхней коры (Sun, McDonough, 1989).

Таблица. 3.12. Химические составы гранитоидов Тисса-Сархойской площади.

№ пробы	Bs-112	Bs-115	Bs-116	Bs-2	Bs-26	Bs-50	Bs-6	Bs-80	Hr-112
SiO ₂	67.30	66.60	68.00	67.10	69.50	65.90	68.80	70.10	62.30
TiO ₂	0.21	0.49	0.21	0.18	0.19	0.23	0.19	0.21	0.25
Al ₂ O ₃	15.40	14.00	16.30	16.65	15.30	16.25	16.25	16.00	16.50
Fe ₂ O ₃	1.11	2.71	1.23	1.01	0.38	0.76	1.42	2.40	1.27
FeO	0.97	2.26	0.97	0.71	1.28	1.57	0.36	0.26	1.43
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.02	0.01	0.07
MgO	0.87	2.55	0.96	0.52	0.81	0.95	0.26	0.31	0.97
CaO	4.00	3.15	3.79	2.86	2.72	3.46	1.88	0.50	4.47
Na ₂ O	3.70	3.41	4.02	3.81	4.73	3.92	5.79	5.35	3.63
K ₂ O	1.34	1.76	1.69	2.11	1.32	1.93	1.93	2.05	3.10
P ₂ O ₅	0.10	0.29	0.11	0.08	0.10	0.12	0.10	0.15	0.09
ппп	4.49	2.29	2.23	4.56	3.70	4.19	2.40	2.51	6.06
Сумма	99.55	99.58	99.57	99.63	100.07	99.34	99.40	99.85	100.14
Ba	655	1740	940	670	590	850	560	610	874
Rb	25	34	18	37	28	40	39	32	74
Sr	840	480	730	620	580	660	370	420	432
Nb	4	4	3			5		2	3
Zr	45	58	44	59	66	56	62	53	65
Y			5					11	4
Cr		60	130	180	110	80	180		71
Cu		26		17			22	230	22
Pb	19	5	6	3		5	3	960	
Zn		90	38	36	37	41	38	2430	34
Mo			1				1		
Sb								81	
K/Na	0.36	0.52	0.42	0.55	0.28	0.49	0.33	0.38	0.85
K.a., %	32.73	36.93	35.03	35.56	39.54	36.00	47.51	46.25	40.79

Таблица 3.12, продолжение

№ пробы	Hr-114	Hr-115	Hr-123	Hr-125	Hr-27	Hr-78	Hr-95
SiO ₂	64.50	63.20	71.50	69.40	67.00	63.90	77.40
TiO ₂	0.32	0.52	0.28	0.31	0.33	0.59	0.34
Al ₂ O ₃	17.50	16.00	15.30	15.60	17.30	13.60	12.20
Fe ₂ O ₃	2.02	2.24	1.47	1.56	1.85	1.93	1.56
FeO	1.89	3.71	1.81	2.00	0.81	5.86	0.46
MnO	0.07	0.12	0.05	0.05	0.03	0.11	0.01
MgO	1.57	2.49	0.65	1.22	1.33	3.56	0.18
CaO	4.58	5.10	1.25	2.29	1.50	4.00	0.35
Na ₂ O	4.04	3.58	3.38	3.93	3.32	3.05	5.32
K ₂ O	1.57	1.39	1.94	1.43	3.61	1.75	1.01
P ₂ O ₅	0.07	0.14	0.10	0.12	0.18	0.15	0.00
ппп	2.05	1.93	1.82	1.78	3.07	1.39	0.77
Сумма	100.18	100.41	100.00	99.69	100.33	99.88	99.60
Ba	823	740	687	751	1740	486	538
Rb	37	33	47	38	103	38	18
Sr	1015	503	787	839	245	424	196
Nb	4	4	2	3	6	4	3
Zr	51	113	62	59	120	136	175
Y		25	3	5	5	19	38
Cr	110	53	170	170		89	210
Cu	12		91	50		68	32
Pb	6	19	6		27	22	
Zn	40		33	38		53	20
Mo					2		2
Sb		3	3		4	3	
Na/K	0.39	0.39	0.57	0.36	1.09	0.57	0.19
К.а.,%	32.06	31.06	34.79	34.36	40.06	35.29	51.89

Примечание: Bs – граниты Сагангольского проявления, Hr – граниты Хорингольского проявления. К.а – коэффициент апаитности.

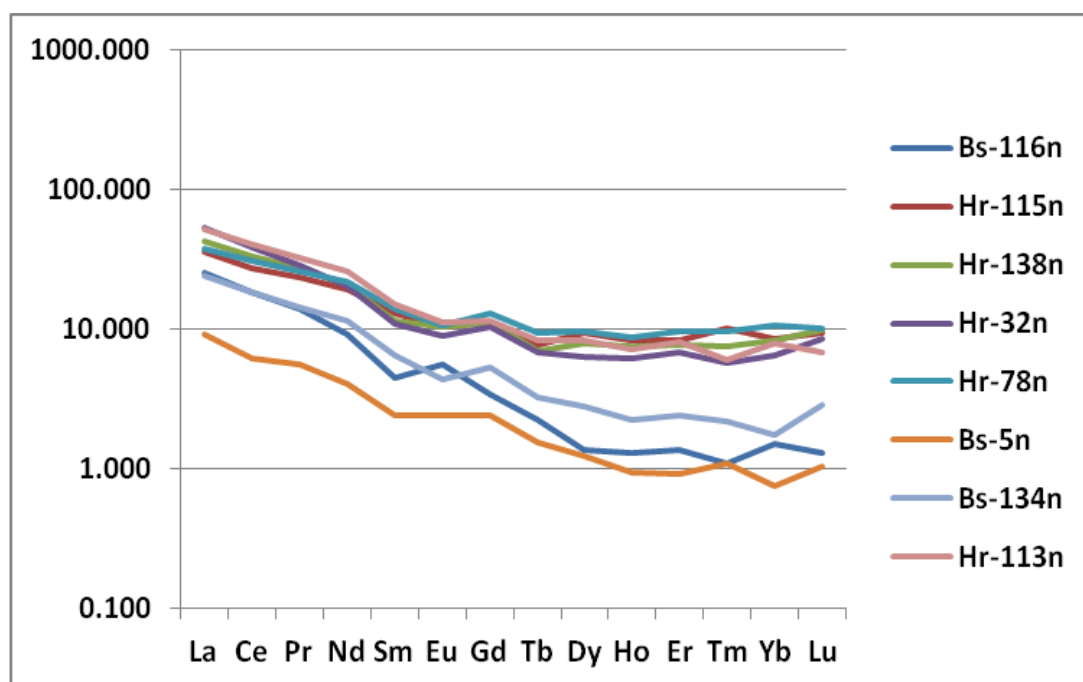


Рис. 3.45. Распределение РЗЭ в гранитоидах проявлений Хорингольское и Сагангольское.

Учитывая На специализацию гранитоидов, низкий коэффициент апаитности и их геохимические характеристики, изученные породы, так же как и гранитоиды Таинского штока отнесены к островодужным гранитам.

Рудовмещающие гранитоиды в разной степени подвержены вторичным изменениям – серицитизации, карбонатизации и эпидотизации плагиоклазов, хлоритизации, мусковитизации биотитов, появлении пирита. Околожилные березиты слагают явно диффузионные метасоматические оторочки, мощностью до первых метров. В местах сгущения жил и прожилков эти оторочки сливаются, образуя зоны сплошной березитизации. Породы имеют розово-серую окраску и преимущественно кварц-карбонат-серицитовый состав с вкрапленниками пирита (1-5 %). Карбонатные минералы березитов представлены железистым доломитом, кальцитом, анкеритом. В местах сгущения кварцевых прожилков, зоны березитизации достигают мощности 20-30 м. Для пород характерно мелкозернистое строение, в некоторых случаях наблюдаются карбонатные прожилки мощностью около 0,1-0,3 см. Текстура преимущественно массивная, иногда пятнистая. В составе березитов преобладает серицит (35-40 %), карбонат (железистый доломит, кальцит) (30-40 %), кварц (15-20 %), мусковит (5-10%). Также постоянно отмечаются пирит (1-5 %), плагиоклаз (реликты) (1-3 %), хлорит (0-1 %). По геохимическим характеристикам березиты близки к гранитоидам, отличаясь

повышенными содержаниями K_2O и летучих компонентов. В геохимическом отношении они также наследуют микрокомпонентный состав гранитоидов.

Кроме березитов на площади присутствуют лиственитоподобные породы, развивающиеся по дайкам и эффузивам основного и среднего состава. Породы характеризуются мелкозернистой массивной текстурой, зеленовато-серой, коричнево-серой окраской. Практически во всех телах лиственитоподобных пород отмечаются разноориентированные существенно кварцевые и карбонатные прожилки (0,1-0,7 см). По составу это кварц-мусковит-хлорит-карбонатные породы с 1,5-5 об.% мелкозакрапленного пирита. Карбонат представлен анкеритом и железистым доломитом, общим количеством до 40-60 об. % (кварца – 15-30 об. %, мусковита – 10-20 об. %, хлорита – 5-10 об. %).

Ранее, в связи с отсутствием возрастных датировок вопрос об отнесении гранитоидов к тому или иному интрузивному комплексу оставался открытым. Попытки провести Rb-Sr датирование гранитоидов Тисса-Сархойского рудного узла, не увенчались успехом, что, на наш взгляд, связано с интенсивным вторичным изменением пород. Валовая изохрона по составам гранитоидов показала значение возраста в 633 ± 140 млн. лет, но имеющийся разброс точек и высокое СКВО свидетельствует о том, что мы имеем дело не с изохроной, а с эррохроной, которая не отражает истинного возраста пород.

Позднее нами было проведено U-Pb датирование крупнозернистых плагиогранитов вмещающих Сагангольское рудопоявление. Полученный конкордантный возраст имеет значение 528.5 ± 6.0 млн. лет (рис. 3.46). Такой возраст соответствует времени завершающей стадии существования островодужной обстановки в обрамлении Тувино-Монгольского микроконтинента (Руднев, 2010).

Rb-Sr датирование валовых проб наиболее типичных околожильных березитов, не содержащих реликтов первичных гранитоидов, показало значение возраста – 537 ± 15 млн. лет и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения, равные 0.70409 (рис. 3.47). Такое значение возраста околорудных метасоматитов, с учетом разброса данных, свидетельствует о синхронности процессов гранитообразования и околожильной березитизации, что говорит о генетической связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом.

Золотое оруденение приурочено большей частью к пологозалегающим малосульфидным кварцевым жилам с зонами околожильного изменения (березитизация, лиственитизация), развивающимся по зонам милонитизации и рассланцевания в гранитоидах и дайках диоритов (чаще в эндоконтактных частях даек). Кроме рудных жил, на участках установлены золотоносные зоны кварцевого прожилкования и березитизации, а также вкрапленные пиритовые руды в относительно слабоизмененных

плагиигранитах, где размер вкрапленников сульфидных минералов достигает 1 – 1,5 см. Благодаря сильной расчлененности рельефа с перепадами высот до 800 м, выявлена слабовыраженная вертикальная зональность в размещении перечисленных типов (снизу вверх): вкрапленные пиритовые руды → прожилковые руды → кварцевые жилы.

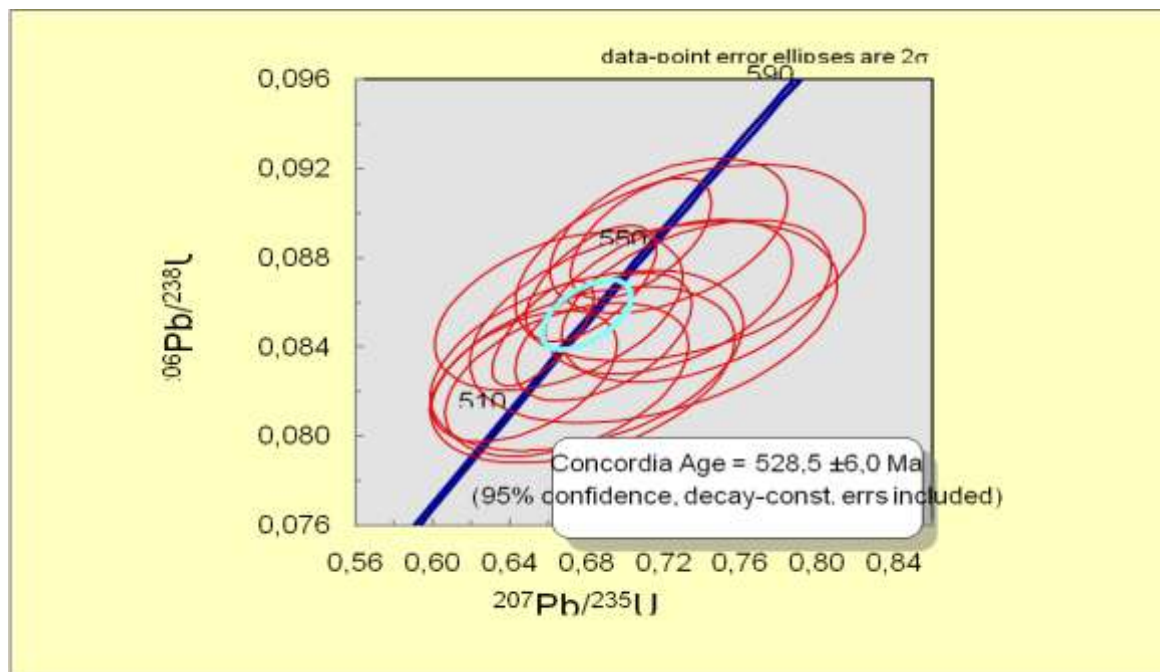


Рис. 3.46. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитов Сагангольского рудопоявления.

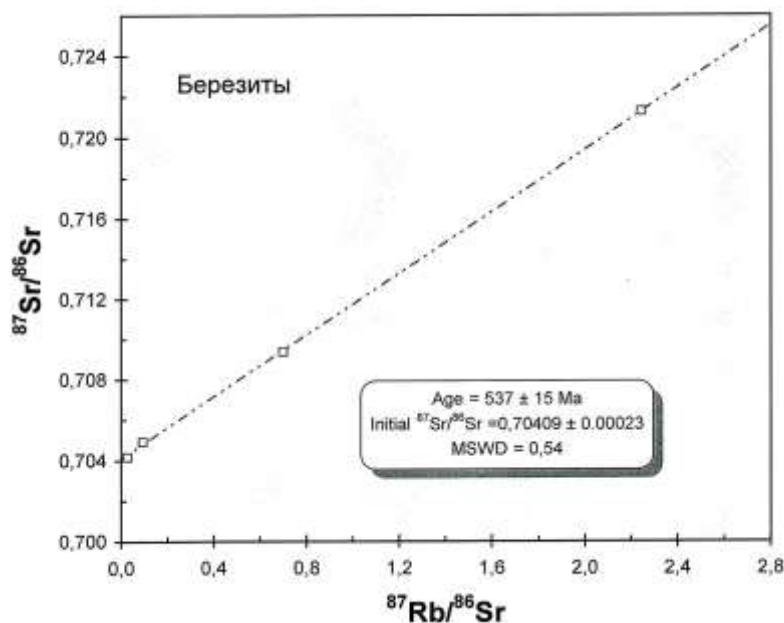


Рис. 3.47. Rb-Sr изохрона, построенная по валовым составам березитов уч. Хорингольского.

Кварц в жилах молочно-белый, кристаллический, друзовидный. Рудная минерализация (1-5 об. %) представлена вкрапленностью и мелкими гнездами пирита, халькопирита, редко присутствуют халькозин, киноварь, пирротин. Содержания золота в жилах достигают 52.6 г/т, серебра – 20.8 г/т. Прожилково-штокверковая минерализация развита в участках сгущения маломощных жил и прожилков кварца в плагиогранитах, образуя пологопадающие зоны, мощностью до 30 м и протяженностью до 100 м. Здесь также преобладает вкрапленность пирита, редко встречается халькопирит, галенит, халькозин, висмутин. Содержания золота достигают 26.8 г/т, серебра – 37.8 г/т.

Теллуридные минералы в рудах представлены калаверитом, гесситом, петцитом, мелонитом, алтаитом и теллуrowисмутитом. Они слагают, в основном, включения в рудных минералах, в виде взаимных сростаний, реже сростаний с самородным золотом. Гессит часто содержит прожилки самородного золота, иногда – реликты петцита (рис. 3.48, б). Мелонит, слагает как отдельные зерна, так и включения в апатите. Из минералов благородных металлов диагностированы самородное золото и единичные включения аргентита в золоте. Самородное золото пористое, губчатое, часто в лимонитовой “рубашке”, присутствуют также тесные сростания золота с пиритом (рис. 3.48, а). Постоянно фиксирующаяся примесь железа и кислорода в золоте связана с наличием лимонита в порах. Значительная часть минералов благородных металлов, теллуридов, а также галенит, киноварь и монацит присутствуют в виде включений в пирите или в сростаниях, встречаются и отдельные их зерна. Кроме перечисленных минералов, в виде тонких включений обнаружены редкие и необычные соединения: оксид Bi-Ag-Te , сульфиды Pb-Ag-Bi (возможно ширмерит – $\text{Ag}_4\text{PbBi}_4\text{S}_9$) и Pb-Bi (возможно бончевит – PbBi_4S_7), оксиды Sb-Pb и Bi-Te , а также арсенат Pb .

Отдельно можно рассмотреть относительно слабо измененные двуполевошпатовые граниты содержащие кристаллы (до 1 см) пирита (не более 3-5 об. %) концентрации золота в которых достигают 7.2 г/т, серебра – 13.1 г/т. Под микроскопом обнаруживается частичная серицитизация и альбитизация плагиоклаза и калиевого полевого шпата, окварцевание не характерно. По протяженности измененные граниты не оконтурены, а в обнажениях имеют выход более 2-метровой мощности. В небольших количествах присутствует галенит и единичные включения халькозина в пирите. Минералы благородных металлов представлены петцитом, гесситом, самородным золотом. Гессит содержит прожилки золота и петцита. Самородное золото слагает включения в пирите, реже присутствует в виде самостоятельных зерен. Из аксессуарных и вторичных минералов установлены циркон, монацит, ксенотим, барит, церуссит.

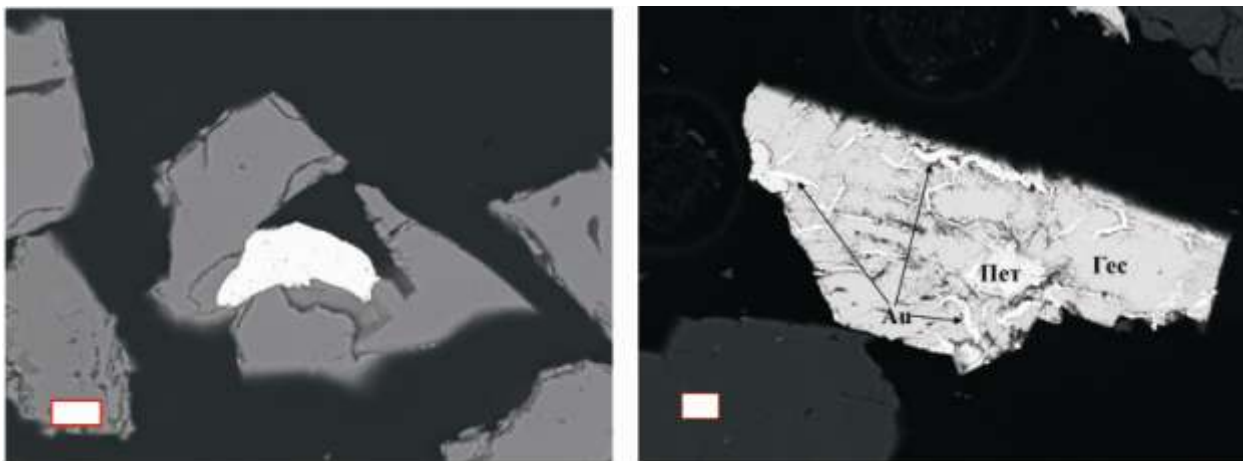


Рис. 3.48. Морфология рудных минералов: а - выделение самородного золота (белое) в зерне пирита (золото-пиритовая ассоциация); б - прожилки самородного золота (Au) и включение (реликт) петцита (Пет) в зерне гессита (Гес) (золото-теллуридная ассоциация). Длина масштабной линейки – 10 мкм.

Различий в составе самородного золота в рудах разных проявлений (Хорингольского и Сагангольского) не отмечается. Пробность варьирует от 822 до 999‰, кроме серебра в составе некоторых золотин фиксируются примеси Cu до 0.4 мас.%. Распределение пробности золота на гистограмме (рис. 3.49) одномодальное, с максимумом в интервале 900 - 950‰.

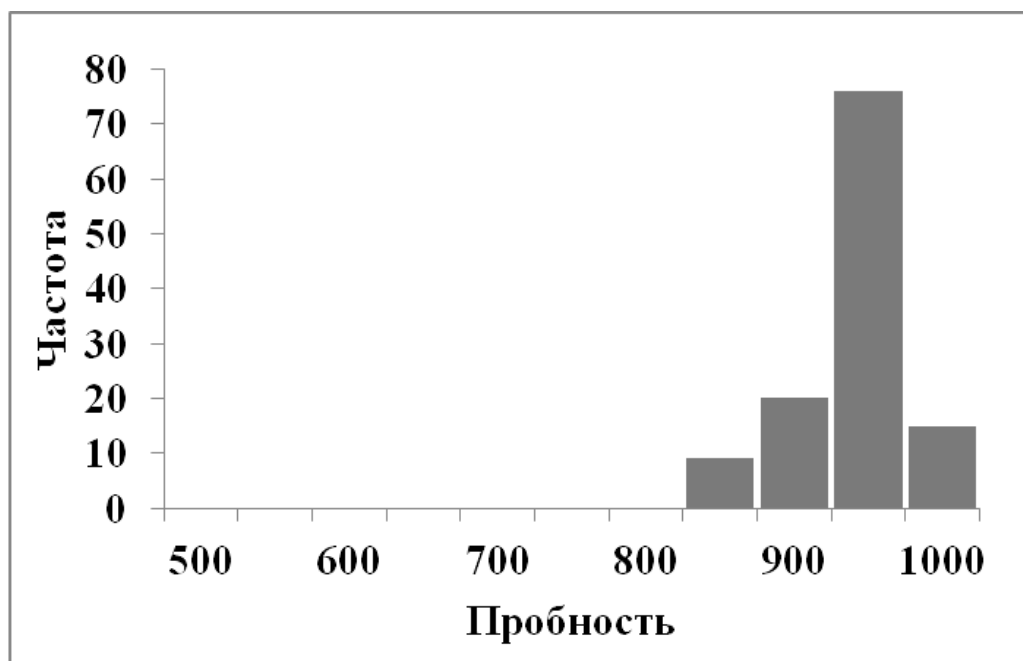


Рис. 3.49. Гистограмма распределения пробности самородного золота в рудах Хорингольского и Сагангольского проявлений.

Изучение минералогических характеристик показывает наличие теллуридных минералов во всех изученных типах руд. Особенностью их является крайне малое количество минералов серебра, средняя–высокая пробность золота. Выделено две рудные минеральные ассоциации: золото-пиритовая и золото-теллуридная. К золото-пиритовой ассоциации отнесены пирит, широко распространенный в исследуемых рудах и золото, находящееся в тесных сростаниях с пиритом. К этой же ассоциации, по-видимому, относятся сульфидные минералы (галенит, сфалерит, киноварь) и золото, связанное с карбонатными минералами лиственитов и березитов. Формирование золото-пиритовой ассоциации тесно связано с процессами гидротермального изменения (березитизацией и лиственитизацией) гранитов, диоритов и эффузивов. Поздняя золото-теллуридная ассоциация включает теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Ni (петцит, калаверит, гессит, теллуровисмутит, алтаит, мелонит) и ассоциирующее с ними самородное золото.

По геохимическим характеристикам руды проявлений Хорингольское и Сагангольское практически не отличаются (табл. 3.13). Они характеризуются достаточно низкими концентрациями рудообразующих элементов и, так же как и большинство кварцевожильных руд, имеют неравномерное распределение компонентов, вследствие гнездово-вкрапленной морфологии рудных минералов в жилах. В редких пробах отмечаются повышенные содержания Cu, Zn, Pb характеризующие появление зерен галенита, сфалерита и халькопирита. Несмотря на наличие теллуридной минерализации, содержания теллура в рудах относительно невысоки – от 3 до 51 г/т. Однако в сравнении с остальными полуметаллами (As, Sb, Bi, Se) для Te характерна наибольшая частота встречаемости, более высокие содержания и некоторая корреляция с Au. Учитывая тесную минералогическую ассоциацию теллуридов с минералами золота, эти проявления можно отнести к золото-теллуридному минеральному или золото-теллуровому геохимическому типам. Содержания золота варьируют от сотых долей до 52.6 г/т, среднее значение, по результатам анализа 41 проб кварцевожильных и вкрапленных руд – 3.36 г/т.

Таблица 3.13. Содержания элементов-примесей в кварцевожильных рудах проявлений Хорингольское (Hr, пр. 4018) и Сагангольское (Bs).

	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Se	Sb	Te
Bs-1	200	8	250		26		220		16		16				2		1.00				
Bs-12	56		30		3		н.о.	н.о.	76	48						1.4	3.60				
Bs-13	76	8	69		11		60			22						2.4	0.40		7		
Bs-132	15	2	34	1	3		н.о.	н.о.		57	28						0.02				
Bs-136	31		38	1	4		н.о.	н.о.	120	14					13		9.80				
Bs-14	5	3	3				80		16						2		0.01				
Bs-15	6		3	1	3		73			12	290			1.6	2	4.0	7.60		8		
Bs-21	23	4	81	1	9		н.о.	н.о.		27						23.0	5.00				51
Bs-3	67	2	28		3		н.о.	н.о.	150	78	540				150	35.0	52.6			45	11
Bs-33	32		43		2	2	47	25			12				1		0.23				
Bs-41	31	3	35	1	3	3	н.о.	н.о.	790	11						1.2	5.00	17			
Bs-48	8		2	1			51		72	19							0.03	10			
Bs-53	4	4	5		2		57	9	16	20	8				1	1.4	0.60			2	
Bs-58	18		250		6	2	120		18		17				1	1.8	1.00	3			
Bs-60	58		61		3		н.о.	н.о.		12						1.0	3.00	14			
Bs-62	13		33				100								1		0.80				
Bs-63	5		12				н.о.	н.о.									0.07	18			
Bs-64			3				180	10		3					1		0.05				
Bs-65	5		9		2		150								1		0.06				
Bs-7	77	8	170		14		180		90	10					1		1.00	3			
Bs-8	8	3	27				53	14	23		4				3	3.2	1.00				14
Bs-80	610	32	420	2	53	11			230	960	2430		17			15.2	7.40			81	
Hr-100	96	5	160	1	36	10	н.о.	н.о.		60	58			3			3.20			8	
Hr-119	19		13	2	2		н.о.	н.о.	70	16							0.03				

Таблица 3.13, продолжение

	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Se	Sb	Te
Hr-127	45	5	49		1	2	н.о.	н.о.		25						6.0	9.40	11			24
Hr-130	10	4	7		4		81	8	20	15	5				1	3.4	0.36			2	10
Hr-133	580	27	270	3	75	13	н.о.	н.о.		300	180			2			0.02			5	
Hr-24	18		22			2	н.о.	н.о.	1240	21						7.8	9.10			4	24
Hr-30	84	5	9		2		47	8	21		3	30			3		0.02				9
Hr-34	464	58	338		40	12	82	18	12		105	88			2		0.01			3	
Hr-45	80	5	12	2	5	2	310	16	22	18	7				2						3
Hr-48	17	3	9				64	5	16		6				1		0.04	16			
Hr-65	57	4	55		15		230	7	15		4				2			15			
Hr-70	21				21		н.о.	н.о.		9000	5200		23	12		33.0	5.00			53	
Hr-79		4	3				41		7						1	1.1	1.00			3	
Hr-80	156	9	34	2	7		220	6	110						4	1.0	0.08				
Hr-89	40		15		8		н.о.	н.о.	76	18							0.06				
Hr-90	370	12	110		79	17	н.о.	н.о.									0.02				
Hr-91	35	2	20	1	16	4	н.о.	н.о.		12							6.00				
Hr-99	58	3	68	1	21	7	н.о.	н.о.		53	41			3		3.2	2.20	10		3	
4018	350	31	275		100	38	н.о.	н.о.		3000	2200		10	5		12.0	0.90			22	

Примечания: содержания даны в г/т.

3.1.5. Дибинский рудный узел

Дибинский рудный узел расположен в южной части исследуемого региона, в бассейнах верхнего течения рек Диб и Хоре, вблизи Государственной границы РФ. В состав рудного узла входит ряд рудопроявлений, где наиболее крупными являются проявления Пограничное и Ондольтой (Боксонский), на примере которых рассмотрены основные особенности геологического строения объектов и состава оруденения.

3.1.5.1. Рудопроявление Пограничное

В геологическом строении рудопроявления принимают участие среднепалеозойские гранитоиды сархойского комплекса, вулканогенно-осадочная сероцветная формация (дибинская свита), вулканогенные образования среднего–кислого состава сархойской серии, а также, карбонатная формация нижнего-среднего палеозоя (мангатгольская свита) и формация неогеновых оливиновых базальтов (рис. 3.50).

Рудовмещающие гранитоиды представлены среднезернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами. Внешне для них характерны меланократовые и лейкократовые разновидности, серого и светло-серого цвета. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко порфировидная. Текстура пород однородная, массивная. Количественный минеральный состав пород весьма устойчив: кварц – 23-25%, плагиоклаз – 30-35%, каликатровый полевой шпат – 5-10%, биотит – 18-20%. Вторичные минералы представлены эпидотом и серицитом. Кварц образует зерна неправильной формы, размеры зерен от сотых долей мм. до 0,8 – 1 мм. Плагиоклаз распространен в породе равномерно, чаще всего имеет вид идиоморфных коротко таблитчатых и удлиненно-призматических отчетливо зональных зерен, размером от 0,1 – 0,5 до 0,8 – 1 мм. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Биотит образует широкие и узкие пластинки, характерно кучное распределение зерен.

В приконтактных частях гранитных массивов, типичные среднезернистые граниты сменяются гранит-порфирами, с порфировыми выделениями кварца. Это светло-серые, среднезернистые породы, сложенные в разной степени измененным плагиоклазом, с переменным количеством кварца (30-40 об. %), заполняющего пространство между зернами плагиоклаза, и незначительного количества темноцветов (5-10 об. %). Гранит-порфиры, как правило, ожелезнены, вследствие чего имеют бурую поверхность. В непосредственном контакте, залегает зона аплитов, мощностью около 1 метра.

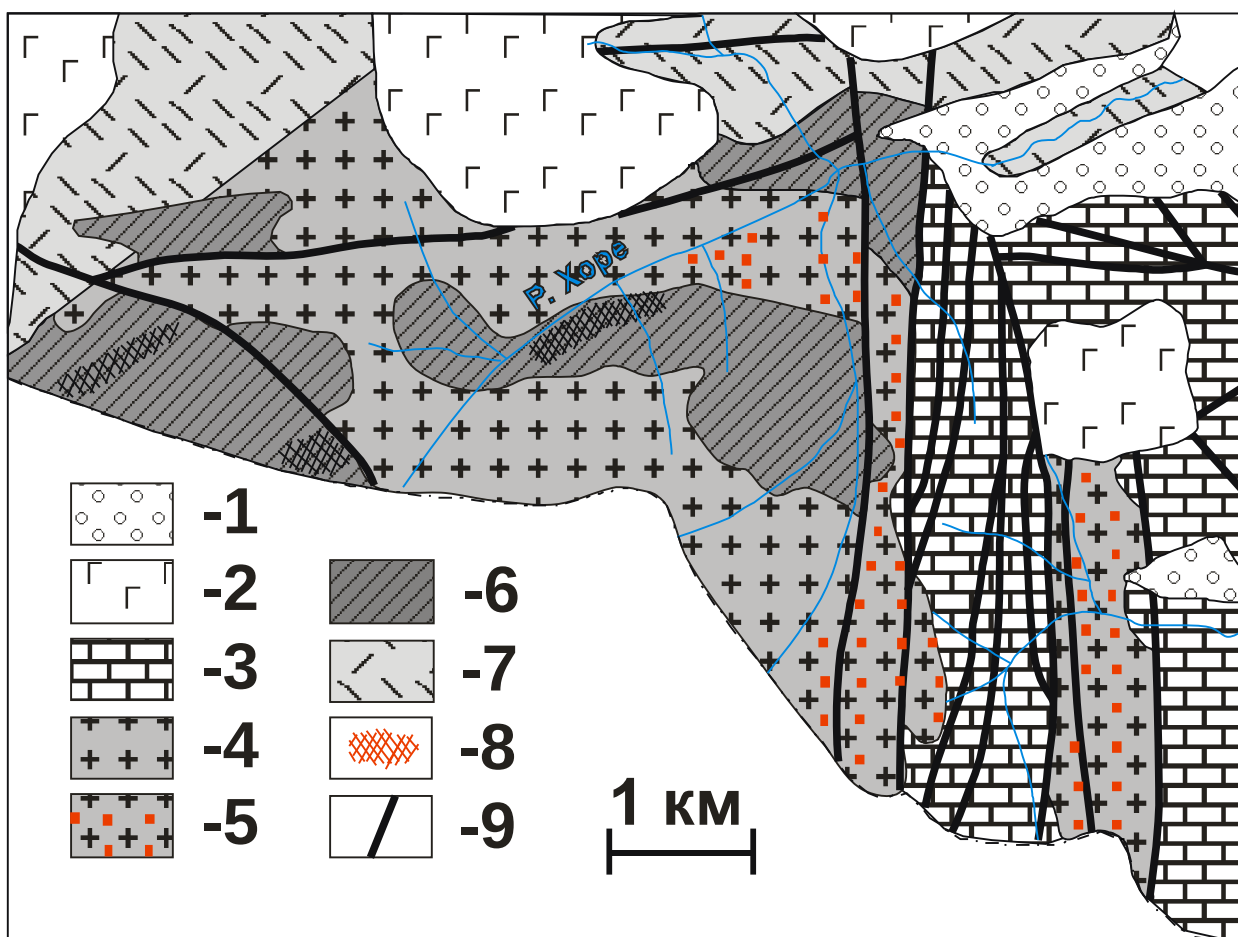


Рис. 3.50. Схематическая геологическая карта уч. Пограничный.
 1 – четвертичные отложения; 2 – неоген-четвертичные базальты; 3 – карбонатная формация нижнего среднего палеозоя (мангатгольская, хужиртайская, табинзуртинская и забитская свиты); 4 – граниты сархойского комплекса; 5 – рудоносные грейзенизированные граниты с прожилковым оруденением; 6 – вулканогенно-осадочная сероцветная формация (дибинская свита); 7 – сархойская серия; 8 – зоны скарирования; 9 – разрывные нарушения. (Составлена по материалам Дибинской ГСП, 1968 г).

Гранитоиды проявления Пограничное по химическому составу отвечают лейкогранитам ($\text{SiO}_2 = 75.6 - 78.4$ мас.%) (табл. 3.14). Породы имеют натрий-калиевую специализацию, отношения K/Na варьируют в пределах 1.11 – 2.31, среднее – 1.40. Наиболее измененные (грейзенизированные) разности содержат минимальные концентрации Na_2O (0.07 – 0.1 мас.%). Коэффициент агпаитности относительно высок, в большинстве случаев имеет значения в пределах 61.99 – 70.3%, при среднем значении 63%. Породы характеризуются содержаниями LILE и HFSE сопоставимыми с составом верхней коры, что видно на спайдер-диаграмме (рис. 3.51). Однако характер распределения осложнен некоторыми аномалиями. Характерны контрастные отрицательные аномалии по Ba, Sr и Eu и положительные по Th, U и Pb. Такое

распределение практически противоположно распределению элементов в островодужных гранитах.

На спектрах распределения РЗЭ, гранитоиды имеют отчетливый Eu минимум, обогащение легкими РЗЭ (рис. 3.52). La/Yb_n отношение варьирует в пределах 8.9 – 11.8. Подобные спектры распределения характерны для коллизионных гранитоидов Восточной Тувы (Руднев, 2013). На дискриминационных диаграммах Пирса (Rb – Y+Nb) точки составов изученных пород попадают в поле постколлизионных гранитов (см. рис. 3.38).

Учитывая их петрогеохимические характеристики гранитоиды отнесены к коллизионным. Поскольку во многих пробах гранитов фиксируются значимые примеси рудообразующих элементов, таких как As, Sb, Cu, Zn, Pb, Mo и др., то предполагается их первичная обогащенность рудным веществом. Для оценки рудообразующего потенциала и выявления связи золото-висмутового оруденения с гранитоидным магматизмом, было проведено электронно-микроскопическое изучение ассоциаций акцессорных минералов гранитов. Как известно, формирование акцессорной минерализации в гранитоидах происходит в течение всего периода становления материнского плутона, от кристаллизации до полного остывания, т.е. в интервале температур от более чем 700°C до 200°C. В связи с этим в составе акцессориев могут формироваться и относительно низкотемпературные минералы, например пирит, арсенопирит и др.

Для проведения исследований была выбрана проба наиболее «чистых» гранитов, не подверженных вторичным изменениям. Акцессорные минералы были выделены гравитационным способом и упакованы в препарат для исследований. В составе концентрата присутствуют пирит, циркон, апатит, арсенопирит, единичные зерна галенита, шеелита, барита, ильменита. При электронно-микроскопических исследованиях, в виде микровключений была обнаружена целая гамма рудных минералов. Однако в связи с субмикронными размерами включений, микрозондовые анализы проводились в большинстве случаев качественно, хотя при наличии относительно крупных включений и количественно.

Относительно большим распространением пользуются микровключения теллуридных минералов (петцит, калаверит, алтаит) в пирите. Такие включения имеют округлую, неправильную и изометричную формы и размеры примерно до 4 мкм (рис. 3.53, А, Б).

Таблица 3.14. Химические составы гранитоидов и их измененных разностей, вмещающих рудопроявление Пограничное.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	77.3	75.3	75.8	76.8	75.5	75.5	76.9	75.5	76.4
TiO ₂	0.1	0.09	0.08	0.04	0.12	0.12	0.09	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	12.54	12.55	12.7	14.4	13	13.2	11.8	12.35	12.35
Fe ₂ O ₃	0.37	1.04	0.67	0.73	0.53	0	0.76	0.86	0.93
FeO	0.98	1.22	0.74	0.24	0.94	0.67	0.49	0.86	0.43
MnO	0.02	0.02	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.1	0.08	0.09	0.05	0.13	0.19	0.08	0.09	0.12
CaO	0.2	0.2	0.17	0	0.19	0.61	0.1	0.16	0.18
Na ₂ O	3.39	3.25	3.73	2.22	4.21	2.8	3.51	3.38	3.66
K ₂ O	4.71	4.54	4.79	2.81	4.67	6.48	4.55	4.61	4.46
P ₂ O ₅	0.06	0.43	0.44	0.05	0	0	0.09	0.5	0.06
п.п.п.	0.63	0.98	0.96	1.97	0.66	0.45	0.87	0.95	0.69
сумма	100.36	99.7	100.17	99.34	99.96	100.3	99.25	99.37	99.39
Ba	133	190	170	82	100	1752	160	152	172
Rb	153	160	140	230	200	150	130	180	159
Sr	27	15	16	42	33	166	10	19	25
Li	–	30	40	30	50	–	30	–	–
Nb	10	11	10	28	59	4	8	10	11
Zr	104	80	78	51	140	87	75	94	103
Ti	600	540	480	240	719	719	540	600	600
Y	12	17	14	74	22	4	18	16	14
Th	20	9	13	13	16	17	12	23	20
U	4	3	4	6	8	4	2	5	4
Cu	30	20	20	10	15	3	10	7	5
Pb	43	78	40	63	30	37	30	99	25
Zn	35	30	30	30	0	7	0	48	14
Sn	5	13	10	25	11	1	3	19	7
W	8	20	30	0	30	4	20	8	4
Mo	–	5	1	1	1	–	60	–	–
As	290	5000	4000	450	17	0	700	5100	280
Sb	20	8	8	17	0	0	12	13	–
La	189	16	19	7	4	19	30	22	18
Ce	40	33	33	14	7	38	52	45	37
Na/K	0.72	0.72	0.78	0.79	0.90	0.43	0.77	0.73	0.82

Таблица 3.14, продолжение

	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	75.8	75.6	75.8	77.9	77.3	77.7	78.2	78.4
TiO ₂	0.1	0.11	0.1	0.08	0.1	0.1	0.09	0.08
Al ₂ O ₃	13.05	12.7	12.7	10.8	13.3	13.85	12.85	11.8
Fe ₂ O ₃	1.14	1.25	1.03	1.12	1.22	0.57	0.91	0.85
FeO	0.78	1.43	0.63	0.67	0.39	0.39	0.43	0.49
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.07	0.07	0.05	0.08	0.1	0.23	0.23	0.29
CaO	0.27	0.18	0	0	0.1	0	0	0
Na ₂ O	3.39	3.36	3.44	2.79	0.1	0.07	0.1	1.41
K ₂ O	4.7	4.55	4.62	4.25	4.16	3.76	4.16	3.92
P ₂ O ₅	0	0	0	0.7	0.1	0.19	0.08	0.36
п.п.п.	0.88	1.19	0.91	0.79	2.46	2.54	2.21	1.65
сумма	100.2	99.46	99.29	99.24	99.35	99.41	99.27	99.26
Ba	200	190	170	140	107	110	120	115
Rb	150	135	150	130	200	160	130	163
Sr	21	20	16	10	13	–	6	34
Li	40	40	30	30	–	30	40	–
Nb	10	9	10	6	14	11	6	8
Zr	86	76	80	61	120	110	68	91
Ti	600	659	600	480	600	600	540	480
Y	14	9	14	28	20	20	12	18
Th	17	13	14	13	27	16	–	14
U	4	5	3	2	7	3	4	4
Cu	10	15	15	10	4	8	10	4
Pb	33	29	29	1200	12	13	30	7
Zn	0	30	60	140	18	0	30	6
Sn	4	4	3	20	16	7	3	7
W	0	0	40	30	8	30	20	15
Mo	1	1	1	1	–	2	1	–
As	46	160	340	6200	750	2300	430	3500
Sb	0	–	18	53	9	32	16	24
La	17	21	21	19	25	33	26	19
Ce	32	37	34	33	51	56	40	37
Na/K	0.72	0.74	0.74	0.66	0.02	0.02	0.02	0.36

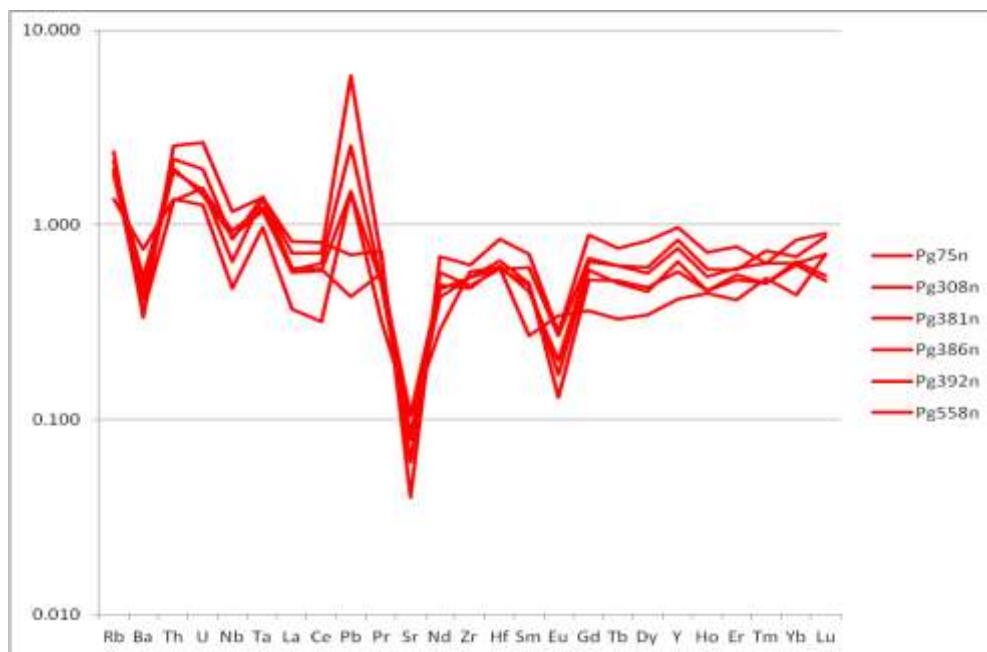


Рис. 3.51. Графики распределения некогерентных элементов для гранитов рудопроявления Пограничное.

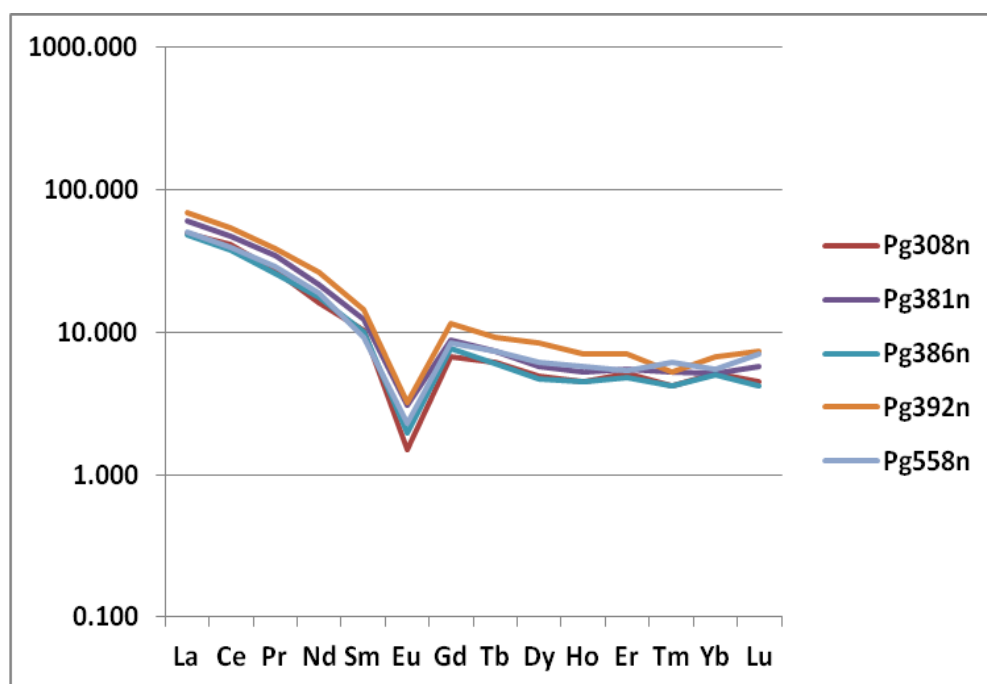


Рис. 3.52. Распределение РЗЭ в гранитах рудопроявления Пограничное.

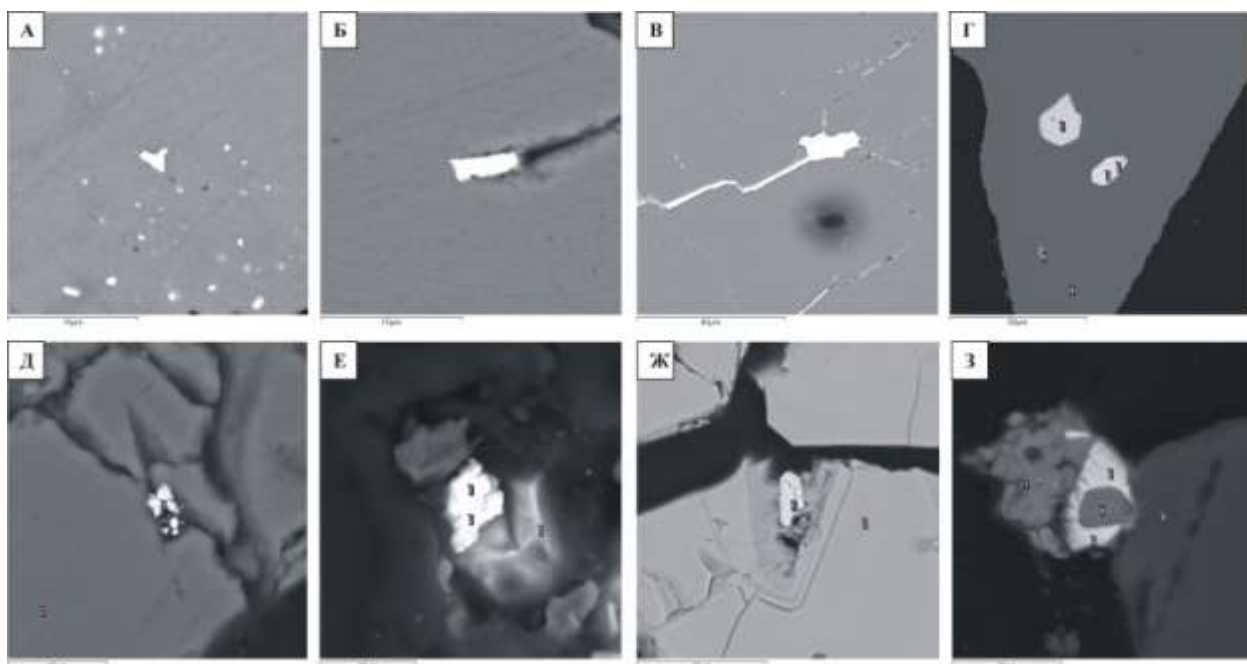


Рис. 3.53. Морфология микровключений в акцессорных минералах гранитоидов (изображение в обратно рассеянных электронах; микроскоп Leo-1430, ГИН СО РАН, аналитик С.В.Канакин). А - микровключения петцита и калаверита в пирите; Б – включение алтаита в пирите; В – микропрожилки самородного золота в пирите; Г - включения галенита (1) и золота (2, 3, 5) в пирите (4); Д – выделение аргентита (1) в апатите (2); Е – сростание самородного серебра (1, 2) с цирконом (3); Ж – включение молибденита (1) в цирконе (2); З – сростание рутила (1,4), фергусонита (2,3) и кварца (5).

Наряду с теллуридами, в пирите в виде подобных микровключений и микропрожилков установлены галенит и самородное золото (рис. 3.53, В, Г). Золото среднепробное (885 – 891‰). Из примесей фиксируется Fe, но возможно, оно было захвачено в процессе анализа из вмещающего пирита. В галените также фиксируется примесь Fe.

Арсенопирит присутствует в относительно небольшом количестве, слагает таблитчатые кристаллы. Местами содержит мельчайшие каплевидные выделения рутила. Отношение S/As в минералах варьирует от 1.12 до 1.14, примесей не установлено.

В одном случае обнаружено выделение самородного Bi, размером около 2 мкм на краю зерна ильменита.

В цирконе и апатите были установлены включения самородного Ag и аргентита соответственно (рис. 3.53, Д, Е). Размеры выделений достигают 8 – 9 мкм. Кроме самородного Ag в цирконе обнаружено включение молибденита (рис. 3.53, Ж). В агрегате

окисленного циркона (?) установлен минерал U (по-видимому, оксид) с примесями Ca, Fe, Y, Pb, Th. Обнаружено также срастание рутила, фергусонита и кварца (рис. 3.53, 3).

Такой необычный состав микровключений в акцессорных минералах, в частности наличие минералов золота и серебра свидетельствует о специализации гранитоидов на золотое оруденение. Микровключения золота часто отмечаются в акцессорных минералах гранитов, где золото обособляется совместно с сульфидно-оксидной фазой расплава (Некрасов, 1991), что связано с экстракцией благородных металлов акцессорными сульфидами и оксидами из расплава. Здесь же следует сказать, что в целом растворимость золота в расплавах кислого состава не меньше, а зачастую (например, при гибридизации) и больше чем в расплавах основного состава, что установлено экспериментальными работами А. Г. Миронова и др. (1989). В составе расплава в рудообразующую систему приносятся также теллур и висмут, что выражается в появлении зерен самородного Bi и наличии золото-теллуридной ассоциации в пирите, однако вследствие высокотемпературных условий рудообразования, теллуридная ассоциация нестабильна и в рудах не отлагается.

В заключение следует отметить, что проанализирован был концентрат акцессорных минералов лишь из одной пробы гранитов. При последующих исследованиях возможно расширение гаммы рудных минералов в составе акцессорных парагенезисов. К примеру, на золото-висмутовых месторождениях Северо-востока России, состав акцессорных минеральных ассоциаций рудовмещающих гранитоидов, где установлены такие минералы как арсенопирит, теллуrowисмутит, леллингит, самородный висмут и др., в большой степени соответствует минеральному составу самих руд (Гамянин и др., 2003).

Результаты Rb-Sr датирования гранитов, показали варьирующие значения абсолютного возраста: по минеральным изохронам (вал-биотит) от 316 до 363 млн. лет, по валовым составам гранитов – 440 – 525 млн. лет. Проведенное U-Pb датирование циркона из гранитов, вмещающих золотое оруденение показало значение возраста **497.8** млн. лет (рис. 3.54). K-Ar датировка мусковита из околосильных грейзенизированных гранитов имеет значение в **537±11** млн лет. Такой возраст метасоматитов, с учетом разброса данных, свидетельствует о близодновременном образовании гранитоидов и оруденения.

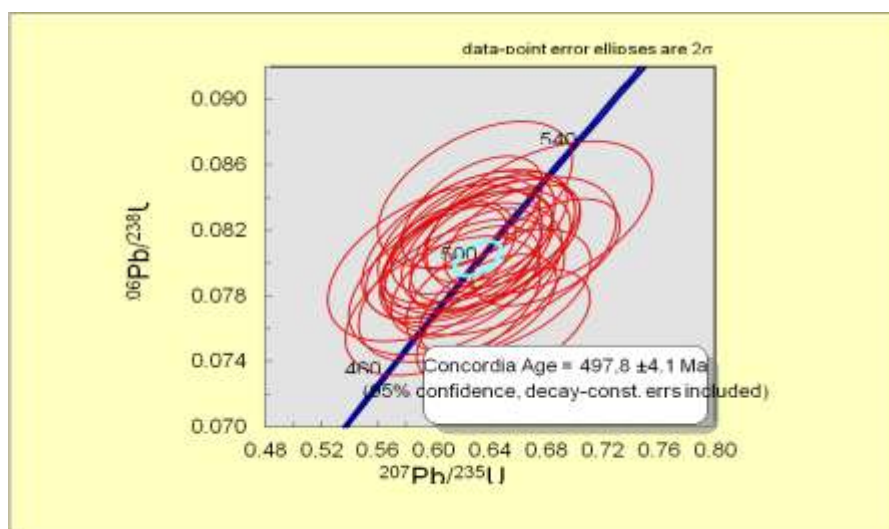


Рис. 3.54. Результаты U-Pb датирования циркона из гранитов рудопроявления Пограничное.

Участками, породы в значительной степени подвергнуты процессам автометаморфизма, что привело к образованию грейзенов и грейзенизированных гранитов, альбит-мусковит-серицит-кварцевого состава, часто с мирмекитовыми сростаниями кварца и альбита. Грейзенизированные граниты сложены в разной степени измененным плагиоклазом с переменным количеством ксеноморфного кварца (от 20-35 об. %). Плагиоклаз представлен двумя разновидностями – таблитчатыми кристаллами, размером 0.5-0.8 мм., с пятнистым агрегатом соссюрита, и мелкими (0.1-0,2 мм.) выделениями сильно серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза. Повсеместно по кристаллам плагиоклаза развивается тонкочешуйчатый агрегат серицита, также присутствуют зерна мусковита. Грейзены и связанные с ними рудные жилы развиты как в эндоконтактной зоне, так и внутри интрузии.

Выделяются 3 типа зон грейзенизации: 1) зоны грейзенизации, приуроченные к контактовым частям массива с породами терригенно-карбонатной (мангатгольская свита) и вулканогенно-осадочной (дибинская свита) толщ; 2) околожильные зоны грейзенизации вокруг кварцевых жил; 3) зоны изменения в гранитах попространственно не связанные ни с первым, ни со вторым типом.

Рудные тела проявления Пограничное представлены жилами и прожилками кварца, обрамленные зонами грейзенизации (и кварцевого прожилкования) среди вышеописанных гранитоидов. Кварцевые жилы сложены молочно-белым кристаллическим кварцем, часто окрашенным, в результате пропитывания гидроокислами железа, в буроватые тона. Морфология жил и крупных прожилков простая, плитообразная, мощность не превышает

10 – 20 см. Резкие раздувы и пережимы отсутствуют. Рудная минерализация приурочена в основном к зальбандам жил. Распределение агрегатов рудных минералов чаще всего гнездово-вкрапленное, в некоторых случаях отмечаются прожилки мощностью до 1 см. Из нерудных присутствует мусковит.

В рудах установлено три последовательно сменяющих друг друга рудных минеральных ассоциации: **пирит-арсенопиритовая → сфалерит-галенитовая (полисульфидная) → висмут-сульфосольная.**

Пирит-арсенопиритовая ассоциация. Арсенопирит распространен неравномерно, формируя как редкую рассеянную вкрапленность совместно с пиритом-I, так и практически мономинеральные скопления зернистых агрегатов гнездообразного характера. Арсенопирит слагает агрегаты идиоморфных призматических и ромбических кристаллов, совместно с пиритом в кварцевой матрице. Крупные зерна, как правило, испытывают хрупкую внутрирудную деформацию, приводящую к развитой системе трещин в арсенопирите, где агрегат приобретает катакластическую структуру, причем в порфиорокластах отмечаются ромбические кристаллы. Эти трещины и пространство около катаклазированного арсенопирита заполняются более поздними минералами – сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и агрегатами сульфосолей Pb, Sb – буланжеритом, джемсонитом. Положение арсенопирита в рудных телах и взаимоотношения с другими минералами (сфалеритом, галенитом и др.) определяется временем выделения его в процессе минералообразования, являясь совместно с пиритом, одним из наиболее ранних минералов. Содержания мышьяка варьируют от 41.79 до 45.93%, S/As отношение варьирует от 0.992 до 1.251, т. е. отчетливо наблюдается повышенная сернистость арсенопирита (табл. 3.15). В некоторых случаях наблюдаются включения галенита в агрегате арсенопирита (рис. 3.55, А).

Пирит ранней минеральной ассоциации (пирит-I) слагает идиоморфные кристаллы, находящиеся в сростании с арсенопиритом, вместе с которым образует вкрапленность и гнездовые скопления в жилах. Пирит-II имеет призматические кристаллы около выделений сфалерита. По химическому составу пирит-I отличается от позднего пирита-II отсутствием примесей.

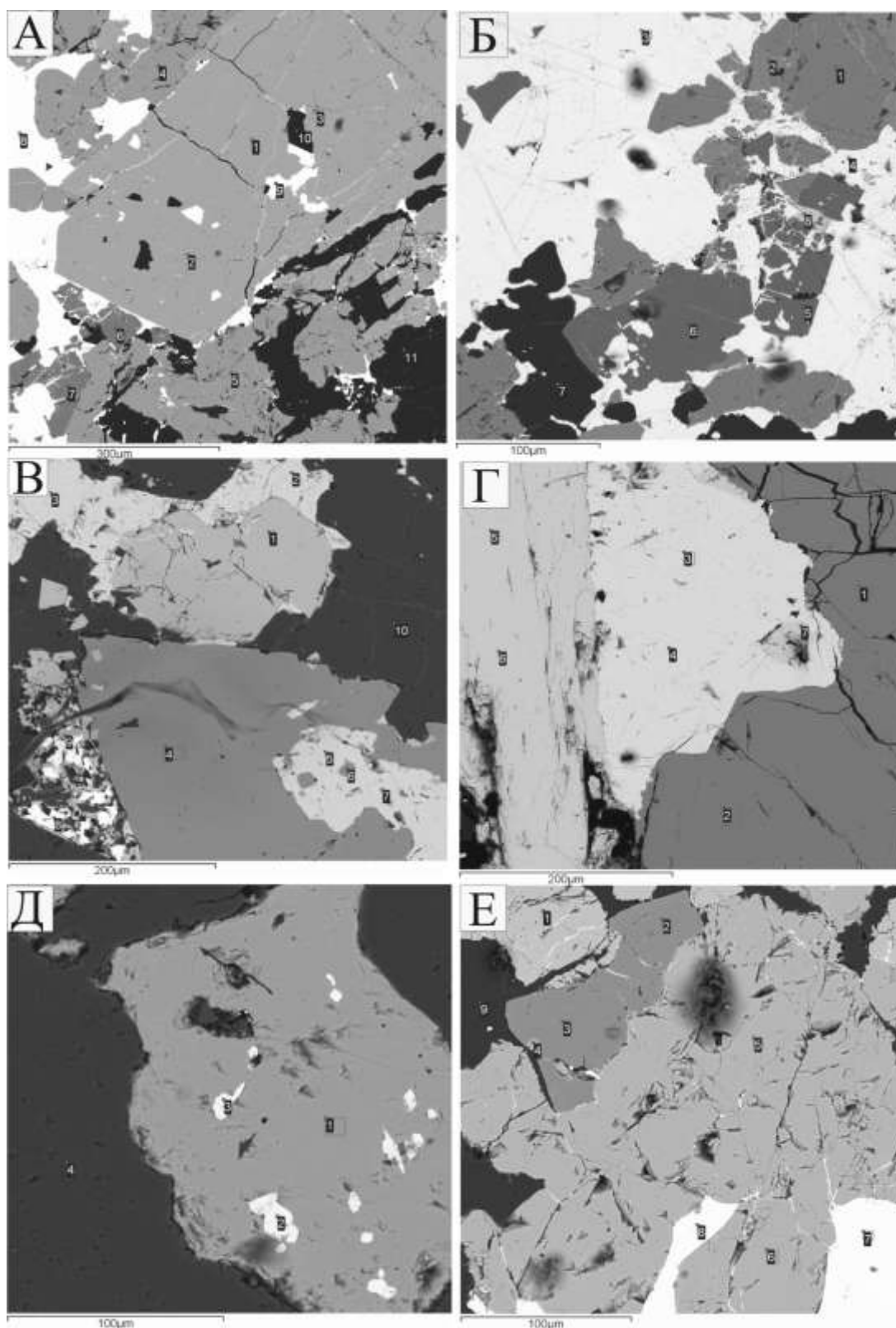


Рис. 3.55. Взаимоотношения минеральных ассоциаций. А - арсенопирит (1,2), пирит (6,7), сфалерит (3,4,5), галенит (8,9), кварц (10,11); Б - арсенопирит (2), пирит (5,6), сфалерит (1), галенит (3,4), кварц (7); В - арсенопирит (1,9), пирит (4,6), блеклая руда (2,3,5,7,8), кварц (10); Г - арсенопирит (1,2), буланжерит (3,4), джемсонит (5,6,7); Д - включения джемсонита (2,3) в сфалерите (1), кварц (4); Е – арсенопирит (1), пирит (2,3), сфалерит (4,5,6), галенит (7,8), кварц (9).

Таблица 3.15. Химический состав минералов пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации (мас.%).

Fe	As	S	Сумма	S/As	Минерал
35.07	44.14	21.09	100.3	1.115	арсенопирит
35.54	41.79	22.34	99.66	1.249	арсенопирит
34.82	44.12	20.81	99.74	1.101	арсенопирит
34.94	44.38	20.22	99.25	1.064	арсенопирит
34.77	45.93	19.52	100.22	0.992	арсенопирит
45.45	–	52.23	97.68	–	Пирит-I
48.31	–	53.12	101.43	–	Пирит-I

Сфалерит-галенитовая (полисульфидная) ассоциация, совместно с блеклой рудой (тетраэдритом, фрейбергитом) образует жильную парагенетическую ассоциацию поздних сульфидов, выделяясь вслед за пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциацией.

Сфалерит слагает гипидиоморфные зерна, часто с пойкилитовыми вростками пирита-II, заполняя пространство между агрегатами пирит-арсенопиритовой ассоциации. Практически постоянно имеет примесь Cd (до 1.25 мас.%) и Fe (до 6.26 мас.%) (табл. 3.16). Среди минералов данной ассоциации кристаллизуется одним из первых (рис. 3.55, Б, Е).

Галенит в ряде случаев тяготеет к скоплениям ранних сульфидов. Здесь он локализуется в трещинах деформации или по периферии выделений. Со сфалеритом обычно образует структуру взаимных границ, хотя большая часть выделений галенита кристаллизуется позже сфалерита, заполняя пространство между кристаллами последнего и более ранней арсенопирит-пиритовой ассоциации.

Пирит-II постоянно содержит примесь мышьяка (1.06 – 2.39 мас.%) (см. табл. 3.16), слагает агрегаты идиоморфных зерен, в некоторых случаях катаклазирован.

В ряду последовательности минералообразования блеклые руды, представленные фрейбергитом и тетраэдритом, занимают совершенно определенное место – после сфалерит-галенитовой ассоциации перед комплексом сульфоантимонидов Pb, Bi и др., в связи с этим образуют тесные срастания как с минералами предыдущей, так и последующей ассоциаций. Минералы этой ассоциации чаще всего обрастают по краям кристаллов арсенопирита и пирита-I, местами корродируя их. Характер выделений агрегатов блеклых руд ксеноморфный, в некоторых случаях наблюдаются включения в агрегате пирита (рис. 3.55, В). Минералы часто содержат примеси Zn, Fe (табл. 3.17).

Таблица 3.16. Химический состав минералов полиметаллической ассоциации (мас.%).

Zn	S	Fe	As	Pb	Cd	Total	Минерал
58.19	32.09	6.26	–	–	0.76	97.3	Сфалерит
62.92	33.38	3.05	–	–	0.88	100.23	Сфалерит
61.73	32.88	2.96	–	–	1.25	98.82	Сфалерит
62.44	32.26	2.55	–	–	0.81	98.06	Сфалерит
64.77	32.55	0.98	–	–	0.69	99.00	Сфалерит
–	12.6	–	–	89.11	–	101.71	Галенит
–	12.11	–	–	86.9	–	99.01	Галенит
–	51.9	46.85	1.18	–	–	99.92	Пирит-II
–	51.71	47.32	1.06	–	–	100.1	Пирит-II
–	52.6	46.71	1.67	–	–	100.98	Пирит-II
–	51.35	45.7	2.39	–	–	99.44	Пирит-II

Таблица 3.17. Химический состав блеклых руд (мас.%).

Cu	Zn	S	Fe	Sb	Ag	As	Total	Минерал
32.6	5.52	23.91	1.15	29.04	5.86	–	98.4	Фрейбергит
32.79	6.06	24.04	1.3	28.33	5.09	–	97.96	Фрейбергит
31.43	4.79	23.62	2.14	28.44	6.92	–	97.72	Фрейбергит
38.31	–	25.6	3.89	31.33	–	1.35	100.48	Тетраэдрит

Типоморфная висмут-сульфосольная ассоциация распространена достаточно широко, но в весьма рассеянном состоянии. Сульфосоли представлены сульфоантимонидами свинца и железа, совместно с комплексом висмутовых минералов (висмутином, лиллианитом и самородным висмутом) (табл. 3.18).

Для сульфоантимонидов намечается тенденция приуроченности к скоплениям ранних сульфидов, к центральным друзовидным частям кварцевых жил или фланговым частям минерализованных зон дробления. Как правило, они наблюдаются в виде мелких гнездообразных выделений, окружающих ранние сульфиды (рис. 3.55, Г). В ряду последовательности выделения минералов сульфосоли занимают одно из последних мест. Это определяет их отношение к более ранним минералам арсенопирит-пиритовой и сфалерит-галенитовой ассоциации, заполняя пространство между ними, в некоторых случаях наблюдаются включения джемсонита в сфалерите (рис. 3.55, Д). В катаклазированных зернах арсенопирита фиксируются их прожилковидные выделения с незначительными явлениями коррозии. Отложения сульфосолей в кварце явно межзерновые, что и определяет ксеноморфную форму их обособлений. На участках кварцевых жил, подверженных внутрирудному дроблению, сульфосоли по отношению к кварцу играют цементирующую роль.

Таблица 3.18. Химический состав минералов висмут-сульфосольной ассоциации (мас.%).

Fe	Si	S	Sb	Pb	Bi	Total	Минерал
2.68	–	20.35	34.05	40.18	–	97.26	Джемсонит
2.59	–	20.95	33.69	41.22	2.98	101.42	Джемсонит
2.43	0.3	20.53	33.14	40.89	3.41	100.69	Джемсонит
2.1	0.25	20.48	32.99	41.15	3.31	100.28	Джемсонит
–	–	17.76	25.67	56.35	–	99.78	Буланжерит
–	–	18.39	25.75	56.22	–	100.36	Буланжерит
–	–	17.77	26.78	54.69	–	99.24	Буланжерит
–	–	–	1.78	–	97	98.77	Висмут
–	–	–	3.59	–	96.78	100.37	Висмут
–	–	–	5.87	–	93.77	99.64	Висмут
–	–	19.94	6.49	–	72.77	100.00	Висмутин
–	–	13.76	4.06	53.07	24.3	97.48	Лиллианит
–	–	15.54	8.66	39.65	32.44	98.3	Лиллианит
–	–	16.01	9.8	42.23	32.44	102.85	Лиллианит

Буланжерит образует зерна ксеноморфного характера, заполняя пространство между агрегатом арсенопирита и пирита-I.

Висмутовые минералы совместно с самородным висмутом относятся к наиболее поздним минералам процесса рудоотложения. Они проявляют отчетливое тяготение к скоплениям ранних сульфидов (арсенопирита и пирита), выполняя свободное пространство между их зернами и секущие их трещины. Данная ассоциация минералов распространена в весьма рассеянном состоянии.

Самородный висмут постоянно имеет в своем составе примесь Sb от 1.05 до 5.87 мас.%, встречается как в виде включений, так и в самостоятельных зернах (табл. 3.21). Висмутин представлен призматическими и игольчатыми агрегатами. Бисмит наблюдается как в виде отдельных зерен, так и оторочек вокруг зерен (реликтов) висмута. Минерал часто содержит примесь Sb (до 2,62 масс.%), в некоторых случаях фиксируется примесь As, Fe. Лиллианит отличается от галенобисмутита большим содержанием Pb и, соответственно, меньшим содержанием Bi. Слагает самостоятельные зерна и включения (реликты) в бисмите.

По геохимическим особенностям, рудные жилы обогащены, прежде всего, рудообразующими элементами. Содержания некоторых из них достигают промышленных значений в отдельных пробах: As – 2.12 мас.%, Bi – 0.27 мас.%, Pb – 0.077 мас.%, Sb – 0.056 мас.%, Mo – 0.049 мас.%, Cu – 0.024 мас.% (табл. 3.19). Содержания Te низкие, в большинстве случаев ниже предела обнаружения, лишь в единичных пробах фиксируются на уровне первых г/т.

Таблица 3.19. Содержания элементов-примесей в рудах проявления Пограничное.

Проба	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	W	Mo	Bi	As	Sb	Te	Ag	Au
Pg14	58	73	5		27		240	130			11		140		580	170		4.6	500.0
Pg15	32	54	3	2	19		130	140			9		100		590	170		2.6	500.0
Pg16	43	20	4	2	20	8		31			5		54	370	134	89			280.0
Pg18	4		10			4		50			11		490	2700	910	200	9	10.0	1300.0
Pg19	160	32	20	3	22	3		96			5		11		100	10		1.5	5.0
Pg22	117	70	16	3	37	5		470					1		1240	13	3	10.0	970.0
Pg25	35	68		2	27	6		770			7				9740	560		1.8	190.0
Pg29	32	76	3	5	25	4		27			26		3		21200	16			200.0
Pg79	5		7	1	4	4		640					1		5140	15		1.0	150.0
Pg301	590	54	37	4	71	4	20	21	50		4	30	1		156				10.0
Pg302	360	25	17	2	35	4	10	22	30		2	40	2	3	250				12.0
Pg305	99	135	12	5	57	3	140	150	50		2	100	22	10	470	42			510.0
Pg306	330	136	29	8	91	14	15	52	50		6	30	1	3	4000				1.0
Pg310	330	43	130	5	95	12	60	12	30		3	20	1		46	3		1.0	0.5
Pg312	410	37	40	3	56	5	15	170	800		2	30	1	6	34				3.0
Pg314	80	9	91	4	55	34	590	30	60		22	2700	14	250	30	6	8		910.0
Pg315	87	41	20	1	15	6	250	290	58		2	600	14	80	5200	6		27.0	100.0
Pg318	200	120	13	6	74	10	100	25	30		6	60	1.5	3	10000	7			85.0
Pg319	350	69	18	2	36	3	20	30			4	40	11	6	1200	3			6.0
Pg320	76	37	6	20	9		20	20	30		2	200	9	750		7	8		100.0
Pg328	52	99		20	30	10		6500	610	13	31	200	1	30	34000	660		44.0	24.0
Pg338	61	12	4	1	7			35			3		4		100	10			4.5
Pg339	55	23	110	2	7	10	5	14	60		9	30	1	0	17	3			0.4

Таблица 3.19, продолжение

Проба	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	W	Mo	Bi	As	Sb	Te	Ag	Au
Pg380	74	100		20	39	15	20	4400	1500	43	43	60	1	100	18000	1400		27.0	18.0
Pg390	7	12			4	2	15	150	94		14	80	1	15	750	97			2000.0
Pg391	64	88	94	5	52	18	10	510	32		8	20	1.5	3	700	260			50.0
Pg415	7		2		2		10	12	30		1	30	1		8			0.0	1.0
Pg428	19	29		1	9	10	15	5200	150		6	50	1	40	19200	20			3.0
Pg435	5	29			5	10	50	2400	1700	72	6	20	1	150	19300	1300		18.0	60.0
Pg439	9	4			5	10	60	27	50		61	30	1	3	12000	100			80.0
Pg457	47	5	32	1	30	3	83	14	100		2		2		15			1.0	2.0
Pg562	35				30	20	630	17800	7100	59	10	40	2	15	10300	7500		110.0	
Pg573	45	23	2	1	10	2	20	190	30		1	20	1	100	11500	36		10.0	
Pg574	11	3	2		3	2		370	400						15000	23			
Pg575	7	5	2		3	10	30	660	60		1		2	20	29000	22			
Pg379	300			20	100	30	20	300	30		30	50	1	3	10000			0.6	0.7

Примечания: Au –мг/т, остальные элементы – г/т.

Концентрации Au в количестве 0.15 – 1.3 г/т фиксируются почти во всех пробах кварца, содержания Ag в большинстве проб ниже предела обнаружения (<1 г/т). Широкие вариации содержаний рудообразующих компонентов связаны с неравномерным гнездовым распределением рудной минерализации в кварцевых жилах. Также золото (до 0.44 г/т) присутствует в грейзенизированных гранитах.

Золото обнаруживает отчетливую положительную корреляцию с Bi, тогда как с As наблюдается как положительная (до уровня 10 мг/т Au), так и отрицательная корреляция (рис. 3.56, А, Б). Отсюда можно сделать вывод, что отложение золота происходило как в связи с арсенопиритом, так и в связи с висмутовыми минералами. Подобные корреляционные соотношения имеют и Au с Zn (рис. 3.56, В). Такая картина свидетельствует о накоплении некоторой части золота и в составе полисульфидной ассоциации.

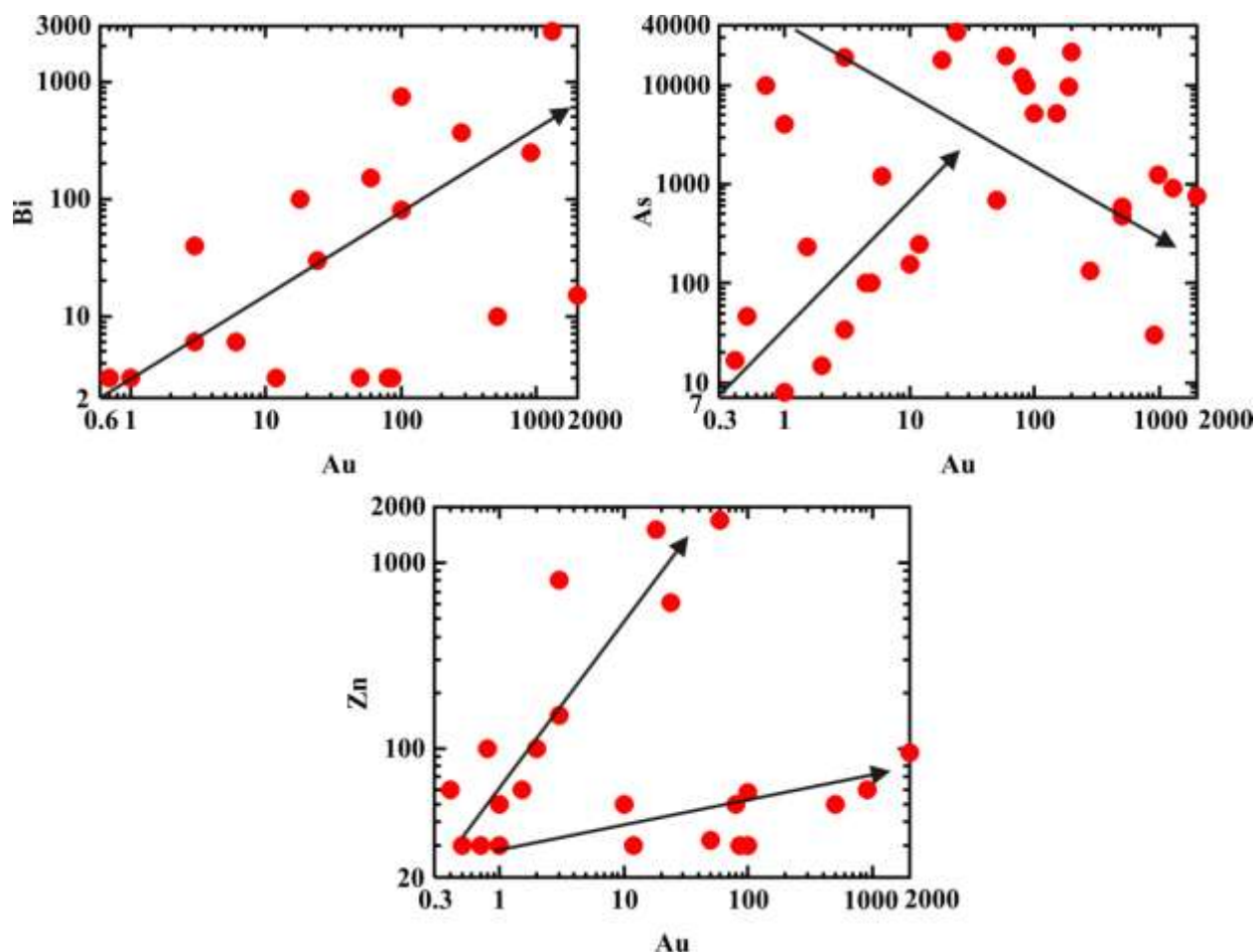


Рис. 3.56. Корреляционные диаграммы Au-Bi, Au-As и Au-Zn для руд проявления Пограничное

Зерна самородного золота выделены в небольшом количестве только из протолочек кварцевых жил и грейзенизированных гранитов (табл. 3.20). Отмечается разброс значений пробности золота в пределах 710 – 988 ‰. Элементов-примесей в золоте не установлено. Форма золотинок во включениях преимущественно округлая, отмечаются зерна пористого золота. Размер золотинок не превышает 0,1 мм. На гистограмме распределения пробности золота (рис. 3.57) выделяются три типа золота – наиболее распространенное – среднепробное (870 - 940‰), высокопробное (970 - 1000‰) и отдельные знаки низкопробного (710 - 790‰). Эти три типа, по-видимому, и соответствуют выделенным минеральным ассоциациям.

Таблица 3.20. Химический состав самородного золота рудопроявления Пограничное.

Проба	Au	Ag	Сумма	Пробность	Порода
пг-229-1	89.09	12.52	101.61	877	Грейзенизированный гранит
пг-229-2	89.84	11.62	101.46	885	
пг-229-3	90.94	10.73	101.67	894	
пг-15-1	98.79	1.21	100	988	Рудный кварц
пг-15-2	98.64	1.36	100	986	
пг-15-17	98.1	1.9	100	981	
пг-15-5	96.35	1.99	98.34	980	
пг-15-18	95.02	2.08	97.1	979	
пг-15-8	97.07	2.93	100	971	
пг-15-12	93.63	3.56	97.19	963	
пг-15-14	94.54	6.08	100.62	940	
пг-15-4	94.33	8.66	102.99	916	
пг-15-3	90.25	10.81	101.06	893	
пг-15-9	88.37	10.78	99.16	891	
пг-15-6	86.31	12.79	99.1	871	
пг-15-19	88.47	13.18	101.65	870	
пг-15-10	77.34	21.14	98.48	785	
пг-15-13	74.18	30.23	104.4	710	

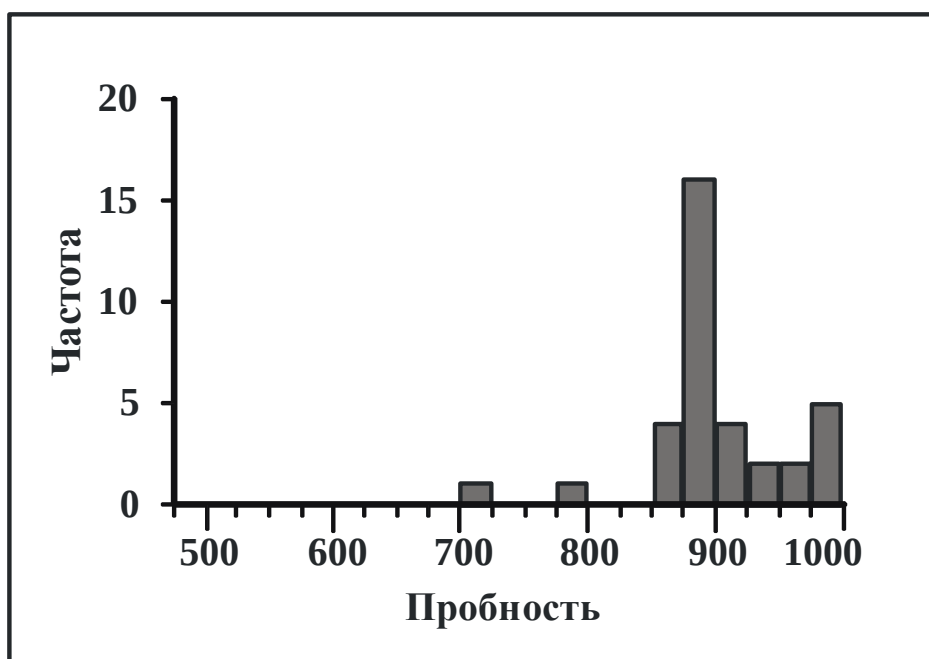


Рис. 3.57. Гистограмма распределения пробности золота в рудах проявления Пограничное.

Похожее распределение пробности золота установлено на золото-висмутовых месторождениях Северо-Востока России, где также выделяется три максимума пробности – 880 -900, 820 – 840 и 740 - 780‰ (Гамянин, 2001).

3.1.5.2. Рудопроявление Ондольтой (Боксонский)

Участок Ондольтой расположен на юге юго-восточной части Восточного Саяна, в междуречье рек Хоре и Урда-Боксон. Золото-серебряное оруденение приурочено к карбонатно-сланцевой толще дабанжалгинской свиты ($O_3 - S_2$), сложенной углеродистыми, кварц-хлорит-серицитовыми, эпидот-кремнисто-хлоритовыми сланцами, филлитами, известняками и доломитами, с будинообразными мелкими телами листовенитов. Вся толща подвержена интенсивным складчато-блоковым деформациям. В южной части участка картируется цепочка выходов базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации: серпентинизированных дунитов, габбро-норитов, габбро. В центральной части участка в субмеридиональном простирании протягивается зона измененных андезитов (андезито-базальтов). Отмечаются также дайки средних и основных пород и единичные мелкие тела габбро-диоритов и гранодиоритов. К юго-востоку от южной границы участка закартирован интрузивный массив, сложенный роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и диоритами. Некоторые исследователи, проводившие поисково-съёмочные работы, не находя на поверхности

участка выходов гранитов, но, желая видеть связь золотого оруденения с гранитным магматизмом, предполагают в разрезе на глубине наличие интрузивного гранитоидного тела, имеющего связь с вышеупомянутой интрузией.

По морфологии, составу и минералого-геохимическим особенностям, на участке Ондольтой установлено 2 основных типа руд:

- Зоны кварц-сульфидного прожилкования в горизонте кварцевых песчаников (оруденелые песчаники).
- Оруденелые окварцованные известняки.

Зоны кварц-сульфидного прожилкования (оруденелые песчаники) представляют собой участки сгущения маломощных (0,5-2 см.) кварцевых прожилков с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией в маломощном (2 -3 м) горизонте кварцевых песчаников, залегающем на контакте сланцевой и карбонатной толщ. Протяженность этого прослоя по простиранию, из-за плохой обнаженности не прослежена, но отдельные выходы оруденелых песчаников и кварцито-песчаников фиксируются на расстоянии порядка 2,5 км. Возможно, он представляет собой серию линзовидных (выклинивающихся) тел. Сульфидные минералы представлены преимущественно пиритом, халькопиритом, сфалеритом, реже борнитом. При электронно-микроскопическом изучении руд установлен необычный набор рудных минералов: галенит, кобальтин, герсдорфит, миллерит, буланжерит, аргентит, пираргирит, фрейбергит, висмутин, самородный висмут. Вероятно, в данном случае мы имеем дело с многостадийным или многоэтапным проявлением рудообразующего процесса, чем обусловлено наличие необычного минерального состава руд. В виде микровключений в сульфидах присутствуют необычные соединения $PbSeO$, $CoBiTeAs$. Пирит содержит примеси Ni, Co, As. Самородное золото в рудах имеет среднюю пробыность 856 - 924‰. В породах обнаружены также циркон и апатит.

Оруденелые песчаники умеренно обогащены Ba, Sr, Rb, Nb, Zr, Y. Несмотря на присутствие сульфидной минерализации, проведенные аналитические исследования показали, что концентрации рудообразующих элементов в этих породах на удивление низки. Так, концентрации Pb не превышают 32 г/т, As и Zn обнаружены лишь в самых богатых пробах, в количестве 55 – 58 г/т; в единичных пробах фиксируются Mo (19 г/т), Sn (2 г/т), Sb (3 – 7 г/т). Содержания Au и Ag достигают соответственно 1.6 и 4.8 г/т. Лишь одна проба значительно обогащена Cu (0.189 мас.%). Таким образом, геохимический спектр богатых руд можно охарактеризовать как (Sb)-As-Pb-Zn-Fe-Cu-Au-Ag.

Оруденелые окварцованные известняки обнаружены в виде глыбовых развалов, размером 3 на 15 м, в западной части участка. Они представляют собой зоны густого кварцевого прожилкования, доходящие до существенно кварцевых пород, с содержанием рудных минералов порядка 10 – 15 об.%.

Рудная минерализация в окварцованных известняках характеризуется преобладанием таких минералов как блеклые руды (тетраэдрит, Ag-тетраэдрит), арсенопирит и галенит, в меньших количествах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, пираргирит, аргентит и вторичные минералы: оксид Pb и Cu, смитсонит, церуссит, карбонаты Cu и соединение FePbSO_4 в виде мелкого включения в пирите. Ag-тетраэдрит содержит в своем составе до 7.72 мас.% Ag, содержания Zn (5 – 7 мас.%), Fe (1 – 3 мас.%). Тетраэдрит также содержит Ag в количестве 0.89 мас.%. В пирите установлены примеси Ni и As.

Оруденелые окварцованные известняки характеризуются высокими концентрациями Cu (до 0.125 мас.%), Pb (до 800 г/т), Zn (до 0.335 мас.%), Cd (до 74 г/т), Mo (38 г/т), As (85 г/т), Sb (до 980 г/т), при крайне низких содержаниях остальных элементов-примесей. Геохимический спектр руд, соответственно As-Sb-Cu-Pb-Zn-(Cd-Mo)-Ag-Au. Содержания Au имеют значения 0.2 -0.31 г/т, Ag – 203 – 280 г/т. Повышенные концентрации Ag в рудах связаны с широким распространением Ag-содержащих блеклых руд (фрейбергита) и аргентита.

Широким распространением на участке пользуются кварцевые жилы и прожилки. Их мощность варьирует от первых см до 2 м, протяженность достигает 150-300 м, но их простирание непостоянное, участками жилы теряются под рыхлыми отложениями. Кварцевые жилы и прожилки присутствуют практически во всех породах, за исключением базит-гипербазитов: известняках, песчаниках, сланцах, лиственитах.

По макроскопическому описанию кварц представлен зернами различного размера. Наиболее распространен крупнозернистый, молочно-белый, иногда полупрозрачный, участками друзовидный кварц. Присутствует также более мелкозернистый непрозрачный кварц. Следует отметить, что рудная минерализация в жилах и прожилках встречается спорадически и представлена чаще всего редкой рассеянной вкрапленностью пирита. Повышенных концентраций благородных металлов в кварце практически не установлено, лишь в одной пробе кварца, отобранной из сланцевой толщи, зафиксировано 0.52 г/т золота, что свидетельствует о потенциальной возможности обнаружения кварцевожильного типа оруденения в сланцевой толще, учитывая, что сами сланцы часто содержат сульфидную (пирит-пирротиную) минерализацию.

Среди сланцевой толщи встречаются линзовидные тела лиственитов размером до 60 м по длинной оси, вмещающие кварцевые жилы и прожилки. В жилах установлена сульфоарсенидная существенно никелевая минерализация, с преобладанием минералов Ni и примесями Ni и Co в пирите. Установлены следующие минеральные фазы: миллерит, пентландит, герсдорфит, кобальтин, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, буланжерит. Содержания рудообразующих элементов в кварце из лиственитов достигают 210 г/т As, 9 г/т Sb, 1 г/т Mo, 12 г/т Pb, 0.011 г/т Au, 2.4 г/т Ag, следовательно, геохимическую специализацию руд лиственитового типа можно охарактеризовать как Ni-Co-As-Sb-Pb-Au-Ag.

Сами листвениты характеризуются пониженными концентрациями Nb, Zr, Y, PЗЭ, умеренно повышенными Ba, Rb, Sr. Из рудообразующих элементов, во всех пробах в повышенных количествах присутствует As (до 190 г/т), в отдельных пробах присутствуют Cu, Pb, Zn. Содержания золота и серебра достигают 0,0015 и 4.8 г/т соответственно.

На участке Ондольтой фиксируются два типа золота: в окварцованных известняках золото низкопробное (714 - 751‰), тогда как в оруденелых песчаниках, золото имеет пробность 856 - 924‰. Следует отметить относительно выдержанный химический состав золота, без значительных колебаний пробности и отсутствие элементов-примесей.

При сравнительном анализе минералого-геохимических характеристик руд разных типов обнаруживается много сходных черт. Так, сульфоарсениды Ni и Co, а также такие сульфосоли как буланжерит и блеклая руда распространены во всех перечисленных типах руд, независимо от вмещающего субстрата; постоянно фиксируется примесь Ni, Co и As в пирите. Характерно отсутствие примеси Hg в самородном золоте. Отсюда можно сделать вывод, что источником рудообразующих элементов служили базит-гипербазиты офиолитовой ассоциации, распространенные в пределах участка. Однако следует иметь в виду, что рудопроявление приурочено к карбонатно-сланцевой толще, насыщенной прослоями углеродистых сланцев, которые также могли являться источниками вещества.

Проведенный изотопный анализ сульфидной серы по пириту из оруденелых песчаников показал значение $\delta^{34}\text{S} = 8.2\text{‰}$. Такой «тяжелый» изотопный состав серы свидетельствует об её поступлении из вмещающих осадочно-метаморфических пород. Сланцевая толща по многим признакам соответствует верхней, вулканогенно-осадочной части офиолитового комплекса (аналог оспинской свиты) и содержит ксенолиты (олистолиты) карбонатных пород и гипербазитов (лиственитов). Имеющиеся немногочисленные данные по химическому составу этих пород обнаруживают близкие геохимические характеристики андезито-базальтов с типичными офиолитовыми

габброидами. Следует отметить также пространственную близость, а порой и совмещенность, горизонта оруденелых песчаников с зоной измененных андезитобазальтов, что привело к тому, что предшественниками, зона оруденелых песчаников интерпретировалась как зона березитизации, что, однако, не подтвердилось при петрографическом исследовании образцов. В итоге такие признаки как: близкий вещественный состав карбонатно-сланцевой толщи с отложениями ильчирской толщи, близкие геохимические характеристики сланцев с лиственитами, геологическое положение сланцевой толщи вблизи выходов базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации, а также наличие горизонта измененных андезитобазальтов, представляющих вулканогенную часть отложений, позволяют отнести данную сланцевую толщу к офиолитовой ассоциации, а появление золотого оруденения связать с перераспределением компонентов при эпигенетических преобразованиях пород.

3.2. Ильчирская структурно-металлогеническая зона

Ильчирская структурно-металлогеническая зона занимает юго-восточную часть исследуемого региона и ограничивается с севера Ильчирской ветвью офиолитового пояса. В состав металлогенической зоны включаются две золоторудные зоны – Сагансайрская и Уртагольская.

3.2.1. Сагансайрская золоторудная зона

В составе Сагансайрской золоторудной зоны известно 11 рудопроявлений и одно мелкое месторождение золота. Все они представлены кварцевыми жилами или непротяженными зонами прожилкового окварцевания.

3.2.1.1. Месторождение Южное, рудопроявления Саган-Сайрское, Конгломератовое

Все перечисленные объекты расположены в бассейнах рек Горлык-Гол и Саган-Сайр. По составу и структурно-геологическим условиям залегания они являются аналогами, что позволяет объединить их описание. Рудные поля этих месторождений локализуются в карбонатных мелкогалечных конгломератах сагансайрской свиты девон-раннекарбонового возраста.

Эти объекты рассмотрены на примере самого крупного из них – месторождения Южное. Оно расположено в правом борту среднего течения р. Горлык-Гол (приток р. Китой), открыто в 1957 году.

В геологическом строении месторождения принимают участие гранитоды и мелкогалечные известняковые конгломераты сагансайрской свиты (рис. 3.58).

Конгломераты испытали умеренную складчатость, обусловившую формирование крупных брахискладок. На конгломераты надвинуты гранитоиды Горлыкского массива, отнесенного к сархойскому комплексу, возраст которых, определенный U-Pb датированием по циркону, составляет 461 млн. лет (Скопинцев и др., 2013ф). Гранитоиды представлены двуполевошпатовыми среднекристаллическими порфировидными гранитами зеленовато-серого и розоватого цвета. Контакты гранитоидов и конгломератов повсеместно тектонические.

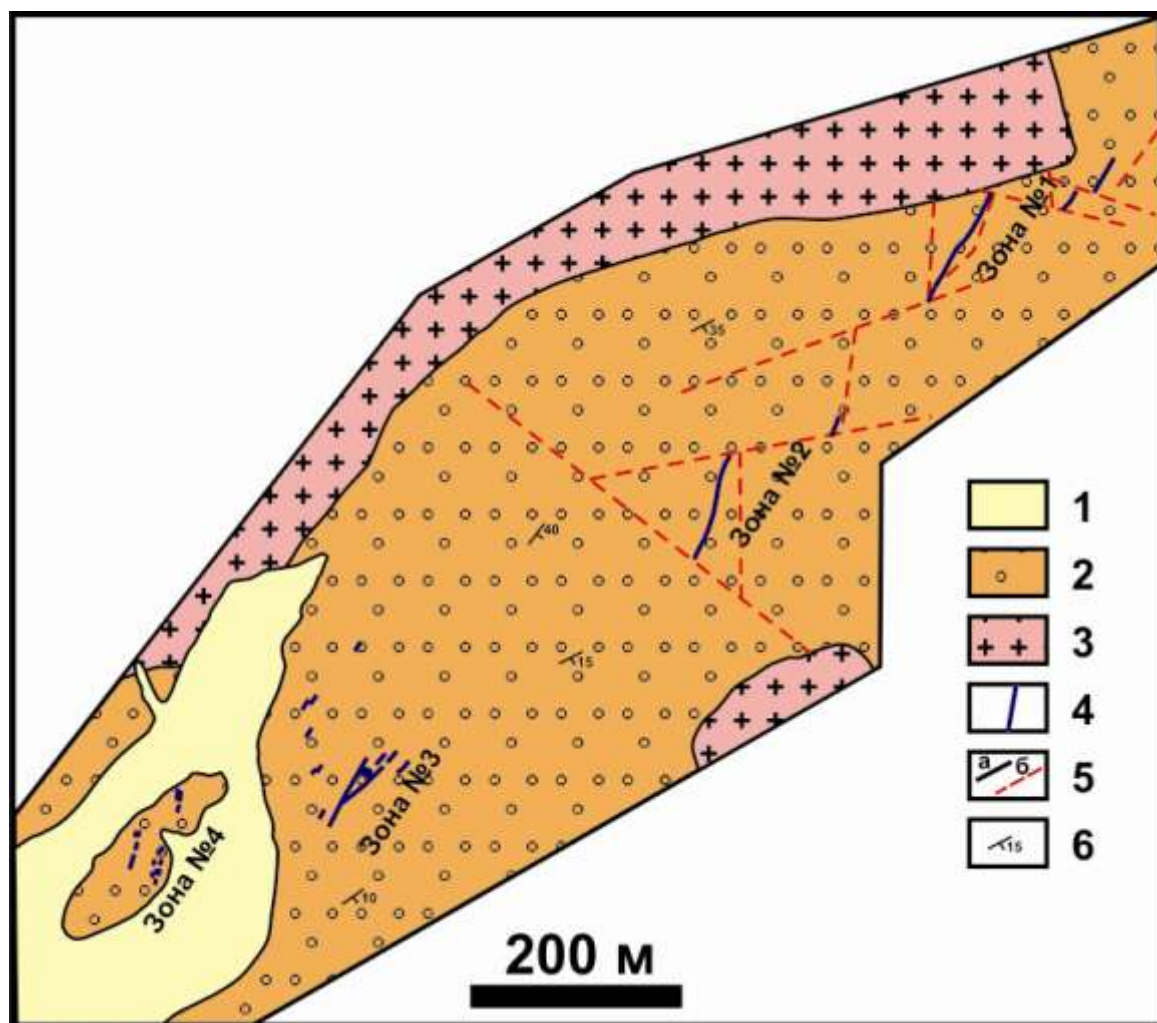


Рис. 3.58. Схематический геологический план месторождения Южное (составлен по материалам А. П. Осокина, Ю. И. Куликова).

1 – четвертичные (ледниковые) отложения; 2 – конгломераты сагансайрской свиты; 3 – гранитоиды Горлыкского массива; 4 кварцевые жилы и прожилки с блеклорудной минерализацией; 5 – геологические границы (а), разрывные нарушения (б); 6 – элементы залегания пород.

Золото-серебряная минерализация связана, в основном, с кварцевыми, карбонат-кварцевыми прожилками мощности которых варьируют в пределах первых сантиметров,

часто снижаясь до миллиметров. Редко кварцевые обособления имеют форму плитовидных жил мощностью до 0.3 м. Протяженность прожилков невелика – первые десятки сантиметров и первые метры. Форма в плане слабо извилистая, реже прямолинейная, часты мелкие разноориентированные апофизы, сетчатые пересечения прожилков, хотя в большинстве они субпараллельны. На локальных участках дробления конгломератов диаметром первые см – первые дециметры кварцевое выполнение приобретает характер цемента, формируя гнезда со сложными контурами.

Рудная минерализация представлена вкрапленностью, гнездами и прожилками блеклой руды в ассоциации с редкими сульфидами – пиритом, галенитом, сфалеритом (рис. 3.59). По блеклой руде интенсивно развиваются гипергенные малахит и азурит, благодаря яркой окраске которых продуктивная минерализация легко фиксируется визуально. Локализована она почти исключительно в карбонат-кварцевых, кварцевых обособлениях – прожилках, гнездах цементации. В целом количество рудных минералов составляет менее 1 об.%. Интенсивность минерализации возрастает до 50-60% на локальных участках хаотичного или закономерного пересечения прожилков разных систем. Очень часто она концентрируется в одном или нескольких прожилках, в то время как прочие следов минерализации не несут. В последнем случае блеклые руды слагают мелкие гнезда, прослеживающиеся по простиранию прожилка на десятки сантиметров.



Рис. 3.59. Фотографии образцов кварц-блеклорудных жил месторождения Южное.

Главным рудным минералом является блеклая руда – тетраэдрит, содержащий примеси Hg до 3.24 мас.% и Ag (до 2.62 мас.%) (табл. 3.21). В составе руд в небольших количествах присутствуют галенит, пирит, буланжерит, полибазит, миаргирит, прустит, редко – киноварь (Айриянц и др., 2007). По пробности выделяются три типа золота: первый - с пробностью 830 - 860, второй - 900 - 960, третий - 960 - 990. Преобладает золото второго типа. Золото ассоциирует с блеклой рудой, реже с кварцем и карбонатами. Для рудопроявлений выявлено интересное явление срастания высокопробного золота с более низкопробным электрумом и кюстелитом с примесью ртути. Кроме резких разделов границ между высокопробным и низкопробным золотом имеются более плавные переходы, хотя на микронном уровне резко контрастные (Au - 88.86 – 87.65 – 55.01 мас.%).

В химическом составе руд преобладают такие компоненты как Cu, Zn, Sb, As (табл. 3.22). Повышены также содержания Pb. Концентрации Au и Ag в рудных гнездах имеют средние значения 14.5 и 242.2 г/т соответственно.

Таблица 3.21. Состав блеклых руд месторождения Южное.

№ п/п	Fe	Cu	Zn	Sb	Hg	Ag	As	S	Сумма
1.		37.06	6.96	25.29	1.01		2.27	24.11	97.27
2.		37.14	6.64	24.89	2.18	1.13	2.76	24.10	98.84
3.	0.28	35.56	7.17	25.22	3.24	2.62	2.72	23.80	99.97
4.	0.19	37.27	6.8	24.51	2.11	0.35	2.91	24.06	98.20
5.	0.55	38.08	6.2	24.34	1.73	0.35	3.23	24.04	98.17
6.	0.26	36.75	6.59	24.13	2.25	1.53	3.03	24.37	98.91

Примечания: Составы минералов приведены по данным (Айриянц и др., 2007). Пустая графа – содержание ниже предела обнаружения.

Таблица 3.22. Содержания главных рудообразующих компонентов в рудных гнездах месторождения Южное по данным анализа штучных проб.

№ пр	Cu	Pb	Zn	Ag	Au	As	Sb
Ок-247	1.55	370	0.159	190	3.65	0.164	1.57
Ок-248	2.0	300	0.276	92	5.5	0.23	1.92
Ок-249	2.4	190	0.353	138	11	0.3	1.75
Ок-251	11.0	3000	3.6	320	30	3.05	20.0
Ок-252	31.0	4000	4.2	230	0.65	3.7	23.8
Ок-253	13.0	н.о.	1.6	320	35	1.54	10.5
Ок-254	28.0	н.о.	3.87	160	10	2.89	21.5
Ок-255	14.0	н.о.	1.7	130	10	1.64	10.4
Ок-256	10.8	н.о.	1.06	600	25	1.13	7.4
среднее	12.6	1572.0	1.9	242.2	14.5	1.627	11.0

Примечания: Pb, Au, Ag – г/т, остальные элементы – мас.%; н.о. – элемент не определялся.

Вследствие крайне ограниченного распространения рудных прожилков и, соответственно, гнезд, месторождение относится к классу мелких с общими прогнозными ресурсами для всех выявленных рудных зон, по категории P_1 – 145.5 кг золота (Осокин и др., 2004ф).

3.2.2. Уртагольская золоторудная зона.

Уртагольская золоторудная зона включает три рудных поля. На западе в бассейне р. Толты и верховьях р. Урта-Гола расположено Уртагольское рудное поле, включающее Толтинское, Ихесарамское и Тункунурское рудопроявления золота и серебра, представленные кварцевыми жилами с пирит–галенит–блеклорудной минерализацией, залегающими в карбонатных породах на контакте с пачками сланцев. В средней части – Хонголдойское рудное поле – Хойто-Ожокское, Восточное, Хойто-Омонское, Скалистое и другие рудопроявления золота, представленные также малосульфидными кварцевыми жилами, залегающими в карбонатных породах. Протяженность жил небольшая – первые метры. Рудные минералы: пирит, блеклые руды и сульфиды полиметаллов. Содержание золота – 3–5 г/т, серебра – 45–50 г/т.

На востоке Уртагольской рудной зоны, в приустьевой части р. Шумак, известно Шумакское рудное поле, включающее несколько рудопроявлений, не имеющих собственных названий. Наиболее известное Шумакское рудопроявление, где от устья Шумака до Эхе-Гола на площади 3,5 км² в зоне влияния Эхе-Гольского надвига (вернее, поддвига) в сланцах ильчирской свиты отмечаются кварцевые жилы мощностью до 0,6 м и протяженностью до 100 м с сульфидами: пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др. Содержания некоторых рудообразующих элементов в штучных пробах достигают следующих значений: золота – «от следов» до 56 г/т, серебра – до 244 г/т, свинца – до 11.9 %, цинка – 1.89–8.37 %, меди – 0.03 %.

Наиболее примечательной особенностью Уртагольской зоны является наличие двух рудоносных пачек в породах барунгольской свиты, которые, не изменяясь по вещественному составу, прослеживаются вдоль всей зоны. Нижняя рудоносная пачка приурочена к нижней части свиты и представлена зеленовато-серыми хлорит-карбонат-кварцевыми сланцами, мощностью 100–250 м, в которых довольно часто отмечаются тонкие прожилки мощностью до 1–2 мм кварц-сульфидного состава (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит). По отдельным обломкам оруденелых пород, кварцевым жилам и прожилкам эта пачка прослеживается от р. Саган-Сайр до правобережья р. Арлык-Гол. Отмечено, что распространение жил и прожилков с золото-сульфидной минерализацией

не выходит за пределы определенной пестроцветной (терригенной, граувакковой и вулканомиктовой) пачки. Возможно, что участки сгущения прожилков имеют двойное подчинение и приурочены к участкам пересечения нарушений меридионального направления с благоприятными по литологическим особенностям пачками сланцеватых пористых песчаников барунгольской свиты, вытянутых в широтном направлении. «Строчки» и «четки» таких проявлений прослеживаются и далее на север в конгломераты сагансайрской свиты, где золотоносные сульфидно-кварцевые жилы приурочены к прослоям вишневых песчаников и нанизываются на линии меридионального простирания.

Разрывные нарушения меридионального простирания в барунгольской и сагансайрской свитах проявлены слабо или не фиксируются совсем. Возможно, это разломы в фундаменте, которые в более молодых отложениях отражены лишь четками локальных деформаций, более или менее выраженных в пластичных породах на их контакте с компетентными разностями.

Во всяком случае, при прослеживании этой пачки пород оруденение такого типа встречается довольно часто и в бассейне р. Арлык-Гол практически выражено уже более мощными (10–15 см) жилами кварца с хорошо ограненными кристаллами пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и др. с содержанием золота в сульфидах до 30–40 и 120 г/т.

Верхняя рудоносная пачка сложена «черными» сланцами с убогой пиритовой минерализацией. Мощность пачки 70–150 м, содержание золота в сульфидизированных разностях не превышает 0.8–1.0 г/т. По простиранию, возможно, сменяется шарагольскими (р. Шара-Гол) гематитовыми кварцитами, в которых также отмечаются невысокие (до 1 г/т) содержания золота. Перспективы рудоносных пачек на золото не определялись.

3.3. Окинская структурно-металлогеническая зона

На полезные ископаемые Окинский террейн изучен значительно слабее, чем Гарганский и Ильчирский. До недавнего времени в его пределах было известно только одно, уникальное по качеству Ботогольское месторождение кристаллического графита и оцененное в советское время месторождение нефелиновых сиенитов, да отработанная во время второй мировой войны Хонченская россыпь золота.

Окинская структурно-металлогеническая зона пространственно совмещена с выходами образований окинской аккреционной призмы, а также породами чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Основной профиль золотоносности характеризуется

проявлениями золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой (жилы, жильных и минерализованных зон) в связи с комплексами малых интрузий и даек пестрого состава гранитоидного ряда) в граувакко-вулканогенно-терригенно-флишоидных толщах. В пределах района выделен перспективный на золототое оруденение, Хонченский рудный узел, расположенный в бассейне р. Хончен, включающий Верхнехонченское рудопроявление и ряд более мелких объектов.

3.3.1. Рудопроявление Верхнехонченское

Верхнехонченское рудопроявление расположено на восточном фланге Окинского террейна, в верхнем течении р. Хончен и приурочено к юго-западному экзоконтакту Верхнехонченского гранитоидного массива, прорывающего вулканогенно-осадочные отложения.

В геологическом строении участка принимают участие отложения дабанжалгинской свиты, окинской серии, гранитоиды урикского комплекса, дайки холбинского комплекса, метасоматиты зунхолбинского комплекса и четвертичные отложения (Золото Бурятии..., 2000; Куликов и др., 2005ф).

Отложения дабанжалгинской свиты слагают узкую полосу субширотного простирания около северной рамки участка. Представлены серыми и темно-серыми до черных известняками, известняками с кремнями, черными и серыми кремнями (лиддитами и фтанитами), черными углеродисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-карбонатными и углеродисто-глинистыми сланцами, буровато-серыми песчанистыми известняками – известковистыми песчаниками. В составе Окинской серии выделяются две толщи: хурайжалгинская и зусалантайская и хурэнская свита известные ранее как нижняя (пестроцветная), средняя (осадочно-вулканогенная) и верхняя (флишоидная) свиты той же серии. Отложения хурайжалгинской толщи слагают всю площадь левобережья Хоньчина и небольшие блоки на правом борту. Отложения толщи представлены песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов, углеродисто-глинистых сланцев, известняков, доломитов, карбонатных конглобрекций.

Гранитоиды Верхнехонченского массива относятся к урикскому интрузивному комплексу ($\gamma O?_{\text{u}}$). Два небольших фрагмента массива закартированы в северо-восточном углу площади и возле восточной рамки. Гранитоиды северо-восточного фрагмента представлены серыми средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами второй фазы комплекса. В эндоконтактной зоне среди них встречаются светло-серые средне-мелко зернистые массивные и порфировидные двуслюдяные и

мусковитовые граниты краевой фации. Жилы этих гранитов встречаются во вмещающих породах. Характерная особенность их состава - мелкие пегматоидные обособления (жилки и гнезда), состоящие из черного средне кристаллического кварца с мусковитом и с вкрапленностью пирита и пирротина. Среди гранитов второй фазы редко встречаются маломощные жилы кварц-мусковит-микроклиновых пегматитов с кристаллами мориона. Дериватами этого комплекса, являются жилы черного крупнокристаллического кварца.

Субвулканические образования представлены дайками трех интрузивных комплексов. К тиссинскому базальтовому комплексу (βN) отнесены две дайки черных массивных базальтов на левом борту Хохюр-Жалги. Небольшой обломок подобной породы встречен на правом борту той же реки. К урдогарганскому долерит-лампрофировому комплексу ($\beta C?ug$) относятся дайки габбро-диабазов и андезибазальтов. Самая крупная на участке дайка андезибазальтов пересекает Багхан-Жалгу в ее нижнем течении, она прослежена на расстоянии более 1км. Азимут простирания 315° , падение субвертикальное, мощность 3-10 м. Скважинами вскрыта дайка слоистых метаандезибазитов мощностью не менее 30м, падение крутое ($50-60^\circ$). Три дайки габбро-диабазов обнаружены на левобережье Хончина. Простирание даек северо-восточное субмеридиональное, мощность до 3-10м. К холбинскому дацит-риодацитовому комплексу ($\lambda C?h$) отнесены дайки риолитов, риолит-порфиров, дацитов, дацитовых-порфиров и кварцевые жилы. Дайки риолитов и риолит-порфиров наиболее многочисленны. Образуют дайковый пояс, состоящий из двух ветвей, каждая из которых, в свою очередь, из двух субпараллельных даек. Ширина структуры 1-2км, протяженность более 8км.

В пределах участка имеют место две группы метасоматитов: березитовой ассоциации и около контактовые.

Метасоматиты березитовой ассоциации: кварцевые, карбонатные, кварц-карбонатные, кварц-пиритовые, березиты, листвениты и ассоциирующие с ними кварцевые жилы относятся к зунхолбинскому комплексу метасоматитов ($C?z$).

Золоторудные образования представлены лиственитами, кварцитами и сульфидизированными песчаниками.

Золотоносные **листвениты** распространены ограниченно на бортах Хохюр-Жалги в ее среднем течении. Слагают небольшие сближенные или разобщенные линзообразные тела мощностью - до 3м, длиной - метры - десятки метров, которые в совокупности образуют две зоны (системы кулис или цепочек) субпараллельных тел (минерализованных зон) субширотного («хохюржалгинского») простирания. На левом борту отмечены в 6 пунктах, на расстоянии 1,5км; на правом – в одном на расстоянии 300м. Правобережная

зона, возможно, является отрезком левобережной, сдвинутым на юго-запад. Мощность зон (систем) до 300м.

Листвениты образованы по карбонатным метасоматитам в субвертикальных (80°) зонах смятия (сдвигах) субширотного простираия (260°), относящихся к системе нарушений Хохюржалгинского разлома. Все тела лиственитов локализованы в кровле хуренской свиты, что наводит на мысль о возможном стратиграфическом контроле лиственитизации и оруденения. Лиственит представляет собой брекчию карбонатного метасоматита, инкрустированную собственно лиственитом. Объем последнего составляет 10-100% объема породы. В составе карбонатного метасоматита два компонента: в различной степени замещенная карбонатом исходная порода и сложные карбонат-кварцевые жилы, состоящие из белого «дометасоматитового» кварца 2 и серого карбоната 1 (доломита). Последний образован в процессе карбонатизации. В исходной породе жилы монокварцевые.

Минеральный состав собственно лиственита: белый карбонат 2 (кальцит) - 50%, зеленый агрегат эпидота-талька-фуксита – 10%, белый пирит – до 20%, пылевидная вкрапленность блеклых руд, сфалерита(?), халькопирита – в сумме 1-2%; «помятые» эпидот-карбонат-альбит-кварцевые жилы. Минерализация золота ассоциирует с карбонатом 2, блеклой рудой и пиритом (золото-сульфидно-карбонатная).

Процесс преобразования карбонатных метасоматитов в листвениты происходит в зонах смятия-сдвигов. Золото-сульфидно-карбонатная минерализация, концентрируется в складках волочения этих зон, где образуются узлы (столбы) дробления и вращения, выполненные тектоническими конглобрекциями жильного кварца 1 или 2 и анкеритовых метасоматитов. В них же происходят «поздние» метасоматические преобразования пород (кальцитизация, сульфидизация, альбитизация и т. п). Содержания золота в лиственитах – до 9,8г/т.

Золотоносные **кварцевые метасоматиты** (гидротермальные кварциты) обнаружены в нижнем течении Хохюр-Жалги. Они образованы по диопсидовым скармам и залегают в зоне расланцевания субширотного («хохюржалгинского») простираия, будинированы. Мощность жил минерализованных кварцитов - до 1м.

Состав метасоматита варьирует от преимущественно скарного с инъекциями кварцита до кварцевого с реликтами скарна. Скарн состоит из пироксена с редкими включениями хлорита, амфибола, кальцита. Кварцит сложен гранобластовым агрегатом округлых зерен кварца размером до 0,5мм. В кварците имеются 4 разновидности микропрожилков:

1 - хлоритовые с вкрапленностью рудного минерала; 2 - зональные серицит-калишпатовые: в середине серицит с вкрапленностью рудного минерала, в зальбандах – КПШ; 3 - серицит-кварцевые; кварц в них поперечно-шестоватый (гребенчатый), серицит – в интерстициях; 4 – вкрапленные жилковидные агрегаты, цепочки и мелкие гнезда рудного минерала на продолжении серицит-калишпатовых жилок.

В породе имеют место пять минеральных ассоциаций (в генетической последовательности): 1 – роговиковая - мраморы; 2 – скарновая - диопсидовые скарны); 3 – кварцитовая - кварциты по скарнам и роговикам; 4 – прожилковая хлорит-кварц-серицит-калишпатовая рудная; 5 – пострудная кальцитовая.

Рудные минералы в окварцованных скарнах: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин. Содержание сульфидов – 1-5%. Вкрапленность сульфидов распределена не равномерно, полосами преимущественно в эндоконтактах жил и будин. Содержания золота в штуфах – до 7г/т, в бороздовых пробах- до 2.5г/т.

Золотоносные **сульфидизированные песчаники** обнаружены в кровле пласта кварц-сульфидных руд в основании хурайжалгинской толщи на левобережье р. Хончен. Мощность пласта – 12м, руды вкрапленные, массивные и брекчиевидные кварц-пиррит-пирротиновые с жилками кварца и пирит-кварцевыми рудами. В четырех пунктах в них отмечена вкрапленность и гнезда халькопирита. Значительные концентрации золота (10 г/т) обнаружены в одной пробе в кровле пласта во вкрапленных рудах. Мощность слоя 1м. Содержания серебра не превышают 5 г/т.

В целом, в пределах рудного поля выявлено три рудные зоны, общие прогнозные ресурсы категории Р₂ по которым составляют 62.5 т Au (Куликов и др., 2005ф).

3.4. Хамсаринская структурно-металлогеническая зона

Хамсаринская металлогеническая зона расположена в северной части рассматриваемого региона и приурочена к одноименному террейну, охватывающему область распространения вулcano-плутонических комплексов в краевой части Тувино-Монгольского микроконтинента. Геологическими границами зоны служат сутурные швы, ограничивающие ее с юга – Жомболокская зона разломов, а с севера и северо-востока – зона Главного Саянского разлома. Золоторудная специализация определяется преимущественным проявлением золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций (жил, жильные и минерализованные зоны) в связи комплексами малых интрузий и даек пестрого состава гранитоидного ряда реализованных преимущественно в породах вулcano-плутонической ассоциации, реже в породах различного состава.

В пределах Хамсаринской структурно-металлогенической зоны на исследуемой территории выделены следующие рудные узлы – Хужирский, Жомболокский и Илейский.

3.4.1. Хужирский рудный узел

Хужирский рудный узел расположен в междуречье р. Жомболок и её левого притока – р. Сайлаг. В геологическом отношении рудный узел приурочен к Сайлагскому гранитоидному массиву и его обрамлению. Главным объектом рудного узла является Коневинское золоторудное месторождение, кроме него известно большое количество мелких проявлений и пунктов минерализации, локализованных как в пределах гранитоидных массивов, так и в их экзоконтактах.

3.4.1.1. Коневинское месторождение

Коневинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Окинской структурно-металлогенической зоны и входит в состав Хужирского рудного узла. Месторождение пространственно приурочено к массиву гранит-гранодиоритового состава, отнесенного к таннуольскому комплексу нижнего палеозоя (Сайлагский массив) (рис 3.60). Массив представляет собой интрузив округлой формы, размером 12х7 км, окруженный карбонатными отложениями иркутной свиты и лишь в западной части контактирующий с эффузивами илейской толщи. Породы массива представлены средне- и мелкозернистыми гранодиоритами, содержащими многочисленные мафические включения. В гранитоидах широко проявлены процессы березитизации, окварцевания и калишпатизации.

Массив прорван дайками основного и среднего состава «субвулканической фазы» Илейского вулканогенного комплекса. Илейская вулканогенная толща имеет двучленное строение. В нижних частях разреза мощностью 480 м в туфах среднего и кислого состава наблюдаются прослои, горизонты и линзы вулканогенно-терригенных пород – туфоконгломераты, гравелиты, туфопесчанки и туфоалевролиты. Верхняя часть, мощностью не менее 250 м, сложена лавами субщелочных риолитов-риодацитов. Возраст илейской толщи определен по ее залеганию с угловым и стратиграфическим несогласием на породах иркутной свиты, гранитоидах урикского и гранодиоритах таннуольского интрузивных комплексов и по прорыванию ее дайками микродиоритов, комагматичных излившимся породам в составе толщи.

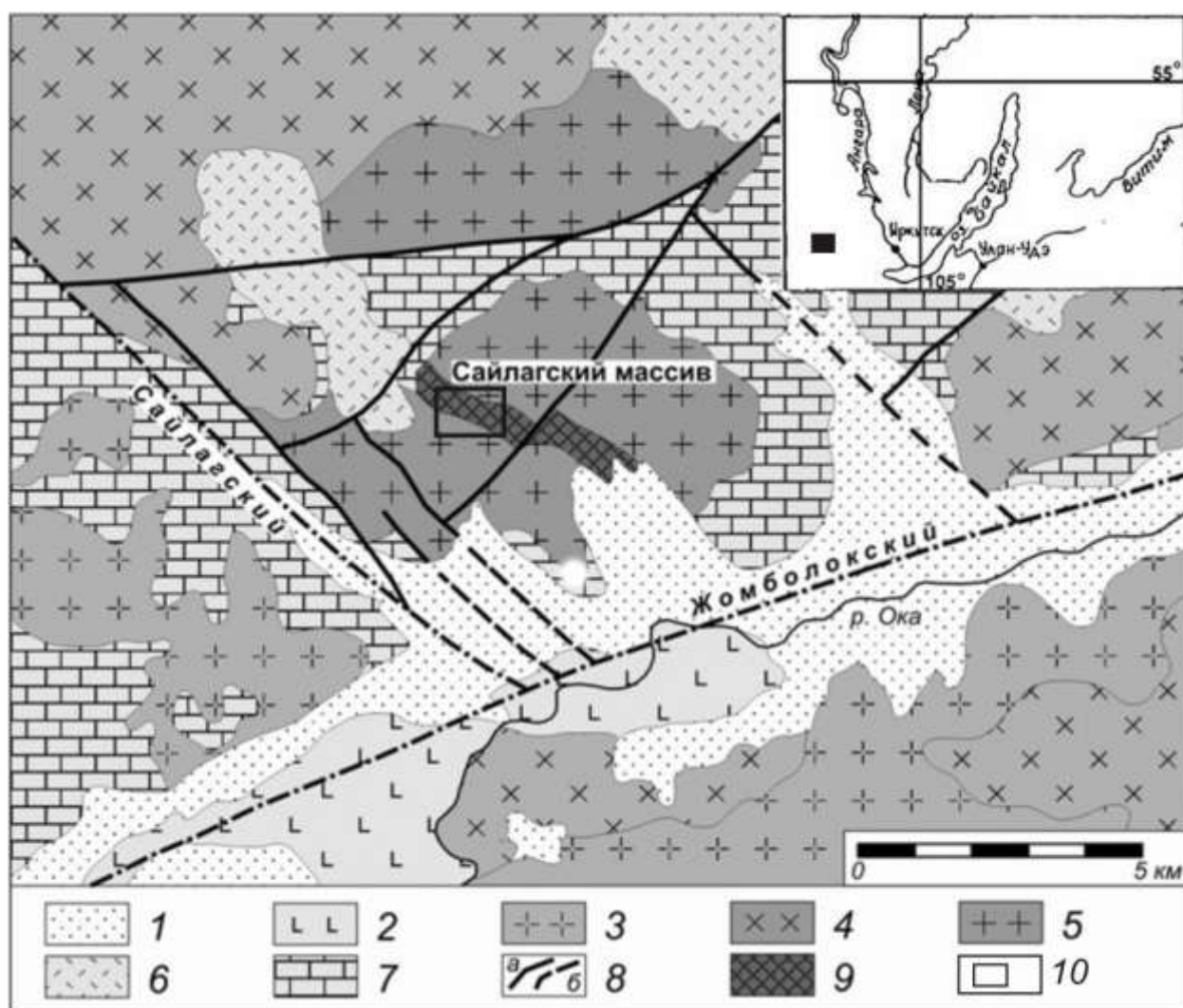


Рис. 3.60. Геолого-структурная схема Ока-Сайлаг-Мунгоргинского междуречья. Условные обозначения: 1 – валунники, песчаники, пески, глины, глыбовый материал (Q); 2 – базальты (Q); 3 – таннуольский комплекс, вторая фаза – граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры (O_1 - O_2); 4 – таннуольский комплекс, первая фаза – граниты, гранодиориты, гранит-порфиры (O_1 - O_2); 5 – таннуольский комплекс – плагииграниты, граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры (O_1 - O_2); 6 – сархойская серия – конгломераты, песчаники, кислые эффузивы (R_1); 7 – иркутная свита – мраморы, известняки, метапесчаники, карбонат-углеродистые сланцы, амфиболиты, гнейсы (PR_2); 8 – разломы: а – выходящие на поверхность; б – трассируемые под рыхлыми отложениями; 9 – Коневинская рудная зона, 10 – Контуры Коневинского месторождения, показанного на рис. 3.64.

Таким образом, нижняя возрастная граница вулканогенной толщи, определенная по гранодиоритам таннуольского комплекса, не древнее нижнего палеозоя.

Геологический возраст гранитоидов таннуольского комплекса определялся как нижнепалеозойский по прорыванию ими пород иркутской свиты венда - нижнего палеозоя и внедрению в граниты даек огнитского комплекса щелочных пород, датируемых девонем. Имеющиеся абсолютные датировки гранитоидов попадают в интервал значений 450 – 480 млн. лет (Федотова, Хаин, 2002). Ar-Ar датировка, полученная нами по мусковиту из березитизированных гранитов имеет значение 445 ± 4.5 млн. лет, по биотиту – 441.3 ± 4.6 млн. лет. Проведенное нами U-Pb датирование по циркону показало значение возраста 497.7 ± 3.9 млн. лет (рис. 3.61). Некоторое омоложение Ar-Ag датировок связано, по-видимому, с небольшой утечкой Ar в ходе вторичных изменений гранитоидов, хотя в целом подтвердился раннепалеозойский возраст гранитоидного магматизма.

Ar-Ag датировка, полученная по биотиту из дайки микродиоритов, показала значение возраста в 324 млн. лет, что не совсем соответствует девонскому возрасту эффузивов илейской толщи, но, тем не менее, показывает более молодой возраст вулканоплутонической ассоциации. Здесь следует заметить, что абсолютные датировки по вулканитам илейской толщи отсутствуют, и определение их возраста основано только на геологическом положении.

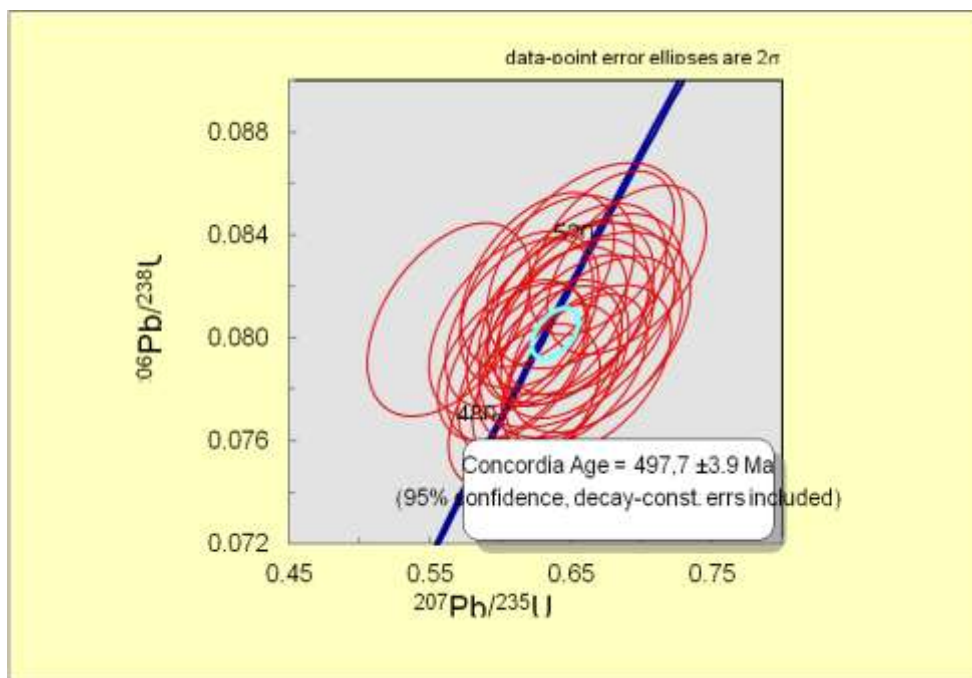


Рис. 3.61. Результаты U-Pb датирования гранитов Сайлагского массива по циркону, проба Ок-26.

Вмещающие гранитоиды Коневинского месторождения представлены гранитами, гранодиоритами. Следует отметить, что практически все магматические породы в той или иной степени подвержены вторичным изменениям – серицитизации, калишпатизации, эпидотизации, хлоритизации.

Граниты сложены плагиоклазом, КПШ, кварцем, биотитом, присутствуют акцессорные минералы (циркон, апатит, магнетит). Полевые шпаты, как правило, серицитизированы и хлоритизированы. Гранодиориты состоят преимущественно из плагиоклаза с небольшим количеством КПШ, кварца, роговой обманки и вторичных минералов – эпидота, хлорита, отмечаются единичные зерна акцессорных минералов: апатита, циркона, сфена, а также рудные минералы. Для гранитоидов характерны порфировидные структуры.

По химическому составу гранитоиды Сайлагского массива соответствуют гранодиоритам, тоналитам, гранитам калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0.64-2.24$) и обладают относительно повышенной щелочностью – Na_2O до 5.41, K_2O до 5.12 мас. % (табл. 3.23). По концентрациям элементов-примесей граниты и гранодиориты Коневинского месторождения наиболее близки к гранитоидам известково-щелочного ряда по классификации Л.В. Таусона (Таусон, 1977), которые, как известно, формируются в геодинамических обстановках активных континентальных окраин. Графики распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов (РЗЭ), опубликованы в работе (Жмодик и др., 2006₁). Диаграммы распределения РЗЭ показывают слабый отрицательный наклон, характерный для коровых пород (рис 3.62, а). На спайдер-диаграмме распределения элементов-примесей график практически полностью соответствует составу верхней коры (по Kerrich, Wyman, 1997) (рис. 3.62, б). Следовательно, формирование гранитоидов массива происходило при преобладающем участии материала верхней коры. В то же время, такие признаки, как минимум по Nb, Ti, Rb на спайдер-диаграмме характерны для образований островодужной обстановки. По содержаниям высокочarged элементов (Y, Nb, Zr) составы пород соответствуют гранитам островных дуг или активных континентальных окраин, что видно на диаграмме Пирса (см. рис. 3.38). Такие геохимические характеристики гранитоидов свидетельствуют о том, что их формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины.

Таблица 3.23. Химический и микроэлементный состав гранитоидов Сайлагского массива.

№ пробы	BC-75	BC-76	BC-81	BC-82	BC-83	BC-101	BC-90	BC-91	BC-80	BC-77	BC-98
SiO ₂	67.09	65.62	76.4	74.25	70.39	65.66	66.95	66.2	73.8	66.48	65.64
TiO ₂	0.57	0.665	0.164	0.12	0.423	0.6	0.62	0.6	0.16	0.56	0.57
Al ₂ O ₃	15.44	15.63	11.01	11.99	14.97	15.53	15.52	16.07	6.9	15.17	14.64
Fe ₂ O ₃	3.3	4.21	2.68	3.07	2.21	3.53	2.9	3.13	2.13	3.18	3.3
MnO	0.059	0.075	0.03	0.03	0.043	0.058	0.054	0.06	0.064	0.057	0.05
MgO	1.13	1.64	0.1	0.1	0.88	2.11	1.42	1.39	1.53	1.93	1.71
CaO	1.78	3.06	0.18	0.28	1.82	2.52	1.55	1.82	7.22	3.92	2.35
Na ₂ O	4.15	4.08	2.99	3.26	3.87	4.59	4.93	3.77	2.11	3.55	5.41
K ₂ O	3.79	3.41	5.11	5.12	3.6	3.52	3.6	3.83	0.94	3.06	3.35
P ₂ O ₅	0.13	0.159	0.03	0.03	0.088	0.148	0.136	0.144	0.039	0.139	0.14
п.п.п.	1.76	1.04	1.46	1.82	1.15	1.40	1.30	1.59	5.01	0.94	2.29
Сумма	99.20	99.59	100.01	99.91	99.45	99.666	98.98	98.604	99.893	98.986	99.45
Ba	1080	860	350	430	900	1020	890	1010	150	700	90
V	41	44	26	15	54	97	128	103	17	94	92
Cu	10	11	33	6	9	40	42	31	3	37	26
Zn	31	58	14	12	50	44	67	69	9	56	40
Ga	16	16	15	14	21	14	18	16	7	18	15
Rb	104	86	163	149	108	89	104	117	23	67	76
Sr	431	396	68	91	379	407	360	331	565	517	155
Y	17	21	3	4	13	14	14	14	9	12	11
Zr	181	225	45	46	84	180	196	145	81	153	119
Nb	20	21	16	7	11	15	16	22	4	16	17
Mo	0.69	0.92	2.2	1.45	0.47	15	2.5	5	3.15	3	4
Pb	21	21	63	47	21	2	14	10	47	14	12
Th	8.2	9	8.6	13.1	6	7	8.7	8	3.5	7.5	8.5
U	3.1	2.4	4.1	1.8	2.6	2.3	1.8	2	3.1	2.8	0.9

Примечание: анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, методом РФА.

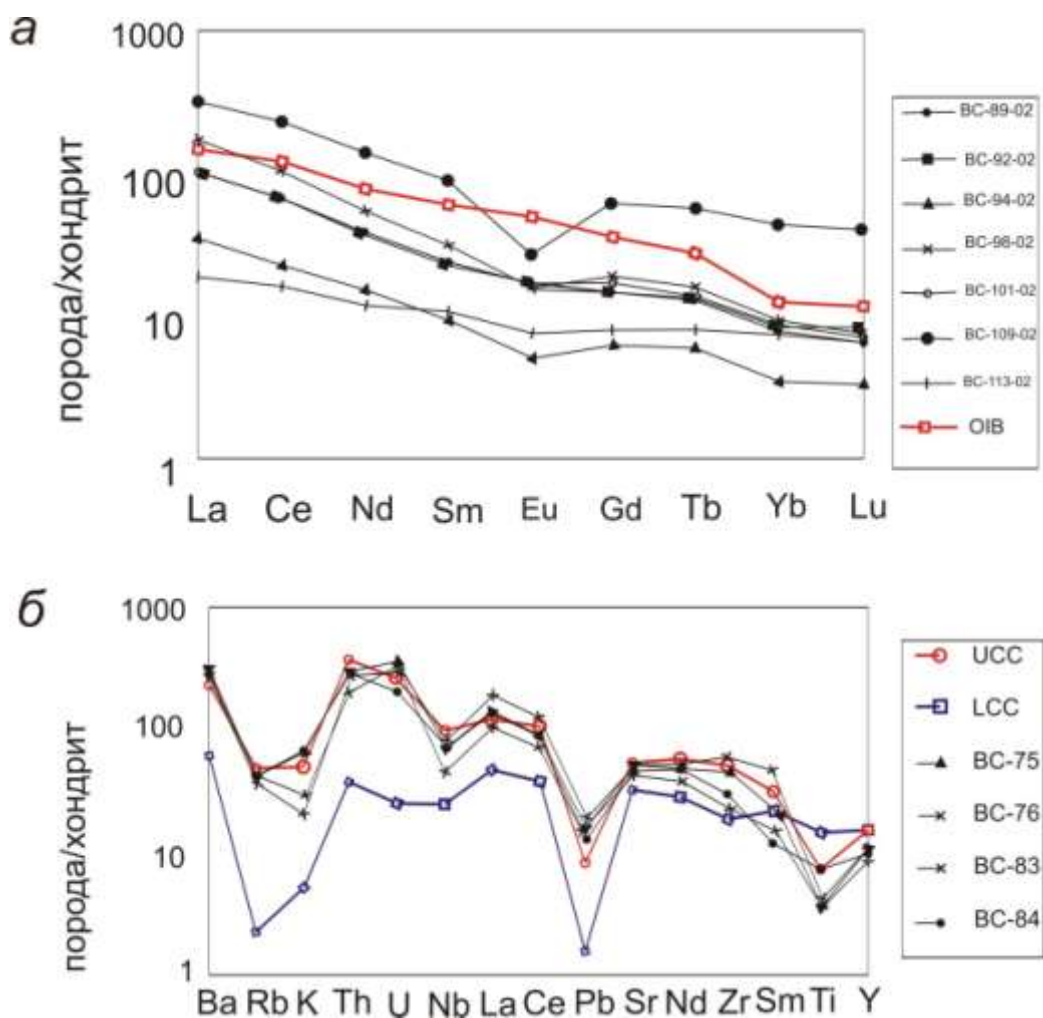


Рис. 3.62. Спектры распределения РЗЭ и элементов-примесей в гранитоидах Сайлагского массива. OIB – состав базальтов океанических островов, UCC – состав верхней коры, LCC – состав нижней коры.



Рис. 3.63. Фотография образца гранодиорита с кварц-молибденитовым прожилком.

Характерными особенностями гранитоидов Сайлагского массива являются повышенные содержания Au (0.05 – 0.25 г/т) и равномерная мелкая вкрапленность сульфидных минералов (пирит, халькопирит), кроме того, в слабоизмененных гранитоидах часто присутствуют тонкие прожилки кварц-пирит-молибденитового состава (рис. 3.63).

Такие признаки как повышенные концентрации золота и наличие рассеянной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в гранитоидах, наряду с развитием золото-полиметаллических рудопроявлений в экзоконтакте массива, свидетельствуют о высоком рудообразующем потенциале гранитоидов.

Дайковые породы подвержены интенсивным вторичным изменениям. Макроскопически они представляют собой плотные тонкозернистые темно-серые или зеленовато-серые породы, часто расланцованные, смятые в складки, реже плотные массивные тонкозернистые порфировые породы. Микроскопически, породы состоят из слюдисто-хлоритового или кварц-альбит-карбонат-слюдистого агрегата. Структуры – лепидобластовые, бластомилонитовые. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна апатита и циркона. Исходя из характера вторичных изменений, первичным субстратом являлись породы среднего-основного состава. По геохимическим характеристикам, дайковые породы соответствуют метаэффузивам илейской толщи.

Структура месторождения определяется наличием двух систем разрывных нарушений субширотного (Жомболокский глубинный разлом) и северо-западного простирания (Сайлагский сброс) (рис. 3.64). Системы разрывных нарушений трассируются дайками среднего-основного состава, отнесенными к субвулканической фазе илейской вулcano-плутонической ассоциации. Практически все дайки являются близодновременными образованиями, поскольку локализуются в единых системах разрывных нарушений и часто пересекают друг друга. По взаимоотношениям даек и рудных зон также устанавливается их синхронность. Так, участками дайки пересекаются рудоконтролирующими зонами, и в этом случае, изменены метасоматическими процессами, либо пересекают зоны и рудные тела, оставаясь практически неизменными. Характерной особенностью даек является их разветвление как по простиранию, так и по восстанию при приближении к дневной поверхности. Мощность даек от 10-20 см до 3-5 метров. Контакты с вмещающими породами четкие, ровные или волнистые. В дайках местами отмечаются ксенолиты вмещающих пород – гранодиоритов и лейкократовых гранитов.

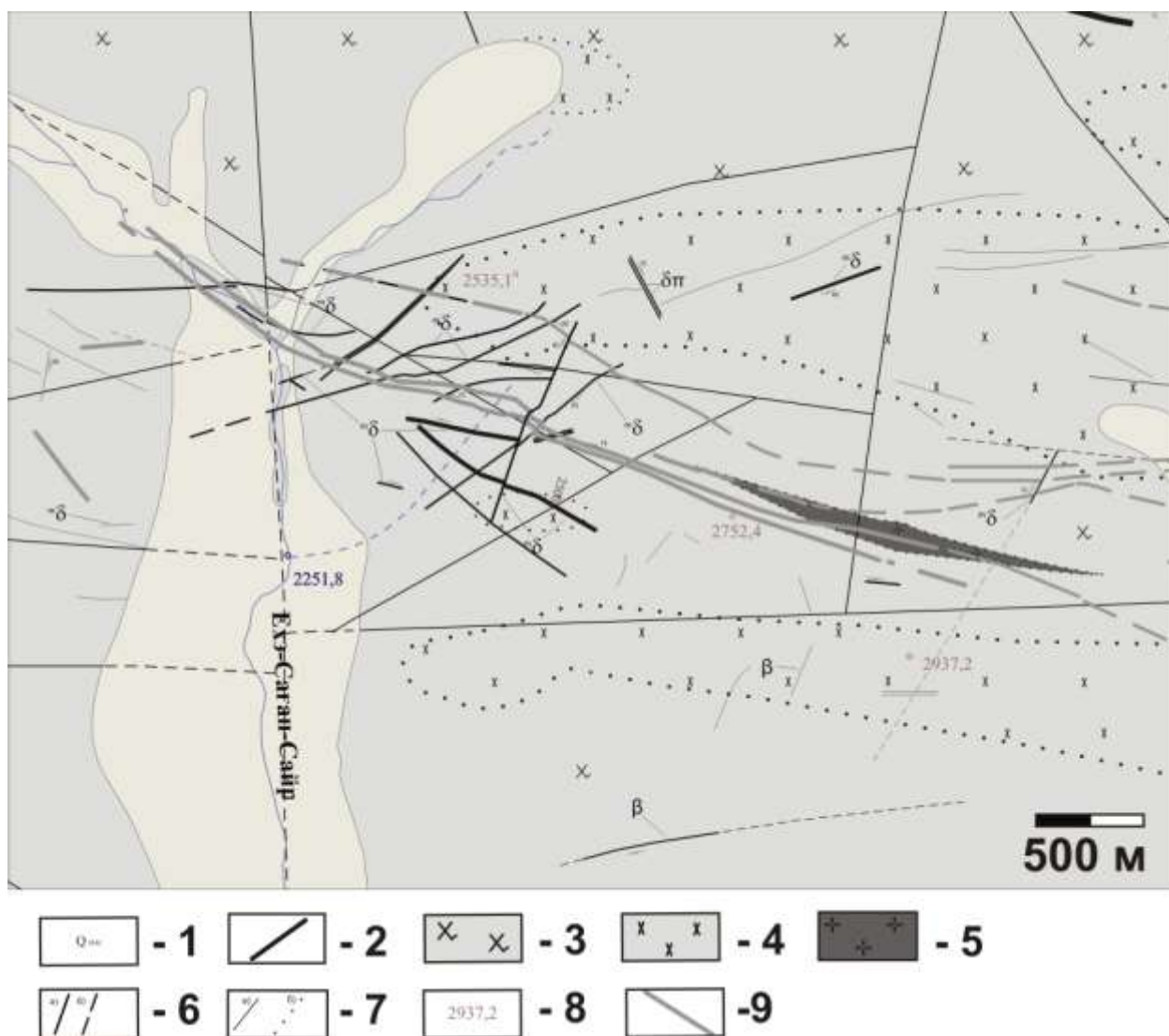


Рис. 3.64. Геологическая карта Коневинского месторождения (составлена по материалам П. А. Рошкетова).

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – дайки диабазов (β), диабазовых и диоритовых порфириров ($\delta\pi$), габбро-диоритов, микродиоритов ($^m\delta$); таннуольский комплекс, 1 фаза: 3 – гранодиориты, монцогранодиориты; 4 – диориты; 2 фаза: 5 – лейкократовые граниты; 6 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – геологические границы: а – установленные, б – с потепенными переходами; 8 – высотные отметки; 9 – рудные тела – кварцевые жилы с зонами березитизации.

По морфологии рудные тела Коневинского месторождения относятся к жильюобразным телам и имеют следующее строение: в осевой части выделяется стержневая кварцевая жила или несколько прожилков; боковые части сложены золотоносными березитами с повышенным количеством сульфидов (до 2-3%). На удалении от жил, золотоносность березитов постепенно убывает. Однако, местами березиты и березитизированные граниты содержат тонкие кварц-сульфидные прожилки, что приводит к повышению в них концентраций Au до 1-2 г/т и более. Общая мощность рудных тел невелика, в пределах 0.4 – 1.3 м., однако их протяженность достигает 472 м. Цвет жильного кварца варьирует от светло-серого до темно-серого.

В западной части рудного поля, непосредственно в дайке лиственитизированных метабазитов среди карбонатных пород, локализована кварцевая жила, содержащая сливные агрегаты блеклых руд. Дайка залегает в мраморизованных известняках иркутской свиты. Мощность дайки 2.5 м, простирание северо-восточное (аз. прост. 65 – 75°), падение вертикальное. Рудная жила мощностью 0.1 – 0.3 м залегает в средней части дайки и прослеживается вдоль неё на расстоянии 14 м и далее перекрывается осыпями. Содержания рудообразующих компонентов в жиле по результатам анализов бороздовых проб достигают: Au – 24.9 г/т, Ag – 528.6 г/т, Cu – 22.16 мас.%, Zn – 3.3 мас.%, Cd – 0.055 мас.%, Bi – 0.029 мас.%.

В отличие от основных руд месторождения, локализованных в гранитоидном массиве, блеклорудная минерализация формируется в дайке лиственитизированных пород, внедренной в карбонатную толщу, контактирующую с гранитоидным массивом. Здесь следует заметить, что на территории рассматриваемого региона известно значительное количество проявлений и месторождений золото-блеклорудного минерального типа, приуроченных к зонам окварцевания карбонатных пород (месторождения Динамитное, Южное и др.) (Айриянц и др., 2007). Кроме того, в экзоконтактах Сайлагского гранитоидного массива, вмещающего Коневинское месторождение, часто присутствуют мелкие и недостаточно изученные золото-серебро-полиметаллические рудопроявления, локализованные во вмещающем субстрате (терригенно-карбонатных породах).

Основные рудные тела на Коневинском месторождении представлены кварцевыми жилами и линейными жильно-прожилковыми зонами, обрамленными зонами березитизации. Кварц от светло-серого до темно-серого. Рудная минерализация состоит из гнездовых скопления и представлена сульфидами, сульфосолями и теллуридами: молибденитом, пиритом, тетрадимитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом,

блеклыми рудами, петцитом, гесситом и др. Химические составы минералов показаны в таблице 3.24.

Молибденит слагает пластинчатые зерна и прожилковидные агрегаты, образующие скопления, которые достигают 3 см в поперечнике. Он встречается как в слабоизмененных гранодиоритах (в виде тонких пленок или примазок по плоскостям трещин), так и в рудных березитах и кварцевых прожилках в виде скоплений или единичных зерен (см. фиг. 4а). В составе рудных гнёзд в кварцевых жилах молибденит почти отсутствует, за исключением единичных зерен.

Пирит – количественно наиболее распространенный на месторождении минерал. Он присутствует в двух генерациях. Ранняя генерация (пирит1) слагает вкрапленность и прожилковидные обособления зерен пирита (с халькопиритом) в березитах и березитизированных гранитах, а также кристаллы в кварц-молибденитовых прожилках. Вторая генерация (пирит2) присутствует в виде агрегатов гипидиоморфной структуры в зальбандах жил и в разной степени корродированные реликты гипидиоморфных кристаллов среди агрегатов более поздних минералов – халькопирита, блеклой руды, сфалерита, галенита (рис. 3.65, а, в). Отдельные кварцевые прожилки содержат мономинеральные агрегаты пирита2, размером до 3 см в поперечнике (рис. 3.66). Примесей в пирите, на уровне чувствительности анализа (0.1 мас.%), не установлено.

Тетрадимит представлен удлиненными ксеноморфными, реже мелкими изометричными зернами размером до 3 мм, часто слагает сростания с самородным золотом, галенитом и блеклой рудой (рис. 3.65, г). Количественно преобладает среди сульфосольных минералов.

Халькопирит также встречается в двух ассоциациях: с пиритом2 в виде кайм, обрастающих выделения пирита в березитах и березитизированных гранитах (халькопирит1). В рудных жилах, халькопирит2 слагает аллотриоморфнозернистые агрегаты, эмульсионную вкрапленность в сфалерите, а также включения, прожилки и каймы, корродирующие зерна пирита2. Иногда халькопирит слагает оторочки вокруг зерен сфалерита, слагающих включения в блеклой руде (рис. 3.65, б).

Галенит образует ксеноморфные агрегаты неправильной формы с неровными краями в ассоциации с блеклой рудой, сфалеритом, тетрадимитом. Размер зерен варьирует от долей мм до 3,0 мм. Галенит часто образует сростания с самородным золотом, присутствует в виде совместных агрегатов галенит – айкинит – тетрадимит – блеклая руда и агрегатов галенит – сфалерит – халькопирит – блеклая руда (см. рис. 3.65, а, в, е).

Таблица 3.24. Химические составы рудных минералов Коневинского месторождения.

№ п/п	№ обр.	Fe	Cu	Zn	Au	Ag	Cd	Hg	Pb	Bi	Sb	Te	As	S	Сумма
1	181.8	46.39												53.42	99.81
2	181.8	30.63	33.91											35.50	100.04
3	143.5									58.60		35.23		4.70	98.53
4	306218									58.38		35.86		4.82	99.06
5	181.8									59.15		35.87		4.64	99.66
6	181.8								87.45					12.50	99.95
7	181.8								87.19					12.64	99.83
8	181.8		10.86						41.92	32.36				15.55	100.69
9	181.8		11.13						41.32	32.22				15.62	100.29
10	П-1	1.15		64.61										33.38	99.13
11	143.5	1.27	1.27	64.19										33.79	100.52
12	181.8	0.32		64.68			0.60							34.52	100.12
13	181.8	1.07	37.00	6.22		1.30					23.89		4.24	25.91	99.63
14	П-1	1.52	36.24	6.49		1.97					27.13		1.84	25.29	100.47
15	П-1	1.30	37.03	6.15		0.88					25.95		2.73	25.52	99.55
16	306218	2.15	37.70	5.27							27.71		1.96	25.27	100.05
17	306218					1.91			61.63			37.30			100.84
18	181.8				24.07	43.19						32.91			100.16
19	306218				24.76	42.26						33.16			100.18
20	306218				23.90	13.34						63.14			100.39
21	306218				22.61	13.99						62.87			99.46
22	181.8					62.52						36.56			99.08
23	181.8					63.49						36.57			100.06
24	306218							61.19				37.92			99.11
25	306218							61.75				38.76			100.51

Примечания: 1 – пирит, 2 – халькопирит, 3 – 5 – тетрадимит, 6, 7 – галенит, 8, 9 – айкинит, 10 – 12 – сфалерит, 12 – 16 – тетраэдрит, 17 – алтаит, 18, 19 – петцит, 20,21 – сильванит, 22, 23 – гессит, 24, 25 – колорадоит. Анализы выполнены в ГИН СО РАН методом SEM-EDS, аналитик – С. В. Канакин.

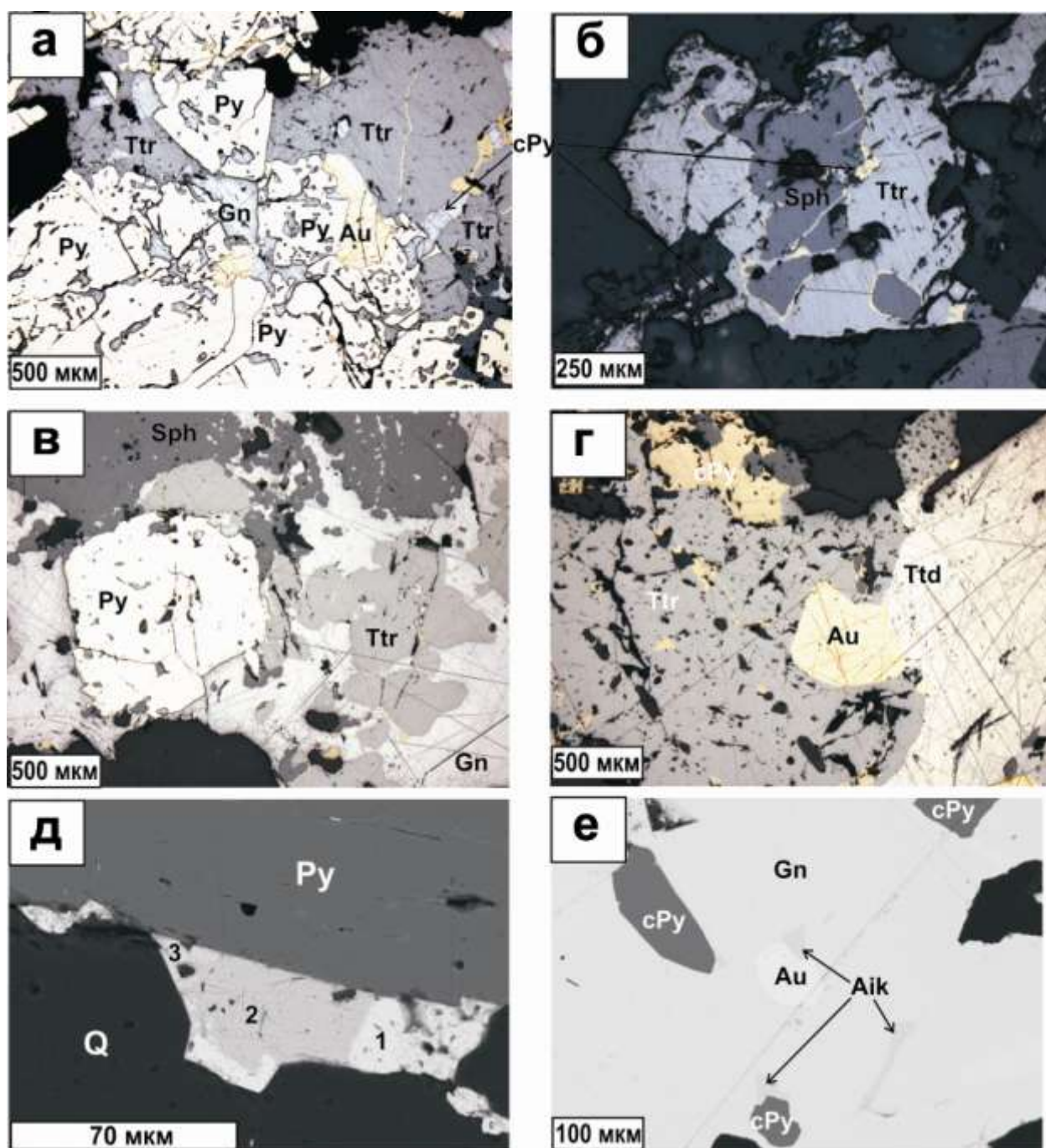


Рис. 3.65. Морфология выделений главных рудных минералов Коневинского месторождения: а – корродированные кристаллы пирита² замещаются агрегатом блеклой руды, галенита, халькопирита, самородного золота; б – кайма халькопирита вокруг зерна сфалерита в блеклой руде; в – пирит² корродируется ассоциацией галенит-блеклая руда-сфалерит; г – срастание халькопирита, блеклой руды, тетрадимита и самородного золота; д – выделения минералов теллуридной ассоциации: алтаита $PbTe$ (1), гессита Ag_2Te (2) и петцита $AuAg_3Te_2$ (3), в межзерновом пространстве кварца и пирита; е – включения самородного золота, айкинита и халькопирита в галените.

Примечания: а – г – изображения в отраженном свете, д – е – в обратно рассеянных электронах; Py – пирит, cPy – халькопирит, Gn – галенит, Sph – сфалерит, Ttr – блеклая руда (тетраэдрит), Au – самородное золото, Ttd – тетрадимит, Aik – айкинит, Q – кварц.



Рис. 3.66. Фотографии образца березита с кварц-пиритовым прожилком, с агрегатом пирита².

Сфалерит присутствует в виде округлых изометричных, реже вытянутых зерен и агрегатов, слагает сростания с галенитом, часто содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита (рис. 3.65, б, в). Отмечаются примеси Fe (до 1.27 мас.%), Cu (до 1.27 мас.%), редко Cd (до 0.60 мас.%).

Блеклая руда по химическому составу отвечает тетраэдриту (Moëlo et al., 2008), с содержанием As в пределах 2 – 4 мас.%. В минерале присутствуют Ag (до 1.97 мас.%), Zn (до 6.49 мас.%) и Fe (до 2.15 мас.%). Форма зерен часто округлая, либо неправильная изометричная, размер выделений до 2 мм, цвет светло-серый в отраженном свете. Блеклые руды, как правило, находятся в ассоциации с агрегатами сфалерита и галенита, самородным золотом, тетрадимитом, часто содержат включения халькопирита (рис. 3.65, а-в).

Минералы теллуридной ассоциации – петцит, сильванит, гессит, алтаит, колорадоит, слагают совместные агрегаты, заполняющие межзерновые пространства минералов ранних ассоциаций и каймы, корродирующие более ранние минералы (рис. 3.65, д).

Самородное золото имеет разнообразную форму, но самыми распространенными являются комковидные зерна с неровными, часто зубчатыми, округлыми краями и неровными поверхностями, кроме того, часто присутствуют прожилковидные выделения и округлые зерна. Размер золотинок варьирует от 0.02 до 0.5 мм. Выделяется 2 генерации самородного золота. Золото-I входит в состав золото-кварц-пиритовой ассоциации. Оно слагает микровключения, микропрожилки и сростания с пиритом, реже выделения в кварце кварц-пиритовых прожилков. Золото этой генерации характеризуется интервалом

значений пробности 856 - 976‰ и одномодальным распределением, при максимуме в интервале 925 - 950‰, а также отсутствием повышенных концентраций таких элементов-примесей как Hg и Cu (рис. 3.67, а).

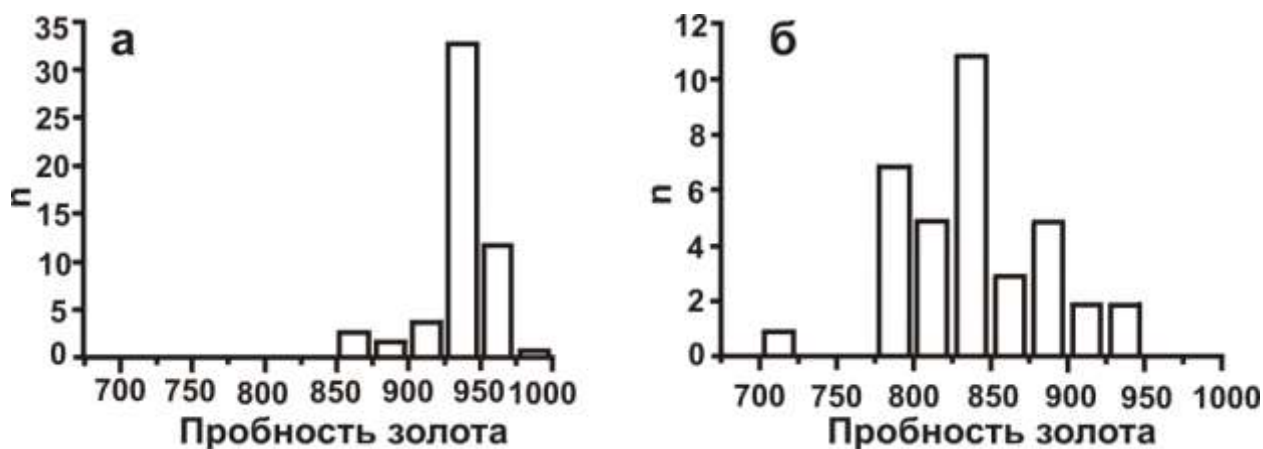


Рис. 3.67. Гистограммы распределения пробности самородного золота для кварц-золото-пиритовой (а) и золото-полисульфидной (б) ассоциаций.

Золото-II входит в состав золото-полисульфидной ассоциации, в которой, в свою очередь, выделяются два парагенезиса: золото-галенит-сфалерит-блеклая руда и золото-галенит-айкинит-блеклая руда-тетрадимит (рис. 3.65, г, е). Пробность золота-II ниже – 719 – 943‰. Максимум значений пробности ложится в интервал 825 – 850‰, однако присутствуют неконтрастные пики на интервалах 775 - 800 и 875 - 900‰ (рис. 3.67, б). В некоторых случаях, в составе золота фиксируются примеси Hg (до 6.51 мас.%) и Cu (до 0,91 мас.%). Золото-II слагает сростания с галенитом, блеклой рудой, тетрадимитом, либо присутствует в виде прожилковидных выделений в кварце.

По взаимоотношениям рудных минералов установлена следующая последовательность минералообразования (от ранних к поздним): **пиритI–молибденит–халькопирит+сфалерит–золотоI+блеклая руда+галенит+айкинит–пиритII+золотоII+тетрадимит–теллуридная ассоциация (петцит–гессит–колорадоит).**

Руды блеклорудной ассоциации сложены агрегатом блеклых руд с редкими включениями сульфидных минералов: пирита и халькопирита. Среди блеклых руд диагностированы несколько разновидностей, согласно современной классификации (Moëlo et al., 2008), соответствующие следующим минеральным видам: хакиту, тетраэдриту, серебросодержащему тетраэдриту, теннантит-тетраэдриту. Тетраэдрит характеризуется постоянным присутствием примесей Fe – до 2.78 мас.% и Zn – до 5.54 мас.%, кроме того, в большинстве проанализированных зерен присутствует Ag – до 9.58

мас.%. Содержания As в тетраэдрите не превышают 6 мас.%. Серебросодержащий тетраэдрит отличается значительно повышенными концентрациями Ag до 18.92 мас.% (до 3.07 к. ф.). В теннатит-тетраэдрите, содержания таких примесей как Ag и Zn относительно понижены, в то же время увеличивается концентрация Fe (6.05 мас.%).

Необычным минералом, обнаруженным в блекловорудном типе минерализации является хакит (Ag, Hg-содержащая блеклая руда). Минерал имеет состав $(\text{Cu}_{7.355}\text{Ag}_{2.733}\text{Hg}_{1.812}\text{Fe}_{0.206})_{12.06}\text{Sb}_{4.042}\text{S}_{12.87}$. Слагает редкие выделения в агрегате тетраэдрита, в ассоциации с интерметаллидом Au-Ag-Hg.

Минералы системы Au-Ag-Hg слагают мелкие, преимущественно каплевидные, округлые или треугольные, редко дендритовидные эмульсионные выделения светло-желтого цвета, небольшого (до 0,05 мм) размера, в агрегате блеклых руд, реже в зернах кварца среди блеклых руд (рис. 3.68).

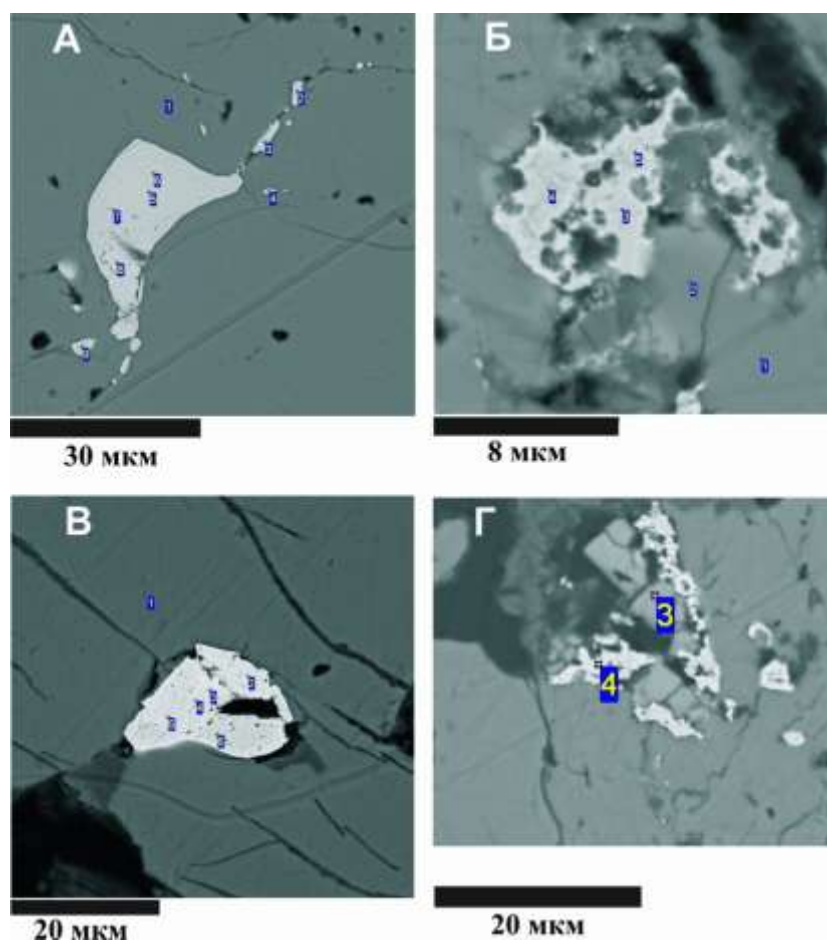


Рис. 3.68. Морфология выделений минералов системы Au-Ag-Hg. А – каплевидное выделение ртутистого золота со скрытой неоднородностью; Б – дендритовидное выделение золотосодержащего луаньхэита; В - каплевидное выделение ртутистого золота с видимой неоднородностью; Г – выделения хакита (3) и ртутистого золота (4) в агрегате тетраэдрита (серое).

Морфология зерен минералов системы Au-Ag-Hg, а также отсутствие следов корродирования сульфидов интерметаллидами свидетельствует о совместной кристаллизации этих минералов и выпадении ртутистого золота из растворов, формирующих блекловорудную минеральную ассоциацию. По химическому составу, изученные соединения Au-Ag-Hg соответствуют нескольким известным минеральным фазам: золотосодержащий луаньхэит (Ag_3Hg), амальгамиды золота и серебра $(\text{Au}, \text{Ag})_3\text{Hg}$, самородное золото средней пробыности, ртутистое золото (Дамдинов и др., 2012). Минералы, объединенные под общим названием «ртутистое золото» можно подразделять на ртутисто-золотистое серебро (α -(Ag, Au, Hg)), золотисто-ртутистое серебро (α -(Ag, Hg, Au)), серебристое ртутистое золото.

Содержания Hg в минералах варьируют от 3.02 до 35.57 мас.%, отмечаются также редкие округлые зерна самородного золота пробностью – 816 - 820‰, не содержащие примесей Hg. Большинство Au-Ag-Hg минералов содержат примеси Cu до 2.83 мас.%. Au/Ag отношение в минералах варьирует от 0.28 до 14.11, при среднем отношении – 2.06.

Выделения Au-Ag-Hg минералов часто неоднородны по химическому составу и в одном зерне могут присутствовать несколько минеральных фаз, где соотношения минералообразующих компонентов постепенно изменяются. Местами, неоднородности состава различаются на изображениях в обратно рассеянных электронах, однако в отраженном свете, неоднородности состава неразличимы.

Изучение взаимоотношений рудных минералов позволило выделить четыре минеральных ассоциации, соответствующие стадиям рудообразующего процесса: 1) кварц-пирит-молибденитовую; 2) кварц-золото-пиритовую; 3) золото-полисульфидную; 3) теллуридную.

Кварц-пирит-молибденитовая ассоциация наиболее распространена в тонких (мощностью до первых см) разноориентированных прожилках, широко развитых как в слабо березитизированных гранитах, так и в березитах. Вместе с молибденитом в прожилках фиксируются лишь кристаллы пирита, иногда в сростаниях с халькопиритом. Местами отмечаются тонкие «сухие» прожилки с молибденитом, а также вкрапленность пирита и халькопирита непосредственно в слабоизмененных гранитоидах. В рудных жилах молибденит встречается очень редко, в виде единичных зерен.

Кварц-золото-пиритовая ассоциация представлена многочисленными прожилками кварц-пиритового состава, локализованными преимущественно в березитах, либо мономинеральными пиритовыми агрегатами, развитыми в зальбандах кварцевых жил.

Кроме главных минералов, в составе ассоциации, в небольшом количестве присутствует халькопирит и самородное золото (золото-I).

Золото-полисульфидная ассоциация характеризуется относительно широким набором рудных минералов и условно подразделена на два парагенезиса: собственно золото-полисульфидную, представленную сростаниями галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд и самородного золота, и золото-сульфосольную: блеклая руда, галенит, айкинит, тетрадимит, халькопирит, самородное золото. Однако различий, как в составе самородного золота, так и в составах рудных минералов, в выделенных парагенезисах не установлено.

Завершает рудообразующий процесс теллуридная ассоциация. Минералы этой ассоциации присутствуют в рудах в крайне малых количествах и представлены теллуридами Hg, Au, Ag, Pb – колорадоитом, петцитом, сильванитом, гесситом, алтаитом. Они слагают ксеноморфные агрегаты, заполняющие промежутки между минералами полисульфидной ассоциации, а также развиваются в виде оторочек по зернам пирита, галенита, тетрадимита. В более ранних парагенезисах ртутные минералы отсутствуют.

Вследствие неравномерного гнездово-вкрапленного распределения рудных минералов в жилах, содержания рудообразующих элементов показывают значительные вариации. Но, тем не менее, элементы, слагающие основные рудные минералы, присутствуют в устойчиво повышенных концентрациях. Обогащены рудообразующими компонентами и околожильные березиты, которые часто содержат тонкие кварц-сульфидные прожилки, либо вкрапленность рудных минералов. В целом, геохимический спектр руд можно охарактеризовать как Au-Ag-Cu-Pb-Zn-Sb-Mo-Bi-Te-Hg, с неравномерным распределением компонентов (табл. 3.25). В связи с отсутствием аналитических данных, концентрации Hg в рудах неизвестны, однако учитывая наличие ртутьсодержащих минералов, можно предполагать, что содержания этого элемента в рудах повышены. Здесь следует отметить, что компоненты разных минеральных ассоциаций могут присутствовать в одних и тех же образцах, что не позволяет провести разбраковку общей выборки по минеральным типам оруденения. Кроме того, некоторые пробы содержат повышенные концентрации золота, но имеют низкие содержания рудообразующих элементов. Такие образцы представляют малосульфидные золотоносные кварцевые прожилки.

Таблица 3.25. Содержания элементов-примесей (г/т) в рудах Коневинского месторождения.

№ п/п	№ пробы	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Bi	As	Sb	Te	Ag	Au
1	KO-5	32	66	53		2	1600			2		1.0	0.18
2	KO-9	41										1.0	0.21
3	KO-17	180	8	47		2	4		28			1.4	0.51
4	KO-18	34	13	26			35			37		1.0	0.31
5	KO-23	4100	2500	4460	43		2		260			44.0	2.31
6	KO-27	130	28				1850	41		42	56	11.6	6.05
7	KO-31	50				4			17	6		1.1	0.26
8	KO-3	21		46						4		1.1	0.25
9	KO-6	41	7	26			19					1.0	0.084
10	KO-21	870	450	1080		2	6			160		9.0	5.38
12	KO-30	50		36		2				3		1.2	0.08
13	KO-33	26				2	360		10	2		1.0	0.21
14	KO-39	50		19		2	11			7		1.2	0.26
15	KO-40	330				6	4		50	340	7	14.0	1.46
16	KO-41	91	600	280	2	5	54			140		11.3	0.36
17	KO-42	50	59	20		2	6			10	4	1.6	1.92
18	KO-43	360	100	49		9	3	28	52	240	25	10.7	26.8
19	KO-44	1960	350	330		5	7		330	1830		53.0	7.17
20	KO-46	670	600	820		8	2300			370	8	16.5	0.81
21	KO-1	420	12	62			2	220		217	234	30.4	27.1
22	KO-20	1400			2		4	170	80	800	62	46.0	33.1
23	KO-11	98	12	36			1		21	146	3	6.8	28.9
24	KO-2	34	14	20			8		6	9	8	5.0	20.8
25	KO-4	7400	220	590	4		5	240	69	1230	204	74.0	19.9
26	KO-13	180	1400	550	4		6		54	17	58	14.0	17.6
27	KO-25	5300	1900	1700	15				730	4470		550	17.6
28	KO-32	9000	2480	2070	10	8	395	350	740	6100	330	360	17.5

Таблица 3.25, продолжение

29	КО-10	1550	62	54	1		5	21	17	110	8	16.0	17.3
30	КО-12	24		16			11	84		17		2.0	14.1
31	КО-45	50	500	36			15		24	10	17	7.0	12.3
32	КО-16	50	1300	3190			2			17	3	7.7	3.12
33	КО-29	31	9	48			4		11	18		1.5	0.63
34	КО-24	50	17	38			6		12	12		2.0	0.49
35	КО-35	50	73	87			29		80	34		2.0	0.21
36	КО-34	50	17	10	570	8	25		1970	3000	30	530	0.15
37	КО-28	18	15	34		2				2		1.2	0.076
38	КО-14	2900	153	230	1	7	9	30	78	840		12.0	

Примечания: 1 – 20 – березиты с кварцевыми прожилками, 21 – 38 – кварцевые жилы. Пустая графа – элемент не обнаружен; анализы выполнены в ГИН СО РАН, методом РФА (аналитик Б. Ж. Жалсараев), Au – химико-спектральным, Ag – атомно-абсорбционным методами (аналитики А. А. Цыренова, Э. М. Татьянакина).

Корреляционные связи рудообразующих элементов соответствуют выделенным минеральным ассоциациям. Так, элементы золото-полиметаллической ассоциации (Cu, Pb, Zn, Ag) показывают положительную корреляцию ($r > +0.5$, объем выборки – 38 проб) как между собой, так и с полуметаллами (Sb, Bi, Te), тогда как Mo, присутствующий в ранней ассоциации, корреляции ни с первыми, ни со вторыми не имеет.

Корреляцию элементов полиметаллической ассоциации хорошо иллюстрирует бинарная диаграмма Cu – Sb (рис. 3.69, а). Однако, в золотоносных березитах, вмещающих наиболее раннюю рудную ассоциацию, отмечается положительная корреляция Au и Cu (рис. 3.69, б).

Содержания золота в проанализированных пробах, достигают 33.1 г/т, серебра – 550 г/т, однако значимой корреляции Au и Ag не отмечается (рис. 3.69, в), что связано, с присутствием Au и Ag в разных формах нахождения - в самородном виде, в составе сульфосолей (блеклых руд) и в составе теллуридов.

Запасы золота на Коневинском месторождении, согласно открытым источникам в сети Интернет, 9.3 т по категории C₂.

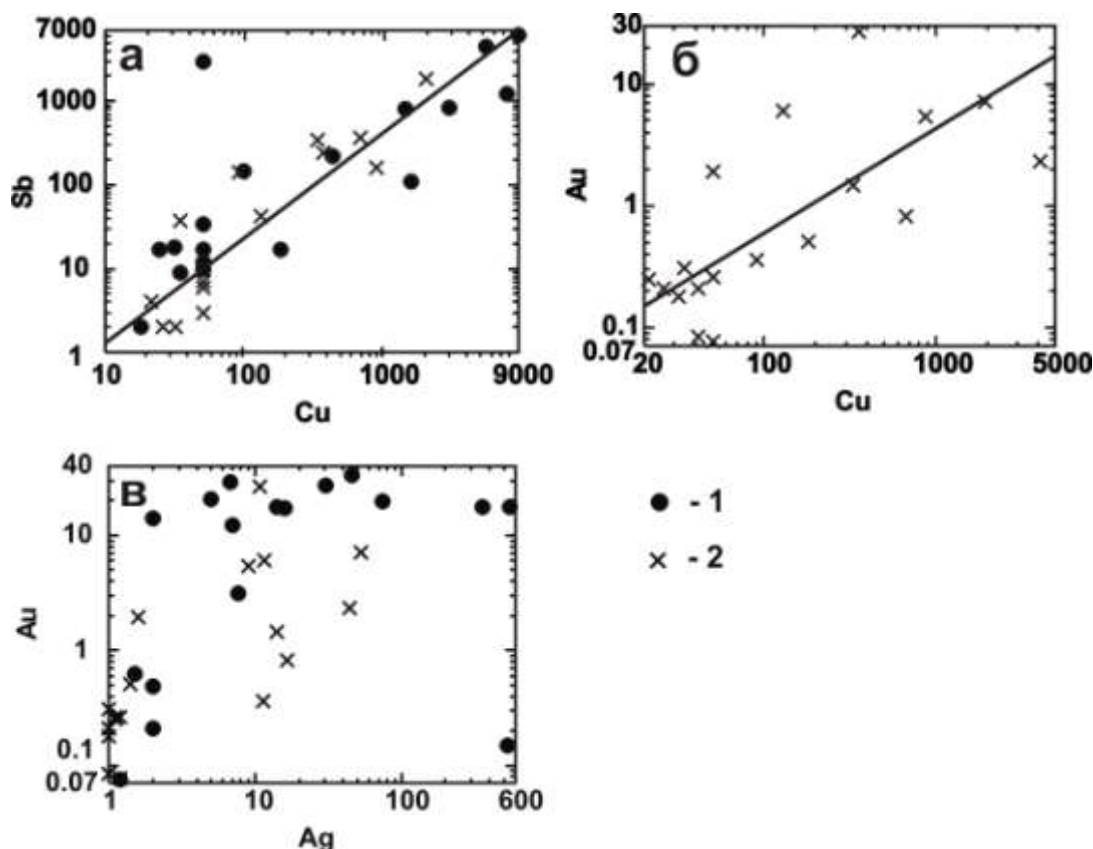


Рис. 3.69. Парные корреляционные диаграммы Sb-Cu (а) Au-Cu (б) и Au-Ag (в) для руд Коневинского месторождения. 1 – кварцевые жилы, 2 – березиты с кварцевыми прожилками.

3.4.2. Жомболокский рудный узел

Жомболокский рудный узел расположен в междуречье рек Жомболок и Сенца в узле пересечения Жомболокского разлома с разломами запад-северо-западного простирания. В узле широко развиты кварцевые и карбонат-кварцевые жилы иногда с антимонитом. Оруденение рудного узла ассоциирует с гранитоидами таннуольского комплекса, залегающими среди метаморфических пород билинской свиты (мраморы, кристаллические сланцы). Главным объектом рудного узла является рудопроявление Туманное, кроме него известны мелкие проявления и пункты минерализации Au и Sb.

3.4.2.1. Рудопроявление Туманное

Рудопроявление Туманное открыто при проведении геолого-съёмочных работ в августе 1967 г., в бассейне р. Кадыр-Оса – первом притоке р. Сенца, где были обнаружены кварцевые жилы с пирит-арсенопиритовой, полиметаллической и антимонитовой минерализацией.

Структурная позиция участка определяется его расположением в зоне влияния Жомболокского глубинного разлома субширотного простирания. Рудоконтролирующими структурами являются системы трещин отрыва и скола, сформировавшиеся при проявлении сдвиговых деформаций вдоль главных широтных зон разломов по системе правого сдвига. Взбросо-сдвиговые нарушения представлены широкими полосами катаклаза, интенсивной трещиноватости и рассланцевания, которые в совокупности образуют мощные зоны смятия. Нарушения субмеридионального простирания развиты значительно слабее, чем зоны северо-западного (близкие к субширотному) простирания. В рудный этап эти разрывные нарушения в большинстве случаев не функционировали, однако сыграли немалую роль как рудоограничительные структуры.

В составе рудного поля принимают участие биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы и амфиболиты билинской свиты среднего протерозоя в северной части участка, южнее – мраморизованные известняки монгошинской(?) свиты (рис. 3.70). Осадочно-метаморфические породы прорваны метадиабазами и порфиритами субвулканической интрузии кембрийского (?) возраста и гранитоидами таннуольского комплекса. Состав последних будет рассмотрен подробнее, поскольку они непосредственно вмещают оруденение.

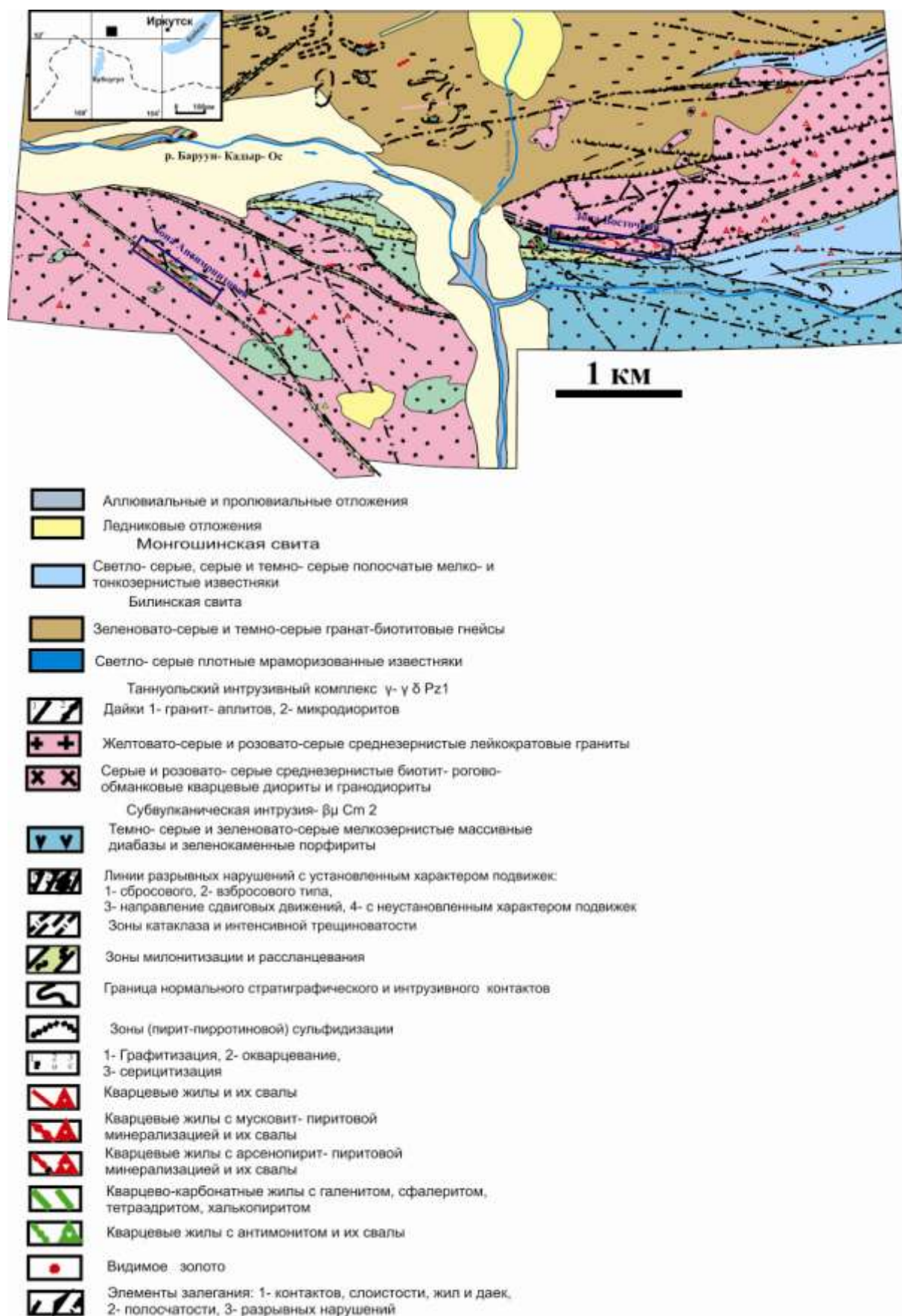


Рис. 3.70. Геологическая карта рудопоявления Туманное (по материалам В.С. Грачева, 1969ф).

Гранитоиды центральной части рудопроявления (зона Антимонитовая) отнесены ко второй фазе таннуольского интрузивного комплекса (Грачев и др., 1969ф) и представлены преимущественно серыми среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, сложенными идиоморфными зернами плагиоклаза и темноцветных минералов, с небольшим количеством кварца (до 10 – 15 об.%) и относительно крупными выделениями калиевого полевого шпата, содержащего пойкилитовые вроски плагиоклаза и роговой обманки. Характерной особенностью является наличие многочисленных темных меланократовых включений (ксенолитов?) неясной природы, размер которых варьирует от первых мм, до десятков см. Следует отметить, что присутствие таких включений является характерной особенностью гранитоидов таннуольского комплекса. Вблизи кварц-антимонитовых жил гранитоиды подвержены интенсивному дроблению по узким (первые метры) зонам, вплоть до появления рыхлого дробленного материала.

Измененные лейкократовые граниты зоны Восточной, обрамляющие жилы кварца с пирит-арсенопиритовой минерализацией, сложены деформированным кварцем с волнистым погасанием, образующим 2 генерации – крупнозернистый кварц и мелкозернистый агрегат, присутствующий в межзерновых пространствах породообразующих минералов и прожилках, калиевым полевым шпатом в виде крупных выделений неправильной формы, сильно серицитизированным плагиоклазом и мусковитом, слагающим редкие пластинчатые выделения. Макроскопически, такие породы имеют светло-зеленовато-серый цвет, часто покрыты желтыми и светло-бурыми охрами скородита и лимонита.

По химическому составу породы обособляются на две группы – высокоглиноземистые гранодиориты и низкоглиноземистые лейкограниты, различающиеся по содержаниям многих породообразующих окислов (табл. 3.26). В частности, содержания SiO_2 в лейкогранитах составляют 74.4 – 76.4 мас.%, тогда как в гранодиоритах – 62.9 – 64.1 мас.%. Имеются различия и в K/Na отношениях. Так в лейкогранитах оно составляет 1.07 – 3.0, в гранодиоритах – 0.61 – 0.66. Коэффициент агпаитности в гранодиоритах ниже, в пределах 40 – 42%, тогда как в лейкогранитах этот коэффициент варьирует от 53 до 60%.

Таблица 3.26. Химические составы гранитоидов рудопроявления Туманное.

	Tu-17	Tu-19	Tu-22	Tu-23	Tu-24	Tu-25	Tu-4
SiO ₂	76.40	74.70	75.60	75.30	74.70	75.00	74.80
TiO ₂	0.15	0.14	0.12	0.14	0.14	0.15	0.16
Al ₂ O ₃	13.00	13.60	13.70	14.00	13.90	13.70	14.10
Fe ₂ O ₃	0.96	1.05	0.63	0.31	0.94	1.08	0.91
FEO	0.35	0.39	0.39	0.35	0.39	0.35	0.39
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
MGO	0.21	0.19	0.18	0.26	0.17	0.19	0.19
CAO	0.11	0.25	0.21	0.24	0.29	0.11	0.17
Na ₂ O	1.74	2.92	3.36	3.03	3.62	2.66	3.21
K ₂ O	5.22	4.93	4.56	4.84	4.65	4.64	4.86
P ₂ O ₅	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ппп	1.44	1.28	1.06	0.94	1.02	1.54	0.92
Сумма	99.58	99.61	99.81	99.41	99.82	99.45	99.73
K/Na	3.00	1.69	1.36	1.60	1.28	1.74	1.51
Агп.	0.54	0.58	0.58	0.56	0.59	0.53	0.57
Ba	800	760	770	760	800	900	870
Rb	151	133	121	137	122	133	139
Sr	55	89	112	65	133	84	89
Ga	16	15	15	17	15	16	14
Nb	12.0	10.0	12.0	13.0	13.0	11.0	11.0
Hf	4.1	3.3	4.3	3.1	4.1	1.8	5.3
Zr	93	100	95	103	106	112	102
Y	13	14	10	13	10	13	14
Th	5.3	8.0	2.8	2.5	8.8	5.4	18.0
U	2.5	2.7	2.8	2.4	3.1	1.9	6.6
Bi	1.7			33.0		4.7	0.0
Mo	1.0	11.0				11.0	0.8
As	469	1794	21	786	19	115.0	10.0
Sb	9.0	690.0	41.0	46.0	30.0	22.0	14.0
La	11.9	12.5		9.4		14.6	31.0
Ce	22.0	21.0		17.0		24.0	53.0
Pr	2.40	2.00				2.00	4.50
Nd	7.00	6.80		5.60		7.30	17.70
Sm	1.20	1.15		0.95		1.05	3.20
Eu	0.23	0.24		0.17		0.20	0.41
Gd	1.40	1.40		1.30		1.30	2.50
Tb							
Dy	1.90	1.90		1.90		1.70	2.30
Ho							
Er	1.30	1.40		1.40		1.30	1.40
Yb	1.40	1.50		1.50		1.50	
Lu	0.18	0.20		0.19		0.21	0.24

Таблица 3.26, продолжение

	Tu-40	Tu-5	Tu-7	Tu-26	Tu-41	Tu-42
SiO ₂	74.40	74.70	74.90	64.10	64.00	62.90
TiO ₂	0.15	0.14	0.14	0.46	0.48	0.48
Al ₂ O ₃	13.60	13.20	14.00	16.10	15.90	15.70
Fe ₂ O ₃	0.24	1.73	0.79	1.46	1.54	1.32
FEO	1.01	0.35	0.31	2.57	2.61	2.77
MNO	0.05	0.04	0.00	0.07	0.07	0.05
MGO	0.25	0.21	0.24	2.54	2.85	2.53
CAO	1.08	0.32	0.19	4.27	4.20	3.88
Na ₂ O	3.88	3.53	2.93	4.20	3.95	3.76
K ₂ O	4.16	4.36	4.86	2.57	2.48	2.48
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.11
ппп	0.77	0.86	1.43	1.55	1.55	3.61
Сумма	99.59	99.44	99.79	100.01	99.74	99.59
K/Na	1.07	1.24	1.66	0.61	0.63	0.66
Агп.	0.59	0.60	0.56	0.42	0.40	0.40
Ba	750	860	1100	880	910	823
Rb	127	126	139	52	50	57
Sr	175	130	69	472	463	378
Ga	14	14	14	15	15	14
Nb	13.0	12.0	12.0	4.7	5.3	6.4
Hf	5.1	2.2	5.2	1.1	5.2	2.2
Zr	102	109	96	106	108	115
Y	14	13	7	13	14	16
Th	17.0	17.0	5.6	4.9	7.0	6.2
U	5.8	11.0	2.1		28.0	1.9
Bi				2.3		
Mo	0.8	3.1	1.9	2.0		1.2
As		5.4	9.0	4.0	6.1	3.4
Sb	5.0		8.0	5.0		6.0
La	36.0		10.6	23.0	22.0	23.0
Ce	60.0		18.0	42.0	42.0	40.0
Pr	4.70			5.30	4.40	4.20
Nd	20.00		5.90	16.60	17.00	19.00
Sm	3.80		0.90	3.30	3.50	4.00
Eu	0.51		0.15	0.88	0.87	0.88
Gd	2.70		1.00	2.70	2.70	3.30
Tb	0.57			0.48	0.55	0.63
Dy	2.50		1.00	2.40	2.50	2.80
Ho	0.50			0.50	0.50	0.55
Er	1.40		0.76	1.40	1.60	1.80
Yb	1.60		0.78	1.50	1.50	1.90
Lu	0.21			0.22	0.21	0.27

По распределению элементов-примесей различия между этими двумя группами пород уже не такие явные. Так, на спайдер-диаграмме, конфигурации графиков двух групп пород близки (рис. 3.71). Геохимические спектры пород, так же как и на Коневинском месторождении, соответствуют составу верхней коры, однако отличаются некоторыми слабо проявленными аномалиями. На графиках отмечаются отрицательные аномалии по Nb, Zr, Hf, положительные – по Ba, U, Sr, Pb. Такой мантийно-коровый характер распределения свидетельствует о формировании гранитоидов в обстановке активной континентальной окраины, как уже было показано для гранитоидов Коневинского месторождения, относящихся к тому же, таннуольскому, интрузивному комплексу. На графике распределения РЗЭ отмечается слабо проявленная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.47 - 0.58$), однако, часть графиков такой аномалии не имеет (рис. 3.72).

Характерно некоторое обогащение легкими РЗЭ ($La/Yb_n = 5.6 - 15.2$). Как видим, здесь также проявлена некоторая «двойственность» геохимических характеристик, характерная для гранитоидов, сформированных в обстановке активной континентальной окраины.

Возраст лейкогранитов рудопроявления Туманное, определенный U-Pb датированием по цирконам, показал значение 533 ± 5.8 млн. лет (рис. 3.73). Такой возраст соответствует островодужному гранитоидному магматизму Алтае-Саянской складчатой области (Руднев, 2013). По-видимому, в этот период времени, в регионе существовала как островная дуга, так и активная континентальная окраина, где субдукция шла под континентальный блок. Этот вывод согласуется с положением островодужных и окраинно-континентальных гранитов в разных частях Тувино-Монгольского микроконтинента (восточной и северной соответственно).

Возраст оруденения определялся Ar-Ar методом по мусковиту из кварцевой жилы, содержащей пирит-арсенопиритовую минерализацию (жила №6, зона Восточная). Значение возраста составляет 439.4 ± 3.5 млн. лет (рис. 3.74). Такой возраст моложе почти на 100 млн. лет, чем возраст вмещающих гранитоидов, тем не менее, данная датировка свидетельствует о достаточно древнем возрасте оруденения, возможно сопоставимом с возрастом гранитоидов. Омоложение возраста слюды обусловлено, вероятно, некоторой потерей Ar при пострудных тектонических процессах.

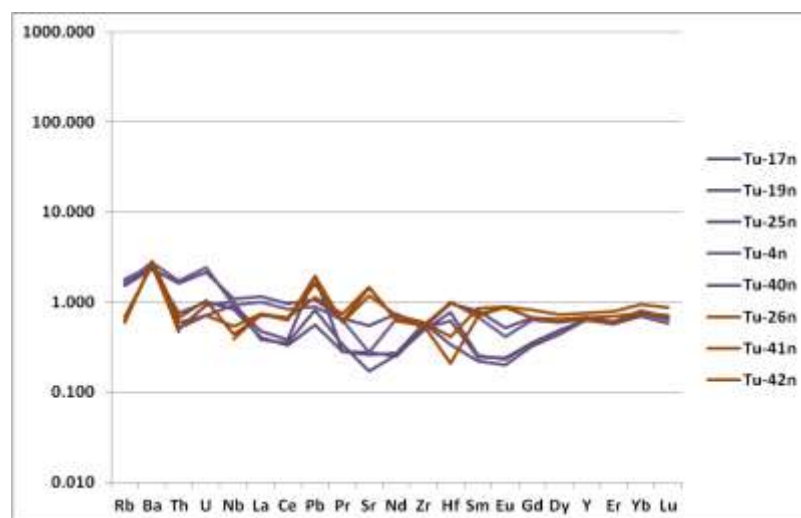


Рис. 3.71. Графики распределения некогерентных элементов в гранитоидах рудопроявления Туманное.

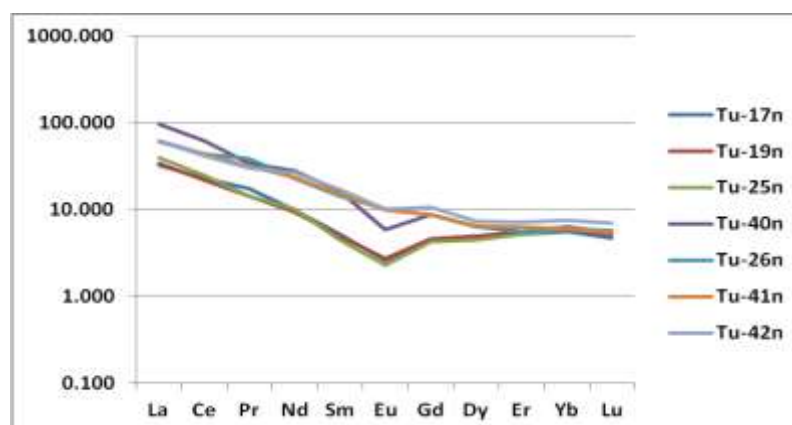


Рис. 3.72. Графики распределения РЗЭ в гранитоидах рудопроявления Туманное.

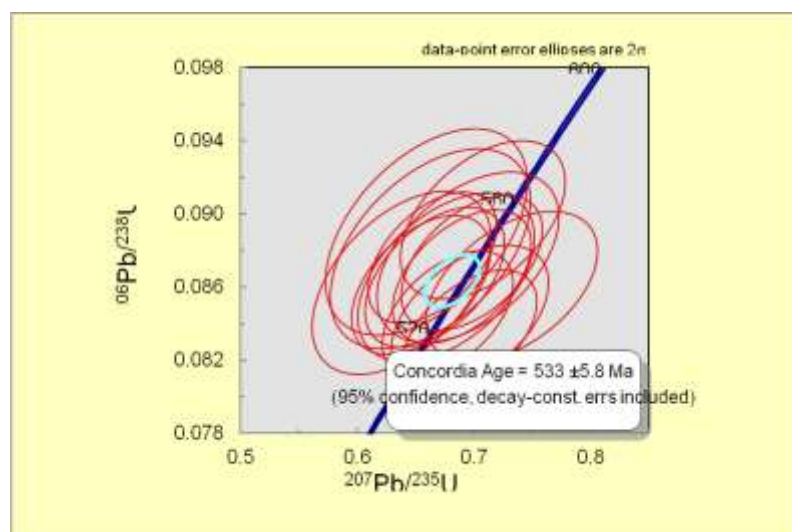


Рис. 3.73. Результаты U-Pb датирования циркона из гранитов зоны Восточной, проявления Туманное.

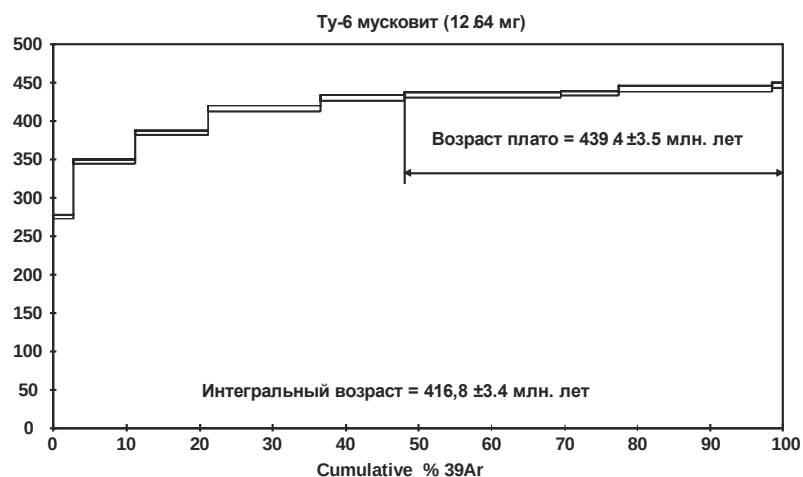


Рис. 3.74. Результаты Ar-Ar датирования мусковита из жилы №6 проявления Туманное (проба Ту-6).

В пределах участка выявлены три рудные зоны, характеризующиеся линейностью, приуроченностью к разрывным нарушениям и определенным типам минерализации – Антимонитовая, Восточная и Левобережная (см. рис. 3.70).

Зона Антимонитовая сложена серыми среднезернистыми гранодиоритами, в пределах которых развиты относительно маломощные (10 – 20 м) разрывные нарушения северо-западного простирания, падающие на юго-запад под углом 85° , оперяющие Жомболокский глубинный разлом. Зоны сложены развальцованными катаклазитами гранодиоритов, местами окварцованных и сульфидизированных и вмещают линзующиеся кварц-антимонитовые жилы и прожилки. Кварц в жилах светло-серый, мелкозернистый, трещиноватый. Содержание рудных минералов достигает 5 – 10 об.%. Мощности жил колеблются от первых сантиметров до 0,7 м, при прослеженной протяженности от 40 до 110 м. Средние содержания золота, по этим жилам, от 4 до 22,7 г/т, максимальное – 445 г/т. Средние содержания серебра – от 8,5 до 62,6 г/т, максимальное – 334,4 г/т. Падение жил юго-западное 210° с углами $75-90^\circ$. Отдельные свалы рудного кварца прослеживаются практически по всему гранитоидному массиву, вмещающему рудопоявление.

Зона Восточная расположена на левобережье р. Кадыр-Ос, в восточной части участка. Основными структурами, контролирующими распределение оруденения, являются разрывные нарушения, представленные рядом субпараллельных зон метасоматически измененных и сульфидизированных лейкократовых гранитов. Рудные тела представляют собой серию сближенных крутопадающих жил, приуроченных к сколовым трещинам северо-западного простирания, мощностью до 1 м. Околожильное

пространство представляет собой мощную зону сульфидизированных измененных лейкократовых гранитов, выделяющихся развитием бурых и желтых охр лимонита и скородита на выветрелой поверхности. Мощность зон изменения в совокупности достигает первых сотен м. Кварц в жилах светло-серый, до молочно-белого, мелкозернистый. Содержание рудных минералов низкое, не более 1 – 2 об.%. Они слагают редкую вкрапленность, либо присутствуют в виде редких мелких гнезд линзовидной формы.

Зона Левобережная была изучена В. С. Грачевым и др. в 1968 году и представлена одной кварц-карбонатной жилой, приуроченной к зоне скарнирования на контакте гранитоидов с метаморфическими породами билинской свиты. В жиле были диагностированы галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и блеклая руда. Однако в настоящее время рудная зона перекрыта делювиально-коллювиальными отложениями, в связи с чем её детальное изучение невозможно.

Жильный кварц представлен тремя генерациями: крупнозернистый агрегат изометричных, часто округлых или вытянутых зерен неправильной формы (кварц1), мелкозернистый агрегат, развитый в межзерновых пространствах кварца1 (кварц2) и тонкие секущие прожилки мелкозернистого кварца, ассоциирующие с карбонатом и рудными минералами (кварц3). Кроме того, в жилах присутствуют такие минералы как флюорит и мусковит.

Две рудные зоны, выделенные на участке, имеют разный состав оруденения, однако часть рудных минералов присутствует в обоих случаях. Более того, концентрации таких рудообразующих элементов как Au, As, Bi, Te в жилах разных типов близки, различия наблюдаются лишь в содержаниях Sb. Но, тем не менее, разные рудные зоны характеризуются разными рудными минеральными ассоциациями, условно названными согласно типоморфным химическим элементам – **золото-висмутовой** и **золото-сурьмяной** (табл. 3.27).

Золото-висмутовая ассоциация развита в кварцевых жилах с вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией зоны Восточной. Количественно, среди рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит, однако типоморфными для этой ассоциации являются Bi минералы - тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), самородный висмут, кобеллит ($\text{Pb}_{22}\text{Cu}_4(\text{Bi},\text{Sb})_{30}\text{S}_{69}$) в парагенезисе с самородным золотом (рис. 3.75). Кроме того, в небольших количествах присутствуют минералы золото-сурьмяной ассоциации: антимонит (Sb_2S_3), цинкениит ($\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$), андорит ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$), в исчезающе малых количествах установлены другие сульфидные минералы пирротин, халькопирит, галенит,

сфалерит, молибденит, часто диагностируемые в виде микровключений в пирите и арсенопирите.

Таблица 3.27. Минеральный состав выделенных ассоциаций в рудах.

Главные минералы	Второстепенные	Редкие
Золото-висмутовая ассоциация		
пирит, арсенопирит	Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), самородный висмут, кобеллит ($\text{Pb}_{22}\text{Cu}_4(\text{Bi},\text{Sb})_{30}\text{S}_{69}$), антимонит (Sb_2S_3), цинкениит ($\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$), самородное золото	пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, андорит ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$), молибденит
Золото-сурьмяная ассоциация		
антимонит(Sb_2S_3)	пирит, арсенопирит, андорит ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$), самородное золото, Ag- содержащий тетраэдрит, цинкениит($\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$)	Халькопирит, халькостибит (CuSbS_2), ауристибит (AuSb_2), сурьма самородная

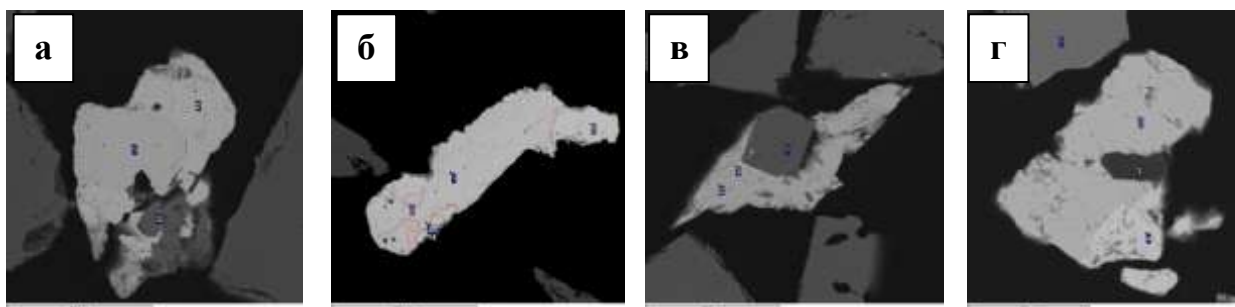


Рис. 3.75. Морфология рудных минералов золото-висмутовой ассоциации: а – срастание самородного золота (1) и самородного висмута (2), корродирующее халькопирит (3); б – неоднородное выделение самородного золота (1 – пробыность 838%, 2 – пробыность 651 %,.) в срастании с самородным висмутом (5) и теллуrowисмутитом (3, 4); в – кобеллит ($\text{Pb}_{24.84}(\text{Cu}_{3.40}\text{Fe}_{2.29})_{5.69}(\text{Bi}_{12.50}\text{Sb}_{17.16})_{29.66}\text{S}_{65.72}$) (2) с включением тетрадимита (3) обрастает кристалл пирита (1); г – сроссток антимонита (2) с цинкениитом (4) с обрастающий зерно кварца (3).

Пирит и арсенопирит слагают гипидиоморфные кристаллы, часто слагающие полиминеральные сростки, либо вкрапленность в кварце. По химическому составу никаких различий между пиритами и арсенопиритами золото-висмутовой и золото-сурьмяной ассоциаций не выявлено, кроме того, присутствующие в агрегатах минералов золото-сурьмяной ассоциации, кристаллы пирита и арсенопирита часто частично корродированы, что позволяет отнести эти минералы к одному раннему парагенезису. Арсенопирит характеризуется высокой сернистостью и имеет S/As отношение 1.15 – 1.46, в среднем – 1.3, содержание As варьирует в пределах 25.88 – 30.48 ат.%, при среднем значении 27.97 ат.%. Средний состав арсенопирита рассчитывается на формулу $\text{Fe}_{1.073}\text{As}_{0.839}\text{S}_{1.088}$. Пириты содержат примеси As – до 2.94 мас.%, хотя встречаются и пириты, не содержащие примесей на уровне чувствительности анализа (0.1 мас.%).

Висмутовые минералы – тетрадимит, кобеллит и самородный висмут, слагают выделения неправильной формы, либо обрастают кристаллы пирита и арсенопирита, часто образуют срастания с самородным золотом.

Присутствуют в небольшом количестве минералы золото-сурьмяной ассоциации – антимонит, цинкениит и андорит.

Золото-сурьмяная ассоциация развита в составе кварц-антимонитовых жил зоны Антимонитовой. Среди рудных минералов преобладает антимонит, кроме него присутствуют пирит, арсенопирит, андорит ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$), самородное золото, Ag-содержащий тетраэдрит, цинкениит ($\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$) в подчиненном количестве встречаются халькостибит (CuSbS_2), ауристибит (AuSb_2), сурьма самородная (рис. 3.76).

Из рудных минералов в жилах количественно преобладает антимонит, слагающий участки сплошных аллотриоморфнозернистых агрегатов, прожилков, заполняющих пространство между зернами кварца¹ и кварца², часто антимонит заполняет трещинки, просечки либо присутствует в виде игольчатых зерен в секущих карбонатных и кварцевых прожилках.

В агрегате антимонита в виде рассеянной вкрапленности, кроме частично корродированных кристаллов арсенопирита и пирита, присутствуют также удлиненные или линзовидные выделения цинкениита ($\text{Pb}_9\text{Sb}_{22}\text{S}_{42}$), реже мелкие зерна халькостибита (CuSbS_2), причем последний обычно приурочен к краям зерен антимонита.

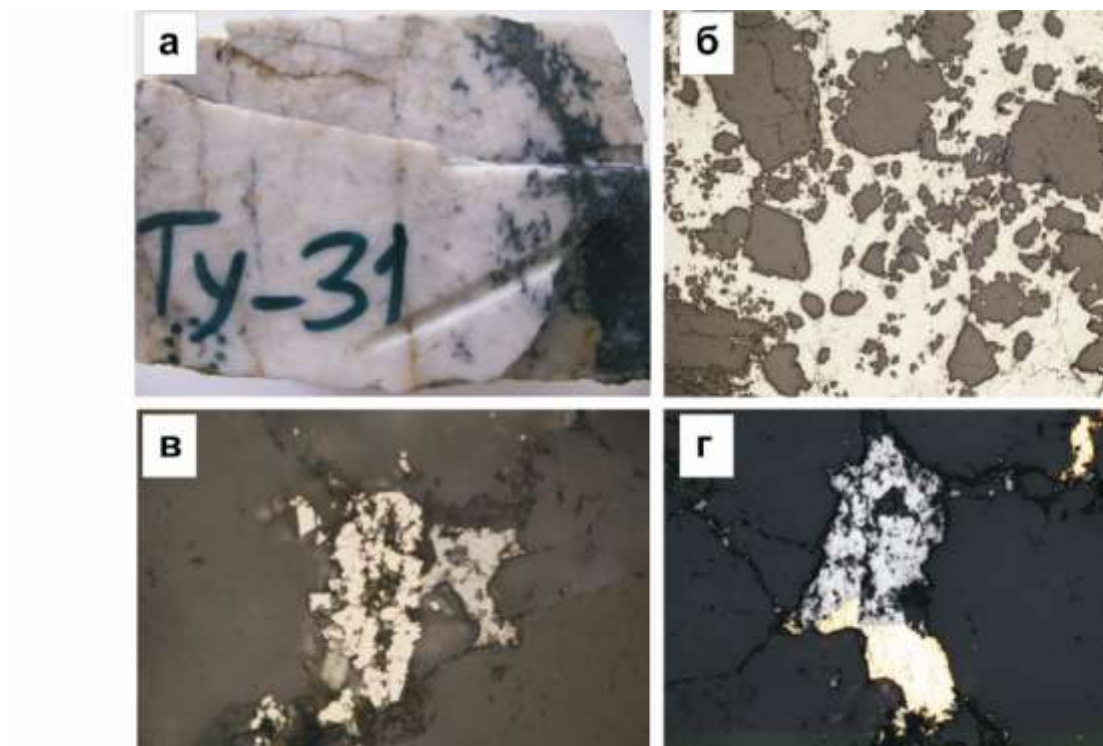


Рис. 3.76. Морфология минералов Au-Sb ассоциации: а – фотография образца кварц-антимонитовой жилы; в нижнем левом углу – выделение самородного золота (помечено точечным пунктиром); б – цементная текстура кварц-антимонитового агрегата; в – агрегат идиоморфных зерен пирита координируется антимонитом; г – срастание самородного золота с андоритом ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$).

Выделения золота неправильной ксеноморфной формы присутствуют непосредственно в кварце, а также в виде полиминеральных срастаний самородного золота, серебросодержащего тетраэдрита ($\text{Ag} - 12.82 - 14.74 \text{ мас.}\%$) и андорита ($\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$) иногда в этих же срастаниях присутствуют частично корродированные кристаллы пирита. Андорит также отмечается в виде кайм, оторочек и прожилков в агрегатах антимонита, пирита и арсенопирита. Редко встречающиеся халькостибит и ауристибит слагают либо включения в антимоните, либо самостоятельные выделения в виде неправильной формы в кварце. Самородная сурьма зафиксирована в составе сложных срастаний антимонита с андоритом, самородной сурьмой с оторочкой окислов сурьмы.

Самородное золото образует три генерации, соответствующие разным минеральным парагенезисам (рис. 3.77). Первая генерация (золото1) представляет собой изометричные выделения золота ассоциирующие с пиритом и арсенопиритом. Золото характеризуется относительно низкой пробыностью – в пределах 650 - 725‰.

Золото² слагает ксеноморфные включения и сростки с минералами Bi, в том числе, с самородным висмутом. Золото этой генерации имеют пробность в интервале – 750 - 850‰. В виде реликтов отмечаются выделения низкопробного золота¹.

Золото³ выделяется в составе золото-сурьмяной ассоциации и находится в парагенезисе с Sb-сульфосолями. Морфология золотин – ксеноморфные трещинные и цементационные формы, реже изометричные зерна в сростаниях с Sb-сульфосолями. Оно имеет одномодальное распределение пробности, с максимумом в интервале 850 - 925‰, также содержит реликты низкопробного золота (золото¹ и золото²). Следует отметить, что в антимонитовом агрегате золото не обнаружено, что позволяет считать, что золото в этом парагенезисе целиком входит в состав ауристита.

Высокую пробность (около 1000 ‰) имеет золото подверженное гипергенным преобразованиям. Поскольку это золото вторичное, то оно входит в состав гипергенных минеральных ассоциаций, которые в данной работе не обсуждаются.

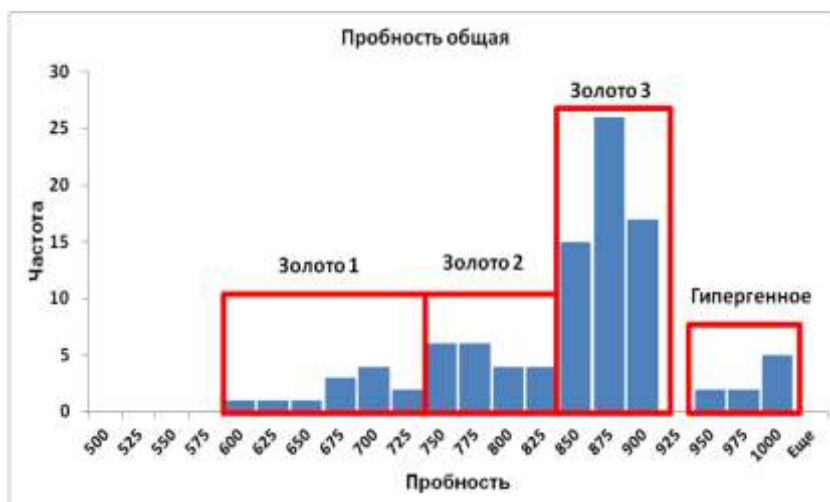


Рис. 3.77. Гистограмма распределения пробности самородного золота из руд проявления Туманное.

В результате в рудах проявления Туманное выделены следующие рудные минеральные парагенезисы:

Золото-висмутовая ассоциация:

- 1) Пирит+арсенопирит(+галенит-халькопирит-пирротин-сфалерит)+золото¹
- 2) тетрадимит+кобеллит +Bi самородный+золото²
- 3) антимонит+цинкенил(+ауристит)
- 4) андорит+золото³

Золото-сурьмяная ассоциация:

- 1) Пирит+арсенопирит

- 2) Антимонит+цинкениит+халькостибит+ауростибит
- 3) Андорит+самородное золото (золото3)+Ag-содержащий тетраэдрит.

Общую последовательность минералообразования можно представить в следующем виде:

Пирит+арсенопирит(+сульфиды)+золото1 → Вi-минералы (тетрадимит, самородный висмут и др.)+золото2 → антимонит+сульфоантимониды → Sb-сульфосоли+золото3.

Анализ распределения элементов-примесей в рудах проявления Туманное показывает, что главными рудообразующими компонентами – спутниками золота, в рудах, содержащих золото-висмутовую ассоциацию, являются Вi (среднее значение 103.28 г/т) и As (среднее – 738 г/т), тогда как такие элементы как Cu, Pb и Zn присутствуют в низких концентрациях (табл. 3.28). Содержания Sb низки, хотя в единичных пробах возрастают до 300 г/т. Для зоны Антимонитовой главным компонентом руд является – Sb, со средним значением по пробам 71512.15 г/т (~7.15 мас.%). Кроме того, в относительно повышенных концентрациях в рудах присутствуют – Pb (среднее содержание – 422.62 г/т), Zn – 106.15 г/т и Mo – 118.08 г/т, тогда как содержания Вi в кварц-антимонитовых рудах низки (не более 1.9 г/т). Концентрации Cu, As близки для обоих типов руд.

Содержания золота в кварцевожильных рудах с золото-висмутовой минеральной ассоциацией варьируют от 0.04 до 18 г/т, при среднем значении – 3.0 г/т (по результатам анализа 14 штуфных проб). Содержания Ag неравномерны, от менее 0.1 (ниже предела обнаружения) до 11.6 г/т среднее значение 2.39, причем в большинстве проанализированных проб содержания Ag – ниже предела обнаружения. В кварц-антимонитовых рудах (золото-сурьмяная ассоциация) концентрации золота варьируют от 0.18 до 140 г/т, при среднем значении – 13.0 г/т (проанализировано 13 проб). Здесь содержания Ag выше, чем в рудах с золото-висмутовой ассоциацией, значения варьируют от 5 до 227 г/т, при среднем значении 33.9 г/т.

Таблица 3.28. Содержания рудообразующих элементов в рудах проявления Туманное (в г/т).

№ п/п	проба	Cu	Pb	Zn	Bi	Mo	As	Se	Sb	Te	Ag	Au
1	Tu-1	7	6	7	8.2	3.4			9			0.4
2	Tu-2	8	12	7	255	1.1	16		12	14		2.12
3	Tu-3	5	5	6	127	1.2	10	0.7	9	28		0.4
4	Tu-8	7	16	7	24	0.9	21		8	14		0.36
5	Tu-9	11	9	4	31	5.2	14		5	7		6.2
6	Tu-10	14	7	16		2.8	19		8			0.04
7	Tu-11	12		2			126		11			0.12
8	Tu-12	7		2	1.8		525		13			0.85
9	Tu-13	8		1			229		5			0.15
10	Tu-14	6	30	6	8.3		843		5		3.6	0.55
11	Tu-15	10	4	3			1464		16		3.3	0.09
12	Tu-16	18	5	11	4.5	0.9	2044	2.1	13			0.75
13	Tu-20	13	221	27	410.0	1.8	3981	1.4	300	28	11.6	18
14	Tu-21	10	115	23	163.0		1047	1.1	64	15	10.0	12
15	Tu-27	57	662	187		251.0	283	2.8	146486		29.4	2.3
16	Tu-28	40	254	78	1.9	47.0	582		31608		31.6	2.6
17	Tu-29	31	254	60		89.0	1444	2.3	56910		14.4	7.5
18	Tu-30	47	480	137		80.0	411	1.1	53893		47.5	10
19	Tu-31	30	152	52		50.0	259	1.4	33696		5.0	2.7
20	Tu-44	60	656	98		321.0	426	2.8	177157		30.4	0.82
21	Tu-45	16	152	31		85.0	374		55395		7.5	0.42
22	Tu-46	105	463	111		171.0	191		105515		14.0	0.3
23	Tu-47	32	531	134		184.0	216	2.1	106970		11.6	0.5
24	Tu-48	38	167	42		75.0	173	1.2	48387		7.0	0.18
25	Tu-49	24	372	88		97.0	102	1.5	58848		6.3	0.7

Таблица 3.28, продолжение

№ п/п	проба	Cu	Pb	Zn	Bi	Mo	As	Se	Sb	Te	Ag	Au
26	Tu-50	260	1080	230		21.0	214	3.5	13108		227.0	140
27	Tu-51	48	271	132		64.0	277	1.5	41685		9.0	1.0

Примечания: 1 – 14 – малосульфидные кварцевые жилы с пиритом и арсенопиритом (золото-висмутовая ассоциация); 15 – 27 – кварц-антимонитовые жилы (золото-сурьмяная ассоциация).

3.4.3. Илейский рудный узел

Илейский рудный узел расположен в правобережье среднего течения р. Оки, в междуречье с р. Урдо-Ока. В составе рудного узла известны мелкие проявления и пункты минерализации золото-серебро-полиметаллических и золото-кварцевых руд в связи со скарнами в экзоконтактах тел гранитоидов таннуольского комплекса. Всего выявлено 15 мелких проявлений, с содержаниями золота до 8 – 20 г/т и серебра – до 1360 г/т.

Площадь рудного узла сложена эффузивами илейской толщи, карбонатными отложениями и интрузивными породами, среди которых преобладают сиениты и граносиениты, относимые к огнитскому комплексу, кроме этого присутствуют гранитоиды и габброиды, относящиеся к таннуольскому и хойтоокинскому комплексам соответственно (Куликов и др., 2005ф). Золото-серебро-полиметаллические проявления распространены преимущественно в карбонатных породах в экзоконтактовых частях тел гранитоидов таннуольского комплекса и локализуются в зонах скарнирования и кварцевого прожилкования. Руды по составу полиминеральные, преимущественно кварц-гематитовые с магнетитом, пиритом, пирротином, галенитом, с примесью сфалерита и блеклых руд. Характерны широкие вариации содержаний главных рудных минералов. Форма тел – гнезда, линзы. Мощность – десятки сантиметров – первые метры, длина – метры – первые десятки метров (до 30 м). Тела разрозненные, сближенные на локальных участках. Кроме скарновых руд, отмечаются слабозолотоносные (первые десятые доли г/т золота) кварцевожильно-прожилковые зоны, приуроченные к участкам дробления в гранитоидах. Прогнозные ресурсы золота в Илейском рудном узле оценены в 15 тонн золота (Куликов и др., 2005ф).

3.5. Типизация золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

Приведенные в разделе 1.2.1 настоящей работы данные, позволяют сделать вывод, что известные в настоящее время классификации золоторудных месторождений основаны на разных принципах и критериях. Каждая классификация имеет свои достоинства и недостатки, так, например, «рудно-формационные» и генетические классификации не учитывают некоторых особенностей вещественного состава руд и возраст месторождений; в морфологических классификациях соответственно, не рассматривается генезис оруденения; классификации, основанные на геодинамических обстановках формирования оруденения не принимают во внимание возможность эпигенетического формирования оруденения относительно вмещающих породных комплексов. Кроме того, практически все золоторудные месторождения находятся в пространственной связи с зонами

тектонических нарушений разного ранга и происхождения, следовательно, геолого-структурные особенности локализации оруденения также не могут являться универсальными классификационными критериями. Некоторые золотоносные рудные объекты (к примеру, золотосодержащие месторождения других металлов) вообще выпадают из предложенных классификаций, либо классифицируются как нетрадиционные типы (Коробейников, 1999).

В сводной таблице 3.29 приведены некоторые вещественно-генетические характеристики выделенных типов золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.

Состав главных минералов в большинстве объектов близок – пирит, арсенопирит, пирротин ± халькопирит, галенит, сфалерит. Следовательно, разделение на типы согласно составу количественно преобладающих главных минералов нецелесообразно, поскольку месторождения, сформированные в разное время, в разных условиях и в связи с разными процессами, будут в таком случае относиться к одному и тому же минеральному типу. Исходя из этих же соображений, невозможна классификация месторождений и по некоторым другим критериям. К примеру, выделение типов по морфологии рудных тел и/или околорудным изменениям невозможно, поскольку большая часть месторождений представляет собой кварцевожилые или прожилковые зоны с околорудной березитизацией, многие подвержены окварцеванию. Хотя по многим другим признакам эти объекты сильно различаются. Разделение месторождений по вмещающему субстрату также некорректно, так как такие типы, во-первых, не будут отражать состав оруденения, а во-вторых, к одному и тому же субстрату (например, гранитоидам) могут быть приурочены разнотипные и разновозрастные месторождения, причем возраст оруденения может значительно отличаться от возраста вмещающих пород. Геолого-структурные условия залегания многих месторождений схожи. Практически все они (за исключением золото-пирротиновых руд) приурочены к зонам тектонических деформаций, следовательно, разделять их по этому признаку также нецелесообразно. Что касается геодинамических обстановок формирования оруденения, то, в одной обстановке, могут формироваться месторождения в связи с разными процессами и в разном субстрате, которые будут значительно отличаться друг от друга по вещественному составу оруденения, что не позволяет выделить указанный признак в качестве классификационного. К примеру, в коллизионной обстановке, в данном случае, формируются три разных минеральных типа оруденения – золото-висмут-сульфосольный, золото-полисульфидный и золото-кварцевый.

Таблица 3.29. Характеристика выделенных типов золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.

Минеральный тип	Геохимический тип	Вмещающий субстрат	Морфология рудных тел	Структурные особенности рудных тел	Минеральный состав (главные и типоморфные минералы)	Продуктивные рудные минеральные ассоциации	Околорудные изменения	Содержания типоморфных рудообразующих элементов	Возраст	Примеры месторождений
золото-теллуридный	Золото-теллуrowый	Островодужные гранитоиды	Кварцевые жилы, зоны прожилкования и вкрапленной сульфидизации	Трещины и зоны дробления в гранитах, в том числе пологозалегающие	Пирит, халькопирит, пирротин, калаверит, петцит, гессит, алтаит, золото	Золото-пирит; Золото-теллуриды Au, Ag, Pb, Bi	Березитизация	Au – до первых сотен г/т Te – до 50 г/т	850, 530 млн. лет	Таинское, Хорингольское, Сагангольское
Золото-антимонитовый	Золото-сурьмяный	Гранитоиды активной континентальной окраины	Кварцевые жилы	Трещины и зоны дробления в гранитах	Антимонит, арсенопирит пирит, Sb сульфосоли, золото	Золото-пирит-арсенопирит; Золото-антимонит-Sb-сульфосоли	Грейзенизация (?), березитизация	Au – до 441 г/т Sb – до 7.15 мас. %	530 (439?) млн. лет	Туманное
Золото-Bi-сульфосольный	Золото-висмутовый	Коллизионные граниты	Кварцевые жилы	Трещины и зоны дробления в гранитах	Арсенопирит, пирит, буланжерит, висмутин, лиллианит, самородный Bi, золото,	Золото-буланжерит-лиллианит-висмутин-самородный Bi	Грейзенизация	Au – до 2 г/т Bi – до 0.27 мас. %	497 млн. лет	Пограничное
Золото-тетрадимитовый	Золото-висмут-теллуrowый	Гранитоиды активной континентальной окраины	Кварцевые жилы	Тектонические зоны дробления с дайками в гранитах	Пирит, галенит, сфалерит, тетрадимит, золото, интерметаллиды системы Au-Ag-Hg, айкинит, колорадоит	Золото-пирит; Золото-тетрадимит-тетраэдрит-галенит-айкинит	Березитизация, калишпатизация	Au – до 33 г/т Bi – до 350 г/т Te – до 330 г/т	498, 324 млн. лет	Коневинское, Обогольское

Таблица 3.29, продолжение

Золото-полисульфидный	Золото-полиметалльный	Тектонизированные офиолиты, карбонатно-сланцевые отложения, гранитоиды, породы архейского фундамента	Кварцевые жилы, минерализованные зоны, сульфидные тела	Зоны сдвига, полимиктового автокластического меланжа по офиолитам и пространственно ассоциирующим породным комплексам	Пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото	Золото-пирит; Золото-галенит-сфалерит-халькопирит	Березитизация, окварцевание	Au – до 445 г/т Cu, Pb, Zn – до первых мас. %	460 (340?) млн. лет	Зун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское и др.
Золото-кварцевый	Золото-кремнистый	Породы кристаллического фундамента (гранитогнейсы и др.)	Кварцевые жилы	Зоны милонитизации и дробления по породам архейского фундамента (гранитогнейсы, амфиболиты и др.)	Пирит, золото	Золото-пирит (±теллуриды)	Березитизация	Au – до первых сотен г/т,	420 млн. лет	Пионерское, Барунхолбинское и др.
Золото-пирротиновый	Золото-железистый	Углеродистые сланцы верхней части офиолитовой ассоциации	Сульфидные тела мощностью до первых м., протяженностью до сотен м	Линзы, прослои сливных и вкрапленных сульфидных руд субсогласные со слоистостью сланцевых отложений	Пирротин, пирит, золото	Золото-пирротин	Отсутствуют	Au – до 20 г/т, FeO – до 41.65 мас. %	709 млн. лет	Ранние руды Зун-Холбинского месторождения, Ольгинское, Ильчирское, Барун-Оспинское и др.
Золото-блеклорудный	Золото-медный	Карбонатные и терригенно-карбонатные толщи	Кварцевые жилы, зоны прожилкования, окварцевания	Жильно-прожилковые зоны в участках тектонических деформаций карбонатных пород	Блеклые руды (тетраэдрит), золото,	Золото-тетраэдрит	Окварцевание	Au – до 40 г/т Cu – до 28 мас. % Sb – до 23 мас. %	324(?) млн. лет	Южное, Динамитное, Зеленое, Сагансайское и др.

Таким образом, исходя из представленных соображений, наиболее информативным для месторождений юго-восточной части Восточного Саяна является разделение на **минеральные** и соответствующие им **геохимические** типы оруденения. Однако в силу того, что, как уже было ранее отмечено, главные минералы в большинстве объектов идентичны (пирит, арсенопирит или пирротин и др.), то типизация месторождений должна быть основана на составе **золотопродуктивных** минеральных и геохимических ассоциаций, которые специфичны для каждого из выделенных типов. Здесь дело осложняется неравномерным распределением рудообразующих компонентов, в результате чего, геохимические особенности руд *не всегда могут корректно отражать* минеральный тип оруденения, в особенности в случае многоэтапного или многостадийного развития рудообразующих систем. Тем не менее, даже в многоэтапных месторождениях можно выделить наиболее продуктивный (типоморфный) парагенезис (или их совокупность), состав которого будет решающим для отнесения объекта к тому или иному минеральному типу. В некоторых случаях «типобразующие» минеральные парагенезисы количественно уступают другим, в частности такая картина наблюдается при выделении золото-теллуридного и золото-висмут-сульфосольного типов. Однако по другим характеристикам, типизация этих объектов неосуществима, так как в таком случае классификационные признаки одних месторождений будут непременно перекрываться с другими, близкими по структурно-вещественным характеристикам.

В результате можно заключить, что наиболее применимым классификационным признаком для месторождений юго-восточной части Восточного Саяна, является **состав продуктивных минеральных ассоциаций**, на основе которых выделены следующие минеральные типы оруденения: золото-полисульфидный, золото-кварцевый, золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый, золото-висмут-сульфосольный, золото-пирротиновый и золото-блеклорудный.

3.5.1. Золото-полисульфидный тип

Месторождения золото-полисульфидного типа наиболее распространены в пределах юго-восточной части Восточного Саяна. В частности, большинство месторождений самой промышленно значимой, Урик-Китойской золоторудной зоны, в том числе крупнейшее в регионе, Зун-Холбинское месторождение, представлены объектами этого типа. Рудные тела таких месторождений представлены кварц-сульфидными жилами с оторочками березитизации, окварцевания, а также минерализованными зонами сплошной и вкрапленной сульфидизации. Характерными особенностями руд указанных

месторождений являются: полиметаллический состав, где преобладают сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит±пирротин, блеклые руды) в ассоциации с самородным золотом; структурный контроль оруденения; приуроченность рудных тел к зонам меланжа, сдвига, надвига; неявная связь (либо отсутствие видимой связи) с магматизмом. Примеры объектов – Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское месторождения и большое количество рудопроявлений, локализованных в пределах Урик-Китойской зоны и западной части Оспинского рудного узла. Золоторудные месторождения золото-полисульфидного типа являются аналогами орогенных месторождений (по Groves et al., 1998) и формируются в ходе аккреционно-коллизийных процессов датируемых, на исследуемой территории, приблизительно в 400 – 500 млн. лет (Горячев, 2014; Жмодик и др., 2006; Кузьмичев, 2004).

3.5.2. Золото-кварцевый тип

Известные в регионе золото-кварцевые месторождения залегают в породах архейского кристаллического фундамента и представляют собой серии малосульфидных кварцевых жил, приуроченных к зонам дробления и милонитизации. К этому типу отнесены месторождения Пионерское, Барун-Холбинское и Владимирское, так же как и предыдущие, входящие в состав Урик-Китойской золоторудной зоны. Главным минералом в рудах является пирит, слагающий редкие гнезда и вкрапленность, содержащий включения самородного золота, в небольшом количестве присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, редко встречаются теллуридные минералы, висмутин, блеклые руды, борнит. Однако в целом, количество рудных минералов в жилах не превышает 5 – 10 об.%. Возраст оруденения, определенный Ag-Ag методом по мусковиту из рудных жил имеет значение 421 млн. лет и близок к возрасту руд золото-полисульфидного Зун-Холбинского месторождения (460 – 440 млн. лет, (Посохов и др., 1994)).

3.5.3. Золото-теллуридный тип

Месторождения и проявления золото-теллуридного типа, известные в регионе пространственно и генетически связаны с островодужными гранитоидами плагиогранит-гранодиоритового состава неопротерозойского и раннепалеозойского возрастов. Примеры объектов – Таинское месторождение, Хорингольское и Сагангольское рудопроявления. В металлогеническом отношении, эти объекты входят в состав Тисса-Сархойского и Оспинского золоторудных узлов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами,

прожилковыми зонами и участками сульфидно-вкрапленной минерализации, локализованными непосредственно в гранитоидах, которые подвержены березитизации. Формирование оруденения происходит, как правило, в несколько стадий, характеризующих последовательное уменьшение температуры рудообразующего процесса. Типоморфная золото-теллуридная ассоциация, включающая самородное золото и теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, реже Ni, проявляется на поздних низкотемпературных стадиях гидротермального процесса, однако имеет достаточно широкое количественное распространение в рудах. Возраст гранитоидов, вмещающих Таинское месторождение, определенный U-Pb методом по циркону, показывает значение 852.9 ± 10 млн. лет. Такой возраст согласуется с ранее полученной Re-Os датировкой по молибдениту – 860 млн. лет, с учетом погрешности анализа. Возраст гранитоидов проявлений Сагангольское и Хорингольское определенный U-Pb методом показал значение 528.5 ± 6 млн. лет, а возраст березитов, согласно Rb-Sr изохроне, соответствует 537 ± 15 млн. лет (Дамдинов и др., 2007). Такие значения возраста также согласуются между собой в пределах погрешности измерения. Таким образом, близкие возрастны соотношения руд и вмещающих гранитоидов на месторождениях золото-теллуридного типа, наряду со структурно-геологическим положением и вещественно-геохимическими признаками, свидетельствуют о генетической связи этого типа оруденения с интрузивным магматизмом. Вмещающие гранитоиды, несмотря на значительную разницу в изотопном возрасте (около 850 и около 530 млн. лет), близки по геохимическим характеристикам и соответствуют островодужным плагиогранитам, появление которых обусловлено надсубдукционным магматизмом Дунжугурской и Сархойской островных дуг, соответственно (Дамдинов и др., 2007; Миронов и др., 2001).

3.5.4. Золото-антимонитовый тип

Проявления золото-антимонитового типа оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна, известны в пределах Жомболокского золоторудного узла Хамсаринской структурно-металлогенической зоны (бассейн р. Сенца). Самым крупным объектом является рудопоявление Туманное, представляющее собой несколько кварцевожильно-прожилковых зон, локализованных в гранитоидах таннуольского комплекса. Гранитоиды, прорывающие осадочно-метаморфические породы сбилинской свиты, представлены биотит-роговообманковыми гранодиоритами и мусковитовыми лейкогранитами. Возраст гранитоидов соответствует 533 ± 5.8 млн. лет (U-Pb датировка по циркону), а Ar-Ar датировка по мусковиту из малосульфидных кварцевых жил раннего

этапа соответствует 439 млн. лет, что отличается от возраста материнских гранитоидов, но, тем не менее, свидетельствует о достаточно древнем возрасте руд, по всей видимости, сопоставимом с возрастом гранитоидов.

В пределах участка выделено 2 пространственно разобщенных типа руд – малосульфидные кварцевые жилы и кварц-антимонитовые жилы, отражающие разные этапы развития рудообразующей системы.

По соотношениям рудных минералов установлены следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним):

1. Пирит+арсенопирит+сульфиды (халькопирит+галенит+сфалерит+пирротин)+золото1;
2. Вi-минералы (тетрадимит, самородный висмут и др.)+золото2;
3. Антимонит+сульфоантимониды (цинкениит, халькостибит, ауристобит);
4. Sb-сульфосоли (андорит, Ag-содержащий тетраэдрит)+золото3.

По мере выделения минеральных ассоциаций, пробность золота последовательно увеличивается. Так, золото1 имеет низкую пробность (650 - 725‰), золото2 – среднюю (750 - 850‰), золото3 – относительно высокую (850 - 925‰).

Ранняя Вi-полисульфидная ассоциация (парагенезисы 1 и 2) по составу соответствует ранее выделенному в регионе золото-висмутловому типу оруденения (Гармаев и др., 2013; Дамдинов и др., 2009). Тогда как поздняя ассоциация (парагенезисы 3 и 4) отвечает месторождениям золото-сурьмяного типа (Бортников и др., 2010; Оболенский, Оболенская, 1982).

В составе руд в повышенных концентрациях присутствуют такие рудообразующие компоненты как As, Sb, Вi, Мо, характерные для гранитогенных золоторудномагматических систем (Гамянин и др, 2003). Средние содержания золота и серебра варьируют на уровне 3 – 13 и 5.7 – 33.9 г/т соответственно. Средние содержания Sb в кварц-антимонитовых жилах, по данным анализа штучных проб – 7.15 мас.%. В малосульфидных жилах концентрации рудообразующих элементов в целом ниже, чем в кварц-антимонитовых, за исключением Вi и As. Количественное преобладание антимонита, а также высокие концентрации Sb в рудах, позволяют выделить этот минеральный тип оруденения как золото-антимонитовый.

3.5.5. Золото-тетрадимитовый тип

Типичным представителем объектов этого типа является Коневинское золоторудное месторождение – крупнейший объект Хужирского золоторудного узла. Оно приурочено к

массиву гранит-гранодиоритового состава, относящемуся к таннуольскому интрузивному комплексу. Изотопный возраст гранитоидов, определенный U-Pb датированием по циркону, составляет 497.7 млн. лет. Гранитоиды прорваны дайками среднего-основного состава с возрастом в 324 млн. лет. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и обрамляющие их зоны березитизации-лиственитизации, локализованные как в гранитоидах, так и в дайках. Наиболее продуктивной рудной минеральной ассоциацией является золото-полисульфидная, включающая такие минералы как тетрадимит, пирит, галенит, сфалерит, блеклую руду, халькопирит, самородное золото, в небольшом количестве в рудах присутствуют теллуrowисмутит, айкинит, теллуриды Au, Ag и Hg, самородное и ртутистое золото (Дамдинов и др., 2016). Формирование оруденения происходило в два этапа, где ранние относительно высокотемпературные висмутсодержащие парагенезисы сменялись эпитермальными ртутно-теллуридными. В результате, минеральный состав оруденения приобрел своеобразную золото-висмут-теллуrowую геохимическую специализацию, которую отражает типоморфный рудный минерал – тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$). Учитывая, что тетрадимит – один из главных минералов руд, непосредственно ассоциирующий с самородным золотом, оруденение отнесено к золото-тетрадимитовому минеральному типу.

3.5.6. Золото-висмут-сульфосольный тип

Оруденение связано с синколлизийными лейкогранитами сархойского комплекса позднепалеозойского возраста. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и прожилки, обрамленные зонами околожильной грейзенизации. Количественно в рудах преобладает арсенопирит, однако типоморфными являются Bi-содержащие минералы – висмутин, лиллианит, галенобисмутит, встречающиеся в ассоциации с сульфосолями Pb и Fe (буланжеритом, джемсонитом). Формирование золото-висмут-сульфосольной минеральной ассоциации происходит при относительно повышенных температурах по сравнению с теллуридной (Гамянин и др., 2003; Горячев, Гамянин, 2006). Минералогическая и геохимическая и изотопные данные свидетельствуют о генетической связи золотого оруденения с гранитоидами. К этому же выводу склоняют и близкие возрастные оценки. Так, возраст гранитоидов соответствует 497.8 млн. лет, тогда как K-Ar датирование слюд из околорудных грейзенов, развивающихся по этим гранитам, показало значение 537 млн. лет. Такое противоречие можно объяснить некоторым нарушением соотношений K и Ar, в результате вторичных процессов, но, тем не менее полученные датировки говорят о достаточно древнем возрасте грейзенов, сопоставимом с возрастом гранитоидов.

3.5.7. Золото-пирротиновый тип

Особенность объектов этого типа – приуроченность к черносланцевым толщам, слагающим верхнюю, вулканогенно-осадочную часть офиолитовой ассоциации. Руды представляют собой линзовидные залежи сплошных сульфидов (преимущественно пирротина, с небольшой примесью пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита), субсогласные со сланцеватостью вмещающих пород. Примеры – Ольгинское, Барун-Оспинское и др. рудопроявления, входящие в состав Ольгинской золоторудной зоны, хотя ряд объектов (Ильчирское и др. проявления) относятся к Урик-Китойской золоторудной зоне. Прослойки сульфидных руд содержат повышенные (до 20 г/т) концентрации золота, кроме того они относительно обогащены Mn, Ba и некоторыми другими рудообразующими компонентами. Минералого-геохимические характеристики руд свидетельствуют о том, что первичным субстратом являлись субмаринные сульфидные гидротермальные постройки – аналоги современных «черных курильщиков», метаморфизм которых привел к выделению свободного золота.

3.5.8. Золото-блеклорудный тип

Месторождения золото-блеклорудного типа приурочены к зонам окварцевания и кварцевым прожилкам в карбонатных породах – известняках, карбонатных конгломератах. Такие объекты известны в пределах Сагансайрской, Урик-Китойской золоторудных зон, Оспинского и Дибинского рудных узлов и представляют собой кварцевые жилы и прожилковые зоны, содержащие гнездово-вкрапленную золото-блеклорудную минерализацию (месторождения Южное, Динамитное, Зеленое, проявления Саган-Сайрское, Жильное и др.). Объекты этого типа описаны в работе (Айриянц и др., 2007). Главные минералы руд – тетраэдрит, фрейбергит, самородное золото, в меньшем количестве присутствуют пирит, галенит, буланжерит, сфалерит. Формирование оруденения происходит в низкотемпературных близповерхностных условиях 250 - 110°C. В ряде случаев отмечается связь оруденения с дайковыми породами позднепалеозойского возраста, в то же время на некоторых объектах видимая связь оруденения с магматическими породами отсутствует, однако, позднепалеозойский возраст золото-блеклорудного оруденения доказывается геологическими соотношениями руд и вмещающего субстрата. Так, ряд проявлений золото-блеклорудного типа локализуется в карбонатных конгломератах сагансайрской свиты раннепалеозойского возраста. Кроме того, раннекарбоновые (324 млн. лет) дайки, содержащие кварц-блеклорудные жилы известны в рудном поле Коневинского золоторудного месторождения (Дамдинов и др.,

2016). Похожие по составу дайки присутствуют на месторождении Динамитное, имеющем идентичный кварц-блеклорудный минеральный состав (Айриянц и др., 2002). Происхождение объектов золото-блеклорудного типа связывается с процессами позднепалеозойского рифтогенеза, обусловленного тектоническими событиями этого этапа, проявленными в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса (Буслов, 2011).

Наряду с известными месторождениями и рудопроявлениями, в пределах исследуемой территории известен ряд слабо изученных золотосодержащих объектов, которые можно выделять в самостоятельные типы: золото-халькопирит-пирротиновые руды в скарноидах (рудопроявление Медное); золото- и платиноносные амфиболиты и родингиты (Хурай-Жалгинское проявление); золотоносные метасоматиты по базит-ультрабазитам офиолитового комплекса – углеродистые метасоматиты, листовениты, сульфидизированные серпентиниты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива.

В таблице 3.30 приведено сопоставление выделенных типов золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна с известными классификационными схемами, опубликованными в работах: Некрасов, 1991; Петровская, 1973; Сазонов и др., 2001; Сафонов, 1997; Groves et al. 1998 и др.

Как видно из таблицы, типизация объектов по минералогическому признаку позволяет разделить все известные объекты, тогда как по другим признакам, показанным в таблице, такое разделение невозможно, поскольку в противном случае, различные по некоторым признакам типы, неизбежно объединяются. К примеру, согласно рудно-формационной классификации, объекты исследуемого региона разделяются на четыре формации – золото-кварцевую, золото-сульфидно-кварцевую, золото-сульфидную, золото-порфировую. Но в состав золото-сульфидно-кварцевой формации в таком случае будут включены месторождения, сформированные в разных геодинамических обстановках, в разное время и в разном субстрате, относящиеся к нескольким минеральным типам. То же самое происходит в случае типизации объектов согласно их геодинамической природе – в условиях единой коллизионной геодинамической обстановки, формируются разные минеральные типы золотого оруденения, относящиеся к различным генетическим группам.

Таблица 3.30. Сопоставление выделенных типов оруденения с известными классификационными схемами.

Классификационные критерии						Примеры месторождений
Минеральный тип	Геохимический тип	Рудно-формационный тип	Геолого-генетическая группа (подкласс)	Геодинамическая обстановка	Зарубежная классификация	
Золото-теллуридный	Золото-теллутовый	Золото-порфировый	Плутоногенно-гидротермальный	островодужная	Intrusion-related (Porphyry)	Таинское, Хорингольское, Сагангольское
Золото-антимонитовый	Золото-сурьмяный	Золото-сульфидно-кварцевый	Плутоногенно-гидротермальный	окраинно-континентальная	Intrusion-related	Туманное
Золото-Vi-сульфосольный	Золото-висмутовый	Золото-сульфидно-кварцевый	Плутоногенно-гидротермальный	коллизионная	Intrusion-related	Пограничное
Золото-тетрадимитовый	Золото-висмут-теллутовый	Золото-порфировый	Плутоногенно-гидротермальный	Окраинно-континентальная +рифтогенная	Intrusion-related (Porphyry)	Коневинское, Обогольское
Золото-полисульфидный	Золото-полиметальный	Золото-кварц-сульфидный	Метаморфогенно-гидротермальный	коллизионная	Orogenic	Зун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское и др.
Золото-кварцевый	Золото-кремнистый	Золото-кварцевый	Метаморфогенно-гидротермальный	коллизионная	Orogenic	Пионерское, Барунхолбинское и др.
Золото-пирротинный	Золото-железистый	Золото-сульфидный	Гидротермально-метаморфогенный	океаническая	VMS	Ольгинское, Ильчирское и др.
Золото-блеклорудный	Золото-медный	Золото-сульфидно-кварцевый	Телетермальный	рифтогенная	Carlin	Южное, Динамитное, Зеленое и др.

Согласно зарубежной классификации, типы, относящиеся к плутоногенно-гидротермальной генетической группе, соответствуют месторождениям, связанным с интрузиями (intrusion-related), но согласно представленной схеме, среди них выделяется несколько минеральных типов, различающихся по соотношениям полуметаллов (Te, Sb, Bi). Золото-полисульфидные и золото-кварцевые месторождения будут относиться к одному, орогенному (orogenic) типу оруденения. Золото-пирротиновый тип является аналогом золотого оруденения связанного с субмаринными вулканогенными массивными сульфидными рудами (тип VMS). И, наконец, месторождения золото-блеклорудного типа близки по некоторым характеристикам к типу Карлин (Carlin), хотя последний намного более сложен и многообразен (Волков, Сидоров, 2016; Cline et al., 2005).

В заключении можно кратко отметить некоторые закономерности локализации месторождений и проявлений золота. Наиболее крупные месторождения региона (золото-полисульфидного, золото-кварцевого и золото-пирротинового типов) локализуются в обрамлении Гарганской «глыбы» – выступа фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента и пространственно ассоциируют с выходами офиолитов, преимущественно с вулканогенно-осадочной частью ассоциации, хотя часть объектов приурочена непосредственно к породам «глыбы», в краевой её части. В то же время, все объекты указанных типов характеризуются явным структурным контролем оруденения, где состав руд не зависит от состава вмещающего субстрата. Отчетливый литологический контроль характерен для месторождений и проявлений золото-блеклорудного типа. Все они располагаются в пределах карбонатных толщ – известняков или карбонатных конгломератов. Остальные типы золотого оруденения пространственно ассоциируют с гранитоидами.

Основные выводы по главе 3:

1. В пределах юго-восточной части Восточного Саяна распространены золоторудные месторождения и рудопроявления, значительно различающиеся по структурно-геологическому положению и вещественному составу руд и вмещающих пород;
2. В регионе преобладают золоторудные объекты, где рудные тела представлены жилами и/или кварцево-жилыми зонами с разным содержанием сульфидных минералов, от малосульфидных до кварц-сульфидных руд или минерализованных зон. В то же время известны золоторудные объекты, сложенные сплошными и вкрапленными сульфидными рудами;

3. Наиболее информативным классификационным критерием для типизации золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна является состав продуктивных рудных минеральных ассоциаций, специфичных для каждого из выделенных типов. По этому признаку, среди золоторудных месторождений и проявлений исследуемого региона выделено 8 минеральных типов оруденения: золото-полисульфидный, золото-кварцевый, золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый, золото-висмут-сульфосольный, золото-пирротинный и золото-блеклорудный.

Глава 4. Платиноидное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна

Первые сведения о платиноносности юго-восточной части Восточного Саяна связаны с находками минералов ЭПГ в золотоносных россыпях (Высоцкий, 1933; Орсов и др., 2004). Все известные на данный момент коренные проявления элементов платиновой группы (ЭПГ) юго-восточной части Восточного Саяна распространены в пределах развития базит-ультрабазитов офиолитовой ассоциации. Промышленных месторождений ЭПГ в регионе не обнаружено, но, тем не менее, наряду со «шлиховыми», известны и немногочисленные коренные рудопоявления платиноидной минерализации, различающиеся по составу рудной минерализации и вмещающего субстрата.

Максимальное число изученных проявлений ЭПГ расположено в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и его ближайшего обрамления (рис. 4.1.): участок Арлыкский (западное продолжение массива) и Сагансайрский массив (юго-западный фланг массива), где изучены платиноносные хромититы, а также зоны сульфидной минерализации в серпентинитах, базитах кумулятивного комплекса и лиственитах. Углеродистые метасоматиты были изучены в районе максимального их развития, в юго-восточной части массива, в районе г. Графитовая. Кроме Оспинско-Китойского массива, платинометальное оруденение выявлено и изучено также на Хурай-Жалгинском массиве, расположенном в юго-восточной части Окинского террейна (см. рис. 2.8)

4.1. Платинометальное оруденение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива

4.1.1. Платиноидное оруденение в хромититах

В пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива известны 2 проявления, 13 пунктов минерализации и 2 вторичных геохимических ореола хрома (Скопинцев и др., 2013ф). Все они имеют один тип – магматический (хромитовая формация). Проявления приурочены к дунит-гарцбургитовому (реститовому) комплексу и чаще всего локализованы в участках чередования тел дунитов и гарцбургитов и в зонах перехода от дунитов к гарцбургитам.

Нами пробы хромитовых руд отобраны из проявлений, представляющих собой либо маломощные жильно-прожилковые зоны, либо отдельные жилы и прожилки хромититов, кроме того, практически по всей площади Оспинско-Китойского массива встречаются единичные прожилки и коллювиально-делювиальные обломки хромититов.

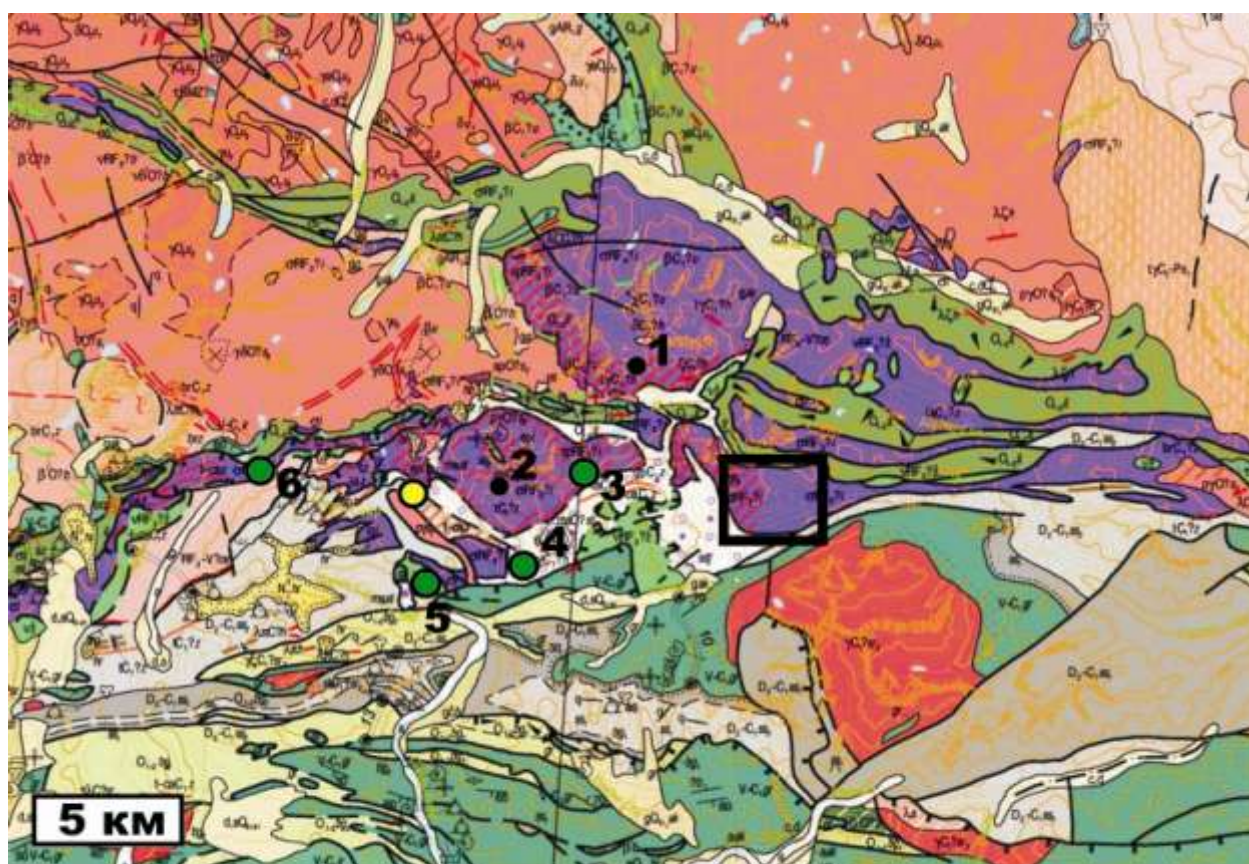


Рис. 4.1. Фрагмент геологической карты N-47-34 (по Скопинцеву и др., 2013ф) с контурами Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (показан фиолетовым цветом) и изученными рудопроявлениями.

I – проявления хромита: 1 – Ильчирское, 2 – Горлык-Гол-Дабан-Жалгинское; II – проявления Cu, Ni и Co: 3 – Хушагольское, 4 – Контактное, 5 – Сагансайрский массив, 6 – Арлыкское; III – проявление Русловое. Рамкой показана область максимального распространения углеродистых метасоматитов (район г. Графитовой).

Большая часть образцов отобрана в пределах двух рудопроявлений, расположенных в бассейнах рек Ильчир (приток р. Онот) и Горлык-Гол-Дабан-Жалга (приток р. Саган-Сайр) (см. рис. 4.1).

Первое («Ильчирское») проявление представляет собой зону маломощных хромитовых прожилков, ориентированных в одном направлении. Мощность прожилков не превышает первых сантиметров, хотя в раздувах отмечаются линзы мощностью до 10 см (рис. 4.2). Второе («Горлык-Гол-Дабан-Жалгинское») расположено в истоках левой составляющей одноименного ручья в подножье ледникового кара. Хромитовые руды здесь представлены глыбовыми развалами сливных хромититов. Мощность некоторых жил, судя по обломкам достигала полуметра и более, хотя площадь развалов невелика, не более 10 м².



Рис. 4.2. Морфология хромитовых прожилков на проявлении «Ильчирское».

Многие черты геологического положения хромититов близки. Так, все они приурочены к породам дунит-гарцбургитовой ассоциации и окружены дунитовыми оторочками, имеют жильно-прожилковую морфологию, слагают небольшие (с поверхности) зоны прожилкования. Поскольку значимых различий в строении и составе хромитовых руд из разных проявлений не выявлено, их описание в дальнейшем совмещено.

Хромитовое оруденение представлено густовкрапленными и сплошными рудами, слагающими жильные тела неправильной формы, маломощные линзы и быстро выклинивающиеся жилы, шлиры и крупные гнезда. Мощность рудных тел 0.1-0.5 м, протяженность 3-10 м. Редко встречаются прожилковые зоны, размером 400 на 20 м. Контакты хромитовых жил и шлиров с вмещающими породами почти везде четкие, резкие. Текстуры руд варьируют от бедновкрапленных до массивных. Хромитовые руды имеют следующий минеральный состав: хромшпинелиды 10 – 80%; минералы ЭПГ, аварунит (Ni_3Fe), Au-Ag минералы; сульфиды, арсениды (Ni, Pb, Fe); силикаты 10 – 80%. Силикаты в хромититах представлены оливином и продуктами его вторичных изменений – минералами группы серпентина, хлорита. Реже встречаются пироксены (энстатит, авгит, диопсид), волластонит, тальк, амфиболы тремолит-актинолитового ряда, Cr-содержащий эпидот.

Изученные хромшпинелиды из хромититов северной и южной пластин Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова) обнаруживают некоторую дискретность химического состава. В хромититах северной пластины Оспинско-Китойского рудные хромшпинелиды представлены средне- и низкоглиноземистыми разновидностями. В хромититах же южной пластины Оспинско-Китойского массива, установлены только

среднеглиноземистые хромшпинелиды. В целом, согласно классификационной диаграмме (Павлов и др., 1968), рудные хромшпинелиды отвечают ряду алюмохромит – хромит (рис. 4.3, а). Изменение хромшпинелидов выражается в их замещении феррихромитом и хроммагнетитом, развивающимися либо по краю зерен, либо по трещинкам (рис. 4.3, б). В некоторых измененных хромшпинелидах отмечаются повышенные концентрации Ni (до 2 вес. %). Кроме того, хроммагнетит установлен в виде мелких включений в самородном рутении и орселите (Ni_5As_2).

Здесь следует отметить, что хромититы Оспинско-Китойского массива характеризуются широким распространением минералов Ni, среди которых диагностированы как сплавы, так и сульфиды и арсениды: аварунит, орселит (Ni_5As_2), динерит, хизлевудит, пентландит, шендит, а также бравоит и полидимит в виде микровключений (Жмодик и др., 2000, 2008). Появление таких минералов связывается с процессами серпентинизации ультрабазитов и содержащихся в них хромититов.

Графики распределения ЭПГ в хромититах, нормированные по хондриту, имеют отрицательный наклон, обусловленный обогащением тугоплавкими ЭПГ (Os, Ir, Ru) (рис. 4.4). Здесь следует отметить обогащение хромититов золотом. Действительно, зерна самородного золота средней пробы (около 850‰) были диагностированы в хромитовых рудах в центральной части Оспинско-Китойского массива (Жмодик и др., 2008). Кроме того, в северной пластине массива были установлены хромититы, относительно обогащенные Pt-Pd (Жмодик и др., 2008; Орсов и др. 2001). В тяжелой фракции и полированных пластинках исследованных хромититов установлены разнообразные минералы ЭПГ, описание которых представлено ниже.

Из платиноидных минералов в хромитовых рудах преобладают минералы системы Ru-Ir-Os, с микровключениями сульфидов, сульфоарсенидов и, редко, более сложных соединений: **Ru-Ir-Os твердые растворы** – образуют индивидуальные зерна таблитчатого габитуса размером 10 – 60 мкм (рис. 4.5, а), включения в хромшпинелидах (5 – 10) мкм и срастания с последними. **Pt-Ir-Os-Ru** обнаружен в виде включений в зернах твердого раствора Ru-Ir-Os; Согласно современной номенклатуре (Harris, Cabri, 1991) минералы соответствуют самородным осмию, иридию, рутению (рис. 4.6, а).

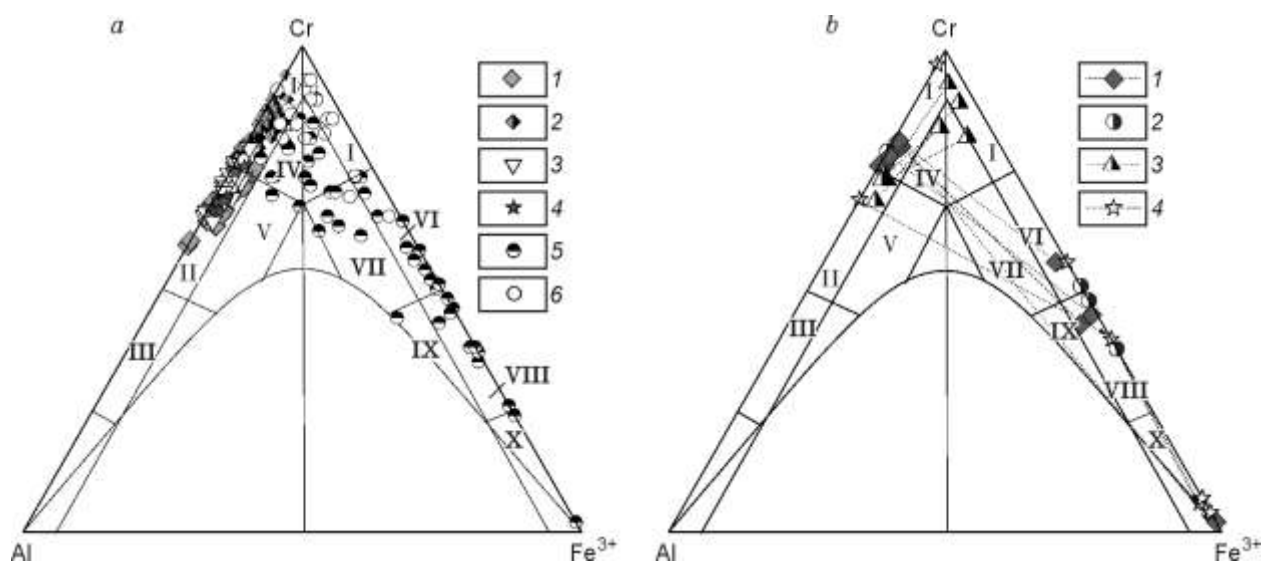


Рис. 4.3. Диаграмма составов хромшпинелидов из хромитовых руд (а), тренды изменения состава хромшпинелидов (б).

Поля составов: I — хромит, II — алюмохромит, III — хромпикотит, IV — субферрихромит, V — субферриалюмохромит, VI — феррихромит, VII — субалюмоферрихромит, VIII — хроммагнетит, IX — субалюмохроммагнетит, X — магнетит (Павлов и др., 1968). а — 1, 2 — хромшпинелиды из хромититов I типа (1) и II типа (2) северной пластины; 3, 4 — хромшпинелиды из хромититов I типа (3) и I типа зоны углеродизированных гипербазитов (4) южной пластины; 5, 6 — измененные хромшпинелиды из хромититов северной (5) и южной (6) пластин; б — пунктирными линиями соединены составы в пределах одного зерна. Составы хромшпинелидов: 1 — из хромититов северной пластины, 2 — в сростании с арсенидами Ni, 3 — из хромититов южной пластины, 4 — из углеродизированных хромититов южной пластины.

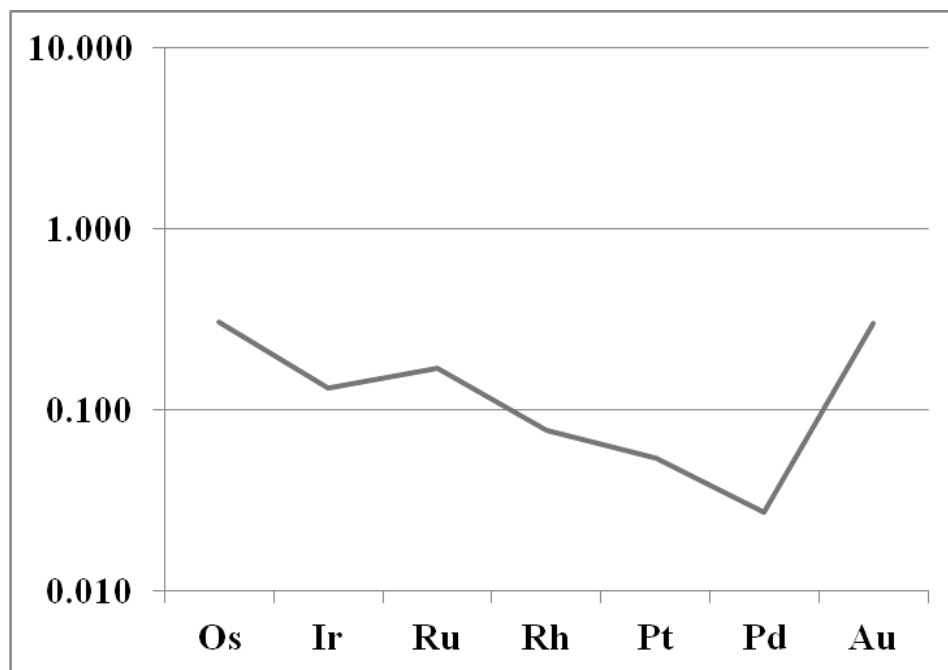


Рис. 4.4. Распределение ЭПГ и Au в хромититах (проба Дж-17). Нормировано по хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995).

Твердые растворы замещаются сульфоарсенидами этих элементов – ирарситом-осарситом-руарситом (рис. 4.6, б). **Изоферроплатина (Pt_3Fe)** встречается как в виде включений в твердом растворе, с примесью Ir (до 4 вес.%), так и индивидуальных зерен с ламеллями Ru-Ir-Os сплавов (рис. 4.5, в); минерал ряда **лаурит – эрлихманит ($(Os, Ru)S_2$)** установлен в виде мелких включений (3 - 5 мкм) таблитчатой и округлой формы в зернах твердого раствора Ru-Ir-Os, а также в виде агрегатов ксеноморфных зерен в сростании с ирарситом, руарситом и твердыми растворами системы Ru-Ir-Os (рис. 4.5, л); сульфоарсениды ряда **ирарсит – осарсит – ($(Ir, Os)AsS$)** образуют зерна от идиоморфных до ксеноморфных и каймы по периферии Ru-Ir-Os твердых растворов (рис. 4.5, а). В некоторых случаях осарсит, руарсит и ирарсит образуют мирмекитовые сростания между собой. Химические составы минералов ряда ирарсит-руарсит-осарсит показаны на рис. 4.6, б. Для ирарситов из хромититов северной ветви характерна постоянная примесь Pt (4 – 10 мас.%). **Рутенарсенид ($RuAs$)** – слагает зерно ксеноморфной формы, размером 7 мкм в сростании с лауритом.

В участках измененных хромититов, в серпентин-хлоритовом матриксе, в тесной ассоциации с сульфидами и арсенидами Ni, Fe (пентландит, хизлевудит, орселит), аваруитом (Ni_3Fe), феррихромитом, хроммагнетитом, а также амфиболами ряда тремолит-актинолит, установлено большое разнообразие низкотемпературных вторичных минералов ЭПГ различного состава.

Самородные осмий, рутений и рутенистый иридий встречаются в виде выделений округлой и неправильной формы в лаурите, ирарсите, а также образуют полифазные сростания (рис. 4.5, л, и, к). Включения самородного Os обнаружены также в гарутите (рис. 4.5, з), хизлевудите и аваруите. Подобные соединения состава Ir-Ru в виде микрочастиц, размером 2 мкм установлены в ассоциации с фазами, богатыми Ru, самородным Os в хлоритовом матриксе, в хромититах Нейриз, Абдашт, Фэриаб (Южный Иран) (Jannessary et al., 2012).

Зональные кристаллы ($Os - Ir - Ru$) состава обнаружены в хромититах северной пластины. Химический состав этих фаз отражен на рис. 7 и табл. 2. Минералы, с размерами от 10 до 50 мкм, встречаются в виде зональных кристаллов: I зона, внутренняя – представлена самородным осмием (содержание Os составляет 93 – 97 вес.%); II зона имеет состав Ir-Ru, в которых Ir (22 – 60 вес.%), Ru (35 – 73 вес.%); III зона по составу отвечает самородному рутению (73 – 97 вес.%) (рис. 4.5, г, д, е).

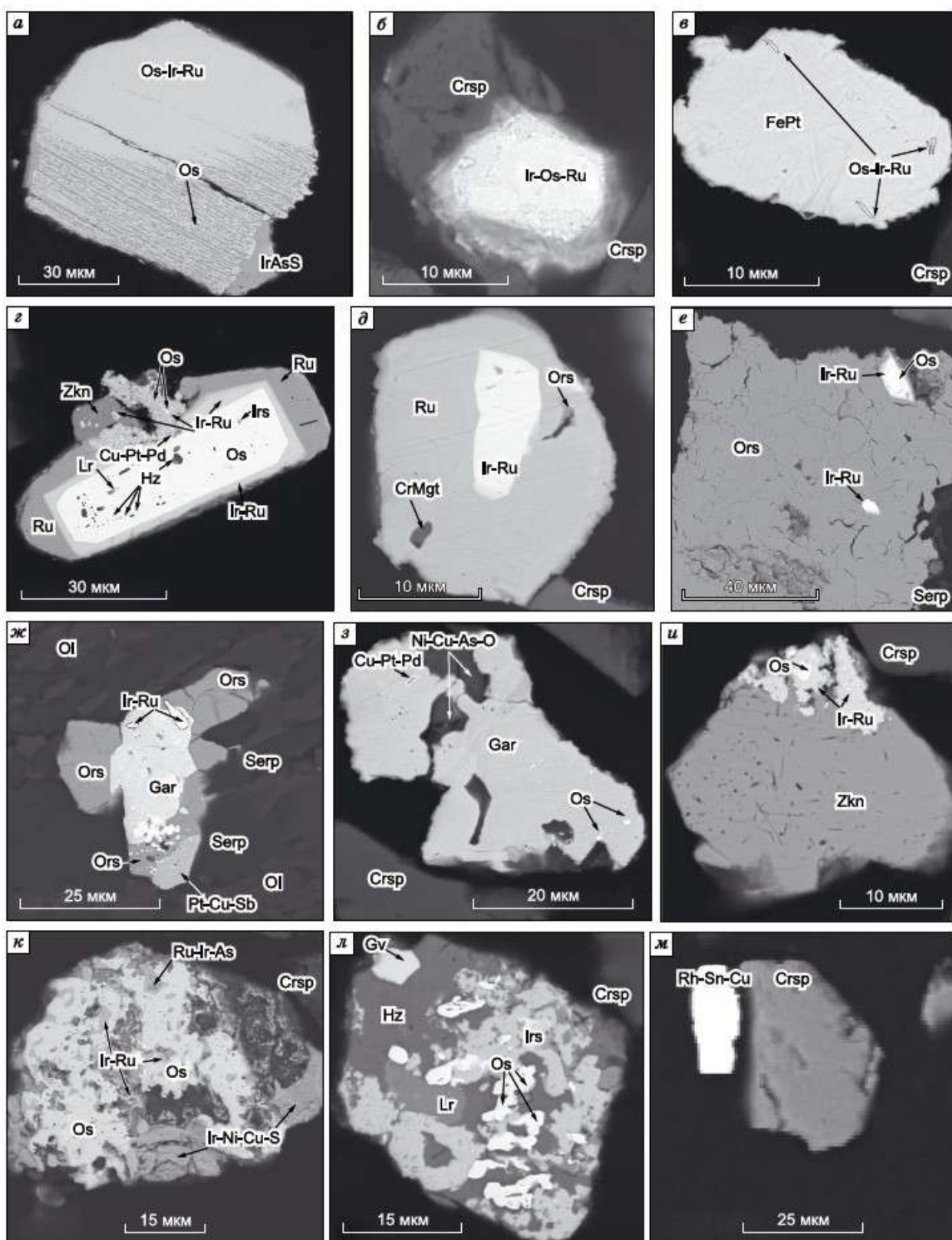


Рис. 4.5. Микрофотографии минералов ЭПГ из хромититов (изображения в обратно-рассеянных электронах): а – идиоморфное зерно твердого раствора OsIrRu, выборочно замещается по зонам, обогащенным Ir и периферии зерна (Irs); б – срастание OsIrRu с хромшпинелидом; в – изоферроплатина с мельчайшими ламелями (OsIrRu); г – зональные кристаллы (Os-Ir-Ru-Ru) состава с микровключениями (Lr), (Irs) и (Hz) по зонам роста; д – зональные кристаллы (IrRu -Ru) состава с микровключениями (Ors) и (CrMgt); е –

микровключения зональных метакристаллов (Os-IrRu -Ru) состава в орселите с коллоидной микроструктурой; ж – многофазное срастание (Gar) – (RhCuSb) – (IrRu) – (Ors) – (Serp) – (Ol); з - гарутит с эмульсовидными выделениями (Os), микровключениями (CuPtPd) и в срастании с фазой (NiCuAsO) состава; и - срастание (RhNiAs) с фазой (IrRu), в которой в свою очередь наблюдаются эмульсовидные выделения (Os); к – срастания пористых фаз (Os) – (IrRu) – (IrNiCuS); л – многофазное срастание (Os) – (Lr) – (Irs) – (PtSb₂) – (Hz); м – фаза (Rh₂SnCu) таблитчатого габитуса. *Условные сокращения:* Lr – лаурит; Irs – ирарсит; Gar – гарутит; Crsp – хромшпинелид; CrMgt – хроммагнетит; Hz – хизлевудит; Ors – орселит; Ol – оливин; Serp – серпентин.

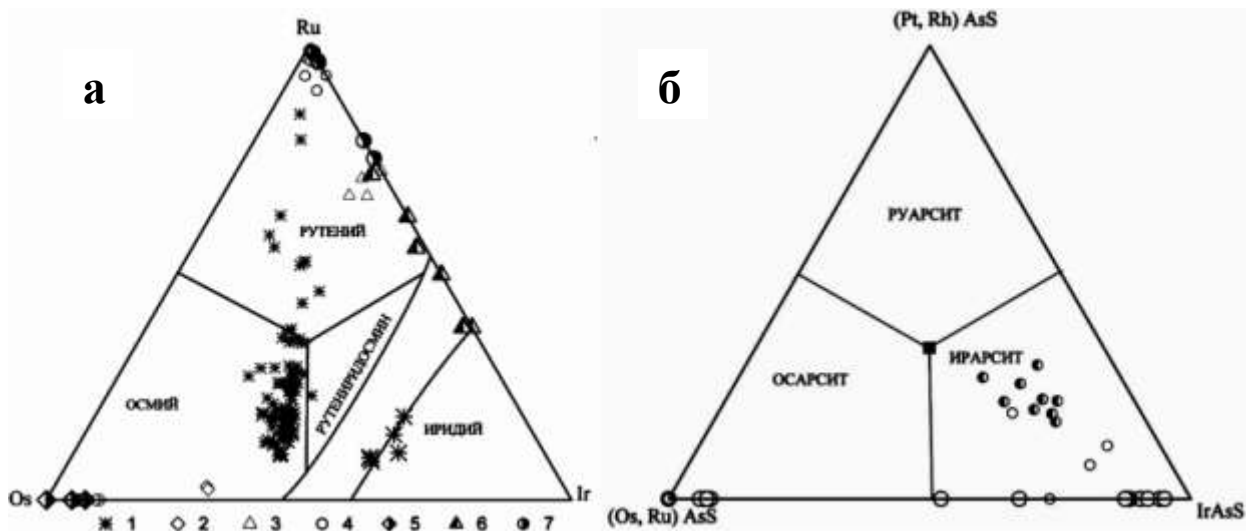


Рис. 4.6. Диаграммы составов минералов платиновой группы системы Pt-Ru-Ir-Os:

а – сплавы Ru-Ir-Os: 1 – высокотемпературные твердые растворы (Os-Ir-Ru); низкотемпературные «вторичные» фазы: 2 – 4 эмульсовидные микровключения в (Ni₃S₂), (Ni₃Fe) и полифазные срастания; 5 – 7 зональные фазы (Os – (IrRu) – Ru);

б - составы сульфоарсенидов системы Os-Ir-Pt: открытые кружки – твердые растворы ирарсит-осарсит в хромититах Южной пластины; заштрихованные кружки – твердые растворы ирарсит-платарсит в хромититах Северной пластины.

В зернах самородного осмия наблюдаются мельчайшие включения хизлевудита (Ni₃S₂), маркирующие зоны роста кристалла, а также выделения лаурита и ирарсита (рис. 4.5, г). В срастании с внешней зоной рутения отмечается закаринит (RhNiAs). Фаза Ir-Ru, по-видимому, в ряде случаев растворялась и формировались новообразования такого же состава, но с микровключениями осмия. В самородном рутении установлены включения хроммагнетита и орселита (Ni_(5-x) As₂) (рис. 6, д). На рис. 4.5, е наблюдается обратная картина: в орселите, с коллоидной микротекстурой обнаружены включения зональных кристаллов (IrOsRu).

Гарутит (NiFeIr) является весьма распространенным минералом. Образует отдельные зерна ксеноморфной формы, в ряде случаев – многофазные срастания с зональными кристаллами Ru-Ir-Os, купроникельиридсидом (Ir_{1.4}Ni_{0.39}Cu_{0.36}Fe_{0.1}S₃), фазой,

состава Pt-Cu-Sb, орселитом, серпентином (рис. 6 ж). Размер зерен варьирует от 15 до 40 мкм. Часто содержит эмульсионные выделения осмия (рис. 6, з) или включения Ir-Ru. Химический состав гарутита стабилен (табл. 2), с характерными примесями Pt (2 – 6 мас.%), Cu (до 0.7 мас.%). Гарутит относится к гексагональной полиморфной модификации самородного Ni и является конечным членом твердого раствора: гарутит (NiFeIr) – гексаферрум (FeOsRuIr) (McDonald et al., 2010).

Соединение **Ir-Ni-Cu-S** – недосыщенная серой фаза отвечающая по составу купроникельиридситу (купроиридсит (CuIr_2S_4), без Ni) обнаружена в сростании с фазами состава: Os_{82-99} , Ir-Ru, Ir-Ni-Fe-Pt, (Ru, Ir)As (рис. 4.5, к). Соединение **Rh₂SnCu** – неназванная фаза состава Rh-Pd-Sn-Cu присутствует в хлорит-серпентиновом матриксе. Образует мелкие ксеноморфной формы зерна размером от 5 до 25 μm и единичные зерна прямоугольной формы 30 x 40 μm (рис 6, м). Встречается в индивидуальных зернах и в сростании с Ir-Pt содержащим аваруитом. Аналогичное соединение обнаружено в хромититах Зетфорд Майнс (Corrivaux, Laflamme, 1990). Минерал в классификационной системе не зарегистрирован, по формульному соотношению элементов соответствует родиевому аналогу кабриита Pd_2SnCu .

Закаринит (RhNiAs) образует ксеноморфные выделения размером 10 до 25 μm в сростании с зональными зернами Ru-Ir-Os сплавов (рис. 4.5, г, и). Минерал открыт в 2012 г. А. Вымазаловой (Vymazalova et al., 2012), но был описан ранее как неназванная фаза в хромититах офиолитовых комплексов: Маяри-Баракоа (Восточная Куба) (Gervilla et al., 2005), в хромититах Лома Пегуера (Доминиканская Республика) (McDonald et al., 2010) и в районе Нейриз (Южный Иран) (Jannessary et al., 2012), кроме того, включения арсенида Ni и Rh (закаринита) отмечались нами в зернах рутениридосмина из россыпи р. Китой (Восточный Саян) (Орсоев и др., 2004).

Pt-Cu фазы отвечают формуле **PtCu₃₋₅** и одно зерно, богатое Cu, расположено за точкой теоретического состава PtCu_5 , соответствует формуле $\text{PtCu}_{9.5}$. Эти фазы образуют отдельные, ксеноморфные, угловатой формы зерна, размером 10 – 20 μm и иногда находятся в сростании с Ru_{93-97} . Подробное описание фазы PtCu_3 приводится в работе (Орсоев и др., 2001). Известно синтетическое соединение PtCu_3 (Schubert, 1955).

Гиверсит (PtSb₂) диагностирован в виде зерна кубического габитуса размером около 10 мкм, в сростании с хизлевудитом в многофазном агрегате (рис. 4.5, л).

Соединение **Cu-Pt-Pd** установлено в виде микровключения размером около 3 μm в пористой фазе состава Ir-Ru. В сростании с орселитом присутствует соединение **Pt-Cu-Sb**, соответствующее формуле $(\text{Pt}, \text{Cu})_2\text{Sb}$ (рис 4.5, з). **Потарит (PdHg)** выявлен в единичных

случаях, в форме мельчайших выделений не более 3 мкм в сростании с лауридом. **Сперрилит (PtAs₂)** образует ксеноморфные зерна 5-10 мкм в ассоциации с ирарситом и лауридом.

Таким образом, в хромититах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива выявлен целый спектр минералов ЭПГ, среди которых количественно преобладают твердые растворы и соединения (сульфиды, сульфоарсениды и др.) платиноидов системы Pt-Ru-Ir-Os.

4.1.2. Платиноидное оруденение в углеродистых метасоматитах

Углеродистые метасоматиты, известные в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива Восточного Саяна издавна привлекают к себе внимание. Первые упоминания о наличии зон углеродизации или «углеродистых ксенолитов» («графититов») относятся к началу XX века (Лодочников, 1936; Шестопапов, 1938). Такие породы интересны, прежде всего, самим фактом наличия повышенных концентраций углеродистого вещества (УВ) в ультраосновных породах, а также в связи с их возможной алмазоносностью (Галимов и др., 2000; Шестопапов, 1938;). Позднее, уже в конце XX века такие породы стали рассматриваться как возможные концентраторы благородных металлов (Данилова, Данилов, 2001; Жмодик и др., 2004, 2008; Летников и др., 1996; Савельева и др., 1998). Соответственно, многочисленные работы по этой тематике, в последние годы посвящены, большей частью, либо проблеме природы углерода, либо возможности и условиям концентрирования благородных металлов. В меньшей степени охарактеризованы особенности минерального и химического состава метасоматитов, распределения примесных компонентов (Данилова, Данилов, 2001; Савельева и др., 1997, 1998, 2004).

Максимальное распространение углеродистые метасоматиты имеют в южной «пластине» Оспинско-Китойского ультрабазитового массива.

Углеродистые метасоматиты представлены двумя морфологическими типами: штокверковым и жильным. Штокверкоподобной углеродизацией охвачены практически все поля малоизмененных дунит-гарцбургитов в ядрах блоков южной и части северной пластин. Малоуглеродистые и умеренноуглеродистые гипербазиты в виде штокверков слагают целые зоны или поля. Иногда на границе слабо обуглероженных зон в гарцбургитах с серпентинитами наблюдаются зоны обильной углеродизации, причем примыкающие серпентиниты содержат незначительное количество углеродистого вещества. Первичные оливин и энстатит, а также замещающие их диопсид и гранат, часто

содержат обильные пылевидные включения углеродистого вещества. Наблюдаемые соотношения свидетельствуют о том, что образование графита предшествовало серпентинизации, а углеродистое вещество сингенетично более высокотемпературным породообразующим минералам.

К жильному типу относятся довольно разнообразные по составу линейно вытянутые (реже ветвистые) тела, сложенные преимущественно обильноуглеродистыми разностями метагипербазитов, преимущественно антигоритовых серпентинитов, серпентин- или тальк-карбонатных пород, в меньшей степени серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, развивающиеся по зонам катаклаза и милонитизации. Следует отметить, что углеродизации подвержены как ультрабазиты, так и пространственно ассоциирующие граниты, альбититы, микроклиниты.

Нами были изучены образцы из жильных тел обильноуглеродистых метасоматитов из района г. Графитовой – места максимального распространения углеродизации в пределах Оспинско-Китойского массива (рис. 4.1, 4.7).

Макроскопически углеродистые метасоматиты характеризуются массивной структурой и темной окраской с зеленоватым оттенком, иногда наблюдаются переходы окраски от почти черной до темно-зеленой. Петрографическое изучение углеродистых метасоматитов показало, что породы представлены антигоритовыми серпентинитами, не сохранившими структуру исходной породы, степень окраски которых соотносится со степенью их углеродизации. Под микроскопом серпентиниты обнаруживают пластические деформации и довольно интенсивный кливаж, на некоторых участках выявляется брекчиевидность. Характерной особенностью тектонизированных серпентинитов является сеть разнонаправлено ориентированных микротрещинок с тонкодисперсным углеродистым веществом. Реже наблюдаются пятнистое распределение УВ.

Под оптическим микроскопом УВ наблюдается в двух основных формах: 1) рассеянная тонко- и ультратонко-дисперсная вкрапленность частиц размером от 500 нм до 25 мкм, изредка образующая сгущения (пятна) размером до 50–100 мкм; 2) концентрированные выделения в трещинах кливажа и разрыва более крупного размера. Вторичные изменения серпентинитов проявлены в постоянном присутствии в них от 5 до 18-20 об.% карбоната (магнезита, в меньших количествах доломита), талька и хлорита (менее 5%). Таким образом, изученные углеродистые метасоматиты сложены преимущественно антигоритом с небольшим количеством других вторичных минералов – талька, карбонатов, хлорита и насыщенные УВ.

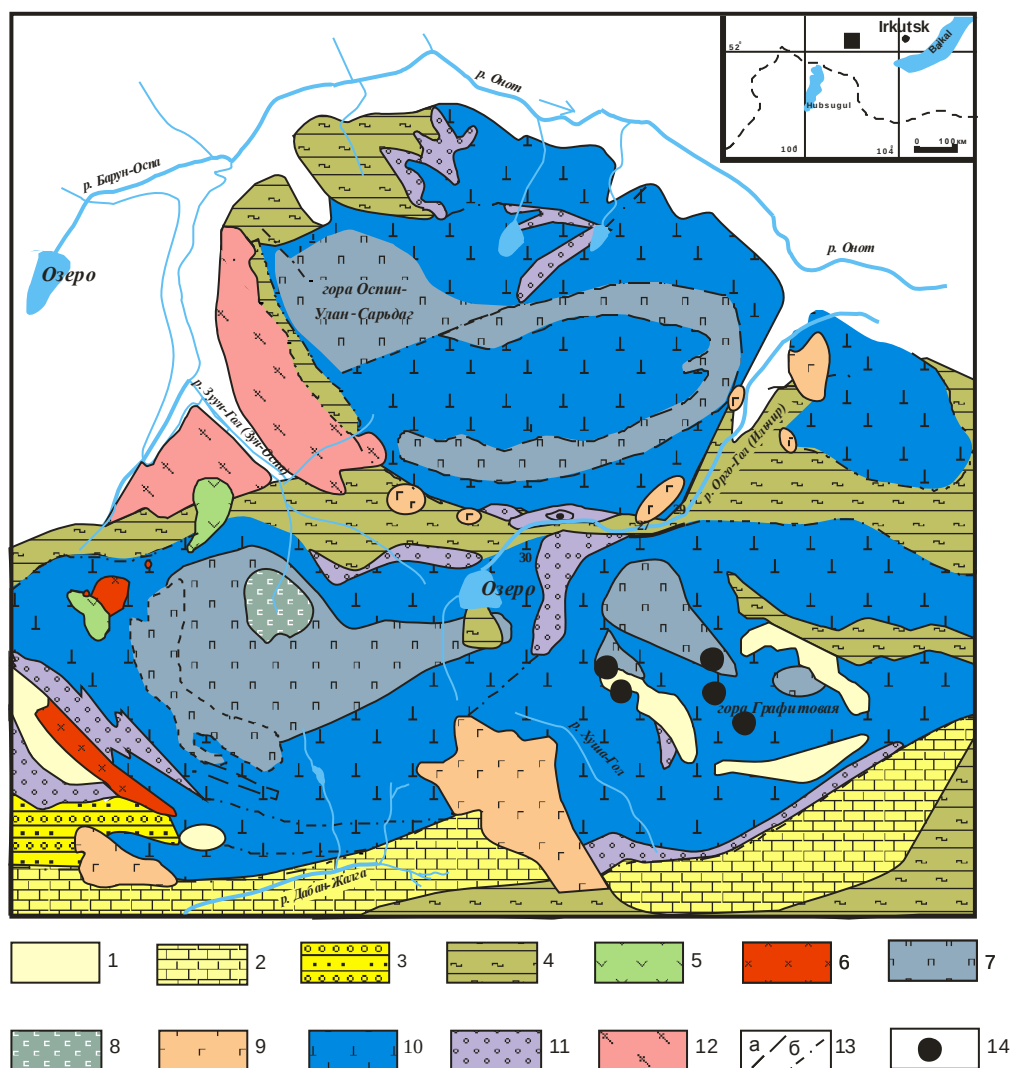


Рис.4.7. Геологическая схема Оспинско-Китойского массива по (Глазунов, 1981).

1 – четвертичные отложения; 2 – горлыкская свита, известняки, доломиты, песчаники; 3 – боксонская свита, конгломераты, песчаники; 4 – иркутская свита, мраморы, углеродистые сланцы, эффузивы; 5 – неоген-четвертичные базальты; 6 – гранитоиды; 7 – перидотиты; 8 – дуниты; 9 – габброиды; 10 – серпентиниты; 11 – листвениты; 12 – гранито-гнейсы; 13 – тектонические нарушения (а – установленные, б - предполагаемые). 14 – места отбора проб углеродистых метасоматитов.

Необычным представляется состав второстепенных и рудных минералов углеродистых метасоматитов. Такая «необычность» обусловлена наличием относительно большого количества минеральных фаз некогерентных элементов, нехарактерных для ультрабазитов, таких как Pb, Zr, Ti, K, PЗЭ, U, Th, As, Sb, Bi, Te, Zn. Диагностированные минеральные фазы отнесены к нескольким классам: самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, оксиды и силикаты.

Сульфиды и сульфосоли. Общее содержание минералов этих классов невелико – фактически в аншлифах фиксируются лишь единичные тонкие зерна. Однако при

изучении проб-протолок установлена достаточно широкая распространенность минеральных видов, среди которых диагностированы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклая руда, хизлевудит, миллерит, орселит, теллуrowисмутит, тетрадимит, бурнонит, бертьерит (табл.4.1). Пирит слагает редкие кристаллы кубической формы, размером около 90 мкм, содержит единичные включения теллуrowисмутита. Халькопирит встречается в ассоциации с блеклой рудой и арсенопиритом, не содержит примесей. Галенит слагает как самостоятельные агрегаты, так и присутствует в виде включений в бурноните. Арсенопирит присутствует в виде идиоморфных кристаллов ромбической формы, размером около 30 мкм, содержит примеси Cr (до 0.42 мас. %). Встречается в ассоциации с халькопиритом и блеклой рудой. Орселит слагает зерна треугольной формы, размером около 50 мкм. Теллуrowисмутит обнаружен в виде единичных мелких включений в пирите и арсенопирите, овальной формы, размером менее 5 мкм. Тетрадимит присутствует в виде идиоморфных кристаллов вытянутой формы, размером около 40 мкм, примесей не содержит. Бурнонит близок к округлой форме, размером около 60 мкм, иногда содержит микровключения галенита. Блеклая руда по составу соответствует тетраэдриту (содержания As не превышают 3.2 мас. %), содержит примеси серебра (0.9–1.6 мас.%), Fe, Zn. Этот минерал слагает зерна округлой формы, размером около 50 мкм с единичными включениями теллуrowисмутита, а также сростки с халькопиритом, самородной Sb и арсенопиритом. Бертьерит встречается в виде единичных угловатых зерен, содержит варьирующие примеси As (2.22 – 4.56 мас.%). Отмечаются единичные зерна сульфида Cu с составом, близким к Cu_3S_2 .

Оксиды.

Минералы этого класса имеют наибольшее распространение за счет акцессорных хромшпинелидов и замещающего их магнетита (Cr-магнетита). Однако, кроме «ультрабазитовых» шпинелидов - хромита, магнетита и ильменита, в углеродистых метасоматитах присутствуют в достаточно большом количестве такие нетипичные оксиды как бадделеит, корунд, уранинит-торианит (табл.4.2).

Хромшпинелиды характеризуются высокой хромистостью ($Cr^{\#} = 81 - 85 \%$) и низкой глиноземистостью, редко содержат примеси Mn (MnO – до 3.05 мас.%). По краям зерен и по трещинкам замещаются Cr-магнетитом, содержащим до 10.3 мас.% Cr_2O_3 , до 1.44 мас.% NiO и до 1.42 мас.% MnO. Наряду с Cr-магнетитом, развивающимся по хромшпинелидам присутствует и магнетит, не содержащий Cr, формирование которого связано с процессом серпентинизации. Необычен состав ильменита, встречающегося в виде угловатых зерен, иногда в сростании с хлоритом.

Таблица 4.1. Химические составы минералов из углеродистых метасоматитов – сульфиды и сульфосоли (мас. %).

№ п/п	№ пробы	Fe	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb	Bi	As	Te	S	Сумма
1.	Гр23-27	46.64	–	–	-	-	-	-	-	-	-	-	53.3	99.95
2.	Гр23-7	2.74	–	–	36.02	-	4.72	1.64	25.56	-	3.22	-	25.10	99.00
3.	Гр23-13	3.89	–	–	35.94	-	2.96	0.92	29.67	-	-	-	25.00	98.38
4.	Гр23-21	4.38	–	–	37.76	-	2.63	-	29.28	-	-	-	25.26	99.31
5.	Гр23-58	35.28	-	-	-	-	-	-	-	-	43.22	-	21.63	100.13
6.	Гр23-49	35.47	0.42	-	-	-	-	-	-	-	42.46	-	21.80	100.15
7.	Гр23-10	25.87	–	-	-	-	-	-	56.18	-	2.22	-	15.64	99.91
8.	Гр23-9	26.95	–	-	-	-	-	-	52.64	-	4.26	-	14.92	98.78
9.	Гр23-12	29.03	-	-	32.66	-	-	-	-	-	-	-	33.64	95.32
10.	Гр23-60	-	-	-	70.92	-	-	-	-	-	-	-	26.55	97.47
11.	Гр23-55	-	-	-	-	-	-	-	-	46.92	-	34.04	-	80.96*
12.	Гр23-56	-	-	-	-	-	-	-	-	45.55	-	33.52	-	79.07*
13.	Гр23-53	-	-	66.94	-	-	-	-	-	-	33.57	-	-	100.51
14.	Гр23-19	-	-	-	11.89	44.96	-	-	25.01	-	-	-	18.31	100.17
15.	Гр23-46	-	-	-	12.74	43.87	-	-	24.71	-	-	-	18.47	99.79
16.	Гр23-39	-	-	-	-	87.56	-	-	-	-	-	-	12.18	99.74
17.	Гр23-41	-	-	-	-	87.43	-	-	-	-	-	-	12.3	99.73
18.	Гр23-23	-	-	-	-	-	-	-	-	58.48	-	35.46	4.51	98.46

Примечания: 1 – пирит, 2 – 4 – тетраэдрит, 5 – 6 – арсенопирит, 7 – 8 – бертьерит, 9 – халькопирит, 10 – сульфид Cu, 11 – 12 – теллуrowисмутит, 13 – орселит, 14 – 15 – бурнонит, 16 – 17 – галенит, 18 – тетрадимит. Здесь и далее: * - недостаток суммы связан с малым (менее 1 мкм) размером зерен. Анализы выполнены в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с приставкой для количественного анализа Inca-Energy, аналитик – С. В. Канакин.

Таблица 4.2. Химические составы минералов – оксиды и силикаты (мас. %).

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	ZrO ₂	HfO ₂	Сумма
1.	Гр23-19	-	12.24	8.45	-	-	-	63.43	-	16.22	-	-	-	100.34
2.	Гр23-24	-	13.02	8.31	-	-	-	63.49	-	15.88	-	-	-	100.7
3.	Гр23-46	-	9.72	8.18	-	-	-	62.25	-	19.37	-	-	-	99.52
4.	Гр23-50	-	11.74	8.86	-	-	-	63.29	-	16.24	-	-	-	100.12
5.	Гр23-53	-	9.37	8.77	-	-	-	61.96	3.05	17.81	-	-	-	100.95
6.	Гр23-52	-	3.45	-	-	-	54.98	-	8.83	33.6	-	-	-	100.86
7.	Гр23-1	-	2.14	-	-	-	53.49	-	13.09	31.48	-	-	-	100.21
8.	Гр23-13	-	0.76	-	-	-	-	10.3	1.42	80.05	1.44	-	-	93.97
9.	Гр23-5	-	-	-	-	-	-	3.6	-	89.24	0.85	-	-	93.69
10.	Гр23-45	-	-	-	-	-	-	1.34	-	96.73	-	-	-	98.08
11.	Гр23-12	31.96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	65.58	2.32	99.87
12.	Гр23-33	32.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	65.91	1.44	99.54
13.	Гр23-35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	98.46	1.73	100.19
14.	Гр23-37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	97.68	-	97.68
15.	Гр23-1	63.47	-	17.91	0.5	16.77	-	-	-	-	-	-	-	98.65

Примечание: 1 – 8 – хромшпинель, 9 – 13 – марганцовистый ильменит, 14 – 16 – хроммагнетит, 17 – 19 – циркон, 20 – 22 – бадделит, 23 – калиевый полевой шпат.

Таблица 4.3. Химический состав монацита и минералов U-Th (мас. %).

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂	P ₂ O ₅	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма
1.	Гр23-2	-	-	-	-	-	-	27.79	-	14.98	35.4	2.9	12.59	94.7
2.	Гр23-3	-	-	-	-	-	-	28	0.45	17.11	36.01	3.1	11.38	96.05
3.	Гр23-4	-	-	-	-	-	-	27.93	-	15.36	35.72	3.35	12.47	94.84
4.	Гр23-8	-	-	-	4.13	36.97	50.72	-	-	-	-	-	-	92.84
5.	Гр23-7	-	-	3.21	4.04	39.01	48.74	-	-	-	-	-	-	95.00
6.	Гр23-15	-	-	-	2.74	93.37	4.99	-	-	-	-	-	-	101.09
7.	Гр23-16	-	-	-	2.63	91.49	6.16	-	-	-	-	-	-	100.28

Примечание: 1 – 3 – монацит, 4 – 8 – уранинит-торианит.

Минерал характеризуется высоким содержанием Mn (8.83 – 13.09 мас.% MnO) и повышенным – Mg (1.79 – 3.45 мас.% MgO). В редких случаях содержит примесь Cr (до 0.92 мас. % Cr₂O₃). Известно, что магнезиальные ильмениты распространены в кимберлитах и мантийных ксенолитах (Патрин и др., 2004). Однако, в первичных неизмененных ультрабазах Оспинско-Китойского массива, ильменит, а тем более высокомарганцовистый, более характерный для базитовых пород, в значимых количествах не диагностируется. Бадделеит слагает гипидиоморфные зерна овальной формы, содержит примеси HfO 1.7–2.3 мас.%. Корунд имеет цвет от бесцветного до красного, содержит примеси Cr₂O₃ до 3.31 мас.% и TiO₂ до 1.1 мас.%. Минералы ряда уранинит-торианит – слагают зерна округлой формы, размером около 30 мкм. Отношения Th/U в минералах изменяются от 16.49 до 0.73, т.е. от торианита до переходной разности минерала ряда уранинит-торианит. Фиксируются примеси PbO (до 4.13 мас.%) и Y₂O (до 3.21 мас.%).

Из второстепенных *силикатов* в углеродистых метасоматитах обнаружены циркон, калиевый полевой шпат, гранат, сфен, торит (табл. 4.3).

Циркон образует гипидиоморфные кристаллы округлой формы, иногда с изъеденными краями, размером около 25 мкм. Содержит примеси оксида гафния от (1.4–2.3 мас. %). Калиевый полевой шпат слагает единичные зерна, содержание Na₂O в минерале не превышает 0.5 мас.%.

Кроме того, в составе углеродистых метасоматитов диагностированы и другие второстепенные минералы, нехарактерные для ультрабазитов: торит, гранат, рутил, апатит, монацит, шеелит, турмалин, находящиеся в породах в знаковом количестве. Ранее были диагностированы также щелочные амфиболы – арфведсонит и магнезиорибекит, слагающие редкие скопления (Савельева и др., 1998).

Самородные элементы. Из самородных элементов обнаруженных в углеродистых метасоматитах наиболее хорошо изучены золото и ЭПГ. В породах установлены несколько типов самородного золота, различающихся по пробности и по составу элементов-примесей (преимущественно Cu и Hg) (табл. 4.4). Минералы ЭПГ представлены в подавляющем большинстве сплавами Pt-Pd состава, в единичных случаях отмечены халькогениды Pt и Pd, при практически полном отсутствии минералов тугоплавких ЭПГ – Ru, Ir, Os. Это сразу же отличает геохимическую специализацию ЭПГ углеродистых метасоматитов от первичных ультрабазитов, в которых минералы Ru-Ir-Os группы преобладают над Pt-Pd (Жмодик и др., 2000). Кроме минералов благородных металлов в метасоматитах диагностировано достаточно большое разнообразие

самородных элементов и сплавов – аваруит, муассанит, самородные Sb, Zn, Ag, Pb, Fe, W (Жмодик и др. 2004, 2008).

Таблица 4.4. Средние химические составы самородного золота из углеродизированных гипербазитов (мас.%).

№	Тип золота	Au	Ag	Cu	Hg
1	Au с 15-20 ат.% Ag+Cu (n=15)	<u>80.04-97.03</u> 90.29	<u>3.18-31.61</u> 9.47	<u>0.03-1.02</u> 0.22	
2	Au с 12-15 ат.% Ag+42-48 ат.% Cu (n=13)	<u>59.89-98.90</u> 77.36	<u>0.00-14.81</u> 8.26	<u>0.19-27.85</u> 14.27	До 0.08
3	Au с 40 ат.% Ag+40-45 ат.% Cu (n=4)	<u>25.44-27.41</u> 26.26	<u>2.77-52.02</u> 46.00	<u>2.54-27.70</u> 26.02	До 0.07
4	Au с 50 ат.% Ag+Cu (n=2)	<u>53.91-65.12</u> 59.55	<u>0.55-44.00</u> 37.31	<u>0.45-2.88</u> 1.67	
5	Au ₃ Hg с Ag	71.60	1.89		27.22
6	Au с 20 ат.% Ag (n=55)	<u>83.08-99.20</u> 91.28	<u>0.97-16.97</u> 8.36		
7	Au с 40-45 ат.% Ag (n=9)	<u>66.74-77.20</u> 70.87	<u>1.84-32.84</u> 38.34		
8	Au с 60 ат.% Ag (n=53)	<u>48.42-63.70</u> 55.48	<u>1.84-50.43</u> 43.48		
9	Au ₂ Ag (n=1)	85.68	13.65	0.40	

Примечание: 1–8 – золото из углеродизированных гипербазитов Оспинско-Китойского массива, 9 – из Ехэ-Шигнинского массива. В числителе – разброс содержаний, в знаменателе – среднее значение; n – число проанализированных проб. Пустая ячейка – элемент не обнаружен. Анализы выполнены на микроанализаторах Camebax Micro в ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик О. С. Хмельникова) и MAP-3 в БГИ СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитик С. В. Канакин).

Из минералов ЭПГ наиболее распространенными являются соединения Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd (PdPt_{0.1}) до палладистой платины (PtPd_{1.1}) (табл. 4.5). Среди палладистой платины чаще всего встречаются соединения с соотношениями элементов PtPd_{1.2} – PtPd_{1.5}. Практически во всех соединениях платины и палладия фиксируются в качестве примесей до 1 мас.% Sn, Pb, Bi, Ba, порой достигая величин 1.01 – 1.33 вес.% Bi; 1.83 – 2.94 мас.% Ba и низкие, до десятых долей мас.% содержания Sr. Необычным представляется практически полное отсутствие Ir, Rh, Ru и Os в минералах ЭПГ. Кроме этого были обнаружены соединения Pt и Pd с Sn, с примесями Pb до 2.32, Bi до 0.22 и Ba до 0.83 мас.% (табл. 4.5, ан. 13, 14). Эти соединения соответствуют масленицковиту - (Pt,Pd)₃Sn и интерметаллиду Pt, Pd и Sn (Юшко-Захарова и др., 1986). Pt (0.58 мас.%) и Pd (4.43 мас.%) установлены в интерметаллическом соединении состава Sn_{2.5}Pb.

Таблица 4.5. Состав минералов ЭПГ (мас.%) из углеродизированных гипербазитов Оспинско-Китойского массива.

№	Pt	Sr	Pd	Sn	Pb	Bi	Ba	Ag	Сумма
1	0.58	0.2	4.43	55.49	38.30				99.14
2	15.59	0.03	82.27			0.93	0.07		98.89
3	55.26	0.1	39.73	0.04	0.07	1.01	2.64		98.85
4	55.43	0.01	42.10		0.03	0.76			98.33
5	54.83		43.52	0.02	0.02	1.33			99.72
6	58.94	0.01	39.66		0.1	0.56	0.08		99.35
7	58.99		39.13	0.02	0.21	0.50	0.05		98.90
8	56.66		40.92	0.01	0.06	0.56	0.09		98.40
9	55.54		42.24	1.24	0.44		0.23		99.69
10	54.45		34.80	3.74	0.38	0.02			93.39
11	58.70	0.14	38.94	0.04	0.02	0.64	0.05		98.53
12	57.90	0.01	39.24	0.02		0.61	0.25		98.03
13	50.68	0.01	32.33	11.40	0.59	0.31	0.10	0.23	95.65
14	47.34	0.06	28.68	20.76	0.95	0.22	0.83		98.84

Кристаллохимические формулы минералов:

1. $\text{Sn}_{2.529}\text{PbPd}_{0.225}\text{Pt}_{0.016}$ – интерметаллид Sn и Pb
2. $\text{Pt}_{0.103}\text{PdBi}_{0.006}$ – самородный палладий
3. $\text{PtPd}_{1.318}\text{Bi}_{0.01}$ – палладистая платина
4. $\text{PtPd}_{1.392}\text{Bi}_{0.013}$ – палладистая платина
5. $\text{PtPd}_{1.454}\text{Bi}_{0.022}$ – палладистая платина
6. $\text{PtPd}_{1.233}\text{Bi}_{0.009}$ – палладистая платина
7. $\text{PtPd}_{1.217}\text{Bi}_{0.008}\text{Pb}_{0.003}$ – палладистая платина
8. $\text{PtPd}_{1.323}\text{Bi}_{0.009}$ – палладистая платина
9. $\text{PtPd}_{1.394}\text{Sn}_{0.037}\text{Pb}_{0.007}$ – палладистая платина
10. $\text{PtPd}_{1.172}\text{Sn}_{0.113}\text{Pb}_{0.006}$ – палладистая платина
11. $\text{PtPd}_{1.216}\text{Bi}_{0.01}$ – палладистая платина
12. $\text{PtPd}_{1.242}\text{Bi}_{0.01}$ – палладистая платина
13. $(\text{Pt}_{1.348}\text{Pd}_{2.745})_{4.093}(\text{Sn}_{0.867}\text{Pb}_{0.026}\text{Bi}_{0.014})_{0.907}$ – интерметаллид Pt, Pd и Sn
14. $(\text{Pt}_{1.39}\text{Pd}_{1.54})_{2.93}(\text{Sn}_{1.001}\text{Pb}_{0.026}\text{Bi}_{0.005})_{1.032}$ – масленицковит

Примечание: пустая ячейка – элемент не обнаружен. В соединении №8 обнаружены Ir – 0.09 мас.% и Rh – 0.01 мас.%, в остальных случаях содержание Ir и Rh ниже предела обнаружения. Анализы выполнены в ОИГГиМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе “Camebax Micro”, аналитик О.С.Хмельникова.

Кроме вышеуказанных, на сканирующем электронном микроскопе были обнаружены соединения платины и палладия необычного состава: PdSnPb, PtPdSnPbCu, PtPdPbSn (вероятно, звягинцевит) (и соединения, находящиеся в тонких срастаниях с минералами ЭПГ: BaCaZrTi, PbSn, PbSb (с примесью CuSn), BaPbSn, BaTiPbCdZn, BaTiPbBiSbSnFe, касситерит, BaBi (40.5 вес.% Ba; 9.5 вес.% Bi), CaBa с примесью Al.

Золото и серебро встречено также в виде следующих соединений: высокопробное золото (80-90 мас.% Au), AgS, AgPbSn, AgPbCu, кроме того, примесь серебра определена в палладистой платине (до 0.37 мас.%) и в масленицковите (до 0.23 мас.%). В одном зерне

установлено тесное сростание AgS и PtPdBaBi с хромшпинелидом. Из других рудных минералов обнаружены никелин, сульфиды Fe, миллерит, арсенопирит и соединение BaTiZrCa. Они обнаружены как в виде отдельных зерен, так и в сростании с хромшпинелидами.

Таким образом, минеральный состав второстепенных минералов углеродистых метасоматитов абсолютно не соответствует составу акцессорных минералов первичных ультрабазитов. Здесь обнаружены как типичные гидротермальные минералы полиметаллических руд – сульфиды и сульфосоли, так и минералы кислых, щелочных пород и базитов – уранинит-торианит, марганцовистый ильменит, циркон, апатит, щелочные амфиболы и др. Необычный для офиолитовых ультрабазитов, состав имеют и платиноиды – минералы Pt и Pd преобладают, при практически полном отсутствии минералов Ru, Ir и Os. Исключение составляют жилы хромита, попавшие в зону углеродизации. В них отмечаются минералы Ru и Ir (лаурит, ирарсит), с примесями Os.

Следует также отметить широкий разброс составов самородного золота, тогда как известно, что золото ультраосновных пород чаще всего имеет среднюю – высокую пробность и содержит примеси Cu и Hg (Сазонов и др., 2002). Очевидно, что появление такой минерализации не может быть связано с формированием ультрабазитов реститового комплекса. Следовательно, их формирование связано с поступлением компонентов в составе углеродсодержащего флюида.

По имеющимся в литературе данным УВ в углеродистых метасоматитах Оспинско-Китойского массива представлено «углеподобным битумом», «антраксолитом-керитом», «тонкодисперсным графитом», «полнокристаллическим графитом», и даже «тонкокристаллическим алмазом» (Миронов и др., 2002; Данилова, Шумилова, 2012). Дифрактометрический и термический анализы углеродистого вещества (УВ) показывают, что оно характеризуется значениями d_{002} , составляющими 3.37 – 3.39 Å и значениями пика экзотермического эффекта от 670 до 690°C. Экзотермический эффект кристаллического графита из Ботогольского месторождения равен 800 - 820°C. По данным КР- и ИК-спектроскопии, основной составляющей углеродистого вещества является графит с различной степенью упорядоченности. Наряду с кристаллической фазой графита, присутствуют ультрадисперсный графит и аморфная фаза. Однако в целом, на основании проведенных анализов, углеродистое вещество ультрабазитов может быть отнесено к графитоиду с максимальной степенью упорядочивания структуры. Проведенный в ИГГ УрО РАН высокоточный термический анализ, подтверждает высокую степень графитизации углеродистого вещества вплоть до графита. На термограммах фиксируется, что начало термоокисления УВ происходит при температуре выше 600°C. Термические

эффекты УВ в этой области температур маскируются эффектами дегидратации серпентина. При отсутствии серпентина для образца углеродизированного альбитита удастся точно определить диапазон окисления УВ – 600-820 °С при максимуме в диапазоне 720-730 °С. Потери веса в диапазоне 200-400 °С, которые возможно принадлежат битумам, составляют в разных образцах от 0.2 до 0.5 мас.%, что составляет не более 10% от общего содержания в них углерода. В газовой фазе углеродистых метасоматитов преобладают метан и азот (Жмодик и др., 2008).

По петрохимическому составу, углеродистые метасоматиты мало чем отличаются от своих безуглеродистых аналогов – ультрабазитов, серпентинитов, лишь содержание углерода в метасоматитах достигает 10 мас.%. В то же время в распределении элементов-примесей некоторые отличия все же выявляются. Особенно контрастно это видно при анализе распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Так, на диаграмме соотношений La-Sm отчетливо разделяются две группы углеродистых метасоматитов с уровнем содержаний сопоставимым с серпентинитами и примерно на порядок повышенным (табл. 4.6., рис. 4.8). На хондрит-нормализованных диаграммах распределения РЗЭ, наблюдается такая же закономерность (рис. 4.9). Одна группа графиков характеризуется U-образным распределением РЗЭ $((La/Sm)_n = 1.49 - 3.53)$ при низком уровне отношения порода/хондрит около 0.1, с относительно слабым фракционированием РЗЭ - $(La/Yb)_n = 0.84-2.76$. Эти характеристики близки к характеру распределения РЗЭ в серпентинитах офиолитовых комплексов, однако абсолютные уровни содержаний ЛРЗЭ несколько ниже, чем в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива. Суммарное содержание РЗЭ в этих пробах находится в пределах 0.45-0.88 г/т. Подобное распределение РЗЭ в изучаемых углеродистых метасоматитах установлено также В. Б. Савельевой и др. (Савельева и др., 2004). Вторая группа проб углеродистых метасоматитов имеет другой характер распределения некогерентных элементов и, в частности, РЗЭ. Их графики распределения описываются нисходящим прямолинейным трендом с резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $((La/Yb)_n = 6.60 - 13.34)$. Суммарное содержание РЗЭ (2.63-13.93 г/т) в них на более чем порядок выше, чем в первой группе проб. Редкоземельные спектры слабо измененных гарцбургитов Оспинско-Китойского массива имеют форму близкую к U-образной, характеризуясь относительным обогащением легкими РЗЭ и занимают промежуточное положение между двумя выделенными группами углеродистых метасоматитов. Близкие уровни концентраций РЗЭ и схожий характер распределения имеют и апогарцбургитовые лизардитовые серпентиниты, отличаясь только наличием положительной Eu-аномалии $((Eu/Eu^*)_n = 16.8)$.

Таблица 4.6. Микрокомпонентный состав углеродистых метасоматитов, г/т .

	OK-36	OK-38	OK-37	OK-121	OK-126	OK-244	OK-27	OK-29	OK-30
Ti	112.93	157.81	43.65	30.43	35.32	33.51	37.33	19.61	26.79
V	16.178	15.866	14.584	25.194	11.715	17.774	15.041	14.565	16.831
Cr	1023.8	1080.8	861.3	1315.1	690.8	962.9	866.2	975.9	951.1
Co	89.242	81.057	95.250	82.829	75.918	75.692	76.527	72.924	76.855
Ni	1235.7	1279.6	1285.8	1207.4	1100.3	1042.7	1096.5	1347.6	1353.9
Cu	7.361	12.875	7.844	7.389	8.346	6.278	4.066	5.852	6.760
Zn	44.221	30.761	24.734	28.840	21.940	37.679	23.109	37.240	21.139
As	2.078	22.023	2.684	1.090	6.988	6.192	2.147	1.960	1.915
Rb	0.350	0.344	2.231	0.286	0.207	0.049	1.964	1.272	1.161
Sr	2.709	4.908	3.502	3.973	3.629	19.606	2.983	3.686	7.094
Y	0.396	0.870	0.062	0.131	0.053	0.036	0.031	0.039	0.033
Zr	3.139	10.165	0.164	0.334	0.114	0.072	0.130	0.105	0.137
Nb	0.239	0.477	0.004	0.020	н/о	0.006	н/о	0.009	н/о
Cd	0.047	0.200	0.196	0.061	0.111	0.284	0.105	0.086	0.185
Sn	0.248	0.737	0.422	0.127	0.189	0.208	0.151	0.112	0.170
Sb	0.074	0.097	0.109	0.069	0.301	0.033	0.068	0.049	0.070
Cs	0.051	0.067	1.675	0.104	0.031	0.023	1.675	1.202	0.889
Ba	3.113	8.432	7.555	4.543	4.288	1.847	5.980	6.039	6.716
La	0.469	1.248	0.053	0.067	0.025	0.020	0.025	0.038	0.025
Ce	0.995	2.562	0.100	0.144	0.054	0.038	0.053	0.121	0.055
Pr	0.125	0.319	0.014	0.017	0.012	0.005	0.006	0.010	0.006
Nd	0.590	1.321	0.101	0.078	0.069	0.056	0.083	0.045	0.065
Sm	0.117	0.278	0.016	0.709	0.011	0.003	0.009	0.004	0.005
Eu	0.033	0.080	0.003	0.004	0.002	0.001	н/о	0.002	0.001
Gd	0.082	0.212	0.006	0.010	0.005	0.003	0.005	0.007	0.002
Tb	0.012	0.031	0.001	0.003	0.001	0.001	н/о	0.001	0.001
Dy	0.077	0.181	0.014	0.023	0.008	0.005	0.003	0.008	0.004
Ho	0.015	0.036	0.002	0.005	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Er	0.053	0.101	0.009	0.018	0.010	0.007	0.006	0.008	0.007
Tm	0.006	0.017	0.002	0.002	0.001	0.001	н/о	0.000	н/о
Yb	0.048	0.118	0.013	0.034	0.020	0.012	0.010	0.009	0.009
Lu	0.009	0.016	0.002	0.005	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002
Hf	0.105	0.218	0.007	0.008	0.005	0.005	0.003	0.007	0.006
W	8.247	5.695	8.751	16.497	7.931	4.195	3.154	6.060	18.094
Hg	0.107	0.086	0.119	0.258	0.115	0.043	0.010	0.079	0.318
Pb	1.679	5.936	6.772	1.540	1.330	0.305	1.740	3.400	4.741
Bi	0.118	0.396	0.227	0.118	0.247	0.283	0.151	0.044	0.254
Th	0.115	0.106	0.006	0.011	0.003	0.001	0.006	0.001	0.002
U	0.055	0.113	0.015	0.014	0.007	0.004	0.006	0.007	0.006

Примечание: анализы выполнены в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS.

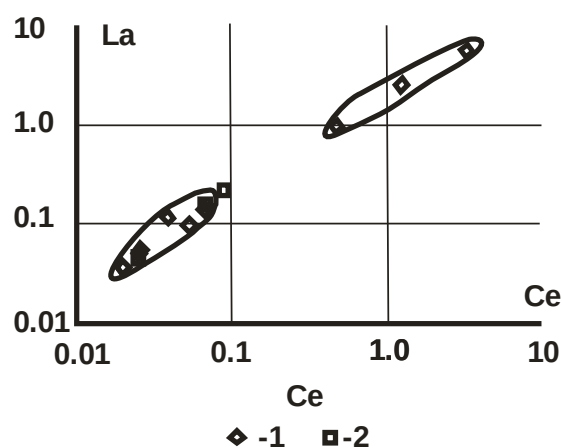


Рис. 4.8. Соотношения La-Ce в углеродистых метасоматитах.

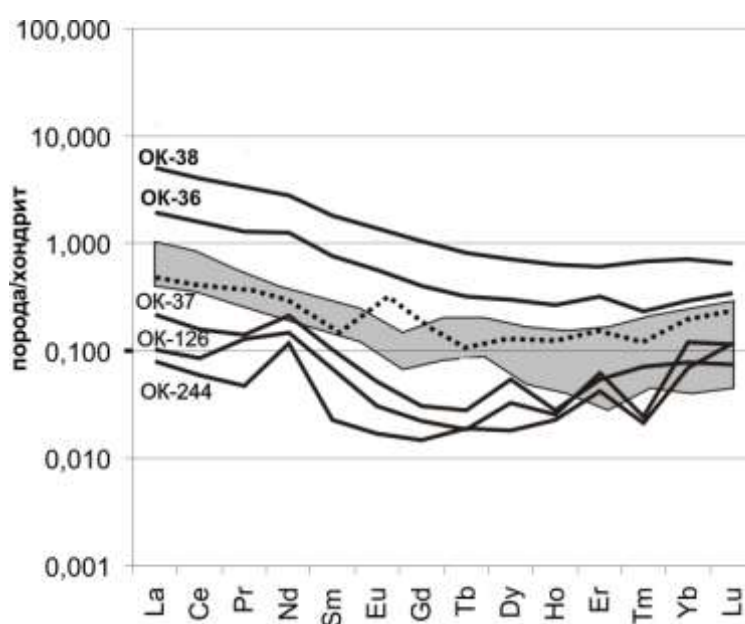


Рис. 4.9. Тренды распределения РЗЭ в пробах углеродистых метасоматитов (нормирование по хондриту (34)). Сплошные линии – состав углеродистых метасоматитов, затенённая область – распределение РЗЭ в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива (1), точечный пунктир – состав серпентинита.

Кроме РЗЭ, некоторые пробы углеродистых метасоматитов существенно обогащены (в 5-10 и более раз) высокочargedными элементами, как Zr, Y, Hf, Nb, Th, U (табл. 4.6, пробы ОК-36 и ОК-38). Содержания РЗЭ, редких и радиоактивных элементов по имеющимся данным термического и рентгенофазового анализа проб не обнаруживают прямой корреляции с содержаниями углеродистого вещества и степенью карбонатизации (содержаниями магнезита и доломита). Более того, намечается обратная зависимость между этими параметрами.

Содержания благородных металлов в углеродистых метасоматитах имеют, в большинстве случаев, околочларковые значения, лишь местами отмечается некоторое

повышение содержаний этих элементов, однако, в то же время, минеральные фазы благородных металлов в этих породах присутствуют. По нашим данным, в углеродизированных гипербазитах Оспинско-Китойского массива, содержания благородных металлов в отдельных пробах достигают: Au – 2.4 г/т, Ag – 265.2 г/т, Pt – 1.6 г/т и Pd – 0.13 г/т, но в большинстве проб содержания Au, Pt и Pd не превышают первых мг/т. Это свидетельствует о крайней неравномерности распределения этих элементов в породах. В чистом УВ, выделенном из этих пород содержания Au и Pt значительно повышены, что свидетельствует о совместном привносе благородных металлов с углеродом.

4.1.3. Благороднометальное оруденение в апоультрабазитовых метасоматитах Оспинско-Китойского массива и его обрамления

Зоны сульфидизации в серпентинитах имеют широкое распространение в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и в его обрамлении, хотя известны практически во всех массивах офиолитовых базит-ультрабазитов региона (Кислов, Дамдинов, 2010). Нами были изучены несколько рудопроявлений Cu, Ni и Co, локализованные в серпентинитах и измененных базит-ультрабазитах (см. рис. 4.1).

Хуша-Гольское рудопроявление Ni расположено на левом склоне долины р. Горлык-Гол в 2.5 км выше устья ее левого притока р. Хуша-Гол.

Рудопроявление приурочено к южному эндоконтакту Оспинско-Китойского гипербазитового массива и сложено преимущественно темно-зелеными разноминеральными в различной степени карбонатизированными антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами. В южной части участка встречаются небольшие линзообразные тела. Сложенные травяно-зелеными крупнозернистыми хлорит-актинолитовыми породами. Широким развитием пользуются разрывные структуры, выраженные зонами расщепления меридионального и субширотного простирания с преобладающим падением на северо-запад под углом 70-75°.

Сульфидно-никелевое оруденение составляет зону вкрапленной минерализации, вытянутую в северном направлении длиной 250 м при средней ширине 35 м. Рудные минералы представлены пирротинном, пентландитом, миллеритом и пиритом, образующими мелкие зерна размером от долей мм до 1 мм. Вкрапленность рудных минералов находится непосредственно в массе породы, часто по тонким невидимым невооруженным глазом трещинам. При макроскопическом изучении оруденения вкрест простирания зоны наблюдается значительное увеличение содержания сульфидов в

тонкозернистых хризотил-антигоритовых серпентинитах, слагающих западную часть зоны.

Аналогичное Хушагольскому, **Контактовое рудопроявление Ni** расположено на правом склоне р. Горлык-Дабан-Жалги в 2 км от ее устья в южном эндоконтакте Оспинского массива. В южной части участка вдоль контакта серпентинитов с известняками развиты тальк-карбонатные листвениты. Разрывные структуры, характерные для центральной и северо-западной части участка, представлены зонами рассланцевания и катаклаза субширотного простиранья. К зонам рассланцевания приурочено Ni оруденение. Зоны оруденения зафиксированы в виде двух прерывистых полос, приуроченных к эндоконтактовой части серпентинитового тела. По простиранью участки минерализации прослежены: северная полоса на 280 м при средней ширине 12 м, южная – на 360 м при средней ширине 20 м. Оруденение представлено мелкой вкрапленностью Ni-содержащего пирротина, миллерита и пирита в виде пластинок размером 1×2 мм и менее. Пластинчатые агрегаты сульфидов иногда образуются по небольшим трещинам, выполненным кальцитом или офитом. Рудные минералы отмечены в зальбандах кальцитовых и хризотилитовых прожилков.

Таким образом, зоны вкрапленной Ni-Co сульфидной минерализации приурочены к участкам развития приконтактового серпентинитового меланжа в подошвах офиолитовых пластин. Зоны сложены прожилково-вкрапленным оруденением с содержанием сульфидных минералов до 3 – 5 об.%. Сульфидные минералы серпентинитов представлены пиритом, пирротином, пентландитом $(\text{Fe}_{3.21}\text{Ni}_{5.50}\text{Co}_{0.39})_{9.1}\text{S}_{7.91}$, миллеритом $\text{Ni}_{0.973}\text{Fe}_{0.032}\text{Co}_{0.004})_{1.009}\text{S}_{0.991}$, зигенитом – $(\text{Ni}_{1.921}\text{Co}_{0.966})_{2.887}\text{S}_{4.113}$, халькопиритом, реже встречаются галенит и Fe-Ni-Co минерал, отвечающий по составу железистому зигениту $(\text{Ni}_{1.969}\text{Co}_{0.528}\text{Fe}_{0.457})_{2.954}\text{S}_{4.046}$ (Fe-зигенит). Минералы присутствуют в виде редкой вкрапленности и мелких прожилков, не образуя крупных скоплений. Основная масса сульфидных минералов приурочена к поздним антигоритовым и хризотил-антигоритовым серпентинитам. Из благородных металлов в сульфидизированных серпентинитах преобладает Pt, содержание которой достигает 0,34 г/т, также несколько повышенные содержания имеют Pd – до 0.07 г/т и Rh – до 0.085 г/т. Содержания остальных платиноидов незначительны, лишь одна проба обогащена Ru, Ir и Os – до 0.14 г/т в сумме, что связано с присутствием шлировидных обособлений хромитовых руд в породе. Концентрации золота лишь в единичных пробах достигают 0.044 г/т.

Собственные минеральные фазы ЭПГ в этих рудах не обнаружены, но присутствуют редкие зерна самородного золота (рис. 4.10). Золото имеет состав, нетипичный для ультраосновных пород – низкую пробность, около 570‰ (средний состав, мас.% Au –

56.19, Ag – 41.14). Но в то же время, агрегаты золота слагают удлинённые выделения с округлыми краями внутри зерна пентландита, что снимает сомнения о связи золотин с ультрабазитовым субстратом.

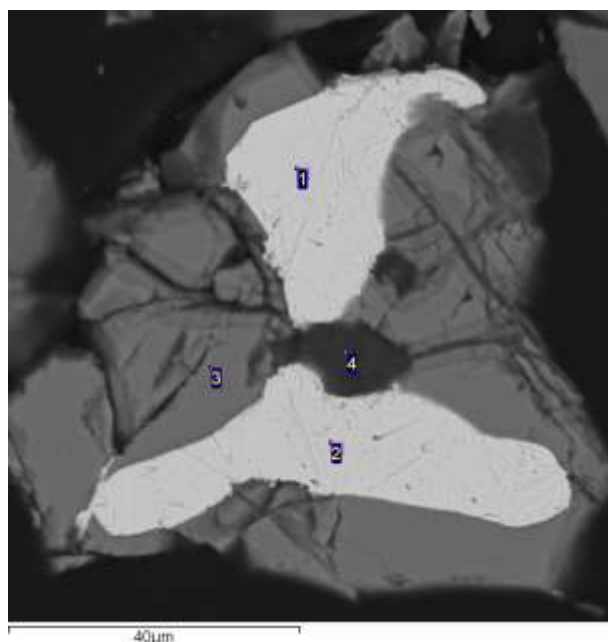


Рис. 4.10 Выделение самородного золота (1, 2) внутри зерна пентландита (3) из серпентинитов Хушагольского проявления Ni. 4 – серпентин.

Накопление благородных металлов происходит в сульфидных минералах, что доказано изучением распределения Au, Pt и Pd в сульфидном, магнитном и хромитовом концентратах. Так, содержания Au, Pt, Pd в сульфидном концентрате выше на два порядка, чем в магнитной фракции и хромитовом концентрате (табл. 4.7). Об этом же свидетельствует и срастание золота с пентландитом.

Таблица 4.7. Содержания Au, Pt и Pd в магнитной фракции, сульфидном и хромитовом концентратах (мг/т).

№	ОПИСАНИЕ ПРОБЫ	Au	Pt	Pd
1.	Сульфидный концентрат (пирит – 50 %, пентландит – 15%, халькопирит – 10%,миллерит – 5%, силикатные минералы – 20%)	115.0	675.0	93.0
2.	Магнитная фракция (магнетит – 95%, сульфиды – 5%)	<10	30.0	17.0
3.	Хромитовый концентрат (хромит – 90%, силикатные минералы – 10%)	<10	9.5	1.0

Примечание: анализы выполнены в ГИН СО РАН химико-спектральным методом, аналитик Митрофанова Л.В.

Борнитовое рудопроявление Ni и Cu расположено в правом борту долины верховий р. Хуша-Гол. Сульфидное Ni-Cu оруденение проявления Борнитовое приурочено к зоне рассланцевания и родингитизации в серпентинитах. Родингиты слагают извилистые и ветвящиеся жилоподобные тела протяженностью до 100 м среди рассланцованных серпентинитов. Среди родингитов выделяются следующие разновидности: гранат-хлоритовые и хлоритовые с апатитом, гранат-хлорит-тремолитовые, хлорит-альбит-клинопироксен-гранатовые, с реликтами метабазитов альбит-хлорит-цоизит-эпидотового состава. Серпентиниты в экзоконтактах жил родингитов изменены и содержат кристаллы диопсида и выделения агрегатов хлорита, в результате чего порода приобретает необычный диопсид-серпентиновый, с хлоритом состав. Вблизи рудной зоны отмечаются также выходы жил пироксенитов. Главные минералы: магнетит, гематит, халькопирит, борнит, ковеллин, редко хизлевудит, орселит, пентландит. Содержания Cu и Ni в породах достигают 0,16 и 0,21 вес.% соответственно. Следует отметить, что в одной пробе повышены концентрации Au до 0,35 г/т, Ag (до 19,5 г/т) и As (до 160 г/т) и Sb (до 986 г/т). Концентрации ЭПГ низкие, на уровне первых мг/т, лишь в единичных пробах достигают 0,01 г/т Pt. В зернах магнетита из породы диопсид-серпентинового состава обнаружены микровключения прожилков медистого золота с отношением $Cu/(Au+Ag) = 1,41 - 1,47$. К сожалению, из-за крайне малого размера золотин (мощность прожилка менее 1 мкм) достоверный количественный анализ провести не удалось.

Арлыкское рудопроявление Ni расположено в верховьях р. Арлык-Гол, в западном продолжении южной пластины Оспинско-Китойского массива (см. рис. 4.1). Мощность линзы серпентинизированных дунитов в этом участке не превышает 600 м. Размеры участка с сульфидной вкрапленностью достигают 650 м в длину при ширине 10-65 м. В пределах рудопроявления выявлено три гидротермальных зоны с медно-никелевым оруденением. По простирацию зоны прослежены на 20-40 метров, мощность их превышает 2-3 метра (средняя 0,4 м). Они локализуются преимущественно вблизи дайкообразных тел практически полностью хлоритизированных метабазитов среди антигоритовых серпентинитов.

Медно-никелевая минерализация приурочена, в основном, к антигоритовым и хризотил-антигоритовым серпентинитам, она развита в виде отдельных выделений сульфидов – пентландита и пирротина, а также их ассоциаций: 1 – пирротин гексагональный+пентландит+халькопирит; 2 – пирротин моноклинный+пентландит+халькопирит. *Пентландит* образует изометричные зерна величиной не более 1мм. Он

представлен никелевой разновидностью, ($\text{Ni}=38\text{--}41$ мас.%), нередко замещается виоларитом.

В первой ассоциации сульфидов концентрации никеля и железа в пентландите примерно равны. Минерал образует порфирировидные изометричные зерна в пирротине. Пирротин здесь представлен гексагональной модификацией. Концентрация никеля в пентландите из второй ассоциации достигает 36 мас.%, а в моноклинном пирротине 2,5 мас.%. Сульфидные включения преимущественно образуют выделения неправильной формы, обусловленной их развитием в интерстициях породообразующих силикатов ультрабазитов. Очень часто они деформированы и замещаются листочками серпентина и пиритом. Следует отметить, что сульфидные минералы часто рассечены кристаллами антигорита, что свидетельствует о субсинхронном формировании рудной минерализации с антигоритизацией ранних серпентинитов.

Концентрации Pt и Pd в сульфидных рудах достигают 0.025 и 0.015 г/т. Содержания других благородных металлов – ниже предела обнаружения. Несмотря на такие низкие содержания ЭПГ, из проб серпентинитов были выделены минералы платиновых металлов – кристаллы сперрилита (PtAs_2) (рис. 4.11). В рудах также повышены концентрации Cu (до 0.56 вес.%), в отдельных пробах Cr до 1.34 вес.%, умеренно повышены содержания As и Sb. Концентрации Ni соответствуют содержаниям этого элемента в серпентинитах (до 2170 г/т, при среднем значении - 865 г/т).

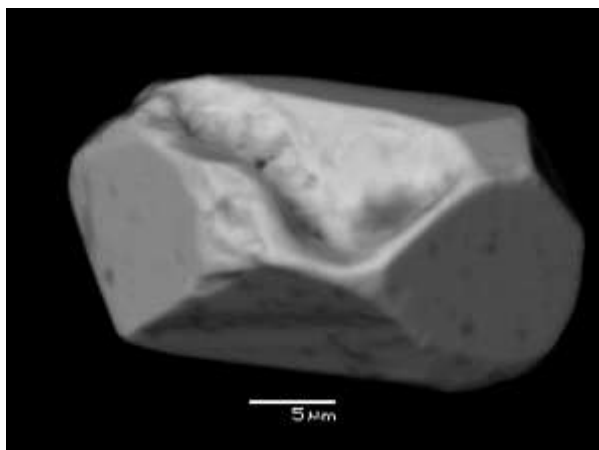


Рис. 4.11. Кристалл сперрилита, выделенный из сульфидизированных серпентинитов.

Рудопроявление Au Русловое значительно отличается от вышеописанных объектов прежде всего тем, что оно локализовано в зоне ливственитизации, обрамляющей тело гранитоидного состава, прорывающее серпентиниты (см. рис. 4.1). Проявление расположено в долине реки Саган-Сайр, охватывая оба борта от слияния левой и правой

составляющих реки почти до устья ее правого притока - Барун-Саган-Сайра. В пределах этого объекта развиты зоны вкрапленной, прожилково-вкрапленной полисульфидной минерализации в лиственитах. Распространенность лиственитов на участке Русловом весьма велика. Как правило, они развиваются по тальк-карбонатным породам. Характерна чрезвычайная изменчивость их состава, обусловленная вариациями количественных соотношений главных породообразующих минералов - кварца, железистого карбоната и фуксита. Преобладают бесфукситовые кварц-карбонатные разности. Контакты тел лиственитов чаще всего постепенные, диффузионные; текстуры, как правило, массивные. Листвениты приурочены к тектоническим нарушениям и наиболее интенсивно проявлены вдоль юго-западного экзоконтакта длинного штока гранодиоритов, протягиваясь в виде полосы шириной 50 м с левого на правый берег р. Саган-Сайр.

Вообще, листвениты и тальк-карбонатные породы достаточно широко распространены в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Так, тальк-карбонатные породы слагают целые поля среди меланжированных серпентинитов. Кварц-карбонатные разности лиственитов образуют относительно узкие зоны, причем сульфидизированные разности лиственитов явно тяготеют к экзоконтактовым частям интрузий гранитоидного состава, внедренных непосредственно в ультрабазиты.

В целом листвениты представлены несколькими разновидностями пород, слагающими разные зоны метасоматической колонки: кварц-карбонат-фукситовые ("зеленые" листвениты), кварц-карбонатные ("серые" листвениты), тальк-кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, серпентин-хлорит-карбонатные, серпентин-хлоритовые, карбонатизированные серпентиниты. Наблюдаемая метасоматическая зональность лиственитовых тел массива соответствует колонкам известных по литературным данным лиственитов (Осипенко и др., 2001; Сазонов, 1984). Схематически, её можно представить в таком виде: серпентинит→карбонатизированный серпентинит (с хлоритом)→серпентин-тальк-карбонатная порода→тальк-карбонатная порода→кварц-тальк-карбонатный лиственит→кварц-карбонатный (серый) лиственит→кварц-фуксит-карбонатный (зеленый) лиственит.

На ранней стадии лиственитизации, порода представляет собой антигоритовый серпентинит, содержащий изометричные, часто округлые зерна карбоната (магнезита), а также хлорит. Затем появляется тальк, соответственно растет содержание карбоната и уменьшается—серпентина, вплоть до полного исчезновения последнего из ассоциации. В следующей зоне, в тальк-карбонатных породах появляется кварц в виде жил и прожилков среди основной массы. На этой же стадии начинается и процесс рудоотложения. Далее тальк из ассоциации исчезает и формируются так называемые "серые" листвениты —

кварц-карбонатные породы. Позже происходит разложение хромита и образование фуксит-магнетитовых агрегатов, что придает породе зеленую окраску и приводит к появлению “зеленых” лиственитов. Содержание фуксита в них достигает 10 – 15 об.%. Дальнейшее развитие процесса приводит к появлению существенно кварцевых пород, слагающих местами центральные части зон лиственитизации.

Карбонатные минералы лиственитов представлены доломитом, магнезитом и брейнеритом. На ранних стадиях лиственитизации (при карбонатизации серпентинитов) формируется магнезит. В наиболее сульфидизированных разностях лиственитов. карбонаты представлены в основном брейнеритом, в меньшей степени – доломитом. Фуксит и хлорит часто присутствуют совместно, слагая фуксит-хлорит-магнетитовые агрегаты. Тальк слагает пластинчатые кристаллы, часто переплетающиеся. Из второстепенных минералов в породах отмечаются хлорит (пеннин-клинохлор), серпентин (антигорит), брусит.

По геохимическим характеристикам, безрудные кварц-фуксит-карбонатные листвениты наиболее обогащены некогерентными элементами, тогда как карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы близки к неизмененным ультрабазитам. Сульфидизированные разности лиственитов относительно обогащены рудообразующими компонентами Cu, Pb и Zn.

По распределению РЗЭ отмечается, что безрудные листвениты характеризуются относительно повышенными содержаниями этих элементов. Они слабо обогащены легкими лантаноидами и имеют положительную Eu-аномалию. Графики сульфидизированных лиственитов образуют относительно слабо дифференцированные спектры распределения РЗЭ с небольшой отрицательной Eu-аномалией, по конфигурации кривой, близки к реститовым ультрабазитам (рис. 4.12).

Рудная минерализация связана с наиболее поздними кварц-тальк-карбонатными, кварц-карбонатными и кварц-фуксит-карбонатными лиственитами, локализующимися в экзоконтактах тел гранитоидного состава. Рудные минералы присутствуют в виде вкрапленности, реже крупных гнёзд в кварцевых прожилках или в карбонатной массе. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, в меньшей степени – блеклыми рудами (тетраэдритом).

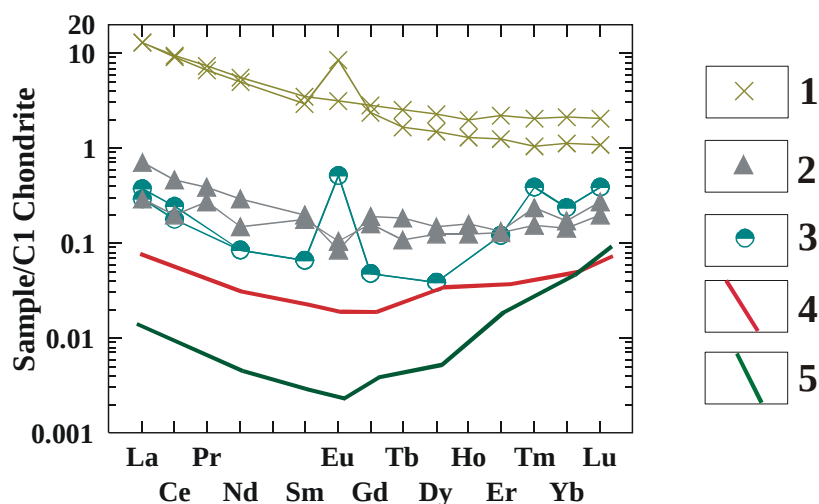


Рис. 4.12. Распределение редкоземельных элементов в лиственитах Оспинско-Китойского массива. 1 – безрудные листвениты; 2 – сульфидизированные листвениты; 3 – гарцбургиты Оспинско-Китойского массива; гарцбургиты (4) и дуниты (5) Нью-Каледонского офиолитового комплекса (McDonough, Frey, 1989).

Содержания Pt в сульфидизированных лиственитах проявления Русловое достигают 0.09 г/т, тогда как содержания остальных платиноидов крайне низкие. Концентрации золота и серебра в целом повышены, достигая в некоторых пробах значений до 0.4 г/т золота и 71.2 г/т серебра. Повышенные содержания благородных металлов приурочены к зонам сульфидной (пирит-халькопирит-галенит-сфалерит) минерализации в кварц-гальк-карбонатных, кварц-карбонатных и фуксит-кварц-карбонатных разностях, т.е. в наиболее поздних продуктах лиственитизации. Из минералов благородных металлов в лиственитах было выявлено самородное золото состава Au_2Ag с примесями Cu (до 2.94 мас.%) и Hg (до 0.35 мас.%), минеральные фазы ЭПГ не обнаружены.

4.2. Сагансайрский базит-ультрабазитовый массив

Массив расположен на водоразделе рек Саган-Сайр и Барун-Саган-Сайр и представляет собой юго-западное продолжение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (см. рис. 4.1). Площадь массива около 2.25 км². В плане массив имеет сложную, близкую к изометричной форму, осложнённую клиновидными выступами, и слагает пластообразное тело, надвинутое на песчаники и конгломераты сагансайрской свиты (рис. 4.13).

Саган-Сайрский массив сложен образованиями кумулятивного и сетчато-полосчатого комплексов офиолитовой ассоциации. Серпентиниты сетчато-полосчатого комплекса закартированы в западном и северо-восточном эндоконтактах массива. Серпентиниты представлены разновидностями преимущественно антигоритового, реже лизардитового и хризотил лизардитового состава, часто карбонатизированы, местами

превращены в тальк-карбонатные породы и листвениты.

Породы кумулятивного комплекса представлены габброидами и пироксенитами, в разной степени измененными. Габброиды изменены до кварц-альбит-тремолитовых, кварц-серицит-цоизит-карбонатных, пород, редко отмечаются относительно слабо измененные цоизит-амфибол-плаггиоклазовые и мусковит-плаггиоклазовые породы, слагающие вытянутые тела (зоны) среди метасоматитов. Пироксениты амфиболизованы, серпентинизированы, местами превращены в тремолит-пироксеновые, хлорит-серпентин-тремолитовые породы с реликтами пироксенов. Следует отметить, что габброиды и ультрабазиты часто слагают полосчатые зоны переслаивания.

По соотношениям $MgO-SiO_2$ точки составов пород формируют три отчетливых поля с последовательным уменьшением содержаний MgO и увеличением – SiO_2 , соответствующие по составу слабоизмененным альбитизированным габброидам, метасоматитам, среди которых различаются апогаббровые и апопироксенитовые метасоматиты и серпентиниты (рис. 4.14). Наиболее измененные (альбитизированные и серицитизированные) породы отличаются повышенной щелочностью за счет появления K и Na -содержащих минералов.

По содержаниям элементов-примесей, от ультраосновных к основным породам постепенно снижаются концентрации когерентных элементов (Cr , Ni , Co), увеличиваются содержания «базитовых» (V , Zn) и некогерентных (Rb , Ba , Sr , Zr , Y) элементов, причем последними относительно обогащены слабоизмененные габброиды. Апогаббровые метасоматически измененные породы характеризуются значительной неравномерностью распределения элементов-примесей.

Зоны сульфидизации в пределах Сагансайрского базит-ультрабазитового массива (покрова) фиксируются практически по всей его площади. Более густовкрапленные зоны слагают протяженные полосы, достигающие первых сотен метров по простиранию и до 10 – 20 метров по мощности. Содержание сульфидов достигает 10 – 15 об.%. Преобладающим сульфидным минералом в метабазах и метапироксенитах является пирит, тогда как в серпентинитах появляется пирротин, слагающий скелетные кристаллы, либо тонкую вкрапленность ксеноморфных зерен, рассеянных кристаллами серпентина, реже встречаются Ni -содержащие минералы – пентландит и миллерит. В пирите местами отмечаются редкие округлые и каплевидные включения халькопирита, пирротина и единичные микровключения галенита. Формирование пирротиновой минерализации предшествовало антигоритизации ультрабазитов, что видно по наличию скелетных зерен, рассеянных кристаллами антигорита. Более поздний пирит субсинхронен вторичному преобразованию пород.

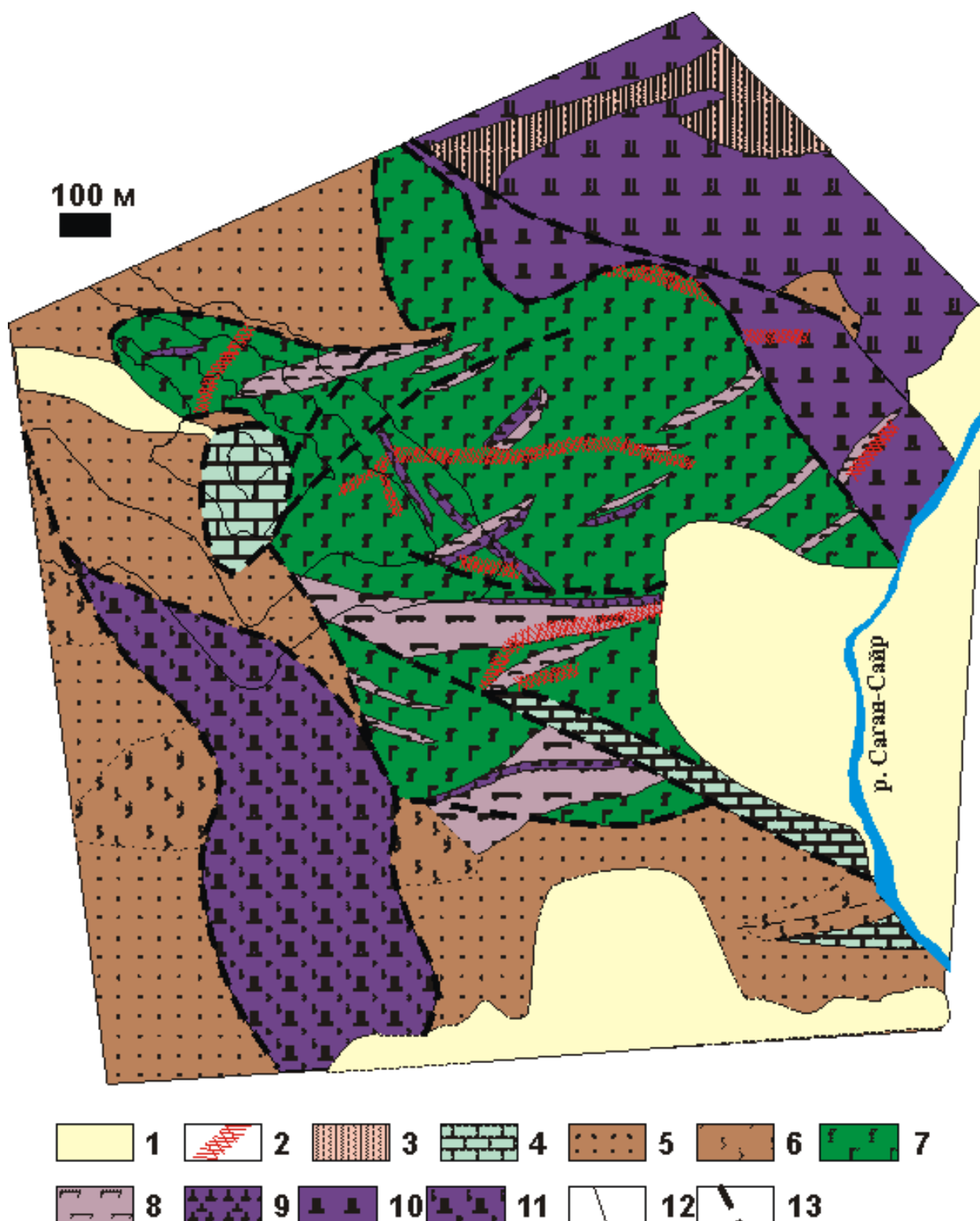


Рис. 4.13. Схема геологического строения Сагансайского массива (составлена по материалам В. Г. Скопинцева).

1 – четвертичные отложения; 2 – зоны сульфидизации; 3 – листвениты; горлыкская свита: 4 – доломиты; сагансайская свита: 5 – песчаники, 6 – зеленые сланцы; офиолитовая ассоциация, кумулятивный комплекс: 7 – габбро, 8 – пироксениты, 9 – серпентиниты; реститовый комплекс: 10 – серпентиниты, 11 – меланжированные серпентиниты; 12 – геологические границы; 13 – разрывные нарушения.

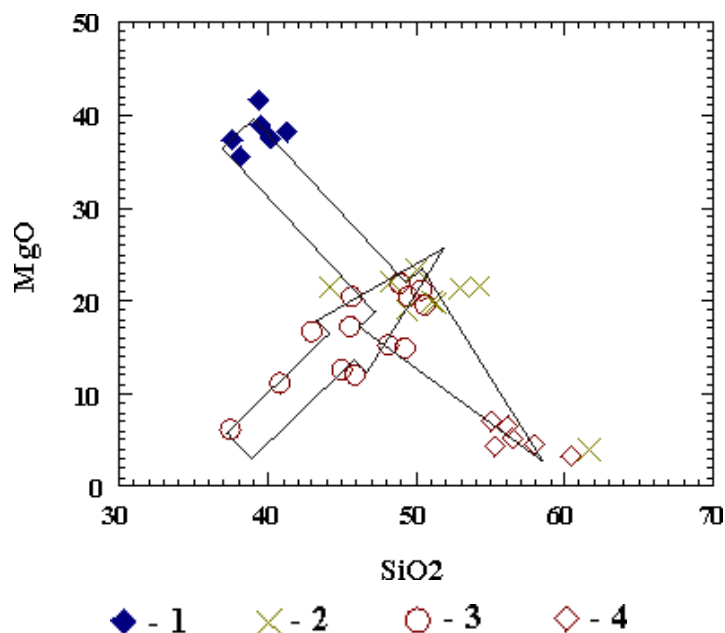


Рис. 4.14. Соотношения MgO-SiO_2 в породах Сагансайрского массива. 1 – серпентиниты, 2 – пироксениты, 3 – метасоматиты по габброидам и пироксенитам, 4 – габброиды.

Сульфидизированные породы характеризуются устойчиво повышенными концентрациями Pt и Pd в районе $0.0n - 0.n$ (до 0.39 г/т суммы Pt+Pd) г/т, вне зависимости от химического состава силикатных пород. Установлено преобладание Pd над Pt в большинстве проанализированных проб, платино-палладиевое отношение имеет значения от 0.09 до 0.28, в единичных пробах отношение достигает 4. Содержания остальных ЭПГ, в частности Ir и Rh имеют значения в первые мг/т, либо ниже предела обнаружения. ЭПГ имеют слабую положительную корреляцию с As (в частности Pd), что может свидетельствовать о присутствии ЭПГ в форме арсенидов или сульфоарсенидов – например сперрилита, холлингвортита и др. Следует отметить, что остальные полуметаллы – Sb, Te присутствуют в низких концентрациях, на уровне первых г/т, либо ниже предела обнаружения анализа. Корреляционных зависимостей ЭПГ с другими рудообразующими компонентами не установлено. Проведенное определение концентраций Pt и Pd в монофракциях пирита показало, что содержания ЭПГ в валовом составе пробы близки, а в некоторых случаях даже выше, чем в пирите (табл. 4.8). Такой характер распределения ЭПГ свидетельствует о наличии минеральной формы платиноидов в рудах. Однако сродство ЭПГ к сульфидам проявлено достаточно отчетливо, поскольку повышенные концентрации ЭПГ приурочены только к сульфидизированным породам.

Таблица.4.8. Сравнительные содержания Au, Pt и Pd в пирите и валовом составе породы.

№ пробы	Содержание в пирите			Валовое содержание		
	Pt	Pd	Au	Pt	Pd	Au
Ос-315	0.12	0.02	0.6	0.03	0.14	<0.05
Ос-318	0.11	0.11	0.05	0.016	0.01	<0.05
Ос-321	0.075	0.007	0.1	0.08	0.01	<0.05
Ос-331	0.22	0.003	0.15	0.023	0.003	<0.05

4.3. Хурай-Жалгинский ультрабазит-базитовый массив

Хурай-Жалгинский ультрабазит-базитовый массив расположен в верховьях руч. Хурай-Жалга, на водоразделе рек Тустук и Улзыта, в юго-восточной части Окинской структурно-металлогенической зоны. Массив представляет собой тело субширотного простирания, размером 4 км на 600 м (рис. 4.15), расположенное в сланцевой толще, сложенной кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-хлорит-амфиболовыми сланцами, с мелкими телами метабазальтов, метагабброидов, а также прослоями известняков, туфопесчаников и углеродистых сланцев. Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, кварц-эпидот-актинолит-амфиболовых пород и серпентинитов, интенсивно раздробленных, с многочисленными тонкими прожилками хризотил-асбеста. Отмечаются также прослои изменённых (амфиболизированных и хлоритизированных) пироксенитов, реликты габброидов и лерцолитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы. В массиве широко распространены протяженные (до 900 м) зоны пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах, а также тела родингитов.

Хурай-Жалгинский массив имеет тектонические контакты с вмещающими сланцами и представляет собой реликт покрова надвинутого на отложения окинской серии. Судя по широкому развитию основных пород (амфиболитов и пироксенитов) и подчиненному количеству гипербазитов (серпентинитов), можно считать, что массив является фрагментом кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации.

Работами Н. Л. Добрецова и Е. В. Склярова (Добрецов и др., 1985, 1989) показано, что толща, вмещающая массив, представленная отложениями окинской серии, метаморфизована в условиях глаукофансланцевой фации и входит в состав Окинского глаукофансланцевого пояса. Пояс протягивается на 100 км при мощности в 5 – 10 км. Возраст метаморфизма оценивается как вендский и соответствует **640** млн. лет (Добрецов и др., 1989).

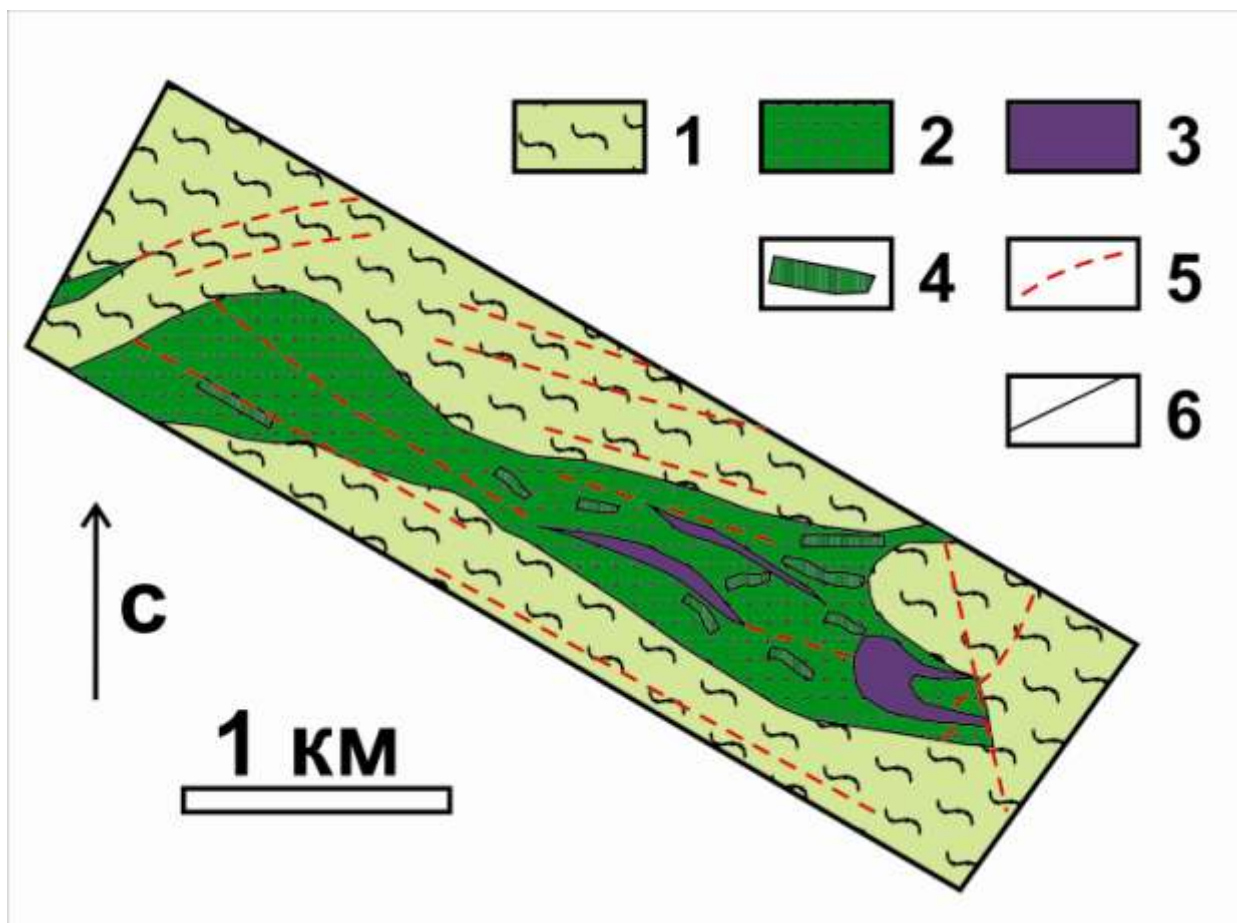


Рис. 4.15. Схема геологического строения Хурай-Жалгинского массива (составлена по материалам ГГП Сосновгеология).

1 – сланцевая толща с глаукофаном и мелкими телами метабазитов; 2 – амфиболиты; 3 – серпентиниты; 4 – зоны пирит-магнетитовой минерализации (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты); 5 – разломы; 6 – геологические границы.

Рудная и благороднометальная минерализация сосредоточена в зонах пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах, сложенных амфиболсодержащими пирит-магнетит-хлоритовыми метасоматитами. На контактах пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов с серпентинитами формируются мелкие тела сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов.

Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты слагают протяженные (до 800 м) зоны и представляют собой интенсивно пиритизированные, магнетитизированные и хлоритизированные амфиболиты темно-зеленого, часто с голубоватым оттенком, цвета, участками рассланцованные и трещиноватые. Иногда содержат значительные количества углеродистого вещества. Породы сложены в основном агрегатом магнезиального хлорита (пеннин-клинохлор) с реликтами амфиболов и значительным количеством магнетита (до 30 об.%), часто проявлена и пиритовая минерализация, вплоть до почти мономинеральных сульфидных руд, реже встречаются эпидот, кварц и клинопироксен. Амфиболы представлены тремя разновидностями, отчетливо различающимися в шлифах: первая –

имеет темно-зеленый, до светло-коричневого цвет, представлена ферричермакитом, вторая – имеет голубой цвет, представлена феррибарруазитом и винчитом и третья, представленная магнезиорибекитом, присутствует в виде оторочек фиолетового цвета. При микрозондовом изучении отдельных зерен амфибола установлено, что от центров к краям зерен увеличивается содержание Na, тогда как Ca и Al – понижаются. Минералы присутствуют в виде вытянутых, реже изометричных зерен, в массе хлорита, в котором отмечаются также реликты клинопироксена и гнезда эпидота. Характерны очковые текстуры пород и ориентированное расположение зерен.

Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. В магнетите отмечаются реликты ильменита. Участками в агрегатах магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения. Среди рудных минералов также обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит.

Рудные минералы приурочены к хлоритовой части пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, тогда как в реликтах амфиболов пирит и магнетит присутствуют лишь в виде единичных прожилков и включений, приуроченных к мелким трещинкам (рис. 4.16). Ориентировка зерен рудных минералов согласна с ориентировкой чешуек хлорита, а также наблюдается корреляция объемных содержаний рудной минерализации с хлоритовой массой. На основе этих данных можно сделать вывод, что формирование минерализации синхронно с кристаллизацией хлорита. Следовательно, подтверждается вывод о том, что пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты являются продуктами более позднего изменения амфиболитов.

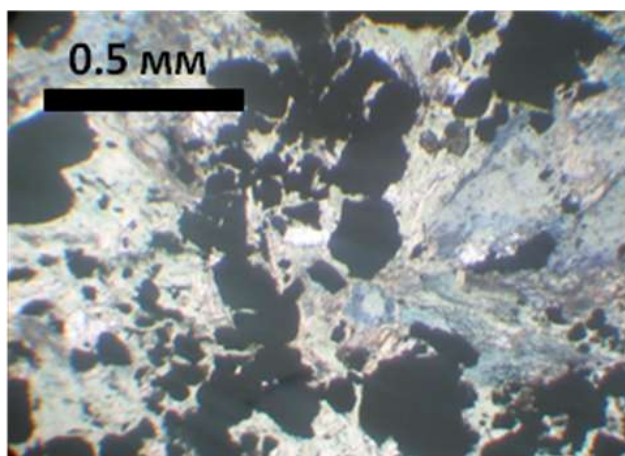


Рис. 4.16. Фотография шлифа пирит-магнетит-хлоритового метасоматита.

Родингиты представляют собой зеленовато-желтые и светло-зеленые интенсивно сульфидизированные породы. Минеральный состав пород изменяется от гранатовых до гранат-хлоритовых и пироксеновых разновидностей. Гранатовые и гранат-хлоритовые родингиты сложены идиоморфными зернами граната (андрадит), в промежутках между которыми встречается хлорит (клинохлор), с редкими реликтами роговой обманки и тремолита. Характерной особенностью пород является широкое развитие сульфидных минералов, которыми сложено до 30% породы (рис. 4.17). Они заполняют пространство между зернами граната (в гранатовых родингитах), либо слагают обильную вкрапленность в хлоритовой массе (в гранат-хлоритовых родингитах) и представлены в основном пиритом и халькопиритом, в подчиненном количестве встречаются магнетит и зигенит. Пирит образует неправильные изометричные зерна, размером до 1.5 мм, халькопирит присутствует в виде прожилков, отдельных зерен и в сростании с пиритом. Зигенит слагает редкие октаэдрические кристаллы. Пироксеновые родингиты сложены в основном диопсидом, замещаемым тремолитом, тальком, серпентином. Они также содержат густую (до 10 об.%) вкрапленность пирита и халькопирита.

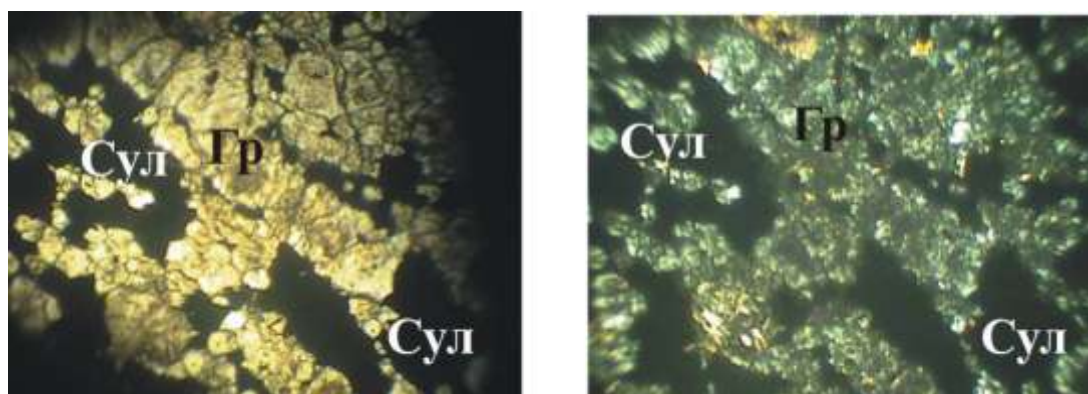


Рис. 4.17 Фотография шлифа гранатового родингита. Видно, что сульфидные минералы (Сул) заполняют промежутки между идиоморфными зернами граната (Гр).

Родингиты в целом характеризуются пониженными содержаниями щелочей (до 0.31 вес.% в сумме), повышено содержание железа, особенно в гранатовых и гранат-хлоритовых (до 29.72 вес.% в сумме), в пироксеновых родингитах повышено содержание магния (до 19.84 вес.%). Породы относительно обеднены кальцием, содержание которого достигает 21.5 вес.% лишь в одной пробе. Это связано, по-видимому, с интенсивной сульфидизацией пород. Из элементов-примесей, характерны повышенные содержания Cu, Pb и Zn.

Содержания благородных металлов в родингитах и вмещающих породах показаны в таблице 4.9. Как видно из таблицы, в метасоматических образованиях массива повышены

содержания платины, палладия, золота и серебра, причем родингиты более обогащены палладием, тогда как пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, содержат повышенные концентрации, как палладия, так и платины. Максимальными содержаниями золота и серебра характеризуются диопсидовые родингиты. Что касается вмещающих пород, то для габброидов и серпентинитов характерно некоторое обогащение Ag при околосреднем содержании остальных благородных металлов. Амфиболиты же имеют минимальные концентрации благородных металлов, не превышающие первых миллиграммов на тонну.

Таблица 4.9. Содержания благородных металлов в рудных метасоматитах и вмещающих породах Хурай-Жалгинского массива (мг/т).

№	№пробы	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Ag
1	Хж-37	60	300	<20	<4	3	4	40	
2	Хж-38	16	50	<5		<1		20	1700
3	Вс-283	13	71	10		<2		38	90
4	Вс-286	18.2	158					40	10
5	Вс-284	5	30	8		<2		1472	60 г/т
6	Вс-285	20	550	50		<2		32	390
7	Хж-10	100	50	5		2			<0.04
8	Хж-13	160	<50	<20	<4	2.5	<4		860
9	Хж-21	100	80	6	<4	3	<4		1100
10	Хж-22	23	41	<20	<4	2	4		
11	Вс-291	30	130	5		<2		10	100
12	Вс-293	100	100	10		<2		200	40
13	Вс-294	20	190	8		<2		10	10
14	Вс-280	7	6.4					20	40
15	Вс-281	5	8.9					20	40
16	Вс-476	32	16	1.6				2.7	11
17	Вс-484	10	21	3				2	440
18	Вс-507	5	3	0.5				3.2	10
19	Вс-509	5	8.2	0.5				2.2	390
20	Вс-512	5	5.3	0.5				5.4	220
21	Вс-514	5	9	0.5				7.8	180
22	Вс-475	45	11	1.6				2.7	-
23	Вс-479	5	4	0.5				3	150

Примечание: 1–4 – гранатые родингиты; 5–6 – пироксеновые родингиты; 7–13 – пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты; 14–15 – амфиболиты; 16–21 – габброиды; 22–23 – серпентиниты. Анализы выполнены в ГИН, ОИГМ СО РАН и ЦНИГРИ, пустая графа – элемент не анализировался.

Распределение золота, платины и палладия в монофракциях пирита и магнетита показывает, что концентрации в сульфидах соответственно выше в 3 раза для Pt и в 10 раз для Pd, чем в магнетите (табл. 4.10). Следовательно, накопление благородных металлов происходит преимущественно в сульфидных минералах.

По конфигурации кривых, нормированных к хондриту C1 (Naldrett, Duke, 1980), видно, что благородные металлы имеют идентичный характер распределения в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах, хотя в диоксидовых родингитах ярче выражены пики и повышено содержание золота (рис. 4.18). Метасоматические породы имеют положительный наклон кривой и характеризуются платино-палладиевой геохимической специализацией.

Таблица 4.10. Содержания Au, Pt и Pd в монофракциях пирита и магнетита (мг/т) из родингитов Хурай-Жалгинского массива.

№ пробы	Au	Pt	Pd
Пирит			
Вс-477	<60.0	321.0	40.0
Вс-493	100.0	46.5	125.0
Вс-494	<60.0	118.0	239.0
Вс-498	<60.0	90.0	154.0
Вс-502	<60.0	437.0	312.0
Вс-511	<60.0	<4.0	26.4
Магнетит			
Вс-477	<60	15.2	1.2
Вс-478	<60	9.2	<1.0
Вс-486	<60	20.0	1.2
Вс-491	<60	26.0	7.6
Вс-492	<60	44.0	2.0
Вс-493	<60	20.0	10.4
Вс-494	<60	26.0	15.2
Вс-494-1	<60	56.0	40.0
Вс-498	<60	19.0	2.2
Вс-502	<60	26.0	12.0
Вс-505	<60	11.2	4.0

Примечание: анализы выполнены в ГИН СО РАН химико-спектральным методом, аналитик Куликова А.Б.

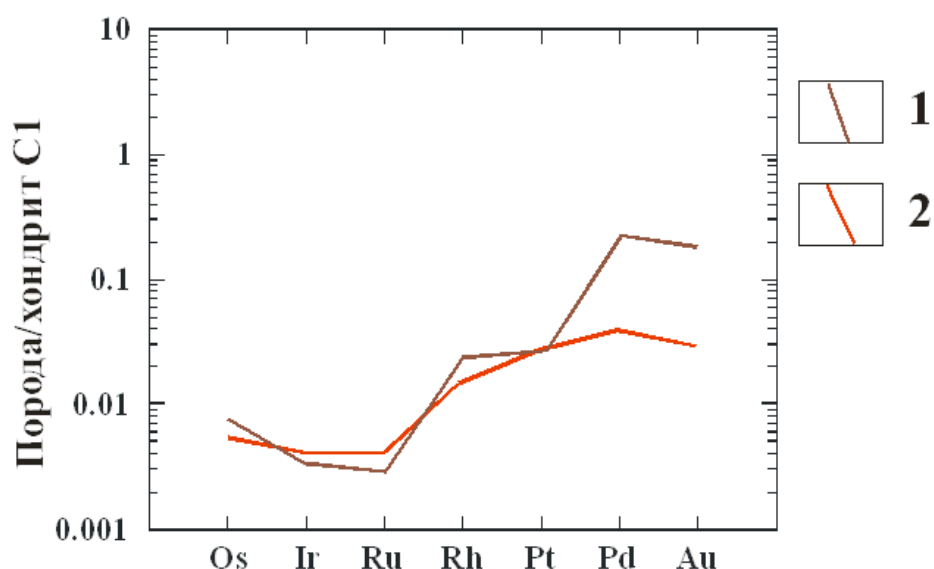


Рис. 4.18. Распределение ЭПГ в гранатовых родингитах (1) и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах (2).

В целом, для измененных гипербазит-базитов характерны повышенные содержания V (до 2675 г/т), Cu (до 3300 г/т), Zn (до 280 г/т), Hg (до 0.17 г/т), Ag (до 60 г/т). Концентрации благородных металлов достигают значений: Au – до 1.47 г/т. Pt – до 5.2. г/т. Pd – до 0.55 г/т.

Минеральные фазы благородных металлов в породах представлены самородным золотом разной пробы, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова (табл. 4.11). Самородное золото образует изометричные или каплевидные выделения, реже сложные срастания гексагональных микрокристаллов. размером 3 – 50 мкм. Содержание ртути и меди в золоте достигает соответственно 24.75 и 10.16 мас.%, проба золота варьирует от 610 до 963. Необычным является состав медистого золота, где содержание серебра достигает 17.64 мас.%, тогда как в большинстве случаев оно не превышает 1–2 мас.%. Подобное содержание серебра в медистом золоте встречается в аргентокупроауриде из норильских руд с содержанием серебра до 19.4 мас.% (Нестеренко. 1991). Другим необычным соединением является интерметаллид золота и олова имеющий состав: $\text{Cu}_3\text{AuHg}_{0.4}\text{Sn}_{0.7}$ – $\text{Cu}_3\text{Au}_{1.8}\text{HgSn}$ с примесью Sb (до 3.64 мас.%), причем в центре и по краям зерна этого минерала наблюдается обогащение тяжелыми элементами (Au, Hg и Sn) (табл. 4.12). Кроме того, в массиве обнаружены минералы Sn – касситерит, интерметаллид Sn и Pb и сульфид Sn.

Из минералов ЭПГ диагностированы теллуриды и арсениды Pt и Pd: сперриллит, мончеит и темагамит (табл. 4.13). Платиноидные минералы слагают гипидиоморфные кристаллы, срастания друг с другом, чаще всего, находятся в виде включений в пирите (рис 4.19).

Таблица 4.11. Химические составы минералов благородных металлов из родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов (мас. %).

Минерал	Au	Ag	Cu	Hg	Pt	As	Сумма
Au высокопробное	95.06	3.95	0.1	0.33			99.44
	96.34	3.99	0.02	0.26			100.61
Au ртутистое	76.56	2.14		20.66			99.36
	65.46	4.27		23.07			92.80
	71.5	2.95	0.09	24.75			99.29
Au медистое	68.47	17.64	10.16	0.04			96.31
Au низкопробное	61.0	39.0					100.00
Сперрилит				0.08	59.01	40.29	99.38

Кристаллохимические формулы ртутистого и медистого золота:

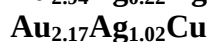
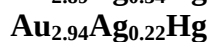
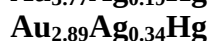
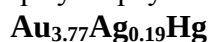


Таблица 4.12. Химический состав Au-Sn минерала.

Часть минерала	Au	Ag	Cu	Hg	Sn	Sb	Сумма
Центр	40.0	0.0	20.07	22.09	13.23	3.64	99.03
Средняя часть	35.40	0.14	33.85	13.24	15.35	1.52	99.50
Край	34.47	0.05	23.91	25.42	13.74	2.0	99.59

Таблица 4.13. Составы платиноидных минералов, выделенных из пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов Хурай-Жалгинского массива.

№ п/п	Fe	Ni	Pt	Pd	Hg	Pb	Te	As	S	Сумма
1	1.07		56.96					41.14		99.16
2	1.19		56.18					41.90	0.75	100.01
3	1.13		56.54					41.45	0.75	99.86
4	1.20		56.96					42.17	0.00	100.34
5	3.22		40.90				55.53			99.65
6	3.57		40.51				55.61			99.69
7	0.67		42.06				59.37			102.10
8			41.69				57.63			99.31
9	0.68	1.13	39.83				59.19			100.82
10	0.73		41.29				58.65			100.67
11	1.35	0.57	40.05			1.39	57.22			100.57
12	1.83	0.81	40.02			0.00	58.15			100.81
13	0.75		39.91				59.15			99.81
14		0.95	39.68				57.39			98.01
15			39.57	1.26			57.27			98.10
16	0.85		38.92	1.10			59.37			100.24
17		1.23	39.72				59.39			100.34
18				36.06	22.39		42.89			101.34

Примечания: 1 – 4 – сперрилит; 5 – 17 – мончеит; 18 – темагамит.

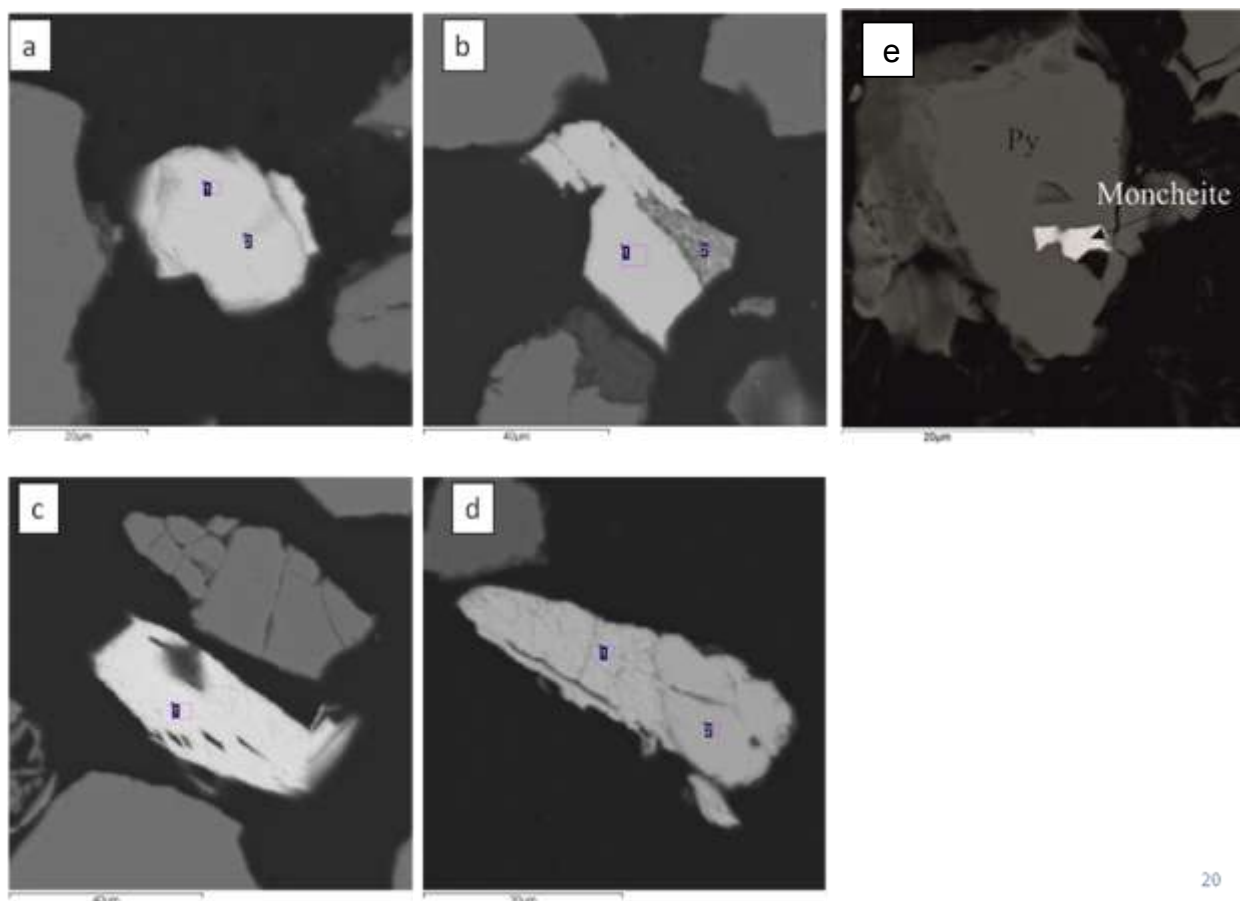


Рис. 4.19. Морфология выделений минералов ЭПГ в пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах: а – сперриллит $PtAs_2$; б - темагамит Pd_3HgTe_3 ; в - мончеит $PtTe_2$; д – срастание мончеита (1) и сперрилита (2); е – включение мончеита в пирите.

4.4. Типизация платиноидного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

В результате проведенных нами исследований, среди изученных проявлений платинометальной минерализации в офиолитах Восточного Саяна можно выделить четыре минералого-геохимических типа оруденения (табл. 4.14):

1. Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, связанных с дунит-гарцбургитовым (реститовым) комплексом офиолитов;
2. Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам;
3. Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах;
4. Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabазитах.

Три из них (2 – 4) относятся к нетрадиционным типам и не имеют аналогов в других регионах, тогда как ЭПГ оруденение, связанное с хромитовыми жилами (телами), в разном объеме, известно в большинстве офиолитовых массивов мира.

Таблица 4.14. Геолого-вещественная характеристика выделенных типов ЭПГ оруденения.

Тип оруденения	Вмещающий субстрат	Морфология рудных тел	Минеральный состав руд	Продуктивные минеральные ассоциации	Содержания благородных металлов	Объекты
Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах	Дунит-гарцбургитовый комплекс офиолитов	Маломощные жилы, прожилки, жильные зоны	Хромщпинелиды	Твердые растворы, арсениды, сулфоарсениды, сульфиды ЭПГ системы Ru-Ir-Os	До первых г/т суммы Ru+Ir+Os	Проявления хромита Ильчирское, Горлык-Гол-Дабан-Жалгинское
Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах	Зоны углеродизации в ультрабазах	Площадные и жилообразные зоны	Широкий спектр минералов некогерентных элементов	Сплавы Pt-Pd состава, самородное золото	Pt – до 1.6 г/т, Pd – до 0.13 г/т, Au – до 2.4 г/т	Район г. Графитовой
Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах	Серпентиниты	Зоны вкрапленной минерализации	Пирит, пентландит, пирротин, халькопирит, борнит, миллерит, зигенит	Сульфиды Fe-Ni-Cu-Co, сперрилит, самородное золото	Pt – до 0.34 г/т, Au – до 0.35 г/т	Рудопроявления Ni, Cu, Co Хушагольское, Контактное, Арлыкское, Борнитовое
Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabazites	Метаморфизованные базит-ультрабазиты	Протяженные зоны вкрапленной пирит-магнетитовой минерализации, мелкие тела сульфидизированных родингитов	Пирит, магнетит, халькопирит	Теллуриды, арсениды Pt и Pd	Pt – до 0.16 г/т, Pd – до 0.55 г/т, Au – до 1.47 г/т	Хурай-Жалгинское проявление ЭПГ

Платиноносные хромититы содержат целую гамму минеральных видов ЭПГ, где преобладают минералы системы Ru-Ir-Os, представленные как твердыми растворами (сплавами), так и соединениями – сульфидами, сульфоарсенидами и др. Кроме того, в рудах, в небольшом количестве присутствуют многочисленные минеральные виды представленные соединениями Pt, а также Rh, Pd, нетипичными для реститовых ультрабазитов. Такие минералы часто находятся в ассоциации с соединениями (арсенидами, сульфоарсенидами) Ni и Co, либо слагают включения или оторочки в неоднородных зернах минералов системы Ru-Ir-Os.

Углеродистые метасоматиты характеризуются крайне неравномерным распределением элементов-примесей, в том числе и благородных металлов. Тем не менее, в ряде случаев в этих породах установлены повышенные концентрации и минеральные формы ЭПГ. Среди платиноидов преобладают сплавы Pt и Pd, хотя реже отмечаются некоторые другие минералы этих элементов, например, масленицковит (антимонид Pt и Pd). В углеродистых метасоматитах обнаружено также самородное золото различной пробы, а также соединения системы Cu-Ag-Au. Характерно практически полное отсутствие минералов системы Ru-Ir-Os. Исключение составляют лишь зоны углеродизации, развивающиеся по ультрабазитам, содержащим жилы хромита. В таких образованиях присутствуют сульфиды, сульфоарсениды и арсениды Ru-Ir-Os.

Сульфидизированные серпентиниты содержат устойчиво повышенные концентрации ЭПГ (преимущественно, Pt) на уровне десятых долей г/т. Среди сульфидных минералов преобладают пирит, пирротин, а также сульфиды Cu, Ni и Co (халькопирит, миллерит, пентландит, зигенит), слагающие, как правило, рассеянную вкрапленность до 3 – 5 об.%. В то же время значимого повышения концентрации Ni и Co в сульфидизированных разностях не отмечается, что говорит о формировании сульфидов за счет перераспределения этих компонентов, без привноса извне. Концентрация платиноидов происходит преимущественно в сульфидной фазе, что обусловлено высоким сродством платиноидов к сульфидным минералам. Собственные минеральные фазы ЭПГ представлены преимущественно арсенидом Pt – сперрилитом, что, наряду с платиноидной геохимической специализацией сульфидных руд, позволяет выделить этот тип оруденения в качестве платинового. Повышенных концентраций золота в сульфидизированных серпентинитах не отмечается, хотя единичные зерна самородного золота присутствуют в ассоциации с пентландитом.

Сульфидизация лиственитов к существенному обогащению пород платиноидами не приводит, однако отмечается некоторое накопление золота. В то же время, появление

рудоносных лиственитов отчетливо приурочено к экзоконтактам гранитоидных интрузивных тел, внедренных в ультраосновные породы.

Платиноидное оруденение в глаукофансодержащих метаморфизованных базит-ультрабазитах локализуется в зонах пирит-магнетитовой минерализации, среди амфиболитов, а также в мелких телах сульфидизированных родингитов. Руды имеют Pt-Pd геохимическую специализацию, где содержания Pt и Pd достигают 0.1 и 0.55 г/т соответственно. Минеральные фазы ЭПГ представлены арсенидами и теллуридами Pt и Pd (сперрилит, мончеит, темагамит, меренскиит). Кроме платиноидов в рудах присутствуют минералы золота, представленные как высокопробным самородным золотом, так и соединениями систем Au-Cu-Hg-Sn, Au-Hg, Au-Cu. Содержания золота в отдельных пробах достигают 1.5 г/т.

Здесь следует отметить, что минералы золота фиксируются практически во всех изученных проявлениях платинометальной минерализации, однако значимо повышенные концентрации золота отмечаются в глаукофансодержащих metabазитах и сульфидизированных лиственитах.

Основные выводы по главе 4:

1. Все известные проявления платиноидной минерализации связаны с выходами пород офиолитового комплекса.
2. В офиолитах Восточного Саяна выделено четыре минералого-геохимических типа платиноидного оруденения: Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах, Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах, Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabазитах.
3. Все выявленные типы платиноидного оруденения содержат и золоторудную минерализацию.

Глава 5. Возрастные этапы и геодинамические обстановки процессов благороднометального рудообразования

Юго-восточная часть Восточного Саяна представляет собой складчатую область, основные этапы докайнозойского развития которой охватывают промежуток от неоархея до позднего палеозоя (табл. 5.1). Мезозойские породы в регионе практически отсутствуют. Лишь в кайнозое проявлен этап тектоно-магматической активизации, в ходе которого происходили процессы орогенеза и излияния покровных базальтов. Коренного благороднометального оруденения в связи с кайнозойскими породами не установлено, поэтому в рамках данной работы они не рассматриваются.

Как показано в главе 2, история региона начинается с архейского времени, когда происходило формирование фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. Фрагменты этого фундамента обнажаются в виде так называемых архейских «глыб» - Гарганской, Бутугольской. Имеющиеся возрастные датировки варьируют в интервале 2000 – 3240 млн. лет. Последняя U-Pb датировка имеет значение 2700 млн. лет (Анисимова и др., 2009). Согласно современной геохронологической шкале, такой возраст отвечает неоархею. Самые молодые возраста известные в регионе (315 – 285 млн. лет), имеют тектониты по метаморфическим породам, появление которых связывается с позднепалеозойским сдвиговым этапом.

История возникновения благороднометальной минерализации в регионе связана с раскрытием Палеоазиатского океанического бассейна, поскольку оруденения, синхронного с доокеаническими литокомплексами не установлено, несмотря на то, что архейские гнейсы и амфиболиты характеризуются повышенной золотоносностью (Гребенщикова, Шмотов, 1997). Благороднометальное оруденение локализованное в архейских породах и представленное месторождениями золото-кварцевого минерального типа – Пионерское, Барун-Холбинское и др., связано с палеозойскими аккреционно-коллизионными событиями, происходящими намного позже, чем собственно формирование гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев.

Полученные нами данные, а также анализ опубликованных материалов о возрасте благороднометального оруденения и вмещающих его комплексов позволяют выделить **пять главных возрастных этапов благороднометального рудообразования**: неопротерозойский океанический, неопротерозойский островодужно-обдукционный, раннепалеозойский островодужный, раннепалеозойский аккреционно-коллизионный (орогенный) и позднепалеозойский сдвиговый (рис. 5.1).

Таблица 5.1. Сопоставление имеющихся возрастных датировок пород и руд юго-восточной части Восточного Саяна.

Объект	Возраст, млн. лет	Примечания
Фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента	2700 (гнейсограниты Гарганской «глыбы»)	(Анисимова и др., 2009)
Офиолиты Дунжугурской островной дуги	1034 1022	(Кузьмичев, Ларионов, 2013; Khain et al., 2002)
Таинское месторождение	852.9±10 (граниты) 860 (руды)	U-Pb по циркону (наши данные) Re-Os по молибдениту (Mironov et al., 2005)
Офиолиты Шишхидской островной дуги	812.3±7.3 501.1±16 800	U-Pb по цирконам из габбро Краевые части зерен циркона (наши данные) (Kuzmichev et al., 2005)
Гранитоиды сумсунурского комплекса	788.2±7.1 790	U-Pb по циркону (наши данные) (Кузьмичев, 2004)
Метаэффузивы сархойской серии	782±11	(Кузьмичев, Ларионов, 2011)
Окинская аккреционная призма (окинская серия)	736 - 757	(Kuzmichev, 2015)
Чехол Тувино-Монгольского микроконтинента	600 – 520 (карбонаты боксонской серии)	(Вишневская, Летникова, 2013)
Черные сланцы с пирротинowymi рудами	709 (возраст метаморфизма)	(Посохов и др., 1994), Rb-Sr по валу
Глаукофановые сланцы	640 (возраст метаморфизма)	(Геология и рудоносность..., 1989), Rb-Sr по валу
Хорингольское и Сагангольское проявления	528.5±6 (граниты) 537±15 (березиты)	U-Pb по циркону Rb-Sr по валу (наши данные)
Пограничное рудопроявление	497.8±4.1 (граниты) 537±11 (околорудные грейзены)	U-Pb по циркону K-Ar по мусковиту (наши данные)
Туманное рудопроявление	533±5.8 (граниты) 439.4±3.5 (кварцевые жилы)	U-Pb по циркону Ar-Ar по мусковиту (наши данные)
Коневинское месторождение	497.7±3.9 (граниты) 324 (дайки)	U-Pb по циркону Ar-Ar по валу (наши данные)
Габбро-сиенитовая серия (хужиртайгорхонский комплекс)	460 - 485	(Скопинцев и др., 2016ф)
Гранитоиды урикского и сархойского комплекса	460	(Кузьмичев, 2004; Скопинцев и др., 2013ф)
Пионерское месторождение	421.9±3.1 (руды)	Ar-Ar по слюдам (наши данные)
Зун-Холбинское	452 – 508 (дайки) 454 – 465 (руды) 353.9 – 386.4 (руды)	(Рассказов и др., 2001) (Посохов и др., 1994) Ar-Ar по слюдам и серициту (наши данные)
Зун-Оспинское месторождение	352.3±2.9	Ar-Ar по слюдам (наши данные)
Щелочные породы огнитского комплекса	311 - 312 295	(Скопинцев и др., 2016ф) (Ярмолук и др., 2011)
Тектониты по метаморфическим породам	285 - 315	(Буслов и др., 2009)

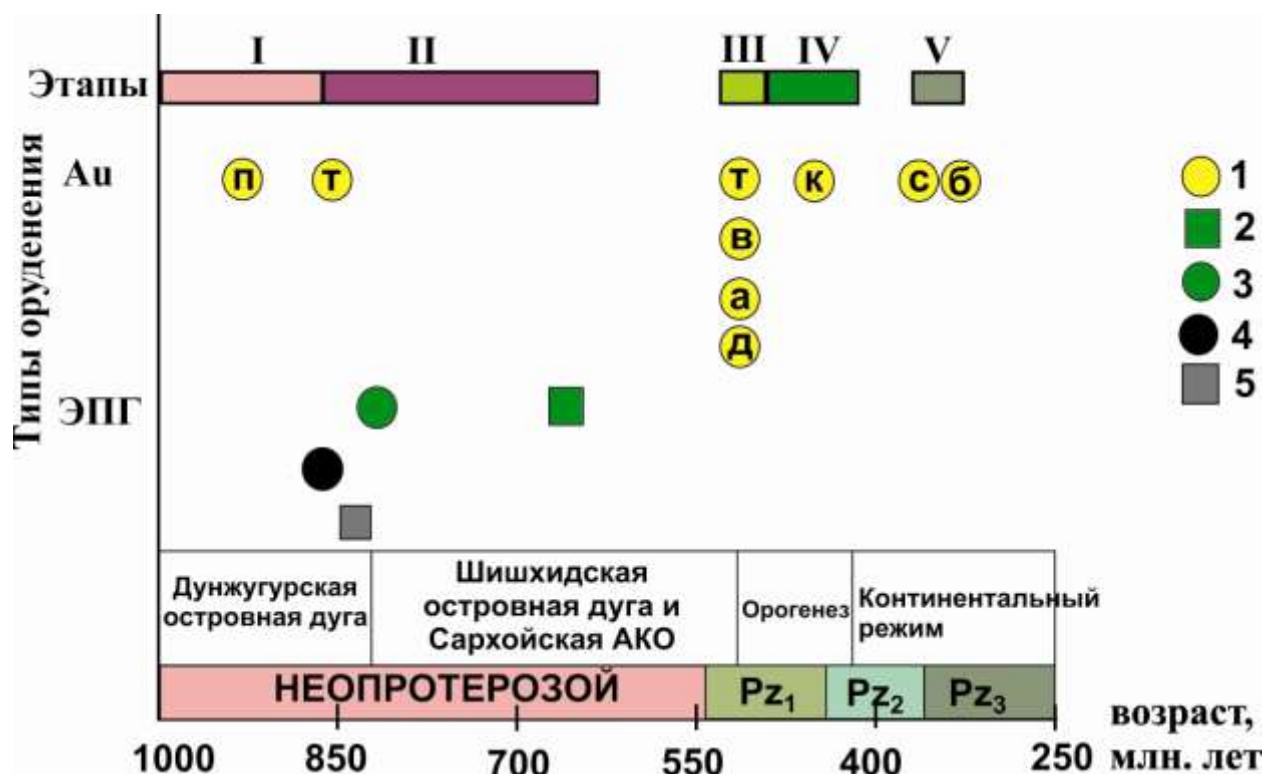


Рис. 5.1. Распределение этапов благороднометалльного рудообразования и типов оруденения юго-восточной части Восточного Саяна на шкале геологического времени. Этапы: I – неопротерозойский океанический, II – неопротерозойский островодужно-обдукционный, III – раннепалозойский островодужный, IV – раннепалеозойский аккреционно-коллизионный (орогенный), V – позднепалеозойский сдвиговый. Типы оруденения: 1 – золотое: п – золото-пирротиновый, т – золото-теллуридный, в – золото-висмутовый, а – золото-антимонитовый, д – золото-тетрадимитовый, к – золото-кварцевый, с – золото-полисульфидный, б – золото-блеклорудный; 2 – Pt-Pd в метаморфизованных базит-ультрабазитах; 3 – Pt в сульфидизированных серпентинитах; 4 – Pt-Ru-Ir-Os в хромититах; 6 – Pt-Pd в углеродистых метасоматитах.

5.1. Неопротерозойский океанический этап

Неопротерозойский океанический этап связан с формированием пород офиолитовой ассоциации Ильчирской и Боксон-Харанурской ветвей, содержащих платиноносные хромититы, в пределах Дунжугурской энсиматической островной дуги (рис. 5.2). С офиолитами ассоциируют и глубоководные гидротермально-осадочные сульфидные руды, выделяемые в качестве золото-пирротинового минерального типа. Офиолиты указанных ветвей являются наиболее древними в Центрально-Азиатском складчатом поясе с возрастом более 1022 - 1034 млн. лет (см. табл. 5.1). На стадии частичного плавления мантии и становления реститового комплекса, происходило формирование хромитовых жил и прожилков и накопление в них ранних парагенезисов ЭПГ.

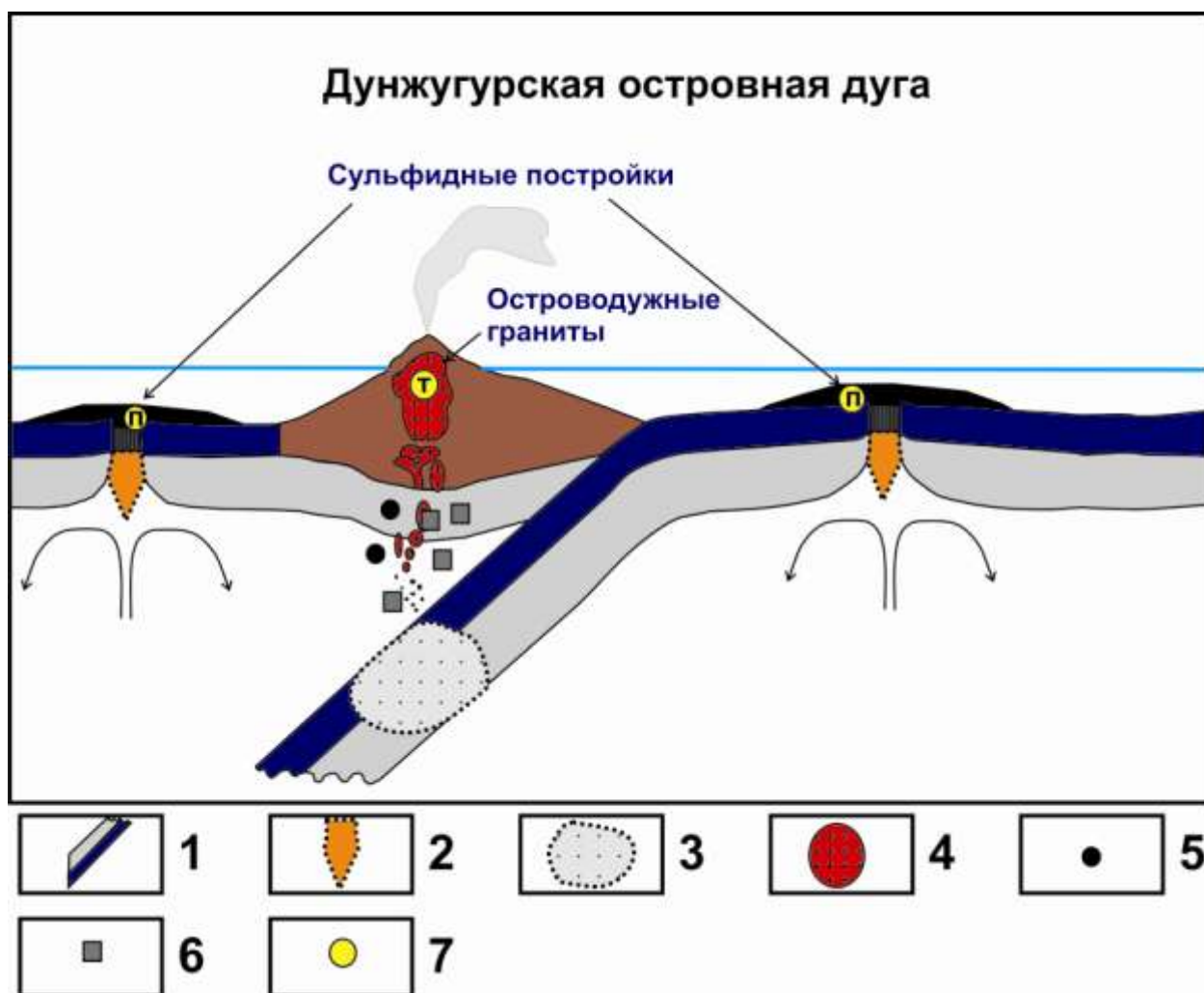


Рис. 5.2. Палеогеодинамическая реконструкция на период 1000 – 850 млн. лет: Дунжугурская островная дуга. 1 – океаническая кора и верхняя мантия; 2 – плавление океанической литосферы в зоне спрединга; 3 – плавление субдуцирующего слэба; 4 – островодужные граниты; 5-7 – положение благороднометального оруденения: 5 – хромититы с Ru-Ir-Os минерализацией; 6 – углеродистые метасоматиты с Pt-Pd минерализацией; 7 – проявления золота разных минеральных типов: т – золото-теллуридный; п – золото-пирротинный.

Как показали минералого-геохимические исследования платиновых минералов, парагенезисы сплавов Pt-Ru-Ir-Os состава представляют собой реликты примитивных мантийных ассоциаций платиновых металлов, появляющихся близодновременно с кристаллизацией хромшпинелидов. Последующие преобразования минералов ЭПГ происходили на позднемагматической стадии, где первичные сплавы замещались сульфоарсенидами и сульфидами ЭПГ, а также формировались зональные зерна соединения ЭПГ с такими металлами как Ni, Fe. Возраст первичного Ru-Ir-Os оруденения соответствует возрасту офиолитов, т.е. более 1 млрд. лет. Этим же периодом времени

датируется и накопление первичных металлоносных осадков, формирование которых происходило на всех этапах эволюции Палеоазиатского океана, до его закрытия.

5.2. Неопротерозойский островодужно-обдукционный этап

В этот возрастной этап, в небольших масштабах происходило формирование плутоногенно-гидротермального оруденения золото-теллуридного минерального типа в связи с древними островодужными гранитоидами (см. рис. 5.2). Возраст вмещающих оруденение гранитоидов, определенный U-Pb методом, показал значение 852.9 млн. лет (см. главу 3). Близкий возраст получен Re-Os методом по молибдениту из рудной жилы – 860 млн. лет, что, с учетом погрешности аналитических методов, свидетельствует о синхронности магматического и рудообразующего процессов. В настоящее время, островодужные гранитоиды, вместе с офиолитами входят в состав аллохтонных пластин, надвинутых на образования Тувино-Монгольского микроконтинента. Возраст островодужных гранитоидов подтверждает длительное существование Дунжугурской островной дуги на протяжении более чем 200 млн. лет, что ранее было обосновано А. Б. Кузьмичевым и А. Н. Ларионовым (2013). Малая распространенность древних проявлений рудоносного островодужного магматизма связана, возможно, с тем, что так же, как и офиолиты, большая часть магматических комплексов древней Дунжугурской островодужной системы до настоящего времени не сохранилась.

На поздней стадии развития Дунжугурской островодужной системы и в ходе обдукции офиолитов, происходила трансформация минеральных ассоциаций ЭПГ в хромититах с появлением сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов платиновых металлов. В это же время, происходила углеродизация ультрабазитов. Так, полученные U-Pb датированием цирконов возрастные рамки процесса углеродизации (825 – 796 млн. лет) совпадают с возрастом конечной стадии развития Дунжугурской островной дуги, что позволяет отнести этот тип оруденения к неопротерозойскому островодужному этапу.

На рубеже около 800 млн. лет произошла обдукция Дунжугурских офиолитов, обусловившая дальнейшие преобразования первичной платиноидной минерализации при массовой серпентинизации ультрабазитов. В ходе серпентинизации формировались Pt-Pd сплавы с Cu, Fe, Ni и соединения Ni-As в хромитовых рудах. Сами серпентиниты были подвержены сульфидизации, в результате чего, происходило обогащение сульфидизированных разностей платиной и, в меньшей степени, золотом. Дальнейшая эволюция благороднометалльных рудообразующих систем связана с завершением развития

Дунжугурской островной дуги и становлением Сархойской активной окраины и Шишхидской островной дуги в позднем неопротерозое (рис. 5.3).

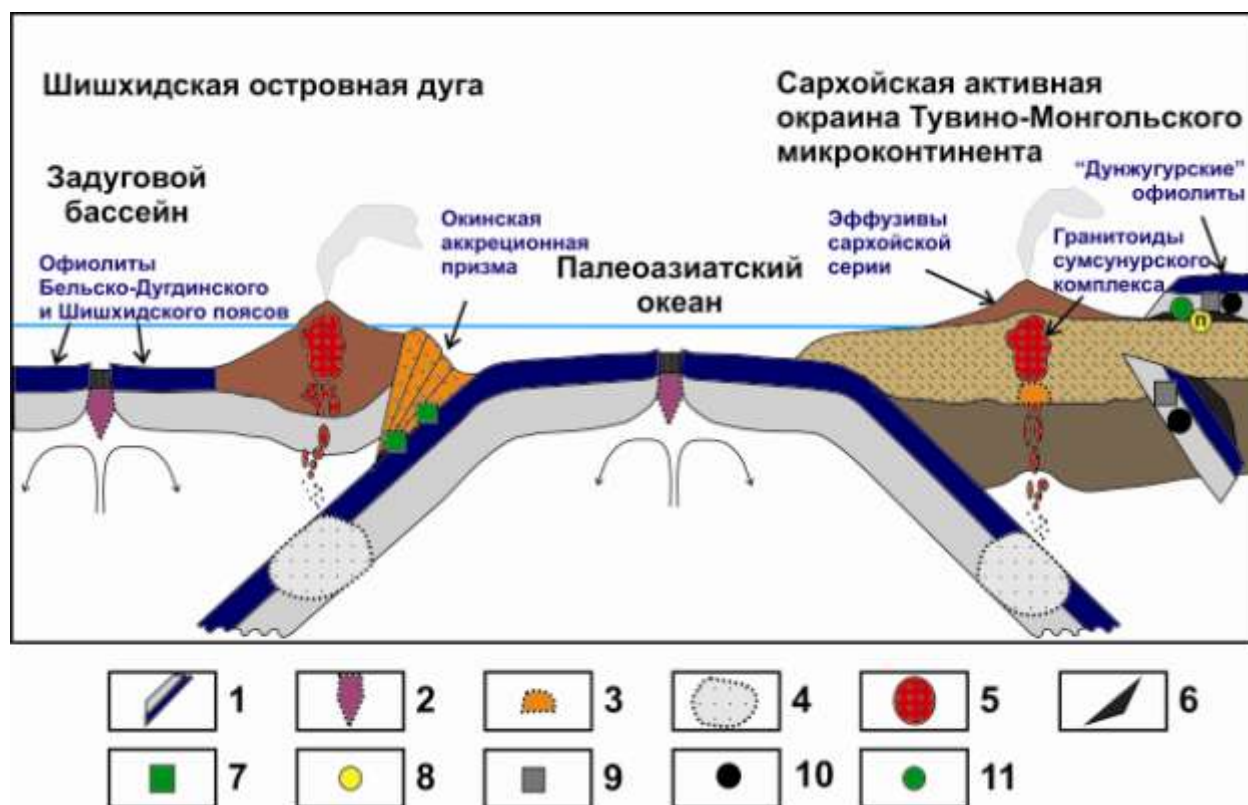


Рис. 5.3. Палеогеодинамическая реконструкция на период 800 – 700 млн. лет: Шишхидская островная дуга и Сархойская активная континентальная окраина. 1 – океаническая кора и верхняя мантия; 2 – плавление океанической литосферы в зоне спрединга; 3 – плавление верхней коры; 4 – плавление субдуцирующего слэба; 5 – надсубдукционные граниты; 6 – фрагменты первичных сульфидных руд; 7-10 – положение благороднометалльного оруденения: 7 – метаморфизованные в высокобарических условиях базит-ультрабазиты с Pt-Pd оруденением; 8 – проявления золота разных минеральных типов: п – золото-пирротиновый. 9 – углеродистые метасоматиты с Pt-Pd минерализацией; 10 – хромититы с Ru-Ir-Os минерализацией; 11 – сульфидизированные серпентиниты с Pt минерализацией.

Имеющиеся данные по возрасту породных ассоциаций этих комплексов свидетельствуют об их близодновременном существовании в разных частях Палеоазиатского океана. Так, геохимические характеристики офиолитов Бельско-Дугдинского и Шишхидского поясов свидетельствуют об их формировании в задуговом бассейне (наши данные; Kuzmichev, 2015), тогда как образования Сархойской активной континентальной окраины, прежде всего эффузивы сархойской серии, являются продуктами развития окраины андийского типа (Кузьмичев, Ларионов, 2011).

Появление платинометального оруденения в метаморфизованных базит-ультрабазитах связывается с преобразованиями фрагментов надсубдукционных офиолитов Бельско-Дугдинского пояса. Формирование этих офиолитов связано с появлением Шишхидской островной дуги. Возраст офиолитов, обрамляющих образования аккреционной призмы, и встречающихся, в том числе, в виде отдельных блоков внутри этих образований, получен нами U-Pb методом по циркону и соответствует 806 млн. лет. Близкий возраст в 800 млн. лет получен А. Б. Кузьмичевым и др. (Kuzmichev et al., 2005) для офиолитов Шишхидского пояса в Северной Монголии.

Многие признаки указывают на то, что появление благороднометальной минерализации в метаморфизованных базит-ультрабазитах, связано с субдукцией и последующей эксгумацией офиолитовых блоков в ходе аккреционно-коллизийных событий. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма, с которым связывается появление благороднометального оруденения, оценивается в 640 млн. лет (Геология и рудоносность..., 1989), что также соответствует позднему неопротерозою. Поскольку глаукофановые сланцы отражают наличие субдукционной обстановки, эта датировка позволяет оценить верхнюю возрастную границу существования Шишхидской островодужной системы как не древнее чем 640 млн. лет.

Появление золотого оруденения на поздненеопротерозойском этапе эволюции Дунжугурской островодужной системы связано с метаморфизмом первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд, отлагавшихся в океаническом бассейне. Метаморфизм этих осадков привел к пирротинизации пирита, выносу таких элементов как Pb, Zn и Cu, частично Au, перераспределению и концентрации части золота в пирротиновых рудах и формированию объектов золото-пирротинового минерального типа, широко распространенных в пределах выходов пород офиолитового комплекса Восточного Саяна. Возраст оспинской свиты, вмещающей сульфидные тела, сопоставим с возрастом офиолитов. Имеющаяся Rb-Sr датировка пирротинсодержащих углеродистых сланцев ильчирской толщи, развитых в пределах Зун-Холбинского месторождения – 709 ± 75 млн. лет (Посохов и др., 1994), по всей вероятности, отражает возраст метаморфизма.

5.3. Раннепалеозойский островодужный этап

Следующий этап формирования золотого оруденения – раннепалеозойский островодужный, связан с поздними стадиями эволюции Шишхидской островной дуги и Сархойской активной континентальной окраины. Этот этап характеризуется широким

развитием гранитоидного магматизма во всей Алтае-Саянской складчатой области. Не стала исключением и её юго-восточная часть. Раннепалеозойские гранитоиды, слагающие таннуольский, сархойский и урикский интрузивные комплексы наиболее распространены среди гранитоидных пород региона. Считается, что раннепалеозойские гранитоиды Алтае-Саянской складчатой области были сформированы в островодужной и последующей аккреционно-коллизийной геодинамических обстановках, граница между которыми датируется промежутком – 520 – 510 млн. лет – граница раннего и среднего кембрия (Руднев, 2013).

В связи с раннепалеозойскими гранитоидами формируется плутоногенно-гидротермальное золотое оруденение разных минеральных типов – золото-теллуридного, золото-висмут-сульфосольного, золото-антимонитового и золото-тетрадимитового, особенности состава которых рассмотрены в главе 3. На основе U-Pb датирования золотоносных гранитоидов выявлено две возрастных группы – с возрастом около 530 млн. лет и с возрастом около 500 млн. лет. Причем гранитоиды, относимые к единому таннуольскому комплексу, близкие по геохимическим характеристикам и соответствующие гранитам, сформированным в обстановке активной континентальной окраины показывают вариации возраста от 497.7 до 533 млн. лет. Относительно древние граниты вмещают золото-антимонитовый минеральный тип оруденения (рудопоявление Туманное), тогда как гранитоиды с возрастом 497 млн. лет продуцируют золото-тетрадимитовый минеральный тип (месторождение Коневинское). Практически такой же возраст – 497.8 млн. лет установлен в коллизийных гранитах, вмещающих золото-висмут-сульфосольное проявление Пограничное, и относимых к сархойскому интрузивному комплексу. Здесь следует отметить пространственную разобщенность этих разновозрастных гранитов и их приуроченность к разным структурно-металлогеническим зонам. Островодужные граниты, продуцирующие золото-теллуридный минеральный тип оруденения (проявления Хорингольское и Сагангольское), имеют возраст 528.5 млн. лет.

Таким образом, указанный возрастной интервал 530 – 500 млн. лет можно считать этапом формирования плутоногенно-гидротермального золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна. Исходя из возрастных данных, полученных по офиолитам, сформированным в ходе развития разновозрастных островодужных систем, океанический бассейн, граничащий с Тувино-Монгольским микроконтинентом, существовал достаточно длительное время. Общий интервал формирования палеоостроводужных комплексов оценивается как 1034 – 500 млн. лет.

5.4. Раннепалеозойский аккреционно-коллизионный (орогенный) этап

U-Pb датировки краевых частей зерен циркона из пород Ехэ-Шигнинского офиолитового массива имеют значения около 500 млн. лет, что позволяет выделить на этом рубеже некое тектоническое событие, интерпретируемое в качестве аккреционно-коллизионного этапа, связанного с закрытием океанического бассейна и аккрецией островодужных комплексов Шишхидской дуги к окраине Тувино-Монгольского микроконтинента (рис. 5.4).

Такой же возраст (500 млн. лет) имеют коллизионные граниты, развитые в краевой части Тувино-Монгольского микроконтинента, что подтверждает возраст аккреционно-коллизионных событий в регионе. Таким образом, верхняя граница существования Шишхидской и островной дуги и Сархойской континентальной окраины оценивается как не моложе 500 млн. лет, и, по-видимому, близка к ранее полученной оценке возраста границы завершения островодужного этапа и начала коллизионного – 510 млн. лет (Руднев, 2013). Близкий возраст (508 – 452 млн. лет) имеют дайки холбинского(?) комплекса (Рассказов и др., 2001), что позволяет связать их внедрение с процессами орогенеза.

Тектонические события этого этапа являются результатом коллизии Тувино-Монгольского с Сибирским континентом и аккреции многочисленных островодужных и окраинно-континентальных комплексов, в ходе которых происходили неоднократные тектонические подвижки и формирование мощных деформационных зон (shear zones). Этот процесс привел к кратонизации юго-восточной части Восточного Саяна и установлению континентального режима в регионе.

На аккреционно-коллизионном этапе произошло формирование месторождений золото-кварцевого минерального типа. Указанные объекты приурочены к зонам дробления, локализованным в архейских породах фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента, однако, возрастной диапазон формирования оруденения оценивается в 465 – 421 млн. лет, согласно Rb-Sr и Ar-Ar датировкам березитов, оруденелых тектонитов и слюд из рудных кварцевых жил Зун-Холбинского и Пионерского месторождений. Здесь следует отметить, что золоторудные месторождения практически всегда пространственно сближены с выходами пород офиолитового комплекса. Возраст гранитоидов сумсунурского комплекса, пространственно ассоциирующих с крупными золоторудными месторождениями, имеет значения около 790 млн. лет и значительно отличается от возраста рудных образований, что отрицает возможность происхождения золотого оруденения в связи с влиянием гранитоидного магматизма.

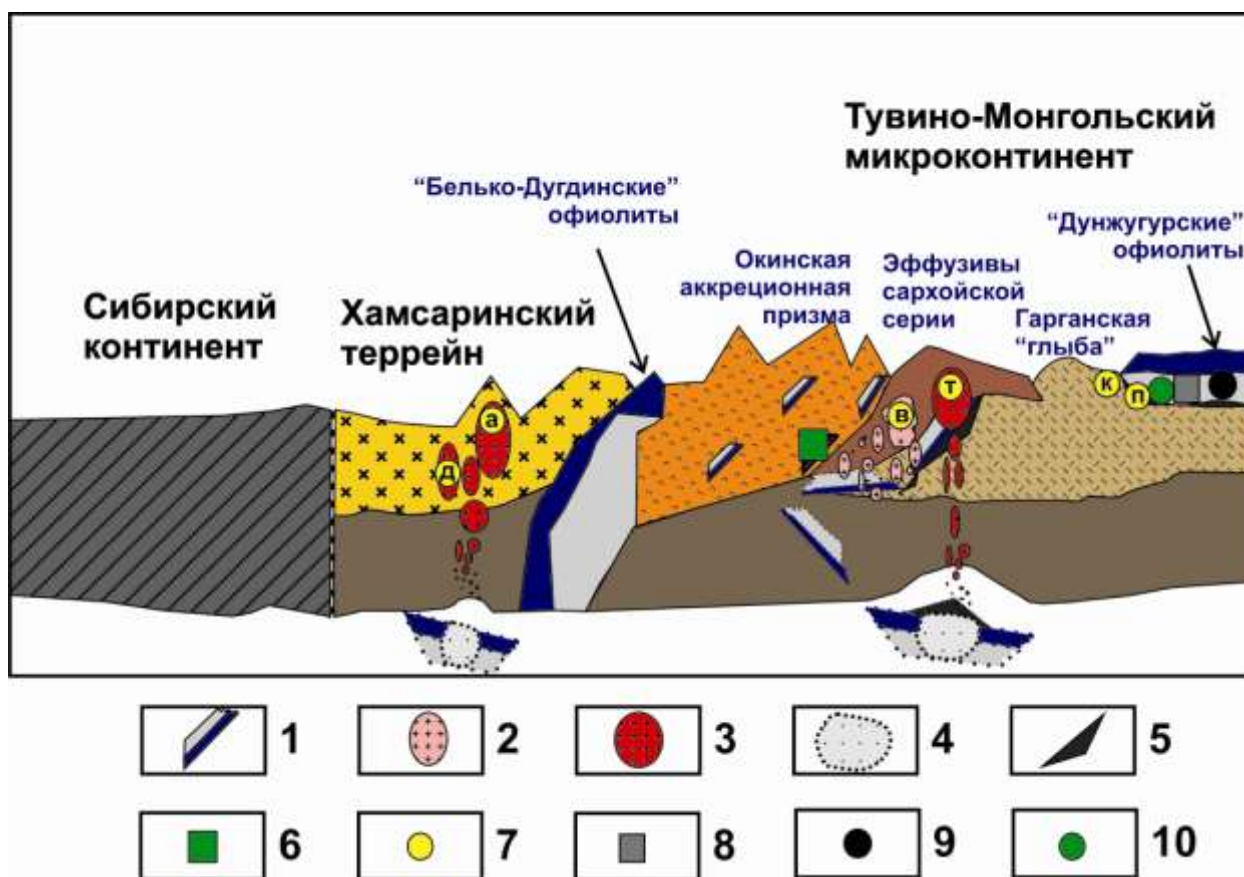


Рис. 5.4. Палеогеодинамическая реконструкция на период около 500 млн. лет: аккреционно-коллизийные события. 1 – фрагменты океанической коры; 2 – коллизийные гранитоиды; 3 – надсубдукционные гранитоиды; 4 – плавление субдуцированной океанической коры; 5 – фрагменты сульфидных построек; 6-9 – положение благороднометаллического оруденения: 6 – метаморфизованные в высокobarических условиях базит-ультрабазиты с Pt-Pd оруденением; 7 – проявления золота разных минеральных типов: п – золото-пирротинный, к – золото-кварцевый, т – золото-теллуридный, в – золото-висмут-сульфосольный, а – золото-антимонитовый, д – золото-тетрадимитовый; 8 – углеродистые метасоматиты с Pt-Pd минерализацией; 9 – хромититы с Ru-Ir-Os минерализацией; 10 – сульфидизированные серпентиниты с Pt минерализацией.

5.5. Позднепалеозойский внутриплитный этап

На позднепалеозойском внутриплитном этапе тектонической эволюции региона выделяется две стадии – ранняя сдвиговая и поздняя сдвигово-рифтогенная.

Девон-раннекарбоновые (380 – 350 млн. лет) изотопные возраста месторождений золото-полисульфидного минерального типа отражают завершающий этап формирования орогенного золотого оруденения, в ходе которого завершилось становление рудовмещающих тектонических зон – меланжа, дробления и милонитизации, заложенных на раннепалеозойском этапе. Позднепалеозойский этап связан со сдвиговыми деформациями, проявленными в это время, в пределах всего Центрально-Азиатского

складчатого пояса, и обусловленными коллизией Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов (Буслов, 2011). Связь месторождений Урик-Китойской золоторудной зоны со сдвиговыми структурами отмечается как в геологическом положении рассматриваемых месторождений, так и на космофотоснимках (Жмодик и др., 2006₂). Однако здесь возникает вопрос о соотношении золотого оруденения с указанными тектоническими процессами.

На крупнейшем в регионе Зун-Холбинском месторождении, все промышленные рудные тела, представляющие собой кварц-сульфидные жилы и зоны прожилкования, а также золотоносные сульфидные тела (минерализованные зоны), локализируются в участках проявления диноаметаморфизма – зонах рассланцевания, дробления и милонитизации. Они содержат реликты первичных слоисто-полосчатых руд. Зун-Оспинское золоторудное месторождение также целиком залегает в зоне тектонического меланжа, приуроченного к сдвиговой структуре. Практически все золото-кварцевые и золото-полисульфидные месторождения региона локализируются в зонах милонитизации и характеризуются близким вещественным составом оруденения, где в кварцевых жилах преобладают сульфиды Fe, Pb, Zn, Cu. Максимальная концентрация сульфидных минералов (и золота) приурочена к участкам интенсивной тектонической переработки пород. Это говорит о перекристаллизации первичных руд при динамометаморфизме в условиях водонасыщенности системы (широкое развитие таких минералов как серицит, мусковит, фуксит и др.). Такая переработка руд не могла не оказать влияние на распределение золота. Так, обособление кварцевых жил происходило в локальных участках падения давления – разрывах при формировании дуплексных структур, либо в трещинах различного генезиса (Феофилактов, 1992).

Подобные структурные элементы характерны для орогенных золоторудных месторождений, формирующихся в ходе аккреционно-коллизионных событий и часто приуроченных к сдвиговым зонам (Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015).

Сдвигово-рифтогенная стадия характеризуется дальнейшим развитием сдвиговых деформаций, сопровождающихся небольшим объемом дайкового магматизма, датируемого поздним карбоном (324 млн. лет.). С этой стадией связано формирование месторождений золото-блеклорудного минерального типа. Связь месторождений этого типа с дайками установлена как по частой пространственной ассоциации, так и по близости их геологического возраста. Относительный карбоновый возраст даек определен и в Ильчирской структурно-металлогенической зоне, по прорыванию ими конгломератов сагансайрской свиты ($D_2 - C_1$). Ar-Ar датирование аналогичных даек, развитых в рудном

поле Коневинского золоторудного месторождения показало значение 324 млн. лет, соответствующее позднему карбону, что согласуется с геологическими данными. Дайки вблизи Коневинского месторождения непосредственно вмещают кварц-блеклорудные жилы с золото-ртутным оруденением и продуцируют также позднюю эпитермальную Hg-Te ассоциацию в рудах. Карбонатные конгломераты сагансайрской свиты также содержат аналогичное по составу оруденение золото-блеклорудного минерального типа, что позволяет определить геологический возраст оруденения как не древнее нижнего карбона, хотя аналогичное оруденение развито и в более древних карбонатных отложениях. На ряде месторождений (Динамитное, Зеленое) присутствие даек отмечается визуально, хотя часть объектов (Южное, Сагансайрское) и не имеет видимой связи с магматическими образованиями, но их наличие предполагается по некоторым признакам.

Таким образом, позднепалеозойский этап формирования золотого оруденения продолжался в интервале 380 – 325 млн. лет. Этап можно разделить на две стадии: сдвиговую (380 – 350) и сдвигово-рифтогенную (около 325 млн. лет). Первая стадия связана с региональными крупноамплитудными сдвиговыми деформациями, проявившимися вдоль всей южной окраины Сибирского континента. Эти деформации связываются со столкновением Казахстано-Байкальского составного континента с Сибирским кратоном (Буслов, 2011). Завершающая сдвигово-рифтогенная стадия позднепалеозойского этапа характеризуется тем, что наряду со сдвиговыми деформациями, в регионе, в небольших масштабах были проявлены процессы внутриплитного магматизма рифтогенной природы, с внедрением даек относимых к холбинскому комплексу. Проявления дайкового магматизма обусловили появление мелких месторождений и рудопроявлений золото-блеклорудного минерального типа. Временной интервал дайкового магматизма совпадает с началом становления гигантского Ангаро-Витимского батолита на сопредельной (в современных координатах) территории Западного Забайкалья (Цыганков и др., 2010; Ярмолюк и др., 1997).

5.6. Основные этапы геодинамического развития региона

Исходя из полученных данных, основные этапы геодинамической эволюции юго-восточной части Восточного Саяна и место в ней благороднометального оруденения представляются следующим образом:

1100 – 800 млн лет – Дунжугурская островная дуга. В период более 1034 млн. лет произошло раскрытие Палеоазиатского океана, в пределах которого сформировалась Дунжугурская энсиматическая островная дуга, существовавшая до 800 млн. лет (см. рис.

5.2). Этап заканчивается коллизией Дунжугурской дуги с Гарганским континентальным блоком, сопровождавшейся обдукцией офиолитов Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов, содержащих фрагменты островодужных гранитоидов с возрастом около 850 млн. лет. На заключительной стадии существования островодужной системы, произошло внедрение гранитоидов ТТГ-серии сумсунурского интрузивного комплекса с возрастом 790 млн. лет.

На океаническом этапе развития региона формируется первичное платинометальное оруденение в связи хромититами из верхнемантийных ультрабазитов. Дальнейшая эволюция благороднометальных рудообразующих систем связана с возникновением и развитием Дунжугурской островной дуги, в ходе которого происходила углеродизация ультрабазитов с формированием Pt-Pd минерализации, а также трансформация первичных мантийных парагенезисов ЭПГ Ru-Ir-Os состава с формированием сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов платиновых металлов. В зонах задугового спрединга формируются гидротермально-осадочные сульфидные руды. В этот же период происходило внедрение надсубдукционных островодужных гранитоидов, продуцирующих оруденение золото-теллуридного минерального типа.

На рубеже около 800 млн. лет назад произошла обдукция «Дунжугурских» офиолитов на Гарганский континентальный блок. Процессы обдукции сопровождались массовой серпентинизацией ультрабазитов и формированием Pt минерализации в зонах сульфидизации серпентинитов.

800 – 500 млн. лет – Шишхидская островная дуга и Сархойская активная континентальная окраина (см. рис.5.3). Около 800 млн. лет назад, в северной (в современных координатах) части региона была сформирована Шишхидская островная дуга, в ходе эволюции которой формировались надсубдукционные офиолиты Бельско-Дугдинского и Шишхидского поясов. В пределах этой островодужной системы формировалась Окинская аккреционная призма, в составе породных комплексов которой присутствовали эксгумированные из зоны субдукции блоки метаморфизованных офиолитов, содержащие Au-Pt-Pd минерализацию.

В это же время, после аккреции Дунжугурской островной дуги и обдукции ранних офиолитов, сформировалась Сархойская активная континентальная окраина Тувино-Монгольского микроконтинента, продукты которой в настоящее время представлены метаэффузивами сархойской серии. В ходе развития Сархойской активной окраины происходило внедрение надсубдукционных гранитоидов. Дальнейшее закрытие палеоокеанического бассейна и начальные этапы аккреционно-коллизионных событий

привели к появлению коллизионных гранитов. С надсубдукционными и коллизионными гранитоидами, формировавшимися в промежутке 530 – 500 млн. лет, связано появление золото-теллуридного, золото-тетрадимитового, золото-антимонитового и золото-висмут-сульфосольного минеральных типов, относящихся к генетической группе плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений.

500 – 420 млн. лет – аккреционно-коллизионный (орогенный) этап. В этот период времени произошла аккреция Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном, в результате чего в регионе происходило развитие аккреционно-коллизионных процессов орогенеза и формирование покровно-складчатой структуры. В интервале 465 – 420 млн. лет происходит формирование зон тектонических деформаций (меланжа, сдвига и др.), в которых формируются месторождения золото-кварцевого и ранние ассоциации месторождений золото-полисульфидного типов в результате метаморфогенно-гидротермального перераспределения и концентрации рудообразующих компонентов за счет фрагментов океанической коры, содержащих первичные сульфидные руды, и пород архейского фундамента, обладающих повышенной золотоносностью. В ряде случаев отмечается наличие реликтов первичных гидротермально-осадочных золотоносных образований, сформированных на океанической стадии развития региона. В дальнейшем, в регионе устанавливается континентальный режим.

420 – 300 млн. лет – внутриплитный этап. Этап характеризуется широким развитием крупноамплитудных сдвиговых деформаций по всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Ранняя стадия (380 – 350 млн. лет) связана со столкновением Сибирского континента с Казахстано-Байкальским и формированием единого Северо-Азиатского континента. Позднее произошло столкновение новообразованного Северо-Азиатского континента с Восточно-Европейским, в результате чего южное обрамление Сибирского кратона и весь Казахстано-Байкальский составной континент были разделены сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, формирующих современную тектоническую структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса. На этой стадии, в связи со сдвиговыми деформациями происходит формирование минерализованных зон золото-полисульфидных месторождений в связи с перераспределением компонентов ранних рудных ассоциаций, под влиянием динамометаморфических процессов.

На поздней стадии проявлены процессы внутриконтинентального рифтогенеза и дайковый магматизм (холбинский комплекс), обусловленные влиянием мантийного

плюма, и инициирующие формирование мелких месторождений золото-блеклорудного минерального типа.

Глава 6. Условия формирования и генетические модели благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

Результаты исследований геологического строения, вещественного состава и возраста месторождений и проявлений благородных металлов юго-восточной части Восточного Саяна, представленные в предыдущих главах, позволили разделить все изученные объекты по минеральным типам золотого и платиноидного оруденения. Поскольку разные типы оруденения отличаются по условиям формирования и генетической природе, то дальнейшее рассмотрение изученных объектов структурируется согласно выделенным минеральным типам.

6.1. Условия формирования золоторудных месторождений

Выявление физико-химических условий формирования и генетической природы оруденения основано на результатах геологических, минералого-геохимических, изотопных и термобарогеохимических исследований. Согласно представленным в главах 3 и 4 результатам геологических и минералого-геохимических золоторудных и платинометалльных месторождений и проявлений юго-восточной части Восточного Саяна были выделены следующие минеральные типы золотого оруденения: золото-пирротиновый, золото-полисульфидный, золото-кварцевый, золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый, золото-висмут-сульфосольный, золото-блеклорудный.

6.1.1. Золото-пирротиновый тип

Проявления золото-пирротинового минерального типа ассоциируют с вулканогенно-осадочными отложениями – производными базальтов, с примесью кремнистых и углеродистых пород, представляющими собой верхнюю пластину офиолитового разреза. Геологическими наблюдениями установлено, что сульфидные тела имеют согласное с вмещающими породами, залегание, проявлен также литологический контроль оруденения. Сами тела имеют стратиформность, пластовую и линзовидную морфологию и характеризуются достаточно большой протяженностью (до первых км). В рудах отмечаются реликты первичной обломочной структуры и отсутствуют окolorудные гидротермальные изменения. Все эти признаки указывают на сингенетичность формирования сульфидных тел с первичными вулканогенно-осадочными отложениями.

По минеральному составу, сульфидные руды представляют собой обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротинном, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы с примесью других силикатных минералов – тремолита, хлорита, альбита, плагиоклаза, диопсида, эпидота. В рудах присутствует достаточно большое количество серы 10.49 – 17.8 мас.%. Содержания SiO_2 в рудах варьируют в пределах 33.00 – 55.6 мас.%. Многие породообразующие минералы сланцев содержат повышенные концентрации Mn, а гранат – представлен собственно марганцевой разновидностью – спессартином. Это приводит к обогащению пород MnO, до 5 мас.%. В итоге, главными компонентами сланцев являются Si, Fe и S, повышены также концентрации MnO. Содержания Al_2O_3 в большинстве случаев, варьируют в пределах 3 – 5 мас.%, хотя в отдельных пробах возрастают до 11 мас.% и приближаются к уровню содержаний Al в базальтах COX (Gale et al., 2013). В результате можно констатировать, что первичные породы представляли собой смесь вулканокластитов и вулканитов базальтового состава с кремнистыми отложениями, содержащую большое количество сульфидов Fe и минералов Mn (возможно в виде Mn корок). Такой породный состав практически полностью соответствует составу отложений гидротермальных построек в срединно-океанических хребтах и задуговых зонах спрединга – продуктов разгрузки «черных курильщиков» (Богданов и др., 2006). Геохимические характеристики рудных сланцев показывают их схожесть с надсубдукционными базальтами задуговых зон спрединга, что позволяет считать эти палеогидротермальные системы продуктами развития задугового бассейна Дунжугурской островодужной системы, к которой относятся рассматриваемые офиолиты.

Изотопный состав серы был определен как в сульфидах из рудных тел на участках Ольгинский, Ильчирский, зона Нижняя, так и в сульфидах из углеродистых сланцев оспинской свиты и ильчирской толщи на участках Ильчирский, Эрье-Хара-Жалга, Барун-Гольский. Как видно из представленных таблицы 6.1 и гистограммы (рис. 6.1), сульфиды из колчеданных тел резко отличаются по изотопному составу от сульфидов, рассеянных по массе породы. Изотопный состав «рудных» сульфидов варьирует в пределах 0.5 - 5‰ и соответствует составу серы из золоторудных месторождений Урик-Китойской зоны Восточного Саяна (Миронов, Жмодик, 1999; Жмодик и др., 2008). Следует отметить, что подобные значения изотопного состава серы имеют сульфиды из современных и древних гидротермальных систем океанических и задуговых спрединговых зон – «черных курильщиков» (Богданов и др., 2006; Викентьев, 2004; Seal, 2006). Осадочные сульфиды, присутствующие в виде вкрапленности в основной массе пород, резко отличаются отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$, изменяющимися в пределах -8.4 – -21.5‰.

Таблица 6.1. Изотопные составы серы в минералах сульфидных руд.

№ проб	Рудопроявления сульфидных руд	Тип руд, минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Д-5-96	Ольгинское	Массивные и вкрапленные пирротиновые руды в сланцах, пирит, пирротин	5
7071			1.2
С-125-95			4.4
3060	Зона Нижняя	Массивные сульфидные руды, пирит, пирротин	2.8
3062			3.3
Н-75		Карбонатно-глинистые сланцы, пирит	-21.5
3-58	Ильчирское (оспинская свита (ильчирская толща?))	Черные сланцы с вкрапленной пиритовой минерализацией	-17
348-1			-18.9
339			-13.6
9			-14.8
И-8		Колчеданные руды в черных сланцах: пирротин	0.5
		пирит	1.1
		пирит	3.8
Эр-131	Эрье-Хара-Жалга	пирротин	-9.1
		пирит	-8.4
Бг-498	Барун-Гольское	пирит	-20.9

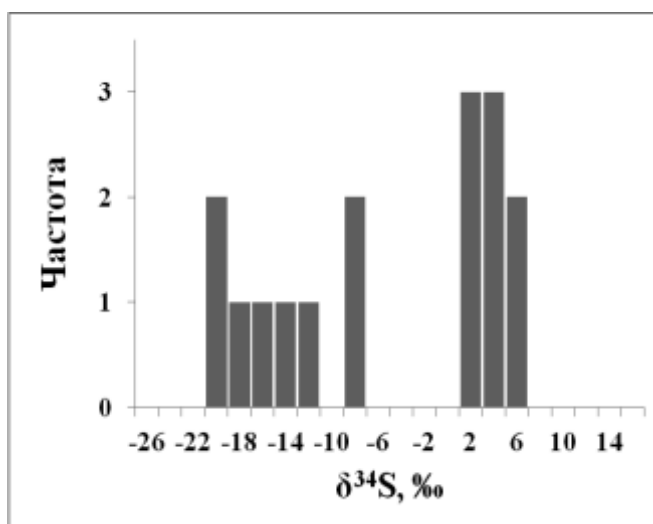


Рис. 6.1. Гистограмма распределения изотопных составов серы в сульфидах из сланцев.

Таблица 6.2. Значения изотопного состава кислорода в кварце и равновесном флюиде.

№ п/п	№ обр.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ флюида для $T=500^\circ\text{C}$, ‰
1	Д-16-96	14.8	12.2
2	Д-26-96	19.9	17.3

Такой изотопный состав соответствует изотопно «легкой» осадочной сере (Фор, 1989). Следовательно, сульфидные минералы золотоносных руд формируются за счет привноса гидротермальной серы в составе металлоносных растворов.

Измеренные изотопные составы кислорода в кварце имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ 14.8 и 19.9‰ (табл. 6.2). Расчет изотопного состава равновесного флюида, для температуры 500°C дает значения $\delta^{18}\text{O}$ соответственно 12.2 и 17.3‰. Такие значения имеют метаморфогенные воды, что подтверждает метаморфическую природу кварцевых жил.

Происхождение марганцевых руд, так называемых марганцевых корок, также связывается с гидротермальной деятельностью субмаринных гидротермальных систем, зачастую ассоциирующих с сульфидными постройками (Богданов и др., 2006; Дубинин и др., 2008). Наличие повышенных концентраций Mn часто является критерием отнесения осадков к глубоководным, на чем основано использование индикаторного отношения Fe/Mn при изучении донных морских и океанических осадков.

Таким образом, появление первичной золотоносной сульфидной минерализации связано с отложением металлоносных осадков в ходе развития субмаринных гидротермальных систем («черных курильщиков») в глубоководных условиях, в зоне задугового спрединга. Следовательно, изученный тип оруденения может быть отнесен к месторождениям типа VMS – вулканогенным массивным сульфидным месторождениям, подверженным более позднему метаморфизму.

Определение P-T параметров метаморфизма было проведено с помощью ряда минеральных геотермометров, на основе анализа составов породообразующих минералов. Расчет по гранат-биотитовым геотермобарометрам (Thompson, 1976; Holdaway, Lee, 1977) показал следующие значения: $T=455^\circ\text{C}$, $P\sim 5$ кбар. Близкие условия показывают P-T тренды, рассчитанные по гранат-клинопироксеновому (Krogh, 1988) и мусковит-биотитовому геотермометрам (Hoisch, 1989). Так, в первом случае, давлению в 5 кбар соответствует температура 543°C , во втором случае, при давлении в 5 кбар, получена температура 430°C . Температуру в 450°C показывает также расчет по хлорит-мусковитовому геотермометру (Котов, 1975).

Согласно фазовой диаграмме системы Fe-As-S (Kretschmar, Scott, 1976), используемой в качестве арсенопиритового геотермометра, тройная точка сосуществования арсенопирита, пирита и пирротина равна температуре 491°C . Применение электрум-сфалеритового геотермометра (Молошаг, 2009) по содержанию

серебра в электруме (N_{Ag}) и железистости (X_{Fe}) сосуществующего сфалерита показало значение температуры 446°C.

Как видим, температуры, полученные по минеральным геотермометрам, основанным на составах рудных минералов, соответствуют температурам, полученным на основе минеральных геотермометров, где расчет проводился по парам сосуществующих метаморфических силикатных минералов. Это позволяет более достоверно оценить Р-Т условия метаморфизма пород и принять следующие значения: температура – 430 – 540°C, давление ~ 5 кбар. Такие Р-Т условия отвечают нижней границе эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и подтверждаются наличием типоморфных минералов этой фации (граната, роговой обманки, эпидота и др.) в составе ассоциаций породообразующих минералов. Поскольку близкие условия формирования или преобразования, установлены по составам рудных минералов, то можно считать, что последние были подвержены переотложению при метаморфизме. В частности, появление метакристаллов арсенопирита, частиц электрума и самородного золота, а также повышение железистости сфалерита, обусловлено метаморфизмом первичных сульфидных руд.

Текстурно-структурные признаки пород и руд свидетельствуют о переотложении рудного вещества за счет флюидной фазы, наличие которой подтверждается также появлением кварцевых линз, жил и прожилков, субсогласных с залеганием сланцевой толщи, обрамленных участками водосодержащих минералов – серицита, биотита, амфиболов, эпидота. Возможность переноса рудообразующих компонентов флюидами указана и в работе (Ohmoto, 1996). Наличие метаморфогенного флюида влияло, по-видимому, и на укрупнение частиц самородного золота.

Для изучения состава флюидной фазы, а также уточнения Р-Т условий формирования руд были проведены термобарогеохимические исследования флюидных включений (ФВ) в кварцевых жилах, присутствующих в составе сульфидных тел.

В зернах кварца выделены три генерации флюидных включений: первичные ФВ встречаются в виде одиночных включений или образуют небольшие группы (от 3 до 5-7 включений). Они находятся внутри кварцевых зерен без видимой связи с залеченными трещинами. Первично-вторичные включения образуют цепочки, не выходящие за пределы границ кварцевых зерен. Вторичные включения приурочены к залеченным трещинам, секущим границы кварцевых зерен. Поскольку генезис вторичных включений неясен, то их исследований не проводилось.

Всего было изучено более 40 индивидуальных первичных ФВ в кварце и сидерите кварцевых жил (табл. 6.3), но в связи с очень мелкими размерами некоторых ФВ, не все

параметры удалось установить достаточно четко. Включения представлены следующими типами (рис. 6.2): существенно водными ($J_{H_2O} \geq \Gamma > \text{Кристалл}$) и существенно газовыми ($\Gamma > J_{H_2O}$). Размер этих включений редко превышает 10-12 мкм (рис. 6.2), в большинстве случаев от 3 до 8 мкм, что значительно затрудняет проведение термометрических экспериментов. Твердая фаза присутствует во всех существенно-водных включениях, размер ее несколько меньше газового пузыря (рис. 6.2), и это соотношение постоянно сохраняется, что позволяет отнести эту фазу к дочерней. Во многих зернах кварца, наряду с включениями гомогенного захвата, в пределах одной зоны роста встречаются сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые ФВ (рис. 6.2), свидетельствующие о том, что участками происходила гетерогенизация (вскипание) минералообразующего флюида. Подобные сингенетичные водные и газовые включения отмечаются и в более поздних зернах сидерита (рис. 6.2). Размеры ФВ в сидерите весьма малы, в основном до 3-4 мкм, поэтому они не всегда являлись пригодными для проведения термометрических экспериментов.

Измеренная температура гомогенизации (T_{Γ}) первичных включений в кварце колеблется в интервале от 340 до 536°C, с максимальным количеством определений в интервале 400 – 450°C (рис. 6.3, а). От центральных частей зерен кварца к краям, температура гомогенизации понижается практически на 100 °C (рис. 6.2, I стрелка), что говорит об отложении кварца в условиях остывания флюидов. Относительно более низкий интервал температур гомогенизации первичных ФВ (370 – 440°C) характерен для зерен сидерита. Согласно измеренным температурам эвтектики ($T_{\text{эвт}}$), которые меняются в интервале от -35 до -38°C, главными солевыми компонентами всех изученных ФВ являются хлориды Mg, Fe и Na (см. табл. 6.3). Твердая фаза включений, по всей видимости, представлена галитом (NaCl), на что указывает его кубическая сингония и показатель преломления близкий к показателю преломления минерала-хозяина – кварца. Растворение дочерних кристаллов происходило при температурах от 11 до 225°C. При охлаждении этих включений дочерние фазы появлялись снова. Согласно температуре плавления твердой фазы, соленость растворов менялась в пределах 26-33 мас.% экв. NaCl (табл. 6.3).

Наличие сингенетичных существенно водных и газовых ФВ в кварце позволяет сделать вывод, что их захват происходил на стадии гетерогенизации флюида. Двухфазная область ограничивается верхней критической кривой на P-T проекции фазовой диаграммы солевой системы, что показано на примере системы NaCl-H₂O (рис. 6.4, а). Следовательно,

зная солевой состав ФВ и температуру захвата, мы можем оценить уровень максимальных давлений, существования двухфазной области.

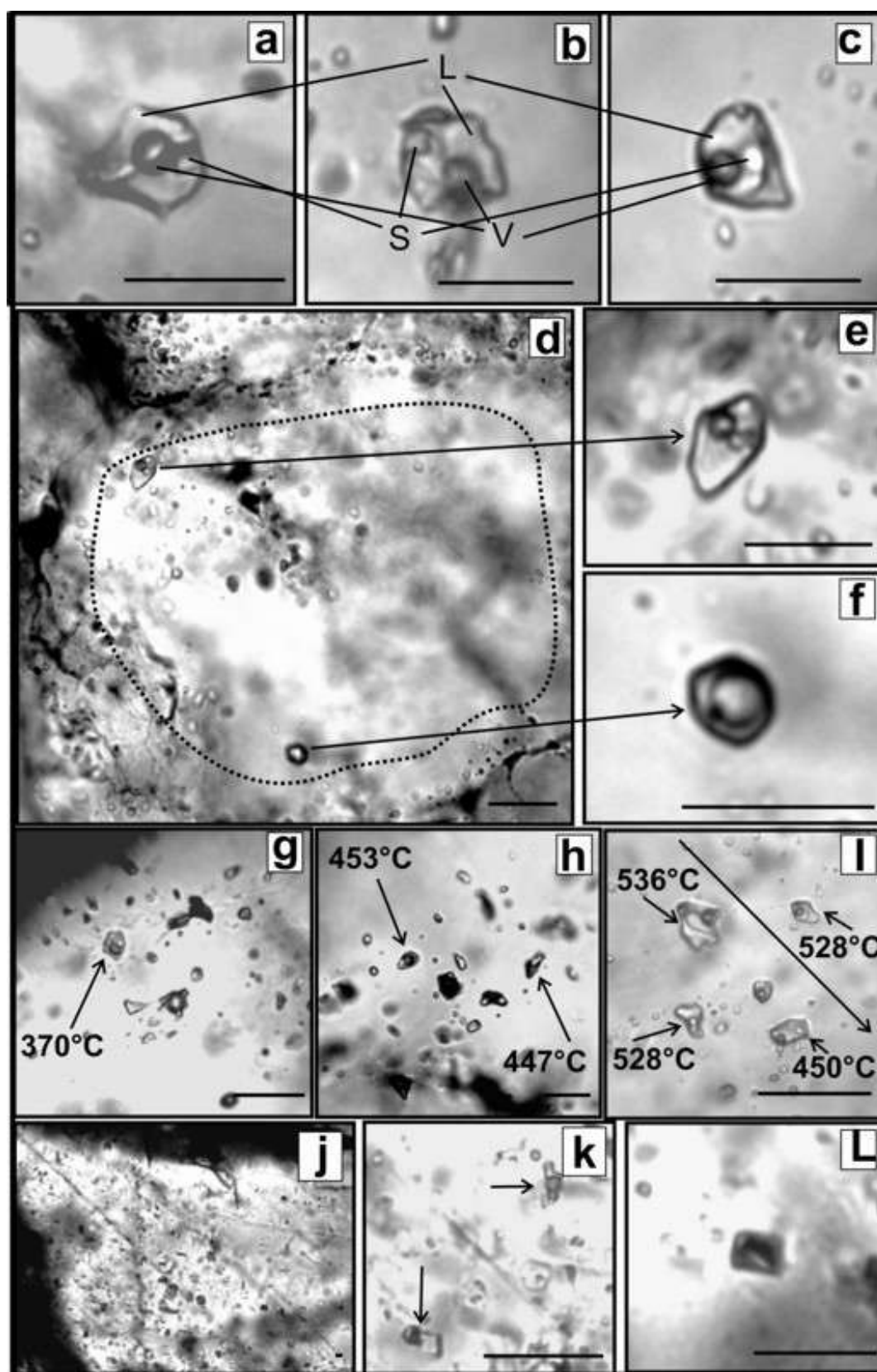


Рис. 6.2. Первичные ФВ из кварцевых жил Ольгинского проявления. L – жидкая фаза, S – твердая фаза, V – газовая фаза; а–I – ФВ из кварца, J, k, L – ФВ из сидерита.

Таблица 6.3. Сводная таблица результатов термобарогеохимических исследований первичных ФВ.

Фазовый состав ФВ	T _{эвт.}	T _{пл. тв. фаз}	T _{гом.}	T _{декр.}	Соленость, мас.%, экв. NaCl	Солевые системы
	°C					
Г-Ж-Тв	-35...-38	+11... +225	+348...+536	+225...+528	26.4...33.0	MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O MgCl ₂ -KCl-H ₂ O FeCl ₂ - H ₂ O FeCl ₃ - H ₂ O NaCl- FeCl ₂ -H ₂ O

Примечание. Сокращения здесь и далее: Температуры: $T_{\text{эвт.}}$ – эвтектики, $T_{\text{пл. льда}}$ – плавления льда, $T_{\text{гом.}}$ – гомогенизации, $T_{\text{декр.}}$ – декрипитации. Г – газовый пузырь, Ж – жидкая фаза, Тв – твердая фаза.

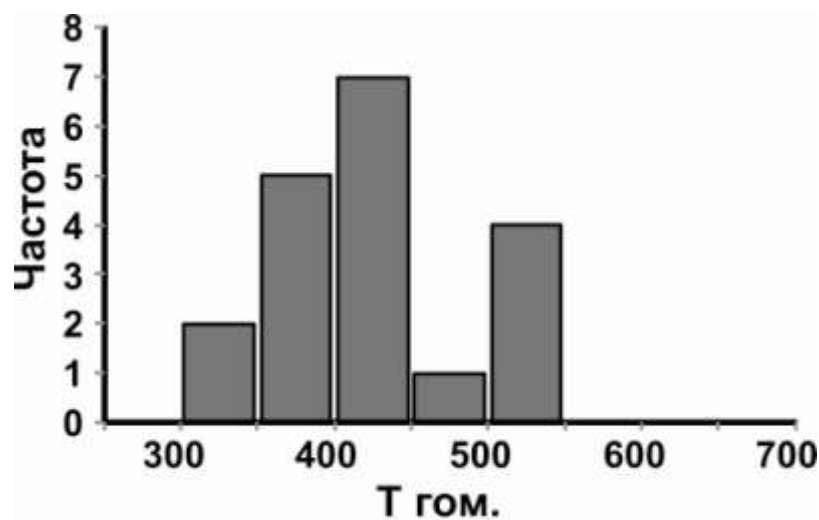


Рис. 6.3. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ.

На рис. 6.4,6 показана P-T проекция для критических кривых некоторых хлоридных солевых систем, наличие которых установлено термобарогеохимическими методами. Для модального значения температуры 450°C мы получаем диапазон давлений примерно 400 – 500 бар, для систем $\text{FeCl}_2\text{--H}_2\text{O}$, $\text{NaCl+KCl--H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$. Для интервала температур от 340 до 536 °C, диапазон давлений более широкий – примерно от 200 до 800 бар, в зависимости от типа солевой системы. Здесь следует отметить, что в данном случае мы определяем максимально возможные давления существования гетерогенной области флюида при данных температурах, которые, вероятно, не являются истинными, но, тем не менее, позволяют оценить уровень давлений при минералообразовании. Взяв среднее значение всех измеренных $T_{\text{гом}} = 424^\circ\text{C}$, мы получаем интервал давлений порядка 315 – 415 бар, для разных солевых систем. Этот диапазон принят как среднее значение давления при формировании кварцевых жил. Как видим, такие значения резко отличаются от давлений при метаморфизме, что позволяет сделать вывод о том, что отложение кварца происходило в условиях падения давлений, которые создаются при появлении открытых полостей в результате тектонических деформаций.

Согласно полученным P-T условиям образования сланцев, метаморфизм доходил до низов эпидот-амфиболитовой фации ($T=450\text{--}500^\circ\text{C}$, $P\text{--}5\text{ кбар}$). Широкая изменчивость степени метаморфизма на локальных участках свидетельствует о развитии дислокационного типа метаморфизма, обусловленного положением вулканогенно-осадочной толщи в подошве офиолитового покрова.

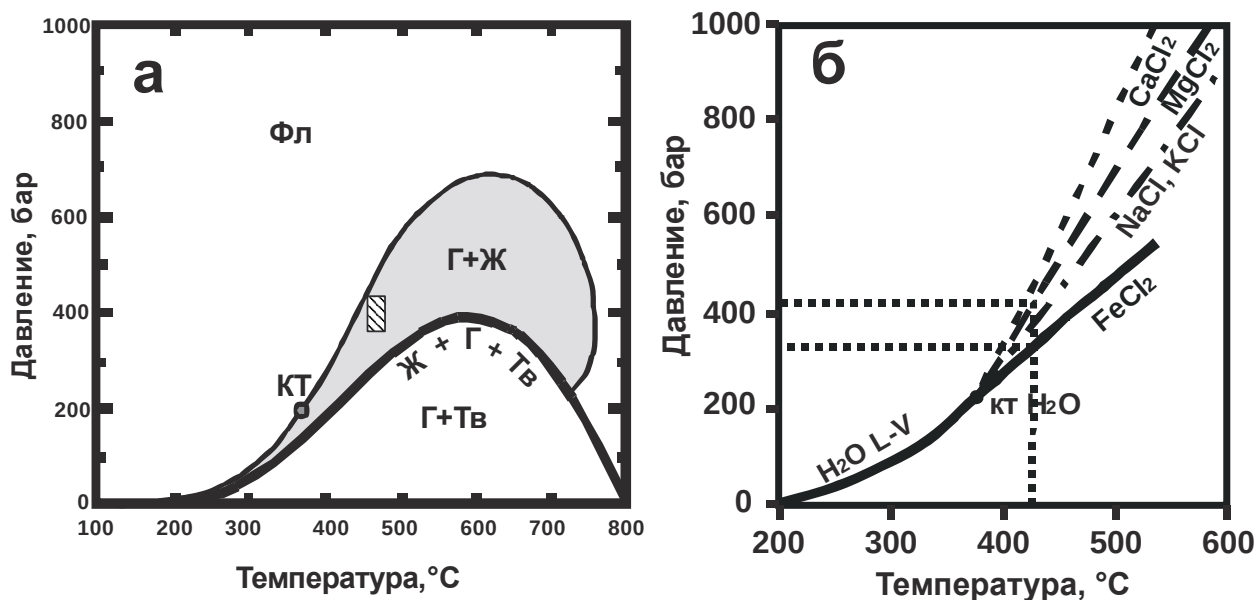


Рис. 6.4. а - Р-Т проекция фазовой диаграммы NaCl-H₂O (Bodnar, Vityk, 1994). Заштрихованный прямоугольник – примерная область захвата изученных ФВ. КТ – критическая точка воды; Фл – область существования гомогенного надкритического флюида; Г – газовая фаза, Ж – жидкая фаза, Тв – твердая фаза;

б – Р-Т проекции критических кривых для водно-хлоридных растворов (Steele-MacInnis et al., 2015).

В ходе метаморфизма происходило преобразование и рудных минералов, в частности, пирротинизация пирита и высвобождение примесных компонентов. Так, согласно экспериментальным данным и фазовой диаграмме системы Fe-As-S переход пирит-пирротин при простом нагреве, происходит при температуре 491 °C (Bhargava et al., 2009; Kretschmar, Scott, 1976), однако в присутствии углеродистого вещества, температура этого перехода снижается, вплоть до температуры, близкой к 200 °C (Hall, 1986). Полученные Р-Т условия метаморфизма сульфидизированных сланцев вполне соответствуют условиям пирит-пирротинового перехода, учитывая наличие углеродистого вещества. Следовательно, при метаморфизме происходила пирротинизация пирита, обусловленная как влиянием температуры и давления, так и наличием углеродистого вещества, снижающего температуру перехода пирит-пирротин. По экспериментальным данным, представленным в работе (Tomkins, 2010) при метаморфизме пиритсодержащих пород в присутствии углерода пирротинизация пирита происходит согласно следующей реакции:



В результате, в метаморфогенный флюид уходят высвобождающиеся сульфидная сера и уголекислота, а также рудообразующие элементы, такие как Cu, Pb Zn и Au. На

начальной стадии метаморфизма зерна пирита находятся в равновесии с небольшими порциями водно-сероводородного раствора и новообразованного пирротина (рис. 6.5, А). При увеличении степени метаморфизма происходит высвобождение связанной в водосодержащих минералах воды и полная пирротинизация пирита с выделением воды и серы в форме H_2S , что, в свою очередь, приводит к появлению серосодержащей флюидной фазы (рис. 6.5, В). Процесс пирротинизации пирита приводит также к высвобождению элементов-примесей и формированию новообразованных сульфидных минеральных фаз: метакристаллов арсенопирита, тонких и мелких микровключений галенита и сфалерита в пирротине.

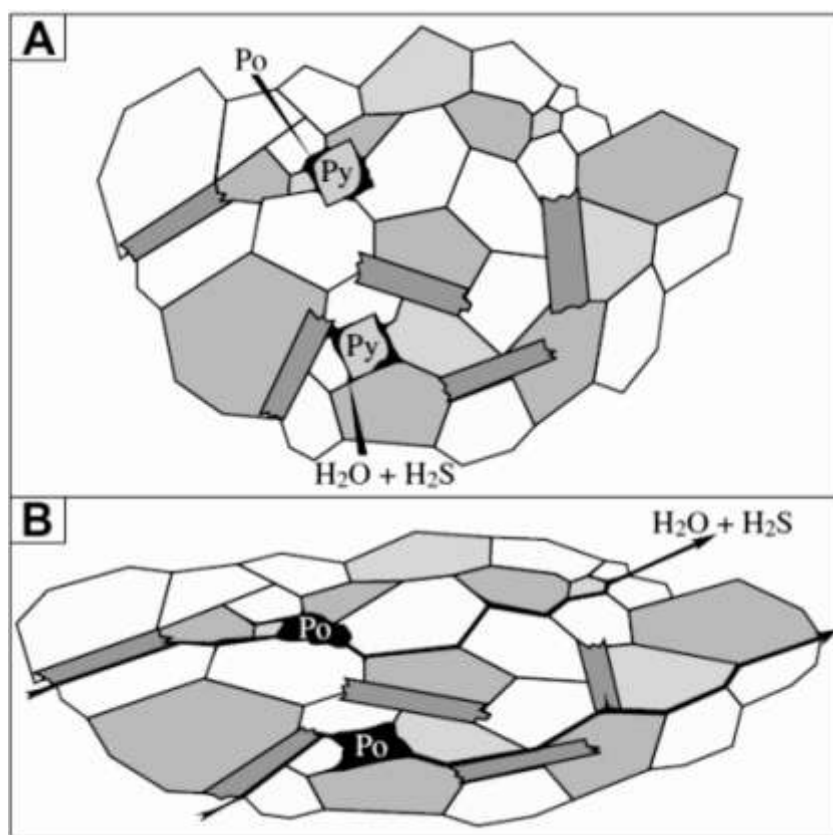


Рис. 6.5. Схематическая модель пирротинизации пирита при метаморфизме, в зависимости от степени деформации (Tomkins, 2010).

Аналогичным образом ведет себя при этом и золото. Высвобождаясь при переходе пирит-пирротин, оно укрупняется вплоть до появления зерен размером 1–1.5 мм. Этот процесс изучен экспериментально (Калиткина и др., 1971) и показана возможность появления золотин при замещении пирротинном пирита с первоначально «невидимым» золотом. Укрупнение частиц самородного золота при метаморфизме установлено и в колчеданных рудах Урала, также представляющих собой фрагменты древних

субмаринных сульфидных построек (Викентьев, 2004). Первичные Mn-содержащие минералы были практически полностью трансформированы, в результате чего Mn вошел в состав метаморфических силикатных минералов – граната, хлорита, эпидота и др.

Известно, что месторождения типа VMS представляют собой стратиформные тела золотоносных сульфидных руд, которые осаждаются из гидротермальных растворов на дне морских или океанических бассейнов, в условиях дивергентных границ плит (Barrie, Hannington, 1999; Galley et al., 2007). Они залегают среди вулканогенно-осадочных отложений, и, как правило, синхронны с вулканическими породами. Считается, что появление таких месторождений связано с гидротермальной мобилизацией металлов из океанической коры (Patten et al., 2016; Sharman et al., 2015).

VMS месторождения содержат высокие концентрации полиметаллов – Fe, Cu, Zn и Pb, но также могут быть обогащены Au, Ag, As, Sb, Se, Te и Bi, соответственно, главными минералами руд являются пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит в разных соотношениях (Galley et al., 2007). В зависимости от степени обогащения золотом они могут быть золотосодержащими, либо золоторудными месторождениями. Золотоносными являются месторождения, сформированные в принципе, в любых участках океанической коры, обогащенных золотом, однако чаще всего массивные сульфидные руды формируются в пределах океанических и зарождающихся континентальных островных дуг, рифтовых дуг и задуговых бассейнов в обстановках растяжения литосферных плит (Pitcairn, 2011; Webber et al., 2013). Содержания Au в современных субмаринных гидротермальных сульфидных постройках задуговых бассейнов, варьируют от 3 до 15 г/т, причем золото присутствует преимущественно в «невидимой» форме (Викентьев, 2004).

Отличием изученных пирротиновых руд Ольгинского рудопроявления, являются относительно низкие концентрации таких элементов как Cu и Zn, содержания которых в большинстве случаев, не превышают 0.05 и 0.09 мас.% соответственно, а также Au, среднее содержание которого около 1.5 г/т. Объяснений такому расхождению может быть два. Первое – подводные сульфидные постройки, как правило, зональны и существенно пиритовые руды месторождений типа VMS представляют собой наиболее «зрелые» залежи, сформированные в результате реакций первичных («примитивных») руд, с поздними гидротермальными флюидами. Следовательно, можно предположить, что в сланцах сохранились лишь фрагменты пиритовых зон, с небольшой примесью сульфидов полиметаллов. Но реликты последних, должны были отмечаться в пределах

многочисленных выходов вулканогенно-осадочной пластины, известных в пределах офиолитовых поясов юго-восточной части Восточного Саяна.

Поскольку фрагментов колчеданно-полиметаллических тел в офиолитах не обнаружено, то более вероятной представляется другая причина – вынос части рудообразующих компонентов из сульфидных тел при эпигенетических преобразованиях первичных руд. Как показано в работе (Ohmoto, 1996), такие компоненты как Cu, Pb, Zn, Ba, Ca могут выноситься и переотлагаться поздними гидротермальными флюидами в ходе эволюции подводной гидротермальной системы при формировании сульфидной постройки, при просачивании флюидов сквозь более ранние сульфидные залежи. Наличие флюидной фазы было установлено нашими исследованиями, однако её появление было обусловлено процессами метаморфизма, протекавшими при обдукции офиолитовых блоков. Изотопный состав кислорода, рассчитанный для равновесного с кварцем флюида, показал значения, характерные для метаморфогенных вод ($\delta^{18}\text{O} = 12.2 - 17.3\text{‰}$), что согласуется с общей геологической ситуацией. Указанный флюид представлял собой высококонцентрированный солевой раствор (соленость - 26 – 33 мас.% экв. NaCl), содержащий хлориды Mg, Fe и Na, периодически вскипающий из-за падения давления в полостях, в результате чего происходило формирование кварцевых жил и прожилков. Однако, несмотря на весьма высокие концентрации серы во вмещающем субстрате и, по-видимому, во флюиде, кварцевые жилы содержат крайне малое количество сульфидных минералов. Это можно объяснить высокими температурами (более чем 450 – 500°C) отложения кварца. Поскольку растворимость S, а также Cu и Zn, растет с увеличением температуры (Duan et al., 2007; Huston, 1998), то при таких условиях рудные компоненты находятся в растворенной форме и выносятся за пределы рудного тела. Известно, что Au, а также Pb, Cu, Zn в гидротермальных растворах переносятся в составе хлоридных или гидросульфидных комплексов (Seward et al., 2014). Наличие хлоридов во флюиде установлено методами криометрии, а высокая насыщенность среды серой, позволяет предполагать и её присутствие в составе растворов.

Здесь следует заметить, что в рудных телах золото-сульфидно-кварцевых месторождений региона (Зун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское и др.), содержащих золото-полисульфидную минеральную ассоциацию, с преобладанием пирита, галенита, сфалерита и халькопирита, часто присутствуют фрагменты и реликты первичных стратиформных сульфидных руд, аналогичных рудам Ольгинской зоны. Это дает основание считать такие гидротермально-осадочные сульфидные руды, по крайней мере, одним из главных источников золота и рудообразующих компонентов.

Существование Дунжугурской островной дуги датируется продолжительным периодом с более чем 1035 млн. лет до около 800 млн. лет, в течение которого происходило накопление металлоносных отложений, частично поглощенных в зонах субдукции. Обдукция «Дунжугурских» офиолитов с фрагментами сульфидных построек датируется периодом около 800 млн. лет. В это время происходили динамометаморфические преобразования металлоносных осадков и превращение вулканогенно-осадочных пород в сланцы и амфиболиты. В результате метаморфических процессов первичные металлоносные осадки были превращены в золотоносные пирротиновые руды, фрагменты которых распространены в пределах офиолитовых поясов Восточного Саяна. Следовательно, формирование золото-пирротинового типа оруденения происходит в результате метаморфогенно-гидротермального перераспределения компонентов в ходе динамометаморфизма металлоносных осадков.

6.1.2. Золото-полисульфидный тип

Данные по условиям формирования золото-полисульфидного типа оруденения получены преимущественно по результатам изучения руд Зун-Оспинского, Водораздельного и Зун-Холбинского месторождений.

6.1.2.1. Зун-Оспинское месторождение

Зун-Оспинское месторождение характеризуется отчетливо проявленным структурным контролем оруденения. Все рудные зоны и тела локализуются в зонах меланжа, сложенных блоками лиственитов, пропилитизированных средних – основных пород, измененных гранитоидов, известняков, сцементированных милонитами по гранитам и базит-ультрабазитам. Простираие рудных тел субсогласно с простираием тектонитов, что предполагает их близодновременное появление. Литологический контроль оруденения на месторождении отсутствует. Так, блоки разного состава содержат единую кварц-полисульфидную рудную ассоциацию. Гранитоиды, распространенные в пределах рудного поля, также подвержены тектоническому дроблению. Их возраст соответствует позднему неопротерозою (788 млн. лет), тогда как возраст оруденения – позднепалеозойский (352 млн. лет). Следовательно, образование руд не связано с магматическими процессами. Структурное положение рудных зон позволяет связать появление оруденения с процессами тектонических деформаций пород, формирующих зону меланжа. Будинообразная форма некоторых кварц-сульфидных тел позволяет предполагать наличие сульфидного оруденения в дотектонический этап развития рудного

поля. Действительно, золотоносные стратиформные сульфидные руды известны в исследуемом регионе и отнесены к золото-пирротиновому минеральному типу (рудопроявления Ольгинское, Ильчирское, ранние руды Зун-Холбинского месторождения и др.).

Изучение минералогии руд Зун-Оспинского месторождения позволило выделить 3 стадии рудообразующего процесса: раннюю кварц-пиритовую, кварц-полисульфидную и позднюю Ag-сульфосольную. Наиболее ранняя золотоносная кварц-пиритовая ассоциация включает ранний кварц и пирит¹, не содержащий микровключений сульфидов (галенита, сфалерита и др.). Промежуточная кварц-полисульфидная ассоциация наиболее продуктивна, поскольку характеризуется максимальными концентрациями золота и серебра, кроме того, диагностированные выделения самородного золота, приурочены чаще всего к минералам полисульфидной ассоциации. Поздняя Ag-сульфосольная ассоциация характеризуется малым распространением минералов и наличием относительно высокопробного золота. Появление сульфосолей в рудах золоторудных месторождений разных формационных типов, как правило, следует после кристаллизации галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации (Гамянин, 2001), что наблюдается и в рудах Зун-Оспинского месторождения.

Самородное золото месторождения в целом характеризуется низкой пробностью. Преобладающими Au-Ag минералами в кварц-полисульфидных рудах являются кюстелит и электрум. Повышение пробности золота происходит на поздней стадии рудообразующего процесса и обусловлено отложением Ag-сульфосольной ассоциации, где серебро связывается с сульфосолями, а относительно высокопробное золото отлагается в кварцевой матрице. Близкие составы и статистические параметры распределения пробности золота в кварцевых жилах и окисленных рудах свидетельствуют об устойчивости позднего золота к гипергенным процессам, тогда как раннее золото, входящее в состав полисульфидной ассоциации при окислении сульфидов выносится и переотлагается в коре выветривания. Характерной морфологической особенностью выделений минералов золота является отсутствие ксеноморфных или трещинных форм, что свидетельствует либо об относительно большой глубине формирования оруденения, либо о свободном росте самородного золота (Петровская, 1973).

В химическом составе руд преобладают четыре элемента Fe, Pb, Zn, Cu, в разных соотношениях. Низкие содержания Te и Bi установлены как аналитическими методами (Te), так и особенностями минерального состава руд – в данном случае Bi-содержащие минеральные фазы не установлены. Этот факт, наряду с низкими концентрациями Mo, Sr

и Ва, а также различиями возрастов руд и гранитоидных пород, свидетельствуют об отсутствии влияния гранитоидного магматизма на формирование оруденения. В качестве примесей в рудах в повышенных концентрациях присутствуют Ni и Cr, что свидетельствует о привносе вещества ультраосновных пород. Появление элементов ультрабазитов в рудах можно увязать только с перераспределением компонентов при тектонических процессах преобразования базит-ультрабазитов офиолитовой ассоциации, поскольку другие возможные источники этих элементов в рудном поле отсутствуют.

Значения изотопного состава серы в сульфидных минералах Зун-Оспинского месторождения попадают в интервал 2.2 – 5.1‰ (табл. 6.4), причем изотопные составы серы пирита и сфалерита варьируют в более узком интервале – 3.7 – 4.4‰, а в галените подвержены относительно большому разбросу 2.2 – 4.3‰. Проанализированные монофракции халькопирита отобраны из агрегата халькопирита-2. Он характеризуется некоторым «утяжелением» изотопного состава серы (4.4 – 5.1‰).

Таблица 6.4. Изотопный состав сульфидной серы в рудах и кислорода в кварце Зун-Оспинского месторождения.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида* (H_2S и H_2O соответственно) при $T=300^\circ\text{C}$		Минерал
			$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$	
Зо-211	4.3		6.2		Галенит
Зо-229**	2.2		4.1		Галенит
Зо-223	3.1				Галенит+сфалерит
Зо-247	3.7				Галенит+сфалерит
Зо-209	4.4		3.2		Пирит
Зо-210**	3.7		2.5		Пирит
Зо-237	3.8		2.6		Пирит
Зо-214	3.7		2.5		Сфалерит
Зо-221**	4.4		4.1		Сфалерит
Зо-225	5.1		4.9		Халькопирит
Зо-35**	4.4		4.2		Халькопирит
Зо-12		12.3		4.9	Кварц
Зо-202		12.5		5.1	Кварц
Зо-213		12.6		5.2	Кварц
Зо-219		12.4		5.0	Кварц

Примечания: анализы изотопов S выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитик Т. А. Веливецкая, анализы изотопов O – в ГИН СО РАН, аналитик В. Ф. Посохов; * - расчетные данные по (Li, Liu, 2006; Zhang et al., 1989); ** - пробы по которым проводился расчет температуры и $\delta^{34}\text{S}$ равновесного флюида.

Температурные условия формирования, а также изотопные составы серы и кислорода в равновесном флюиде, здесь и далее, рассчитывались по онлайн-программе, опубликованной в сети Интернет (<http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta.cgi>) (авторы – Beaudoin, Therrien, 2004, 2009). Расчет температуры в данном случае проводился на основе уравнений опубликованных в работе (Li, Liu, 2006), по паре сфалерит-галенит (пробы № Зо-221 и Зо-229, см. табл. 4), парагенезис которых достаточно отчетливо установлен при минераграфических исследованиях. Полученное значение температуры соответствует 306°C.

Согласно классической работе Г. Фора (Фор, 1989), $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы должна уменьшаться в ряду сфалерит-халькопирит-галенит. Для расчета изотопного состава серы H_2S в рудообразующем флюиде были выбраны значения изотопного состава сульфидных минералов, отвечающие данной последовательности (см. табл. 6.4). Согласно уравнениям, представленным в работах (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006), был проведен расчет в вышеуказанной онлайн-программе. Установлено, что изотопный состав H_2S флюида имеет прямолинейные зависимости от температуры и несколько отличается в разных минеральных парагенезисах (рис. 6.6).

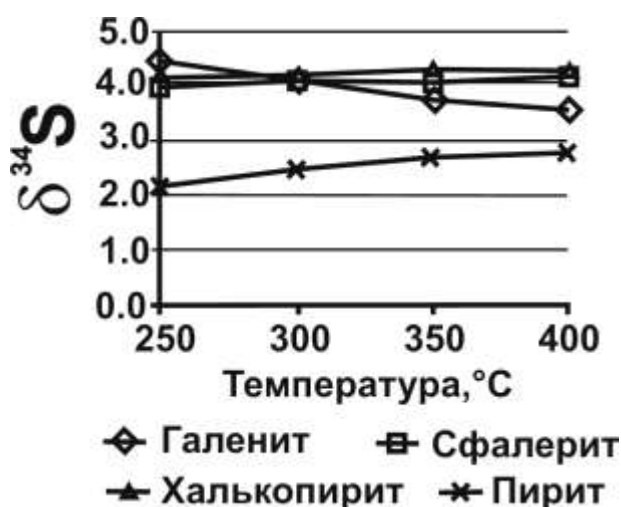


Рис. 6.6. Распределение расчетного изотопного состава серы H_2S в рудообразующем флюиде в зависимости от температуры.

Такие минералы как галенит, сфалерит и халькопирит-2 формировались из флюидов, имеющих очень близкий изотопный состав серы H_2S и при температуре, близкой к 300°C, устанавливается изотопное равновесие, где состав серы H_2S имеет $\delta^{34}\text{S}$ около +4.1‰. Изотопный состав серы флюида, формирующего пирит отличается и приближается к метеоритному (2.5 – 3.2‰). Следовательно, ранний пирит сформирован за счет

переотложения первичных гидротермально-осадочных сульфидов, реликты которых отмечаются в пределах месторождения, тогда как появление более поздних сульфидных ассоциаций связано с их осаждением из метаморфогенных флюидов, появляющихся, по-видимому, при тектонических деформациях (динамометаморфизме) пород, слагающих зону меланжа.

В целом, изотопные составы серы в сульфидах имеют значения, близкие к сере из руд золото-пирротинового типа и также соответствуют составу современных субмаринных сульфидных отложений (Богданов и др., 2006). В то же время, расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида, позволил выявить некоторые различия в ранних и поздних рудных ассоциациях. Так, флюид, формировавший раннюю кварц-пиритовую ассоциацию, характеризуется составом, близким к метеоритному стандарту ($\delta^{34}S$ – около 2‰), Тогда как сера полисульфидной ассоциации, относительно обогащена S^{34} ($\delta^{34}S$ – около 4‰). Такие различия можно объяснить появлением небольшой примеси изотопно «тяжелой» серы из корового компонента, либо серы морской воды, захваченной при серпентинизации офиолитовых ультрабазитов.

Значения изотопного состава кислорода в кварце Зун-Оспинского месторождения попадают в узкий интервал $+12.3 - +12.6\text{‰}$ (см. табл. 4). Значения $\delta^{18}O$ для рудообразующего флюида, рассчитанные согласно (Zhang et al., 1989) для $300^\circ C$, попадают в интервал $+4.9 - +5.2\text{‰}$. Такой изотопный состав немного обогащен легким изотопом по сравнению с магматическим или метаморфогенным флюидом, что можно объяснить примесью метеорных вод, поступление которых объясняется водопроницаемостью зоны тектонического меланжа. Подобные значения изотопного состава могут приобретать растворы смешанного, метеорно-метаморфогенного генезиса. Такой вывод представляется более вероятным, учитывая, отсутствие следов влияния магматизма при формировании оруденения, а также тот факт, что формирование кварцевых жил происходило в условиях интенсивных тектонических деформаций, в ходе которых происходило дробление и метаморфизм пород мантийного генезиса (офиолитов), с формированием проницаемой для метеорных вод зоны меланжа.

Полученное по изотопному геотермометру, основанному на фракционировании изотопов серы в ассоциирующих сульфидных минералах в паре сфалерит-галенит, значение температуры составляет $306^\circ C$.

Для оценки достоверности полученного значения были проведены термобарогеохимические исследования ФВ из золотоносных жил. В кварце и кальците были идентифицированы и изучены редкие первичные ФВ, поиск которых весьма

затруднителен. Изученные включения, как правило, имеют двухфазовый состав (водный раствор > газовая фаза) и относятся к включениям гомогенного захвата. Включения, в большинстве случаев, имеют изометричную реже вытянутую формы, размеры их весьма малы и варьируют от первых мкм и очень редко достигают 6-8 мкм (рис. 6.7). Нередко в зернах кварца наблюдаются шлейфы многочисленных мелких (первые мкм) вторичных включений, по-видимому, фиксирующих залеченные трещины либо неоднородности. Непредставительные включения, пересекающиеся шлейфами таких вторичных включений, или расшнурованные, а также ФВ, группирующиеся в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины), отнесены к группе вторичных включений и нами не изучались. Всего было изучено в разных образцах более 40 первичных включений, но в некоторых из них из-за плохой видимости и/или в связи с малыми размерами не удалось получить необходимых замеров или удалось зафиксировать только некоторые параметры, например, только температуру гомогенизации.

На основе проведенных термометрических экспериментов установлен общий интервал температур гомогенизации ($T_{\text{гом.}}$) включений, который варьирует от 445 до 250°C в кварце и в нескольких включениях из кальцита температура меняется от 355°C до 240°C (см. табл. 6.5). В целом, большинство определений ложится в интервал 200 – 380°C, с двумя выраженными пиками в интервалах 240 – 280 и 320 – 380°C (рис. 6.8). Часть включений декрипитирует при температурах от 253 до 385°C.

Криометрические исследования показали, что температуры плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) во включениях из кварца и карбонатов варьируют от -3.0 до -10.2°C, следовательно общая соленость растворов менялась в диапазоне от 5.3 до 14.2 мас.% (экв. NaCl). Температуры эвтектики ($T_{\text{эвт.}}$) имеют значения в интервале от -33.2 до -38°C (см. табл. 6.5) и предполагают, что в законсервированных растворах солевые системы наиболее близки к системам $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ или $\text{FeCl}_3\text{-H}_2\text{O}$ (Киргинцев и др., 1972; Борисенко, 1977). Кроме того, в диапазоне температур -21.2...-23.5 в некоторых включениях отмечается резкое усиление процесса таяния льда, что может свидетельствовать о присутствии в растворах примеси таких солей как NaCl и/или KCl (Борисенко, 1977).

Установленный по данным изучения ФВ интервал температур 380 – 200°C, отвечает минимальным температурам образования жильного кварца. Выделенные пики на гистограмме распределения температур гомогенизации соответствуют разным стадиям отложения кварца (см. рис. 6.8). Общая соленость рудообразующих растворов невысока, варьирует в пределах 5.2 – 14.2 мас.% экв. NaCl.

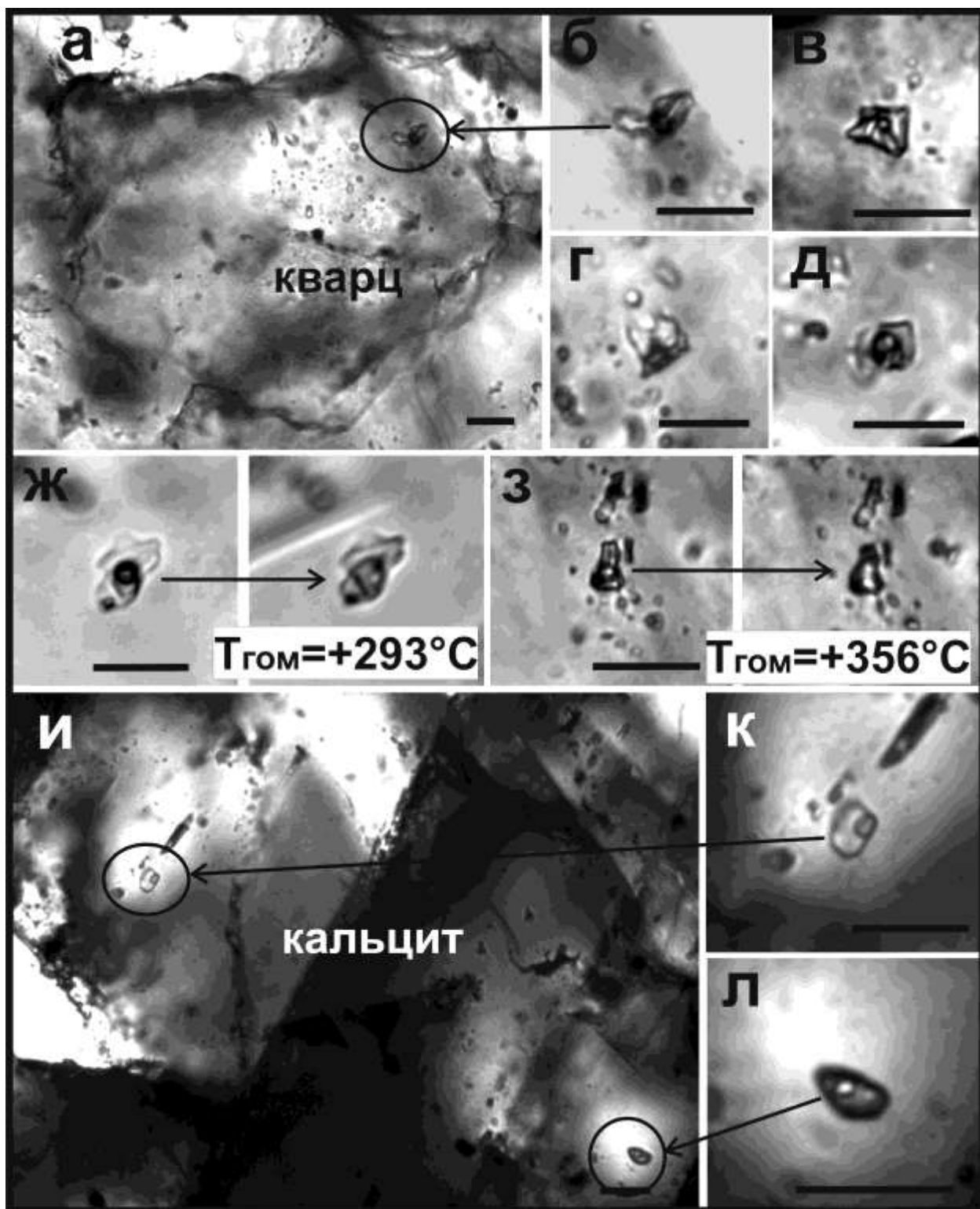


Рис. 6.7. Фотографии первичных флюидных включений в кварце (а-з) и кальците (и-л): а – зерно кварца с первичным включением в краевой части; б, в, г, д – типичные первичные включения в кварце; ж, з – гомогенизированные включения; и – зерно кальцита с первичными флюидными включениями; к, л – включения в кальците. Длина масштабной линейки – 10 мкм; $T_{\text{гом}}$ – температура гомогенизации.

Таблица 6.5. Сводная таблица результатов термобарогеохимических исследований ФВ из рудных жил Зун-Оспинского месторождения.

№ п/п	Фазовый состав ФВ	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	T _{декр.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Предполагаемые солевые системы
		°C					
1	Г+Ж	-38...-32, -23.7...-21	-3.0...-10.2	170...445	253...385	4.96 – 14.2	MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O, MgCl ₂ -KCl-H ₂ O, NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O, FeCl ₂ -H ₂ O, FeCl ₃ -H ₂ O, NaCl-KCl-H ₂ O, NaCl-H ₂ O
2	Г+Ж	-36.7...-35.5 -25...-21	-3.2...-3.3	240...293		5.3 – 5.4	FeCl ₃ -H ₂ O, FeCl ₂ -H ₂ O, NaCl-KCl-H ₂ O, NaCl-H ₂ O

Примечание: 1 – ФВ из кварца; 2 – ФВ из карбонатов.

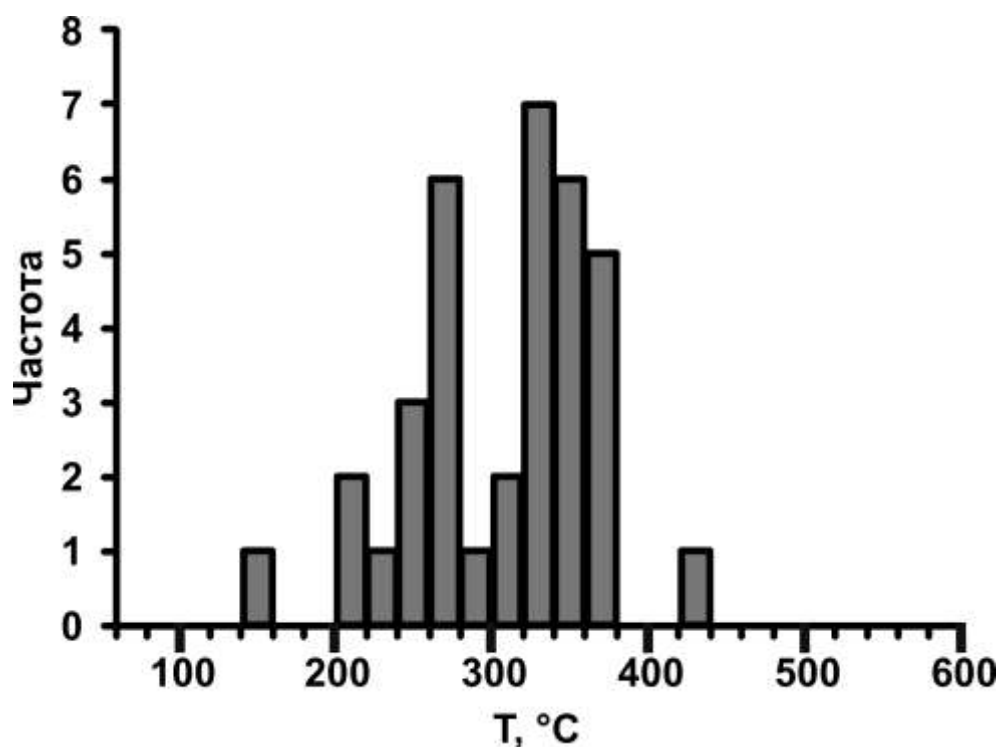


Рис. 6.8. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ в кварце Зун-Оспинского месторождения.

В солевом составе рудообразующих растворов преобладали хлориды Mg и Fe, с примесью Na и K. Близкие температуры эвтектики ($-34 - -37^{\circ}\text{C}$) и, следовательно, Mg-Fe хлоридный солевой состав гидротермальных растворов, был установлен нами в ФВ из кварца в золото-пирротиновых рудах.

Ранняя генерация кварца содержит рудную ассоциацию золото-пирит¹, температурные условия отложения которой соответствуют относительно высокотемпературным условиям (интервал $380 - 320^{\circ}\text{C}$). Позднее проявляется золото-полисульфидная ассоциация, где изотопной термометрией установлено значение температуры отложения ассоциации галенит-сфалерит – 306°C . Поскольку пирит² отлагался явно раньше ассоциации галенит-сфалерит, но позже пирита¹, следовательно температура его отложения должна иметь промежуточные значения, что согласно полученным термометрическим данным соответствует интервалу $320 - 300^{\circ}\text{C}$. Учитывая, что температуры гомогенизации ФВ отражают минимальные значения параметров отложения рудного кварца, то температуры отложения позднего кварца сопоставимы с температурами формирования главной продуктивной золото-полисульфидной ассоциации, что позволяет считать интервал $320 - 240^{\circ}\text{C}$ в качестве наиболее вероятного температурного интервала формирования последней. На поздней низкотемпературной

стадии происходило отложение Ag-сульфосольной ассоциации с относительно высокопробным золотом. Температурный интервал формирования этой ассоциации определяется верхней границей устойчивости стефанита – 197°C (Keighin, Honey, 1969). Имеющиеся единичные определения температур гомогенизации и декрипитации в районе 170 – 144°C, по-видимому, отражают минимальные условия отложения Ag-сульфосольной ассоциации.

6.1.2.2. Водораздельное месторождение

Месторождение Водораздельное по многим характеристикам вещественного состава руд близко к Зун-Оспинскому. Месторождение залегает в зоне дробления среди карбонатно-сланцевой толщи, вблизи выходов пород офиолитовой ассоциации. Отличие от геологического положения Зун-Оспинского месторождения заключается лишь в размерах зоны тектонических деформаций – Водораздельное месторождение приурочено к относительно узкой линейной сдвиговой зоне, тогда как на Зун-Оспинском месторождении, зона меланжа имеет достаточно большую площадь. В составе руд месторождения Водораздельное установлены три минеральных ассоциации – кварц-золото-пирротин-пиритовая, главная продуктивная золото-полисульфидная и серебро-сульфосольная. Появление пирротина в рудах, а также крайне ограниченное распространение минералов серебро-сульфосольной ассоциации обусловлено относительно повышенными температурами рудообразования. Химический состав руд и изотопные характеристики сульфидной серы, практически не отличаются от состава руд Зун-Оспинского месторождения. Главными рудообразующими элементами являются Fe, Cu, Pb, Zn, Au и Ag. Очень похожи и составы самородного золота, где количественно преобладает золото-серебряный сплав – электрум.

Все измеренные изотопные составы сульфидной серы попадают в достаточно узкий интервал значений от +0.1 до +5.0‰ (табл. 6.6, рис. 6.9). Полученные значения изотопного состава серы близки к таковым из руд Зун-Оспинского месторождения, а также колчеданных пирротиновых руд проявления Ольгинского. Пирит из черных сланцев Ильчирской толщи резко отличается и имеет отрицательные значения изотопного состава серы. Такая сера соответствует осадочной и характерна для сингенетичных сульфидов черных сланцев юго-восточной части Восточного Саяна (Миронов, Жмодик, 1999). Расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного с сульфидами флюида по средним значениям изотопного состава согласно расчетам (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006) показал единый для всех проанализированных минералов интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ в H₂S равновесного

флюида – от -0.5 до 4.3‰. Расчет изотопного состава кислорода в рудообразующем флюиде показал значения $\delta^{18}\text{O} = 10.9 - 13.4\text{‰}$, что соответствует метаморфогенному флюиду.

Расчет температуры изотопного равновесия в паре сфалерит-галенит показал значение температуры – 386°C. Такая температура выше по сравнению с температурой образования аналогичной пары в рудах Зун-Оспинского месторождения, но, тем не менее, такая температура в целом соответствует условиям формирования мезотермальных золото-сульфидно-кварцевых месторождений.

Таблица 6.6. Изотопный состав сульфидной серы в рудах месторождения Водораздельное.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ в H_2S равновесного флюида для $T=350^\circ\text{C}, \text{‰}$	Описание	Объект
Вс-672	3.1		Арсенопирит	Полиметаллические руды месторождения
Вр-29	2.7	4.3	Галенит	
Вс-672	0.1	1.7	Галенит	
Вс-673	0.5	2.2	Галенит	
Вр-23	5.0	4.0	Пирит	
Вр-43	3.9	2.9	Пирит	
Вр-45	3.8	2.8	Пирит	
Вс-672	3.0	2.0	Пирит	
Вс-673	3.3	2.3	Пирит	
Вс-671	3.1	2.1	Пирит	
Вс-699	3.1	2.1	Пирит	
Вс-676	0.5	-0.5	Пирит	
20	2.4	1.4	Пирит	
21	3.3	2.3	Пирит	
Вр-32	3.4	1.6	Сфалерит	
Вс-671	2.6	0.8	Сфалерит	
Вс-672	2.6	0.8	Сфалерит	
Вс-673	2.6	0.8	Сфалерит	
23	-4		Пирит	Черные сланцы ильчирской толщи
25	-8.1		Пирит	

Примечание в таблице использованы собственные данные и заимствованные из работы (Айриянц и др., 2007) (пробы с индексом Вс).

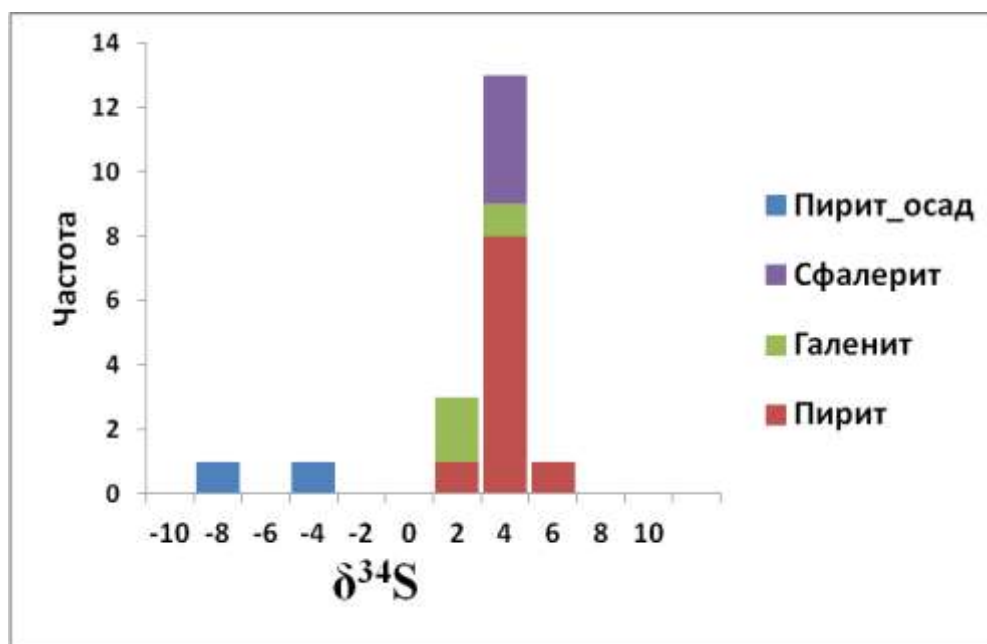


Рис. 6.9. Гистограмма распределения изотопного состава серы в сульфидах месторождения Водораздельное.

Значения изотопного состава кислорода в кварце из жил месторождения соответствуют 16.5 – 19.0‰ (табл. 6.7). Расчет изотопного состава кислорода равновесного флюида показал значения от 13.4 до 10.9‰. Такой изотопный состав кислорода отвечает метаморфогенному флюиду (Hoefs, 2006).

Таблица 6.7. Изотопный состав кислорода в рудном кварце.

№ п/п	№ пробы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ рудообразующего флюида для $T=350^\circ\text{C}$, ‰
1.	Вр-39	19.0	13.4
2.	Вр-59	16.5	10.9

Термо- и криометрическими методами были изучены флюидные включения в кварце (рис. 6.10) и кальците из кварцевых жил. Для исследований отбирались только первичные включения, одиночные, либо приуроченные к четким зонам роста кристаллов и на удалении от трещин и от шлейфов вторичных включений. Всего было изучено более 20 первичных ФВ. Включения, как правило, имеют двухфазовый состав (газ+водный раствор), размеры их варьируют от 3 до 9 мкм.

Обобщенные результаты термометрических экспериментов представлены в таблице 6.8. Было установлено, что температуры гомогенизации ФВ из кварца меняются от 255 до 360°C, тогда как температуры гомогенизации включений из кальцита имеют более низкие значения от 147 до 160°C. Температуры плавления льда по данным криометрии варьируют от -4.3 до -9.9°C, соответственно соленость растворов менялась от 8 до 13.8 мас. % экв.

NaCl в кварце и от 6.8 до 10.6 мас. % экв. NaCl в карбонатах. Температуры эвтектики менялись от -35 до -37.2, следовательно, основные солевые компоненты рудообразующих растворов могут быть представлены хлоридными системами (см. табл. 6.8) $MgCl_2$ -NaCl- H_2O , NaCl- $FeCl_2$, $FeCl_2$ - H_2O или $FeCl_3$ - H_2O (Борисенко, 1977).

Поскольку температуры гомогенизации ФВ отражают минимальные температуры образования жильных минералов, то условия образования руд соответствуют интервалу температур, полученных как по изотопному геотермометру, так и термобарогеохимическими методами. В таком случае условия рудоотложения отвечают общему температурному интервалу 255 – 386°C. Ранее было показано, что трансформация пирита в пирротин начинается при температуре около 400°C, а в присутствии углеродистого вещества – и при более низкой (до 200°C) (Bhargava et al., 2009; Hall, 1986).

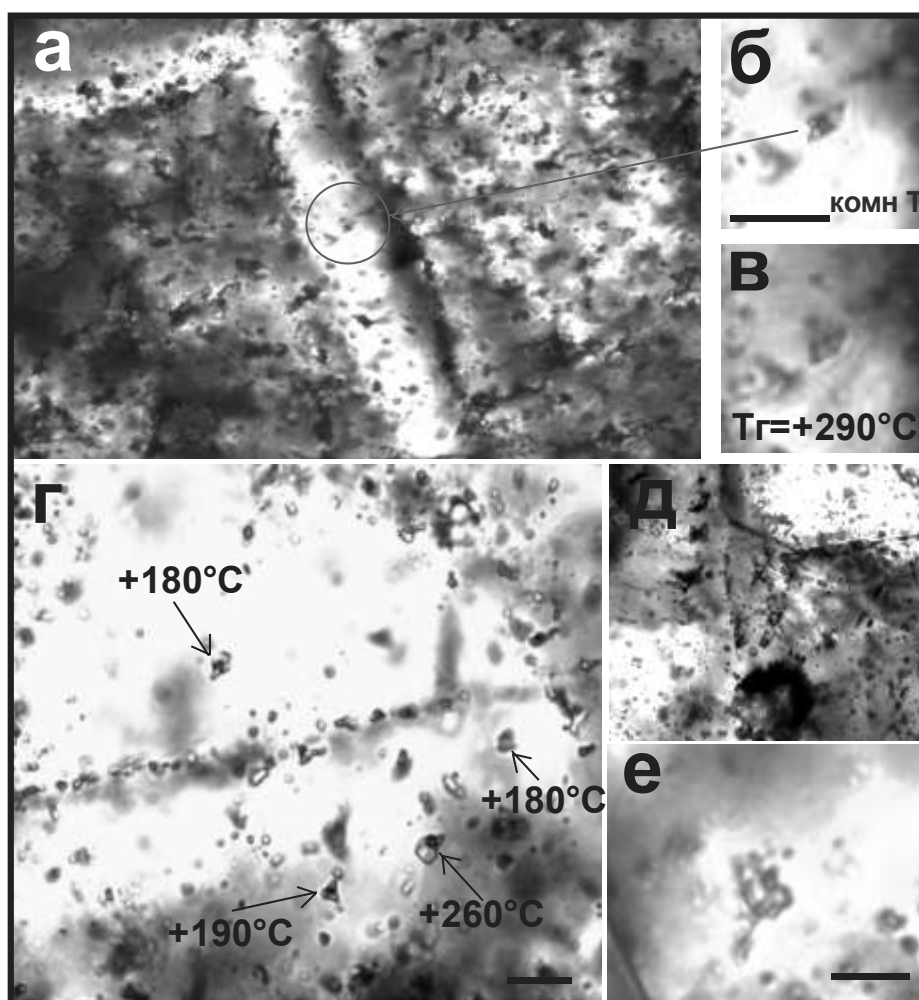


Рис. 6.10. Фотографии пластин месторождения Водораздельное: а – кварц с зонами роста, содержащими флюидные включения; б - первичное флюидное включение при комнатной температуре; в - гомогенизация включения при 290°C; г - группа первичных флюидных включений в кварце на удалении от трещины; д - зерно кальцита с ФВ; е - флюидное включение в кальците. Цифры - температуры гомогенизации. Длина линейки -10 мкм.

Таблица. 6.8. Результаты термо- криометрических исследований флюидных включений в жильных минералах месторождения Водораздельное.

Минерал-хозяин	T _{эвт} ,	T _{пл. льда}	T _{гом}	Соленость (мас.%, экв. NaCl)	Солевая система
кварц	-35...-37.2	-5.1...-9.9	255 – 360	8 – 13.8	MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₃ -H ₂ O
кальцит	-35...-37	-4.3...-7.1	146 – 160	6.8 – 10.6	MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₃ -H ₂ O

Появление небольшого количества прожилков пирротина, развивающихся по краям зерен и по трещинам в пирите в рудах месторождения Водораздельное, что свидетельствует либо о повышении температур при формировании оруденения, либо о снижении активности кислорода в растворах. Относительно высокотемпературные условия рудообразования препятствуют отложению низкотемпературной сульфосольной ассоциации, что объясняет отсутствие минералов этой ассоциации в рудах, в отличие от Зун-Оспинского месторождения, где эта ассоциация проявлена, хоть и в крайне небольшом количестве. Действительно, руды Зун-Оспинского месторождения формируются при относительно более низких температурах.

6.1.2.3. Зун-Холбинское месторождение

Месторождение залегает в региональной Самарта-Холбинской сдвиговой зоне, выполненной крупноблоковым тектоническим меланжем, в составе которого присутствуют как породы офиолитовой ассоциации, так и образования фундамента и чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, а также гранитоиды сумсунурского комплекса. Длительная история развития значительно усложнила состав руд Зун-Холбинского месторождения, но, тем не менее, главными компонентами руд, так же как и всех изученных золото-полисульфидных месторождений, являются Fe, Cu, Pb, Zn, Au и Ag. Кроме того в некоторых пробах руд фиксируются и такие элементы как Sb, Bi, Te, что обусловлено, по-видимому, переработкой гранитоидов в тектонических зонах.

Изучению генезиса Зун-Холбинского месторождения посвящено относительно большое количество научных работ (Бражник, 1995; Гребенщикова, Шмотов, 1997; Жмодик и др., 2008; Золото Бурятии, 2000; Миронов, Жмодик, 1999; Феофилактов, 1968,

1992; Zhmodik et al., 1993). В результате, представления о генезисе трансформировались от плутоногенного до полигенного. Согласно последней, полигенной модели, ранняя рудная ассоциация представляет собой толщу метаморфизованных первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд, аналогичных рудам золото-пирротинного типа. Позднее, в ходе процессов орогенеза и формирования крупноблокового тектонического меланжа в сдвиговой зоне, контролирующей размещение рудных зон месторождения, произошла перекристаллизация руд, перераспределение элементов и формирование минерализованных зон (тектонитов), в которых фиксируются реликты первичных руд.

Сравнение изотопных возрастов руд и пространственно ассоциирующих гранитоидов Амбартагольского массива, относящегося к сумсунурскому интрузивному комплексу, показывают значительную разницу. Так гранитоиды имеют неопротерозойский возраст (790 млн. лет), а руды – позднепалеозойский (350 – 380 млн. лет), что отрицает возможность формирования оруденения за счет воздействия гранитоидного магматизма.

Структурные особенности руд свидетельствуют о том, что все рудные тела, представленные, большей частью, кварц-сульфидными минерализованными зонами, локализуются только в зонах тектонических деформаций, а само месторождение представляет собой крупноблоковый меланж. Появление относительно малосульфидных кварцевых жил с полисульфидным оруденением, обусловлено формированием локальных участков растяжения в ходе сдвиговых деформаций – разрывов или трещин (рис. 6.11), благоприятных для гидротермального отложения кварца из метаморфогенных растворов за счет падения давления. Следовательно одним из ключевых факторов формирования Зун-Холбинского месторождения, является тектонический.

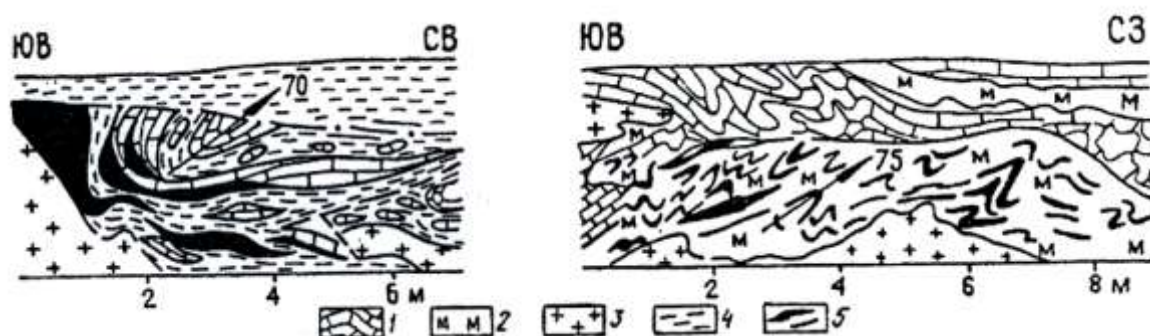


Рис. 6.11. Морфология золото-кварц-сульфидных жил Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Феофилактов, 1992). Видно, что жилы локализованы в трещинах отслоения в замках и крыльях складок в зоне тектонического меланжа. 1 – известняки; 2 – мраморизованные известняки; 3 – гранитоиды; 4 – тектониты; 5 – кварц-сульфидные жилы.

Анализ имеющихся данных по изотопам сульфидной серы в рудах Зун-Холбинского месторождения свидетельствует о том, что $\delta^{34}\text{S}$ пирита из различных типов руд колеблется в пределах от 2.3 до 4.6 ‰, причем, более близка к метеоритному стандарту сера в пирите из первичных массивных руд, значения $\delta^{34}\text{S}$ которой находятся в узком интервале – 2.3 – 3.0‰ (табл. 6.9). Изотопный состав серы в сульфидах из кварцевых жил несколько обогащен тяжелым изотопом – значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от 3.8 до 4.6‰. Это можно объяснить примесью метаморфогенной серы в составе гидротермальных растворов, формирующих кварцевые жилы. Расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида для температуры 300°C, проведенный по уравнениям (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006), показал достаточно однородные значения, варьирующие от 1.3 до 3.4‰. Такие составы соответствуют сере сульфидных руд золото-пирротинового типа оруденения. Как видно, значения и характер распределения изотопных составов сульфидной серы на Зун-Холбинском месторождении практически такой же, как и в рудах ранее рассмотренных Зун-Оспинского и Водораздельного месторождений.

Таблица 6.9. Изотопный состав серы в сульфидах Зун-Холбинского месторождения.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ флюида для $T=300^\circ\text{C}, \text{‰}$	Минерал
Зх-8	2.3	2.1	Халькопирит
899	2.8	1.6	Пирит из массивных руд
907	3.0	1.8	Пирит из массивных руд
910	2.5	1.3	Пирит из массивных руд
1674	2.8	1.6	Пирит из массивных руд
5	4.0	2.8	Пирит из кварцевых жил
977	3.8	2.6	Пирит из кварцевых жил
979	4.0	2.8	Пирит из кварцевых жил
1007	4.6	3.4	Пирит из кварцевых жил

Значения изотопного состава кислорода в жильном кварце изменяются от 13.3 до 15.8‰, тогда как кварц из минерализованных зон несколько обогащен тяжелым изотопом, в результате чего, значения $\delta^{18}\text{O} = 17.5 - 17.8\text{‰}$ (табл. 6.10). Такие изотопно «тяжелые» составы кислорода свидетельствуют о метаморфогенной природе кварца. Измерения изотопных составов кислорода и углерода в карбонатах из жил Зун-Холбинского месторождения показывают узкий интервал значений $\delta^{13}\text{C}$ – от -1.72 до 1.18‰ и сильно варьирующие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от 8.0 до 16.6‰). Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде, согласно уравнению (Sharp et al., 2016) показывает значения 6.4 –

8.9‰ во флюиде, формирующем жильный кварц, и 10.6 – 10.9‰ для флюида в кварце минерализованных зон. Полученные значения соответствуют изотопному составу кислорода в растворах метаморфогенного генезиса. Здесь следует заметить, что кварцевые жилы с полиметаллическим оруденением встречаются только в близповерхностных условиях, подверженных влиянию метеорных вод, что может явиться причиной «облегчения» изотопного состава кислорода в жильном кварце. Результаты изотопного анализа углерода в углеродистых сланцах показали значения $\delta^{13}\text{C} = -18.0 - -25.0\text{‰}$, что подтверждает их биогенное происхождение (Миронов, Жмодик, 1999).

Имеющиеся термобарогеохимические данные по рудному кварцу Зун-Холбинского месторождения крайне немногочисленны. Полученные С. К. Кнышом (Кныш, 1978_{1,2}) результаты термометрических исследований ФВ из кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных руд, показали интервал температур формирования от 180 до 340°C с изменением состава растворов от гидрокарбонатных магниевых-натриевых до сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых и с существенной долей восстановленных газов (CH_4 , CO , H_2) в составе флюида.

Таблица 6.10. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах и кварце из жил и минерализованных зон Зун-Холбинского месторождения.

№ п/п	№ пробы	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ флюида для $T=300^\circ\text{C}, \text{‰}$	Описание
1.	X-41-89	0.42	11.86		Карбонаты из кварц-карбонатных жил
2.	X-57-89	1.18	11.96		
3.	X-70-89	0.2	13.32		
4.	X-102-89	-0.53	11.13		
5.	X-106-89	-1.72	8.00		
6.	X-128-89	-1.16	10.24		
7.	3-702	0.12	16.06		
8.	X-21-89		13.3	6.4	Кварц молочно-белый с редкими гнездами полисульфидного состава
9.	X-97-89		15.8	8.9	Кварц серовато-белый с прожилком пирита
10.	3-517		14.2	7.3	Кварц светло-серый с редкими гнездами пирита
11.	Сев-3		17.5	10.6	Кварц серый из кварц-сульфидных минерализованных зон (руд. тела Северное 1, 3)
12.	Зхл-20		17.8	10.9	
13.	Зхл-8		17.8	10.9	

Нами термобарогеохимические исследования проводились по кварцу из наиболее распространенных кварц-сульфидных руд, слагающих минерализованную зону (рудное тело Северное-1). Были исследовано более 20 первичных ФВ, с которыми удалось провести термометрические эксперименты. Включения имеют неправильную, иногда слегка вытянутую форму, крайне малые размеры – 5–8 мкм, в единичных случаях достигая 10-14 мкм, двухфазовый состав – водный раствор+газовый пузырь (рис. 6.12). Полученный нами интервал температур гомогенизации ФВ – 340 – 167°C, отражает минимальные температуры минералообразования (табл. 6.11). Этот температурный интервал совпадает с ранее полученными данными С.К. Кныша. Соленость палеорастворов невысока – 0.9 – 7.6 мас.% экв. NaCl. Согласно измеренным температурам эвтектики, в солевом составе ФВ преобладают хлориды Mg и Fe, с примесью K и Na.

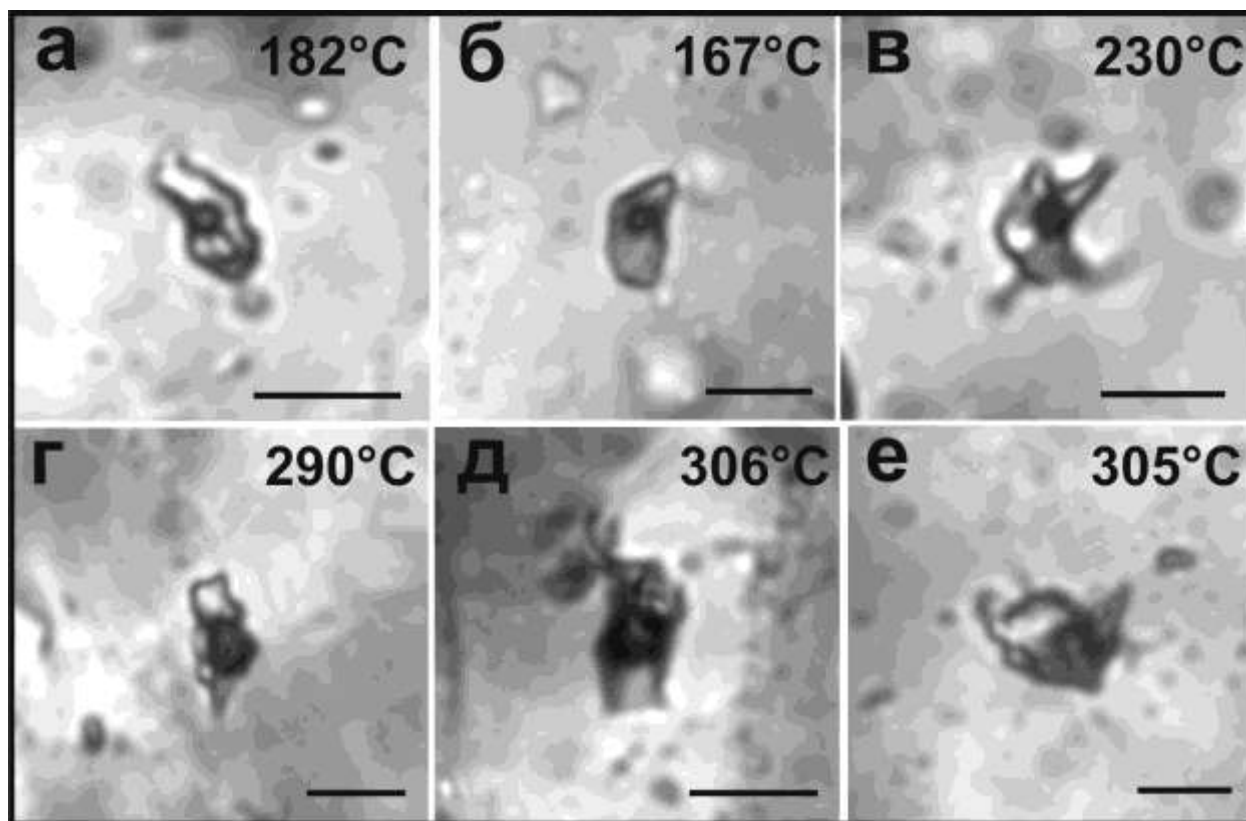


Рис. 6.12. Первичные ФВ из кварца Зун-холбинского месторождения. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки - 5 мкм.

Таблица 6.11. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ в кварце из кварц-сульфидной руды Зун-Холбинского месторождения.

Фаз. состав	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
	°C				
Ж+Г	-36...-38	-0.5...-4.8	167 – 340	0.9 – 7.6	MgCl ₂ -KCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ - -H ₂ O FeCl ₃ -H ₂ O

Таким образом, температурные условия рудоотложения продуктивных ассоциаций всех изученных месторождений золото-полисульфидного типа соответствуют единому интервалу 386 – 167°C (рис. 6.13). Рудоотложение происходило из слабо-среднеконцентрированных растворов, с общей соленостью в пределах 0.9 – 7.6 мас.% экв. NaCl. В солевом составе растворов, формировавших золото-полисульфидные месторождения, преобладали хлориды Mg и Fe с небольшой примесью хлоридов Na и K.

Поскольку все месторождения золото-полисульфидного минерального типа в юго-восточной части Восточного Саяна локализуются в меланжевых или сдвигово-надвиговых структурах, где проявлены процессы динамометаморфизма, можно заключить, что последние явились одним из ключевых факторов формирования золотого оруденения, учитывая, что изотопный состав кислорода в жильном кварце свидетельствует об его формировании преимущественно из метаморфогенных флюидов. Некоторые флуктуации изотопных составов кислорода обусловлены гетерогенностью вмещающего субстрата. Так, в зонах тектонического меланжа происходит преобразование пород разного состава и генезиса, от фрагментов сульфидных построек и мантийных ультрабазитов, до гранитоидов и осадочно-метаморфических пород фундамента и чехла микроконтинента. О немагматической природе рудообразующих растворов говорит и тот факт, что близкие по возрасту к рудам магматические породы, в рудных полях месторождений отсутствуют.

Наблюдаемые в рудах золото-полисульфидных месторождений, близкие изотопные составы серы в рудных минералах (интервал значений $\delta^{34}\text{S} = 0.1 - 5.1\text{‰}$) свидетельствуют о гомогенности источника серы и рудообразующих компонентов. Этим источником являются субмаринные гидротермально-осадочные сульфидные руды, фрагменты которых присутствуют в составе офиолитового комплекса и слагают объекты, отнесенные к золото-пирротинному минеральному типу.

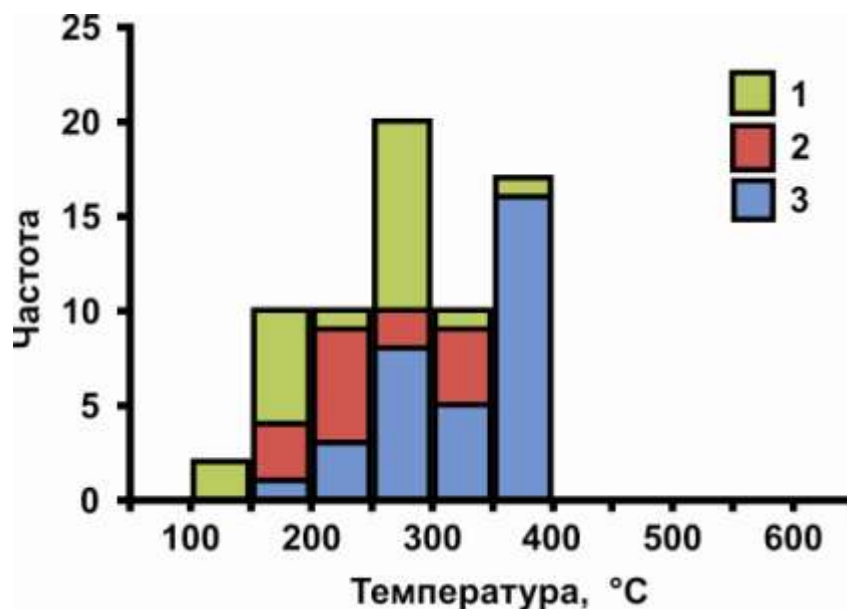


Рис. 6.13. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ в рудном кварце месторождений золото-полисульфидного минерального типа. 1 – Водораздельное месторождение, 2 – Зун-Холбинское месторождение, 3 – Зун-Оспинское месторождение.

К такому выводу склоняют следующие факты: постоянная пространственная ассоциация золото-полисульфидных месторождений с выходами пород офиолитового комплекса, в особенности его вулканогенно-осадочной части; постоянно присутствующие участки золото-пирротиновых руд в рудных полях золото-полисульфидных месторождений; близость изотопного состава серы и геохимических характеристик руд указанных типов; схожий солевой состав рудообразующих растворов; метаморфогенные изотопные характеристики рудообразующих растворов; приуроченность рудных зон к участкам тектонических деформаций пород офиолитовой ассоциации. Естественно, другие породы, входящие в состав тектонических зон также приносят часть компонентов, но их вклад представляется не определяющим.

Исследования изотопов Pb в рудах Зун-Холбинского и других месторождений Холбинского рудного узла, показали, что изотопные составы свинца галенитов из колчеданных пиритовых руд, кварц-полиметаллических и кварцевых жил имеют близкие значения и образуют компактное поле на свинец-свинцовой диаграмме (Жмодик и др., 1999; Неймарк и др., 1995). В цитируемых работах, на основе сравнительного анализа изотопного состава Pb в гнейсогранитах фундамента и гранитоидах сумсунурского и сархойского комплексов, с составом рудных галенитов сделан вывод о том, что оруденение не связано с гранитоидным магматизмом, а обусловлено ремобилизацией

рудного вещества из вмещающих комплексов, которыми, по нашему мнению, являются породы офиолитовой ассоциации, содержащие фрагменты сульфидных построек.

Наблюдаемые соотношения тектонитов с окружающими породными комплексами, а также результаты геохронологических исследований свидетельствуют о том, что формирование рудоконтролирующих тектонических зон происходило явно после обдукции офиолитов и внедрения гранитоидов. Интенсивные деформации пород привели к их деволатилизации (дегазации и дегидратации) и появлению метаморфогенно-гидротермальных растворов, переотлагающих рудообразующие компоненты. Известно, что в ходе субпараллельных сдвиговых деформаций, в междвиговых пространствах формируются локальные участки растяжения – диагональные разрывы (Знаменский, Знаменская, 2011), в которых, за счет падения давления, происходит отложение золотоносных сульфидно-кварцевых жил и формирование кварц-сульфидных минерализованных зон.

По совокупности геологических и минералого-геохимических признаков, месторождения золото-полисульфидного минерального типа соответствуют орогенным мезотермальным месторождениям, формирование которых связывается с обстановками тектонического сжатия или сдвига (Groves et al., 1998; Ridley, Diamond, 2000). Зачастую орогенные месторождения не имеют видимой связи с магматизмом (Goldfarb et al., 2005). Существуют разные точки зрения на происхождение орогенных золоторудных месторождений, однако наиболее распространена модель метаморфической деволатилизации (*metamorphic devolatilisation model*) (Phillips, Powell, 2010). Согласно этой модели, появление флюидов связано с дегазацией и дегидратацией пород при метаморфизме. Такие условия могут возникать в разных обстановках: в ходе динамометаморфизма при тектоническом сжатии в зонах коллизии и аккреции породных блоков, при термальном метаморфизме под действием мантийного плюма, в надсубдукционных обстановках, в аккреционных призмах, возможны и различные сочетания перечисленных тектонических обстановок (Goldfarb, Groves, 2015). В ходе метаморфизма за счет пирротинизации пирита происходит высвобождение серы и формирование водно-сероводородных метаморфогенно-гидротермальных растворов (Tomkins, 2010).

Представленные результаты свидетельствуют в пользу такого метаморфогенно-гидротермального генезиса месторождений золото-полисульфидного типа, распространенных в юго-восточной части Восточного Саяна.

6.1.3. Золото-кварцевый тип

6.1.3.1. Пионерское месторождение

Информация об условиях формирования руд Пионерского месторождения крайне скудна. Месторождение приурочено к зонам дробления и милонитизации в непосредственно в архейских гнейсогранитах фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. По минеральному и химическому составу руды близки к золото-полисульфидным месторождениям. Главный рудный минерал – пирит, в меньшем количестве присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, входящие в состав золото-полисульфидной ассоциации. Соответственно, основными рудообразующими компонентами являются Fe, Cu, Pb, Zn, Au и Ag, однако содержания этих элементов, по сравнению с рудами золото-полисульфидных месторождений, низки. В рудах также относительно повышены концентрации таких элементов как Co, Cr и Ni, что свидетельствует о влиянии вещества ультрабазитов. Характерной особенностью руд Пионерского месторождения является наличие минералов теллуридной ассоциации, хотя абсолютные концентрации теллура не превышают 3 – 5 г/т. Минералы этой ассоциации встречаются в малых количествах, явно поздние, по отношению к минералам полисульфидной ассоциации. Теллуридные минералы характерны большей частью для эпитермальных и порфировых золоторудных месторождений, источниками которых являются магматические тела (Бортников и др., 1988; Константинов, 1984; Кривцов и др., 1986; Hedenquist, 1998; Sillitoe, 2000; White et al., 1995 и др.). Формирование теллуридных ассоциаций происходит при относительно низких температурах, оцениваемых в 150 – 280°C (Бортников и др., 1988). В данном случае, появление теллуридов можно связать с влиянием дайкового магматизма, проявленного в рудном поле Пионерского месторождения.

Изотопный состав сульфидной серы в пирите характеризуется хорошей выдержанностью значений 1.5 – 2.2‰ (табл. 6.12), что близко к изотопному составу для объектов золото-пирротинового и золото-полисульфидного типов. Расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида (по Ohmoto, Rye, 1979), для температуры 280°C показывает узкий интервал значений 0.2 – 0.9‰, соответствующий сере мантийного происхождения. Учитывая примесь Cr, Ni Co в рудах, можно сделать вывод, что часть вещества была привнесена из пород офиолитовой ассоциации, так же как и в месторождениях золото-полисульфидного типа. Изотопный состав кислорода в кварце имеет значения $\delta^{18}\text{O} = 12.4 - 12.6\text{‰}$, который практически идентичен изотопному составу кислорода в кварце Зун-Оспинского месторождения (см. табл. 6.12). С другой стороны,

такой состав кислорода соответствует составу древних метатерригенных пород, входящих в состав «Гарганской глыбы» - фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009). Расчет равновесного изотопного состава флюида для температуры 280°C, согласно уравнению (Sharp et al., 2016), показывает значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида в интервале 4.7 – 4.9‰, что свидетельствует о примеси метеорных вод в растворах магматогенного или метаморфогенного происхождения.

Таблица 6.12. Изотопные составы серы в сульфидах и кислорода в кварце Пионерского месторождения.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ в H_2S равновесного флюида для $T=280^\circ\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для $T=280^\circ\text{C}$, ‰
П-3	1.5	0.2		
П-4	1.5	0.3		
Пк-10	1.5	0.2		
Пн-7	2.2	0.9		
П-6			12.6	4.9
Пн-1			12.4	4.7

Термобарогеохимическими методами исследованы ФВ из кварца и карбонатов рудных жил Пионерского месторождения. Вследствие крайне ограниченного распространения первичных ФВ и их малых размеров, всего удалось получить информацию по 20 индивидуальным включениям. Все ФВ характеризуются малыми размерами, в пределах 4 – 9 мкм, лишь единичные достигают 10-12 мкм. Они имеют чаще изометричную форму, двухфазовый состав (жидкая фаза+газовый пузырь), не содержат твердых фаз (рис.6.14). Участками отмечаются сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые включения, которые располагаются рядом, в пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что говорит о гетерогенизации (вскипании) флюидов (рис. 6.14, в). Общий интервал температур гомогенизации составляет 125 – 285°C (табл. 6.13). ФВ из карбонатов, имеют более узкий интервал температур гомогенизации (225 – 227°C) (рис. 6.14, г). Соленость растворов во включениях из кварца – 6.9 – 12.8 мас.% экв. NaCl, тогда как в карбонатах, формирование которых происходит на более поздних стадиях, соленость относительно низкая – 3.2 – 3.4 мас.%. Измеренные температуры эвтектики (-35...-38°C) соответствуют водным растворам хлоридов Mg и Fe, с примесью Na и K. В карбонатах температуры эвтектики ниже (-44...-48°C), что может свидетельствовать о примеси хлорида Ca в солевом составе.

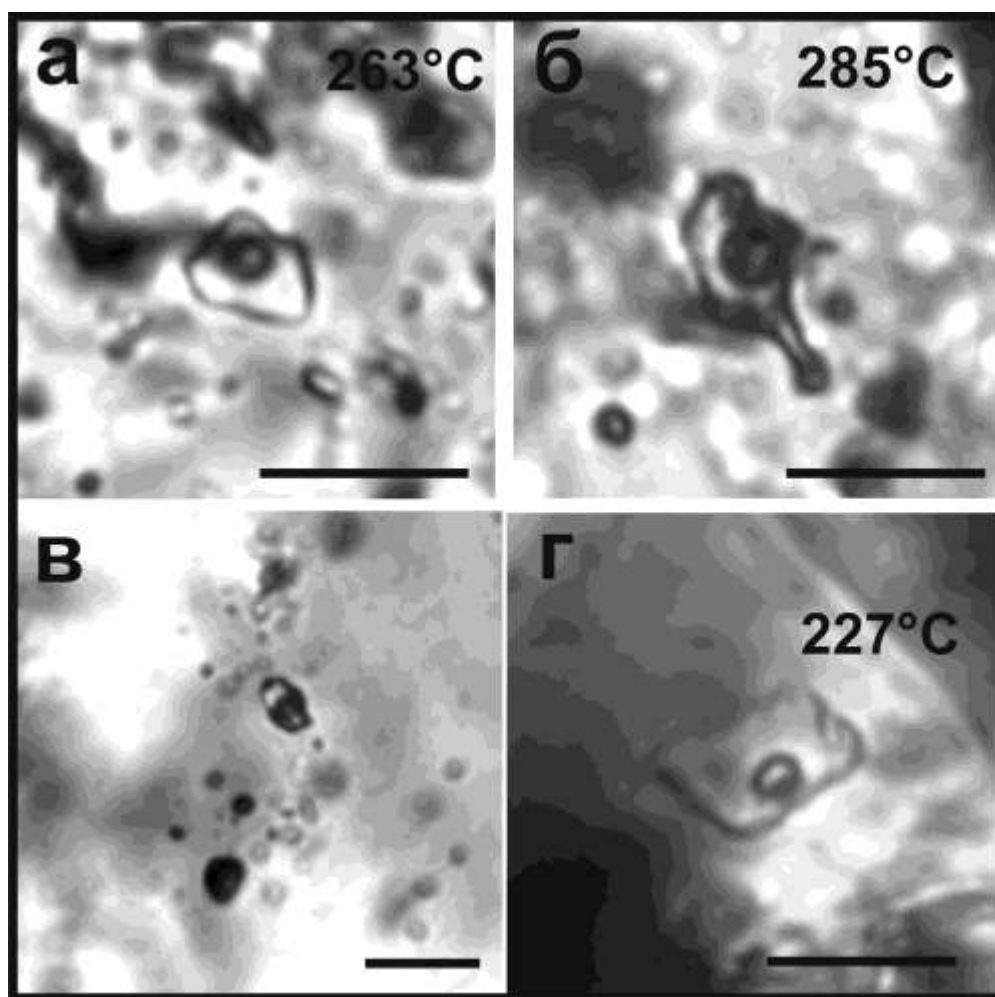


Рис. 6.14 Первичные флюидные включения Пионерского месторождения.
а, б - двухфазовые ФВ в кварце; в - группа сингенетических существенно-водных и существенно-газовых ФВ в кварце; г - ФВ в зерне карбоната. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки - 10 мкм.

Таблица 6.13. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ в кварце и карбонатах из рудных жил Пионерского месторождения.

№ п/п	Фаз. состав	Т _{эвт.}	Т _{пл. льда}	Т _{гом.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
		°C				
1	Ж+Г	-35...-38	-4.3...-9	125 – 285	6.9 – 12.8	MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O MgCl ₂ -KCl-H ₂ O NaCl- FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₃ - H ₂ O FeCl ₂ - H ₂ O
2	Ж+Г	-44...-48	-1.9...-2	225 – 227	3.2 – 3.4	CaCl ₂ -H ₂ O (?)

Примечания: 1 – ФВ из кварца, 2 – ФВ из карбоната.

6.1.3.2. Барун-Холбинское месторождение

Барун-Холбинское месторождение, так же как и Пионерское, локализуется в зонах дробления и милонитизации, развитых по гранитогнейсам Гарганской «глыбы». Главные минералы руд Барун-Холбинского месторождения – пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, в химическом составе соответственно преобладают Fe, Pb, Zn, Cu, Au и Ag, относительно повышены концентрации Cr, Ni и Co.

Изотопные составы сульфидной серы в пирите из руд Барун-Холбинского месторождения имеют значения 2.0 – 3.1‰ и практически идентичны изотопным составам серы других месторождений Урик-Китойской зоны (табл. 6.14). Изотопный состав кислорода в кварце имеет значения 13.1 – 13.4 ‰.

Таблица 6.14. Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце Барун-Холбинского месторождения.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ в H_2S равновесного флюида для $T=300^\circ\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида, ‰
Бх-1	3.1	1.9		
Бх-2	2.0	0.8	13.4	6.5
Бх-5	2.8	1.6		
Бх-4			13.1	6.2

Изотопные составы серы имеют значения $\delta^{34}\text{S}$, варьирующие от 2.0 до 3.1‰, что, в совокупности с составом руд, соответствует ранее описанным объектам золото-полисульфидного и золото-пирротинового типов. Изотопные составы кислорода в кварце имеют значения $\delta^{18}\text{O} = 13.1 - 13.4\text{‰}$. Пересчет на состав равновесного флюида для температуры 300°C , согласно уравнению (Sharp et al., 2016) дает значения 6.2 – 6.5‰. Такие значения соответствуют магматогенным или метаморфогенным флюидам (Hoefs, 2006).

Термобарогеохимические исследования руд Барун-Холбинского месторождения проводились по первичным ФВ из рудного кварца, реже карбоната. Включения имеют крайне малые размеры – 4 – 8 мкм, что значительно затруднило проведение исследований, в результате чего, достоверные результаты были получены лишь по 20 индивидуальным включениям. Изученные включения имеют изометричную, реже вытянутую форму, двухфазовое строение (водный раствор + газовый пузырь) (рис.6.15). Общий разброс температур гомогенизации ФВ в кварце составляет $170 - 360^\circ\text{C}$ (табл. 6.15). Часть ФВ в

кварце декрипитировали при температурах 270 – 358°C. Такие значения температур гомогенизации сопоставимы с данными по термобарогеохимическим исследованиям жильных минералов Зун-Оспинского месторождения. Общая соленость варьирует от 9.6 до 14.9 мас.% экв. NaCl. Криометрические данные свидетельствуют о преобладании систем $\text{MgCl-NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{MgCl-H}_2\text{O}$ или $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ в солевом составе растворов, поскольку $T_{\text{эвт}}$ ложатся в интервал -32...-35°C. Подобные солевые системы характерны и для растворов, формировавших месторождения золото-полисульфидного минерального типа.

В ФВ из более поздних карбонатов температуры гомогенизации ФВ несколько ниже (табл. 6.15), варьируют от 150 до 170°C, $T_{\text{пл льда}}$ – 6.2-7.6°C, что соответствует более низкой солености растворов 9.4-11.2 экв. NaCl, $T_{\text{эвт}}$ близки значениям, полученным для ФВ из кварца.

Таким образом, термобарогеохимические данные указывают на схожесть многих параметров руд Барун-Холбинского месторождения с объектами золото-полисульфидного типа.

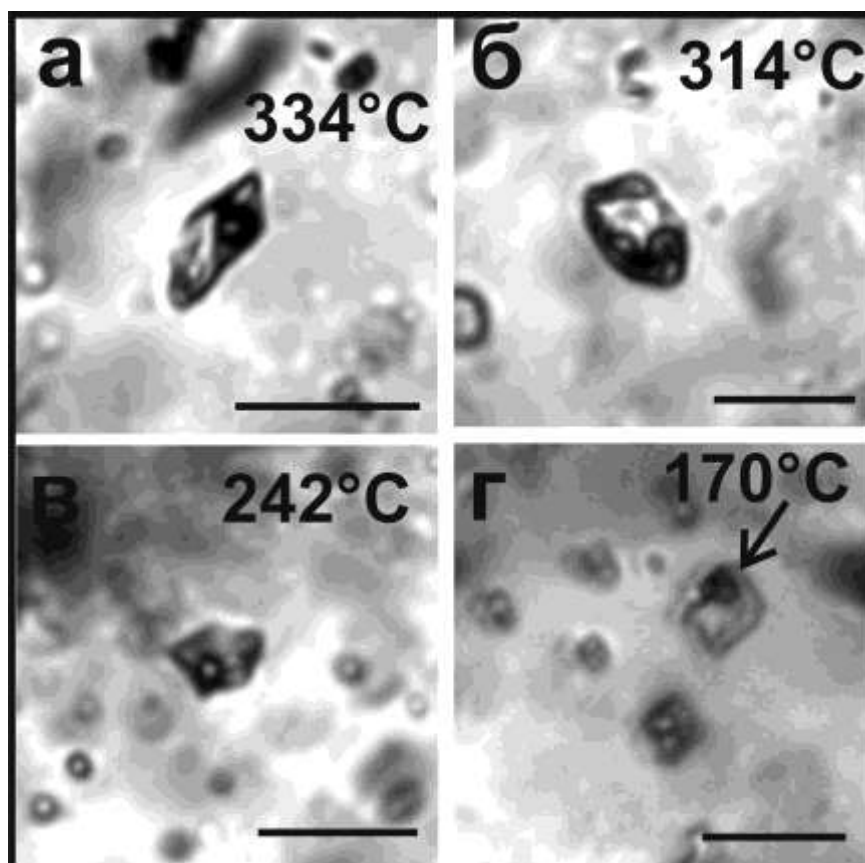


Рис. 6.15. Первичные включения Барун-Холбинского месторождения: а, б, в - двухфазовые ФВ в кварце; г - группа ФВ в карбонате; Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки - 10 мкм.

Таблица 6.15. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ в рудном кварце Барун-Холбинского месторождения.

№	Фаз. состав	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	T _{декр.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
		°C					
1	Ж+Г	-32...-35	-6.3...-11.0	170 – 360	270 – 358	9.6 – 14.9	MgCl-NaCl- H ₂ O MgCl- H ₂ O FeCl ₂ -H ₂ O
2	Ж+Г	-33...-34.6	-6.2...-7.6	150 – 170		9.20 – 11.2	MgCl-NaCl- H ₂ O MgCl- H ₂ O

Примечание: 1 – ФВ из кварца; 2 – ФВ из карбонатов.

Таким образом, месторождения золото-кварцевого минерального типа, локализируются в породах архейского фундамента, однако пространственно близки к выходам пород офиолитовой ассоциации и имеют весьма схожие с золото-полисульфидными объектами минералого-геохимические характеристики руд, идентичные изотопные отношения серы и кислорода в рудных и жильных минералах. Рудоотложение на Пионерском месторождении происходило в целом, в более низкотемпературных условиях (285 – 125°C), по сравнению с Барун-Холбинским (360 – 150°C), но, тем не менее, интервалы температур перекрываются (рис. 6.16). Так же как и температурные условия, несколько различается и общая соленость растворов: на Пионерском месторождении – 7.8 – 12.8 мас.% экв NaCl, тогда как на Барун-Холбинском месторождении – 9.6 – 14.9 мас.% экв NaCl, что говорит о том, что более высокотемпературные растворы – более концентрированные. В то же время солевой состав растворов обоих изученных месторождений близок, преобладают хлориды Mg и Fe, с примесью Na и K. Такой же солевой состав имеют и месторождения золото-полисульфидного и золото-пирротинового минеральных типов.

Структурно-геологическое положение рудных тел золото-кварцевых месторождений также контролируется зонами тектонических деформаций, которые зачастую являются продолжением рудовмещающих структур золото-полисульфидных месторождений. Все эти данные указывают на то, что эти объекты золото-полисульфидного и золото-кварцевого минеральных типов являются генетически родственными образованиями. Следовательно, по крайней мере, одним из источников рудообразующих компонентов

были породы офиолитовой ассоциации, в частности, металлоносные осадки, рудное вещество которых переносилось и переотлагалось метаморфогенными флюидами в зонах тектонических деформаций.

Относительно малое количество сульфидных минералов в рудных жилах, а также некоторые отличия в составе руд золото-кварцевых месторождений (присутствие минералов Bi и Te , различия в пробности золота и др.) можно объяснить примесью рудного вещества, мобилизованного из вмещающих гнейсогранитов, учитывая, что последние, так же как и офиолиты, имеют повышенный геохимический фон золота (Гребенщикова, Шмотов, 1997).

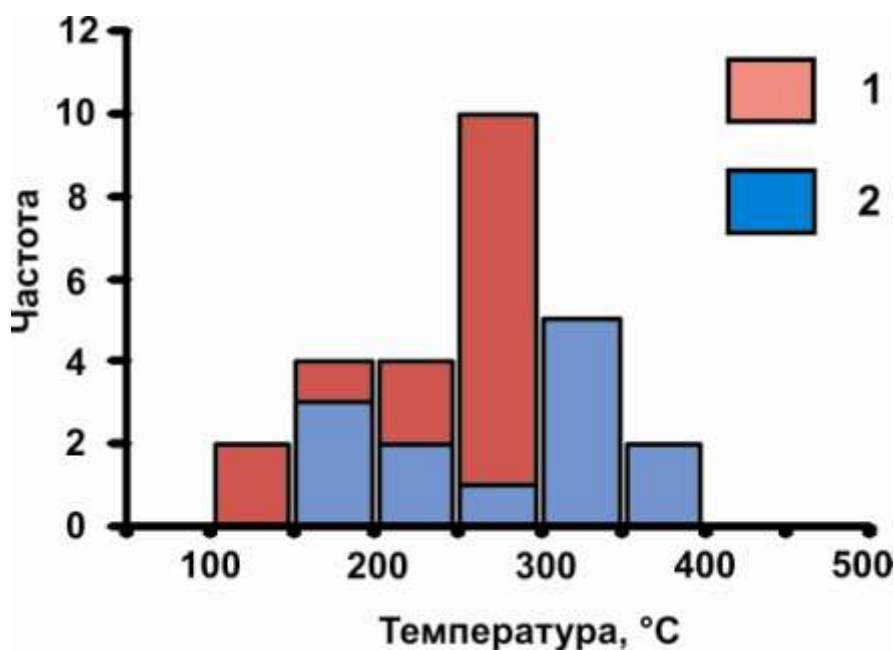


Рис. 6.16. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ в рудном кварце месторождений золото-кварцевого минерального типа. 1 – Пионерское месторождение, 2 – Барун-Холбинское месторождение.

В итоге можно сделать вывод, что месторождения золото-кварцевого минерального типа имеют близкие с золото-полисульфидными структурные, минералого-геохимические, термобарогеохимические и изотопные характеристики, что позволяет отнести все указанные объекты к единому (метаморфогенно-гидротермальному) генетическому типу.

6.1.4. Золото-теллуридный тип

К золото-теллуридному минеральному типу отнесены объекты, содержащие золотопродуктивную теллуридную ассоциацию в рудах. Однако следует отметить, что теллуридные минералы количественно имеют подчиненное распространение, но находятся в парагенезисе с самородным золотом, а Те – преобладает среди полуметаллов. Наиболее крупными объектами этого типа являются Таинское месторождение и проявления Хорингольское и Сагангольское. Они характеризуются разными возрастами формирования (в районе 850 и 530 млн. лет), несколько различаются по вещественному составу и приурочены к разновозрастным островодужным гранитам, близким по геохимическим характеристикам.

6.1.4.1. Таинское месторождение

В отличие от вышеохарактеризованных золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений, Таинское локализуется в пределах гранитоидного штока, большую роль играет прожилково-вкрапленный тип оруденения, характерно также наличие углеродистого материала, преобладание пирротина среди сульфидов, кюстелита среди минералов золота и метана в газовой фазе.

Изучение гранитоидов Таинского штока показало, что они обладают геохимическими характеристиками гранитоидов островодужного типа. Тело рудоносных плагиогранит-порфиров Таинского месторождения располагается среди серпентинитов офиолитового комплекса и входит в состав единого аллохтонного покрова. Возраст гранитоидов – около 850 млн. лет, соответствует времени существования Дунжугурской островной дуги, сформировавшей и офиолиты.

Породы массива интенсивно тектонизированы, в том числе и субгоризонтальными сдвиговыми нарушениями. Такие же небольшие массивы плагиогранитов, диоритов и дацит-порфиров известны и в других участках выходов пород офиолитового комплекса (р. Ехэ-Шигна, р. Борто-Гол и др.). Все это свидетельствует о том, что в отличие от гранитоидов сумсунурского и других более молодых комплексов (PZ₂₋₃), являющихся отчетливо син- и постколлизийными, гранитоиды Таинского штока и аналогичные им породы формировались на островодужном этапе, испытали деформации при последующей коллизии и обдукции. Это же относится и к рудам, жильные тела которых в значительной степени будинизированы, трещиноваты, а все типы оруденения несут следы пострудных преобразований. Возраст руд (860 млн. лет), определенный Re-Os

датированием, с учетом погрешности анализа соответствует возрасту гранитоидов, что убедительно доказывает генетическую связь оруденения с гранитоидами.

Особенностью Таинского месторождения золота является наличие признаков того, что формирование оруденения происходило в восстановительной обстановке, о чем свидетельствуют: восстановленный состав флюидов, содержащих в газовой фазе до 100 % CH_4 ; повсеместная углеродизация апикальных частей тела плагиогранит-порфиров (до 0.58 мас. % C) и широкое распространение углеродизированных вмещающих серпентинитов и других пород с изотопными характеристиками углерода как мантийного, так и корового источника (Миронов и др., 2001; Галимов и др., 2000); наличие в плагиогранит-порфирах ильменита и отсутствие магнетита. Повышенная углеродистость среды и связанный с ней восстановительный характер флюидной системы привели к преобладанию среди сульфидов железа пирротина, среди сульфидов меди – халькопирита, а также к широкому развитию среди минералов золота и серебра – кюстелита, гессита, самородного и ртутистого серебра. По данным диаграммы активности серы – активности теллура на основании описанных перегенезисов был сделан вывод о низкой активности серы (10^{-11} - 10^{-13}) и средней активности теллура (10^{-11} - 10^{-12}) (Миронов и др., 2001).

Изотопы серы определены для трех наиболее распространенных минералов пирротина, халькопирита и пирита в различных типах руд. Как можно видеть (табл. 6.16), значения $\delta^{34}\text{S}$ довольно близки между собой в сульфидах как кварцевых жил, кварц-мусковит-пирротиновых тел, так и прожилково-вкрапленных руд (вариации от 3.1 до 4.1 ‰). Это свидетельствует о гомогенности источника серы. Изотопные составы серы имеют значения 3.1 – 4.5‰, характерные для серы из магматических пород (Seal, 2006). Расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида показал значения $\delta^{34}\text{S}$ в пределах 2.6 – 4.4‰ также соответствующие магматической сере.

Изотопы некарбонатного углерода обнаруживают разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ от –18.9 ‰ до –23.5 ‰, хотя в целом близки к таковым черных сланцев, слагающих нижнюю пластину покрова, и отличаются от изотопных отношений углерода в углеродизированных гипербазитах (–9.1 ‰...–16.1 ‰). Единичное определение изотопного состава кислорода в рудном кварце показало значение $\delta^{18}\text{O}=13.2\text{‰}$. Расчет изотопного состава кислорода равновесного флюида для температуры 300°C, согласно уравнению (Sharp et al., 2016) дает значение $\delta^{18}\text{O}=6.3\text{‰}$, что соответствует магматическому флюиду.

Таблица 6.16. Изотопный состав серы в рудах Таинского месторождения.

№ пробы	Минерал	$\delta^{34}\text{S},\text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ в H_2S равновесного флюида для $T=350^\circ\text{C},\text{‰}$	Примечание
Тн-11	Пирротин	3.7	3.1	Кварцево-жильный тип
"	Халькопирит	3.2	3.1	«
Тн-213	Пирит	4.1	3.1	«
Тн-450	Пирротин	3.2	2.6	Кварцево-жильный тип
Тн-39	Пирротин	4.3	3.7	Кварц-пирротиновый тип руд
"	Халькопирит	4.5	4.4	"
Тн-448	Пирротин	3.6	3.0	Кварц-пирротиновый тип руд
Тн-458	Халькопирит	3.1	3.0	Вкрапленные руды

Примечание: расчеты изотопного состава H_2S флюида проведены по уравнениям (Li, Liu, 2006; Ohmoto, Rye, 1979).

Расчет температур образования минералов по изотопному геотермометру проводился по паре пирротин-халькопирит из кварцево-жильного типа оруденения (проба Тн-11, см. табл. 6.16). Расчетная температура образования минералов составляет 359°C .

Термобарогеохимические исследования руд Таинского месторождения проведены А. А. Боровиковым и А. С. Борисенко (Миронов и др., 2001). В образцах кварцево-жильных малосульфидных и кварц-мусковит-пирротиновых руд обнаружены многочисленные мелкие (15-2 мкм) двухфазные и существенно газовые вторичные включения, располагающиеся по системам трещин в кварце. К первичным включениям можно отнести газовые и двухфазовые включения в «роеобразных» скоплениях среди кварца. Существенно жидкие двухфазовые флюидные включения кроме раствора и газа часто содержат прозрачную, слабо анизотропную, не идентифицированную ксеногенную твердую фазу неопределенной формы. Кроме этого в некоторых включениях иногда присутствует темная непрозрачная, волокнистая твердая фаза неправильной формы (графит?). В кварце прожилково-вкрапленных руд были обнаружены газовые и двухфазные флюидные включения, а также кристаллофлюидные включения. Флюидные и кристаллофлюидные включения располагаются по плоскостям залеченных трещин. Двухфазные включения располагаются в той же позиции и характеризуются резким преобладанием газа над раствором. Кроме флюидных включений в образцах из прожилок вкрапленных руд попадаются редкие расплавные включения.

Температуры гомогенизации двухфазных включений в кварце руд малосульфидного типа находятся в интервале $120 - 165^\circ\text{C}$. В кварце кварц-мусковит-пирротиновых руд

(табл. 6.17) в интервале 185 – 270°C двухфазные включения только частично гомогенизируются в жидкость и затем интенсивно декрепитируют. В кварце вкраплено-прожилковых руд, гомогенизация газа в двухфазных флюидных включениях происходит в интервале 110 – 200°C. В кристаллофлюидных включениях, которые характеризуются близким соотношением водной и газовой фаз, газ гомогенизируется при 380-400°C. Кристаллическая фаза остается без видимых изменений. При более высоких температурах (500°C) включения декрепитируют. Температуры частичной гомогенизации включений определенно меньше истинных температур минералообразования для данных минеральных парагенезисов.

Двухфазные включения во всех изученных образцах характеризуются пониженной температурой плавления эвтектики – -72...-68°C (начало плавления фазы льда), при этом отмечается ускорение плавления льда при -58...-49°C. Низкие температуры плавления эвтектик (-72/68°C) говорят о сложном составе растворов и позволяют предполагать присутствие примесей LiCl, ZnCl₂ и FeCl₂ (Боровиков и др., 2002). Эффект резкого ускорения плавления льда в интервале -58...-49°C свидетельствует о том, что растворы включений достаточно близки по содержанию основных солевых компонентов к хлоридно-кальциевым водно-солевым системам типа CaCl₂ + NaCl + KCl + H₂O, эвтектики которых плавятся в этом интервале температур (Борисенко, 1977). Общая концентрация солей в растворах может быть грубо оценена в эквиваленте водно-солевой системы CaCl₂ + NaCl + H₂O, она колеблется в пределах 29-23 мас. %, при резком преобладании CaCl₂.

Изучение методом криометрии газовых включений в кварце малосульфидного типа оруденения обнаружило в них малоплотную газовую фазу, в которой при глубоком охлаждении (до -197°C) не происходит вымораживание CO₂ или сжижения CH₄. В образцах кварцево-жильных малосульфидных руд при глубоком охлаждении происходит конденсация газовой фазы и появление во включении двух фаз жидкости и газа, которые гомогенизируются при температурах -94 ÷ -86°C по трем типам: в газ, жидкость и с критическими явлениями с инверсией (табл. 6.18). Данные КР-спектроскопии позволяют говорить, что газовая фаза в этих включениях представлена практически чистым метаном с плотностью 0.262 ÷ 0.054 (Thiery et al., 1994). Вариации плотности газовой фазы можно связать с резкими перепадами давления в ходе гидротермального процесса. Давление в существенно газовых включениях, где плотность метана выше или близка к критической при температуре частичной гомогенизации 2-х флюидных включений достигает 950-560 бар, и не менее 190-130 бар во включениях, в которых плотность метана ниже

критической (Holloway, 1981). При температурах гомогенизации флюидных и кристаллофлюидных включений во вкрапленно-прожилковых рудах развивается давление порядка 350-500 и 770 бар соответственно (Holloway, 1981).

Таблица 6.17. Результаты термобарогеохимического исследования ФВ в кварце из руд Таинского месторождения.

	Фазовый состав	Температура в °С			Общая соленость**
Образец		T _{гом.}	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	
Вкрапленно-прожилковый тип руд					
BC-96-97	Ж+Г	200 – 110	-78...-74	-34...-30	29.0 – 28.0
BC-96-97	Кристаллофлюидные	400 – 380*	-76...-74	-32...-30	28.0
Кварц-мусковит-пирротиновые руды					
BC-165-97	Ж+Г	185 – 190*	-76...-74	-34...-32	28.0
BC-168-97	Ж+Г	270 – 280*	-68...-62	-31...-30	28.0
BC-169-97	Ж+Г	175 – 160*	-64...-62	-36...-34	29.0
Кварцево-жилльные малосульфидные руды					
TН-350	Ж+Г	130 – 120	-70...-68	-32...-26	25.0 – 23.5
TН-25-96	Ж+Г	165 – 150	-72...-70	-30...-25	24.5 – 23.0
TН-495-96	Ж+Г	140 – 150	-72...-68	-30...-28	24.5 – 24.0

* – частичная гомогенизация; ** - в мас. % экв. водно-солевой системы CaCl₂-NaCl-H₂O.

Таким образом, термобарогеохимические исследования руд Таинского месторождения приводят к следующим выводам: минералообразующие флюиды были представлены гетерогенными хлоридными растворами. Солевой состав растворов определялся преимущественно CaCl₂ с примесью NaCl, KCl, а также FeCl₂, LiCl, ZnCl₂. Общая концентрация растворов колебалась от 29 до 23 мас. %. Состав обособившейся газовой фазы представлен практически чистым метаном, плотность которого варьирует от 0.092 до 0.262. Температура минералообразования изменялась от более 400 до 120°C, что соответствует расчетной температуре, полученной с помощью изотопного геотермометра. Низкие температуры гомогенизации ФВ в кварцевых жилах (165 – 120°C) по-видимому, отражают температуры завершающей стадии рудообразующего процесса, в ходе которой формировалась теллуридная ассоциация. Давление минералообразующего флюида колебалось от 130 до 950 бар. Выявленные термобарогеохимические параметры

характерны для руд золото-порфировых месторождений Пангуа (Папуа Новая Гвинея), Лепанто (Филиппины) и др.

Таблица 6.18. Результаты криометрического исследования газовых включений в кварце.

Образец	Т гом. (°C)	Тип гомогенизации	Плотность газовой фазы	P* (бар)
Вкрапленно-прожилковый тип руд				
BC-96-97	-82...-83	Исчезновение границы фаз	0.172	350 - 770
Кварц-мусковит-пирротиновые руды				
BC-82-97	-88...-89	В газ	0.081-0.079	190
BC-165-97	-89...-90	В жидкость	0.259-0.262	950
BC-165-97	-94...-96	В газ	0.059-0.054	130
BC-168-97	-86	Исчезновение границы фаз	0.237-0.092	560
BC-169-97	-86	Исчезновение границы фаз	0.237-0.092	410

* - давление сухого CH₄ при температуре гомогенизации 2-х включений в образце.

Золотое оруденение Таинского месторождения не выходит за пределы гранитоидного штока, является сложным по строению и составу и соответствует золото-(медно)-порфировому типу оруденения, хотя и отличается по некоторым параметрам. Как и для большинства объектов такого типа (Кривцов и др., 1986; Грабежев и др., 2000; Seedorf et al., 2005; Sillitoe, 2000 и мн.др.) оруденение в значительной части прожилково-вкрапленное, с халькопирит-пирротиновыми рудами, молибденовыми прожилками и золото-теллуридной ассоциацией. Тектурные, структурные, петро- и геохимические особенности, изотопный состав серы и кислорода руд Таинского месторождения и характер их изменений соответствуют породам, вмещающим оруденение на месторождениях золото-порфирового типа (Sillitoe, 2000). Как известно, молодое золото-порфировое оруденение наиболее часто проявляется в обстановке энсиматических островных дуг или задуговых бассейнов в тесной связи с зонами субдукции, что согласуется с островодужной природой гранитоидов Таинского штока.

6.1.4.2. Хорингольское и Сагангольское рудопроявления

Изучение минералогических характеристик руд Хорингольского и Сагангольского проявлений показывает наличие теллуридных минералов во всех изученных типах руд. Особенностью их является крайне малое количество минералов серебра, средняя–высокая пробность золота. Наблюдаемые соотношения теллуридов и золота с нерудными

минералами свидетельствует об их тесной пространственно-временной ассоциации и связи оруденения с процессами вторичного изменения рудовмещающих пород.

Выделяются две рудные минеральные ассоциации: золото-пиритовая и золото-теллуридная. К золото-пиритовой ассоциации отнесены пирит, широко распространенный в исследуемых рудах и золото, находящееся в тесных сростаниях с пиритом и лимонитом, сформировавшимся при окислении золото-пиритовых руд. К этой же ассоциации, по-видимому, относятся и другие сульфидные минералы (галенит, сфалерит, киноварь), а также золото, связанное с карбонатными минералами лиственитов и березитов.

Изотопные составы серы пиритов из лиственитов и березитов несколько обогащены тяжелым изотопом (+1.1 – +1.2‰), по отношению к пиритам кварцевых жил и сульфидно-вкрапленных руд в гранитах (-2.1 – -3.2‰) (табл. 6.19). Однако в целом, изотопные составы S из пиритов имеют значения, интерпретируемые как магматические. Расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида, согласно уравнению (Ohmoto, Rye, 1979) показывает вариации от -4.4 до 0.0‰. Такое явление обусловлено, по-видимому, некоторым смешением магматической серы с осадочной, либо за счет ассимиляции гранитоидами вмещающего субстрата, либо при поступлении в систему некоторого количества метеорных вод, несущих осадочную серу.

Изотопные составы кислорода в рудном кварце имеют значения 12.7 – 13.3‰, кварц из гранита – 8.9‰ (см. табл. 6.19). Такие значения изотопного состава кислорода в жильном кварце близки к составу руд Таинского месторождения. Пересчет на состав $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для температуры 300°C (по Zheng, 1993a), дает значения $\delta^{18}\text{O}$ (5.7 – 6.3‰), характерные для магматического флюида.

Таблица. 6.19. Изотопные составы серы сульфидов и кислорода в кварце.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ в H ₂ S флюида для T=300°C, ‰	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ флюида для T=300°C, ‰	Описание
Бс-3	-3.2	-4.4			Пирит из кварцевых жил
Хр-80	-2.1	-3.3			
Бс-80	-2.9	-4.1			Пирит из сульфидизированных гранитов
Хр-29	1.1	-0.1			Пирит из березитов
Бс-35	1.2	0.0			Пирит из лиственитов
Бс-116			8.9		Кварц из гранита
Бс-136			12.7	5.7	Кварц жильный
Бс-58			13.3	6.3	Кварц жильный

P-T условия формирования оруденения определялись на основании термобарогеохимических исследований ФВ из рудного кварца. В кварце наблюдаются однофазные (раствор), двухфазные (раствор>>газ+CO₂) и трехфазные (жидкая CO₂+газ+раствор в разных соотношениях) включения. Размеры включений не превышают 15 – 20 мкм. Обобщенные результаты термобарогеохимического изучения ФВ представлены в табл. 6.20.

Двухфазные (раствор>>газ) включения в прозрачном перекристаллизованном кварце гомогенизируются при 175 – 130⁰С, мелкие двухфазные включения в замутненном кварце основной жильной массы декрепитируют при 250 - 325 ⁰С, не достигая полной гомогенизации. Эвтектика замороженных растворов плавится при –24...–21 ⁰С, плавление образующегося при охлаждении газогидрата CO₂ происходит при +8...+6 ⁰С. В некоторых включениях наблюдается фаза льда, плавящегося в интервале –8...–5 ⁰С. Общая концентрация солей в растворах включений колеблется от 11.7 до 4.0 мас.% в эквиваленте NaCl. Углекислота плавится при температурах –57 – –58 ⁰С. Температуры гомогенизации CO₂ варьируют от –3 до +22. Плотность CO₂ составляет 0.95 – 0.75. В некоторых зернах кварца изученных образцов, наряду с вышеописанными, присутствуют расплавные, кристаллофлюидные и субмикронные (не более 5 мкм) многофазные (раствор+2–3 твердые фазы+газ) флюидные включения. Расплавные включения часто располагаются по периметру кварцевых зерен по зонам роста, кристаллофлюидные и многофазные – по залеченным трещинам. Присутствие расплавных включений в таком кварце свидетельствует о его магматическом происхождении, либо позволяет отнести его к самым ранним высокотемпературным ассоциациям рудных жил.

Таким образом, формирование жил и прожилков происходило из насыщенных CO₂ (плотность 0.95 – 0.75) гетерофазных флюидов с концентрацией солей от 4 до 11.7 мас.%.

Таблица 6.20. Результаты изучения флюидных включений в кварце рудных жил и прожилков Хорингольского и Сагангольского рудопроявлений.

№ пр.	Фаз. состав*	T _{гом.}	T _{эвт.}	T пл. льда (газогидрата)	T _{пл. CO2}	T _{гом. CO2}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Плотность CO ₂
К-4224	Ж+Г	170 – 280**	-22...-24	(+8/+6)	-	-	7.5-4	-
	ЖCO ₂ +Ж>Г	-	-	-	-57	-1...-3 L	-	0.93 – 0.95
Хр-103	Ж+Г	145 – 130	-21	-8...-5	-	-	11.7 – 7.8	-
	ЖCO ₂ +Ж>Г	-	-	-	-57	+21...+20 L	-	0.76 – 0.77
Бс-8	Ж+Г	170 – 325**	-22	(+7...+6)	-	-	7.5 – 5.8	-
	ЖCO ₂ +Ж>Г	-	-	-	-58	-2...+22 L	-	0.94 – 0.75

Примечания: * - Ж – раствор, ЖCO₂ – жидкая углекислота, Г – газ; ** - декрипитация. Изучение ФВ проведено в ИГМ СО РАН А. А. Боровиковым, А. С. Борисенко.

В солевом составе растворов включений преобладает NaCl. Установленная температура гомогенизации включений в прозрачном перекристаллизованном кварце (170 – 110°C) соответствует температуре рудообразующего флюида на заключительных стадиях минералообразования. Декрипитация не достигших гомогенизации мелких включений в кварце основной жильной массы при температуре 325 – 250°C свидетельствует о более высоких температурах образования кварцевых жил на ранних стадиях процесса. Давление CO₂ во включениях, при температурах их декрипитации, составляет величину 2.6 – 1.0 кбар и может быть близко к минимальному давлению в период рудообразования.

Формирование золото-пиритовой ассоциации тесно связано с процессами гидротермального изменения (березитизацией и лиственитизацией) гранитов и диоритов. Полученные температуры и давления формирования ранней рудной минеральной ассоциации имеют значения не ниже 250 – 325 °C при давлении 1.0 – 2.6 кбар и, по-видимому, соответствуют условиям, характерным для березитизации-лиственитизации в целом (370 – 460°C при P=0.7 – 1.5 кбар) (Зарайский и др., 1981, Сазонов, 1984).

Согласно диаграмме стабильности Au-Ag-Te минералов, ассоциации петцит-гессит-самородное золото, калаверит-самородное золото стабильны при температурах 150 – 280°C, при значениях $\log f_{\text{Te}}$ – -10 – -19 (Бортников и др., 1988). Учитывая, что полученные температуры гомогенизации ФВ в прозрачном перекристаллизованном кварце, которые, как известно, отражают минимальные температуры процесса, соответствуют 110 - 170°C, можно сделать вывод, что отложение минералов золото-теллуридной ассоциации происходило в интервале температур 170 – 280°C. Близкие температуры формирования золото-теллуридной минерализации установлены и на Таинском месторождении.

Таким образом, формирование минеральных ассоциаций месторождений золото-теллуридного типа происходило при понижении температуры рудообразующих процессов и повышении активности теллура в растворах. По многим характеристикам (геологическому положению, морфологическим и минералогическим особенностям руд) изученные месторождения золото-теллуридного типа, несмотря на разницу в возрастах формирования, достаточно близки. Они приурочены к островодужным гранитоидам; характеризуются наличием нескольких морфологических типов оруденения (жильное, прожилково-вкрапленное и вкрапленное); широким развитием продуктивной золото-теллуридной ассоциации; развитием процессов березитизации-лиственитизации;

последовательным уменьшением температуры образования в ходе развития рудообразующей системы.

Подобные характеристики имеют месторождения золото-(медно-молибден)-порфирового типа, происхождение которых генетически связано с формированием материнских гранитоидов (Кривцов и др., 1986; Сазонов и др., 2001; Сизых и др., 2004; Hedenquist et al., 1998; Rowins, 2000; Seedorff et al., 2005 и др.). Указанные признаки определяют принадлежность золото-теллуридных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна к плутоногенно-гидротермальному генетическому типу золотого оруденения.

6.1.5. Золото-висмут-сульфосольный тип

Объекты этого типа в юго-восточной части Восточного Саяна редки, но, тем не менее, этот тип оруденения в исследуемом регионе присутствует. В настоящее время выявлено и изучено только одно рудопроявление Пограничное, хотя не исключается возможность обнаружения и других подобных объектов.

6.1.5.1. Рудопроявление Пограничное

Рудопроявление характеризуется тесной пространственной связью с раннепалеозойскими гранитоидами, отнесенными к сархойскому интрузивному комплексу и по вещественным характеристикам соответствует месторождениям золото-висмутового типа, детально изученным на Северо-Востоке России. Генетическая связь месторождений этого типа с гранитоидами доказывается в исследованиях Н. А. Горячева, Г. Н. Гамянина (Гамянин и др., 1998, 2003; Горячев, Гамянин, 2006 и др.) на основе следующих фактов: 1) постоянной пространственной ассоциации золото-редкометалльного оруденения с интрузивами гранодиорит-гранитной ассоциации; 2) близкого возраста гранитоидов, руд, окolorудных метасоматитов; 3) наличия среди акцессорных минералов в гранитах висмута, молибденита, галенита, теллуrowисмутита, Pb-Sb-Bi-сульфосолей и других минералов, типичных для рудных тел. Проведенные нами исследования пород и руд проявления Пограничное, позволили установить связь оруденения с вмещающими гранитоидами.

Возраст гранитов, определенный U-Pb датированием циркона, соответствует 497.8 ± 4.1 млн. лет. K-Ar датировка мусковита из грейzenизированных гранитов показала значение в 537 ± 11 млн. лет. Такой возраст метасоматитов, учитывая погрешность метода анализа, свидетельствует о древнем возрасте руд, сопоставимом с возрастом гранитоидов.

В пирите и арсенопирите были определены изотопные составы серы (табл. 6.21). Наблюдается некоторое утяжеление изотопного состава в пирите до $+7.4 - +7.6\text{‰}$, по сравнению с $\delta^{34}\text{S}$ арсенопирита, значения которого варьируют от $+4.9$ до $+6.9\text{‰}$. Изотопные составы кислорода в жильном кварце имеют значения от 12.9 до 14.0‰ (табл. 6.22). При этом отмечается закономерное увеличение доли O^{18} («утяжеление» изотопного состава) от вмещающего гранита, через околожильный грейзен к жильному кварцу, что, по-видимому, является результатом фракционирования изотопов при дегазации гранитоидного расплава.

Таблица 6.21. Изотопный состав сульфидной серы в рудах проявления Пограничное.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	Описание
Пг-19	+7.6	Пирит
Пг-25	+6.9	Арсенопирит
Пг-79	+6.8	Арсенопирит
Пг-338	+7.4	Пирит
Пг-435	+4.9	Арсенопирит

Таблица 6.22. Изотопный состав кислорода.

№ п/п	№ пробы	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для $T=350^\circ\text{C}$, ‰	Описание
3.	Пг-17	11.3		Кварц из гранита
4.	Пг-78	12.1	8.4*	Кварц из околожильного грейзена
5.	Пг-318	12.9	7.3	Кварц жильный
6.	Пг-575	14.0	8.4	Кварц жильный

Примечание: * - расчет произведен для $T=450^\circ\text{C}$.

Расчетное значение $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида составляет интервал $7.3 - 8.4\text{‰}$ и соответствует магматогенному флюиду, возможно, с примесью метаморфогенных вод. Поскольку температурные условия процесса грейзенизации превышают значения, характерные для гидротермального жильного образования, то расчет изотопного состава флюида для грейзена сделан для температуры 450°C . Полученное значение $\delta^{18}\text{O}$ флюида равновесного с грейзеном при данной температуре, равняется 8.4‰ , что согласуется с изотопным составом флюида, формирующего жильный кварц.

Изотопные составы кислорода в кварце гранита, грейзена и жилы образуют линейный тренд, который можно интерпретировать как тренд фракционирования изотопов кислорода при грейзенизации и жильном образовании, что позволяет подтвердить

генетическую связь гранитоидов и рудных жил (рис.6.17). Изотопные составы сульфидной серы в рудах проявления Пограничное соответствуют составу серы, характерной для гранитов в целом (Фор, 1989; Hoefs, 2006), но значительно отличаются от мантийных значений. Это отличие связано с коровой природой коллизионного гранитоидного магматизма, что выражается и в изотопном составе оруденения.

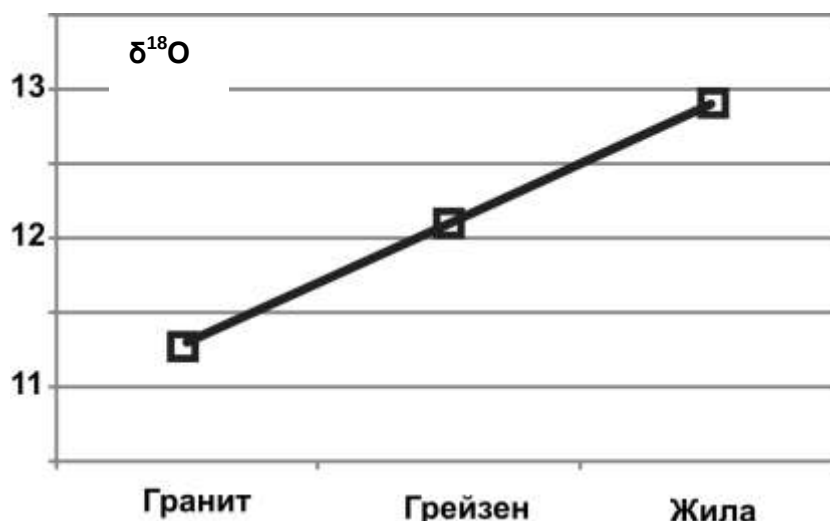


Рис. 6.17. График фракционирования изотопов кислорода в ряду гранит – околорудный грейзен – кварцевая жила.

Следовательно, изотопный состав руд наследует состав протолита, в данном случае материнских гранитоидов. Изотопные составы равновесных с околожильным грейзеном и жильным кварцем флюидов имеют близкие значения, что позволяет считать их генетически родственными образованиями (см. табл. 6.22). Учитывая, что грейзены являются продуктами автометасоматических преобразований, то и формирование гидротермальной кварцевожильной рудной минерализации связано с процессами эволюции гранитоидного интрузива. Здесь следует заметить, что рудовмещающие гранитоиды обогащены такими элементами как Sb, Bi, As, то есть, главными рудообразующими компонентами.

Ещё одним доказательством связи оруденения с гранитами является состав акцессорных минералов, где диагностированы самородное золото, серебро, теллуриды Au, Ag и Pb, арсенопирит, пирит, самородный висмут. Наличие микровключений золота часто отмечается в акцессорных минералах гранитов, где золото обособляется совместно с сульфидно-оксидной фазой расплава (Некрасов, 1991), что связано с экстракцией благородных металлов акцессорными сульфидами и оксидами из расплава.

Здесь же следует сказать, что в целом растворимость золота в расплавах кислого

состава не меньше, а зачастую (например, при гибридизации) и больше чем в расплавах основного состава, что установлено экспериментальными работами А. Г. Миронова и др. (Миронов и др., 1989). В составе расплава в рудообразующую систему привносятся также теллур и висмут, что выражается в появлении зерен самородного Bi и наличии золото-теллуридной ассоциации в пирите, однако вследствие относительно высокотемпературных условий рудообразования, теллуридная ассоциация нестабильна и в рудах не отлагается.

Расчет температур образования арсенопиритов по арсенопиритовому геотермометру показывает разброс значений в интервале 300 – 507°C. Максимум определений температур попадает в интервал 400 - 450°C (рис. 6.18). Среднее значение температуры (по 30 анализам арсенопирита) составляет 419°C. Полученные температурные интервалы отражают условия отложения ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации.

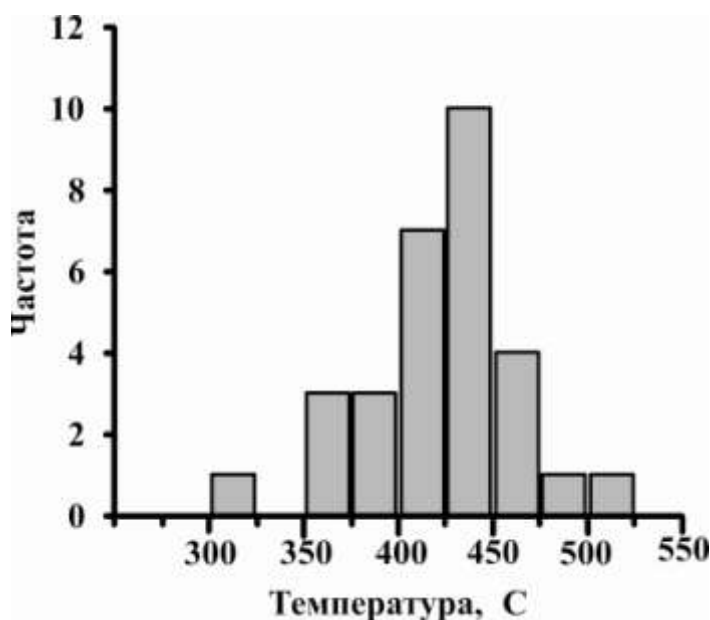


Рис. 6.18. Гистограмма распределения температур формирования арсенопирита, полученных по арсенопиритовому геотермометру (Kretschmar, Scott, 1976; Молошаг, 2009).

Исходя из анализа фазовых диаграмм системы Au-Pb-Bi-S (Некрасов, 1991) установлено, что самородный висмут, выделения которого диагностированы в рудах, стабилен в высокотемпературной области при температурах порядка 450 – 275°C. В составе руд отсутствуют низкотемпературные минералы системы – мальдонит (Au_2Bi), гиссенит ($\text{Pb}_8\text{Bi}_6\text{S}_{17}$) и козалит ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$). Известно, что при температуре выше 371°C мальдонит разлагается на самородное золото и висмутин, наличие которых установлено

минералогическими исследованиями. Кроме того, известна температура стабильности ассоциации галенобисмутит-лиллианит-висмутин равна 375°C (Hoda, Chang, 1975). Указанная минеральная ассоциация присутствует в рудах проявления Пограничное. На основе этих фактов, можно сделать вывод, что формирование золото-висмутовой минерализации происходило в интервале температур порядка 370 - 375°C.

Термобарогеохимические исследования проводились по ФВ из рудного кварца. Включения имеют крайне малые размеры, $\leq 5 - 8$ мкм, в результате чего не во всех включениях удалось зафиксировать все параметры. Было изучено около 20 ФВ, все они имеют двухфазовый состав – водный раствор > газовый пузырь, вытянутую либо изометричную форму (рис. 6.19, а-в). В некоторых зернах отмечаются группы сингенетичных существенно водных и существенно газовых включений в пределах одной зоны роста, свидетельствующих о гетерогенизации флюида (рис. 6.19, г). Замеренные температуры гомогенизации варьируют в пределах 275 – 380°C, что согласуется с высокотемпературными условиями формирования сульфосолей Vi (табл. 6.23). Общая соленость растворов относительно низка, варьирует в пределах 3.1 – 9.6 мас.%, экв. NaCl. В солевом составе растворов преобладают хлориды Fe и Mg, с примесью K.

Поскольку температуры гомогенизации ФВ отражают минимальные температуры минералообразования, то формирование оруденения происходило при температурах более 275°C. Это согласуется с расчетными значениями и проявляется в отсутствии низкотемпературных рудных ассоциаций, хотя таковые (теллуриды) отмечаются в виде микровключений в акцессорных минералах гранитоидов. В итоге можно заключить, что отложение минеральных ассоциаций руд золото-висмут-сульфосольного типа происходило при последовательном уменьшении температур в интервале 500 – 275°C.

Геолого-структурные, минералого-геохимические и изотопные признаки доказывают магматогенную природу золото-висмут-сульфосольного минерального типа оруденения и позволяют отнести его к плутоногенно-гидротермальной генетической группе.

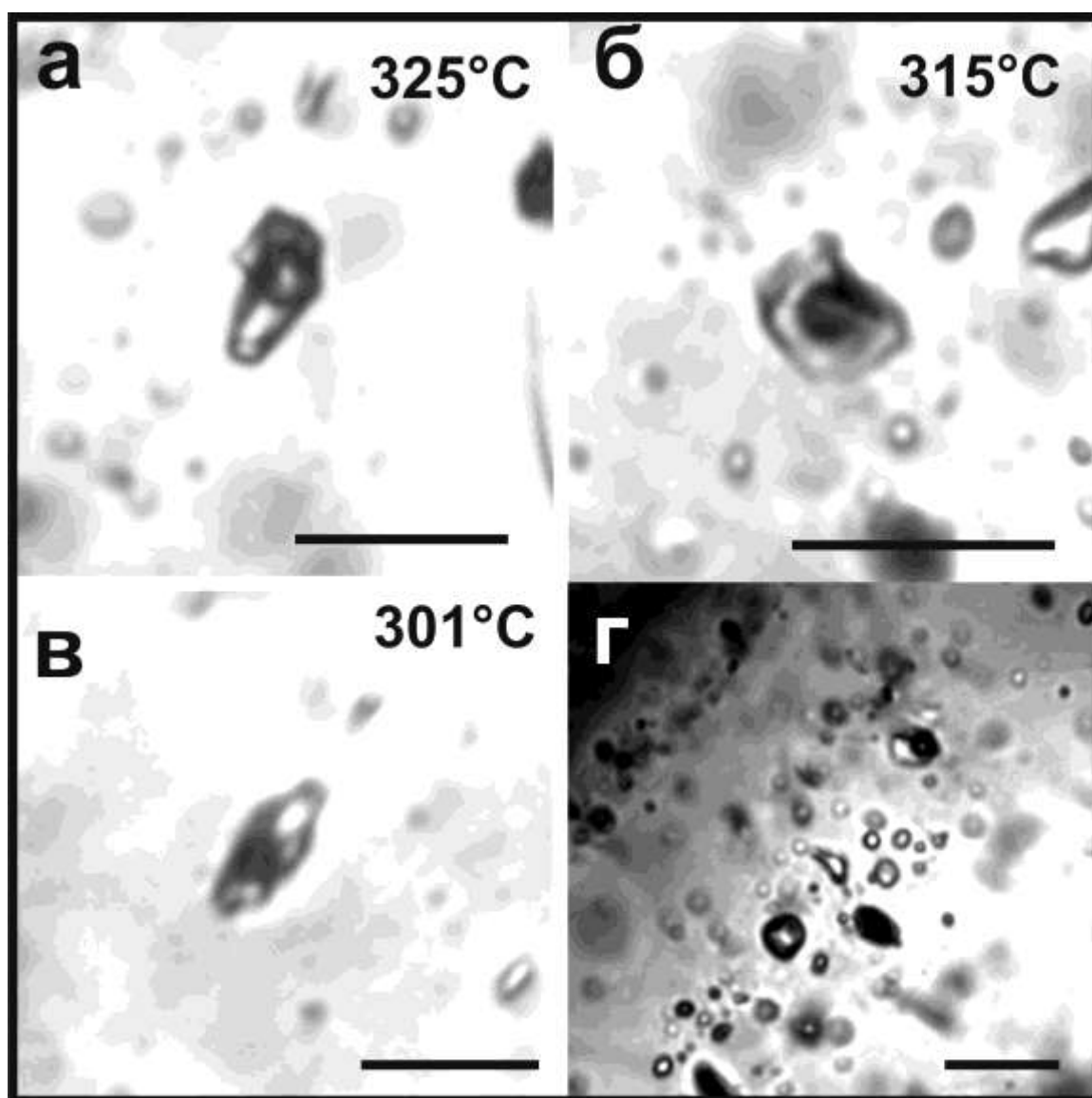


Рис. 6.19. Первичные ФВ из кварца рудопоявления Пограничное. а, б, в - двухфазовые включения; г - группа сингенетичных существенно-водных и существенно-газовых ФВ. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки - 10 мкм.

Таблица 6.23. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ в рудном кварце проявления Пограничное.

Фаз. состав	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
	°C				
Ж+Г	-33.5...-38	-1.8...-6.3	275 – 380	3.1 – 9.6	FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₃ -H ₂ O MgCl-KCl-H ₂ O MgCl- H ₂ O

6.1.6. Золото-тетрадимитовый тип

Условия формирования этого типа оруденения рассмотрены на примере промышленного Коневинского месторождения.

6.1.6.1. Коневинское месторождение

Своеобразная Bi -теллуридная минерализация Коневинского месторождения обязана своим происхождением формированию плутоногенно-вулканогенной рудно-магматической системы. Так, месторождения золото-теллурического геохимического типа весьма характерны для вулканических поясов окраин континентов (Константинов, 1984), тогда как золото-висмутовый тип оруденения является типоморфным для гранитогенных золоторудно-магматических систем, детально изученных на Северо-Востоке Азии (Гамянин и др., 2003). Учитывая, что граниты Сайлагского массива повсеместно обогащены золотом и сопутствующими рудными компонентами, можно предположить, что гранитный расплав изначально был обогащен рудообразующими компонентами, что также выразилось в кристаллизации рудных минералов в качестве аксессуарных. Следует отметить широкую распространенность ртути в рудах месторождения, формирующей собственные минеральные фазы (колорадоит) на поздних низкотемпературных стадиях рудообразующего процесса. В более высокотемпературных ассоциациях ртуть растворяется в самородном золоте, формируя золото-серебро-ртутные интерметаллиды и амальгамиды. Примеси Hg в самородном золоте известны, чаще всего, в месторождениях, связанных с основными-ультраосновными породами, вулканогенных золото-серебряных и телетермальных золото-сурьмяно-ртутных месторождениях островодужных вулканоплутонических ассоциаций, а также в россыпных месторождениях золота (Борисенко и др., 2006; Жмодик и др., 2008; Крылова и др., 1979; Миронов и др., 2004; Мурзин и др., 1981, Мурзин, Малюгин, 1987; Назьмова, Спиридонов, 1979; Покровский и др., 1977; Leistel et al., 1998; Nisten, 1986 и др.). Все Hg-содержащие месторождения приурочены к границам плит, либо к глубинным разломам. Источниками рудных компонентов таких объектов являются мантийные флюиды, поступающие по глубинным разломам в пределах границ литосферных плит, что подтверждает известный факт о ртутной дегазации мантии (Озерова, 1986; Степанов, Моисеенко, 1993).

В то же время, верхнекоровые геохимические характеристики гранитоидов могут поставить под сомнение наличие мантийного вещества. Объяснением такого противоречия является наложение двух генетически разных типов оруденения. Гранитоидный расплав формирует минерализацию золото-медно-молибден-порфировой

ассоциации в ходе аутометасоматических процессов. Наложение более поздних дайковых вулcano-плутонических систем с формированием вулканической постройки привносит такие элементы как Hg и Te, имеющие мантийную природу. Hg, в силу своей высокой активности, при поступлении в систему сразу связывается с минералами, в первую очередь с золотом, либо с теллуром и некоторыми другими соединениями (например, блеклыми рудами).

Наложение разнотипных минеральных ассоциаций отражается и в минералогических характеристиках. Так, по соотношениям минералов в рудах видно, что на ранних стадиях рудообразующего процесса формируются минералы золото-медно-молибден-порфировой ассоциации – молибденит, халькопирит, полиметаллические руды с золотом. Отложение висмутовых парагенезисов (тетрадимит, айкинит и др.) предшествует формированию теллуридной ассоциации. Известно, что Au-Bi минерализация формируется при температурах 370 – 400°C, тогда как теллуридная ассоциация формируется при температурах 110 - 280°C (Горячев и др., 2006; Бортников и др., 1988 и др.).

Определения изотопного состава серы из сульфидов немногочисленны, проанализированы лишь по одной монофракции пирита из кварц-пиритового прожилка, молибденита и блеклой руды. Получены следующие значения $\delta^{34}\text{S}$ пирит – -1.2‰, молибденит – +0.2‰ и блеклая руда (тетраэдрит) – +2.8‰ (табл. 6.24). Такие значения близки между собой и соответствуют магматической или мантийной сере. Расчетами установлено, что изотопное равновесие в паре пирит-молибденит отсутствует, что доказывает их формирование в разные стадии рудообразующего процесса. Определения изотопного состава O в рудном кварце показали значения $\delta^{18}\text{O} = 13.3 - 14.0\text{‰}$. Расчетами изотопного состава кислорода рудообразующего флюида для температуры 300°C, получен интервал значений 6.4 – 7.1‰, отвечающий магматогенному флюиду.

Таблица 6.24. Изотопный состав серы и кислорода в рудах Коневинского месторождения.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для температуры 300°C, ‰	Минерал
Ко-14	-1.2			Пирит
Ко-1-1	0.2			Молибденит
П-2	2.8			Тетраэдрит
181.8		13.3	6.4	Кварц
48м		14.0	7.1	Кварц

Для определения условий формирования руд был проведен комплекс термобарогеохимических исследований. Изученные флюидные включения содержатся в жильном кварце месторождения, вмещающем минералы золото-полисульфидной и теллуридной рудных ассоциаций. Большая часть ФВ имеют очень маленькие размеры (менее 1-3 мкм), группируется в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины) и, в основном, относится к группе вторичных. К категории первичных включений отнесены весьма редкие, относительно крупные (5-8 мкм, крайне редко до 10-12 мкм) единичные ФВ, не принадлежащие ни к одному из наблюдаемых шлейфов вторичных включений. Нередко первичные включения пересекаются шлейфами мелких вторичных, либо отмечаются признаки их расшнуровки, следовательно, они не являются представительными и такие включения нами не изучались. Ввиду крайней редкости первичных включений, пригодных для изучения, исследования проведены по 19 ФВ. Они представлены двухфазовыми (раствор>>газ) включениями гомогенного захвата преимущественно изометричной, реже ромбовидной (рис. 6.20) формы. Эти включения обычно содержат газовый пузырь без видимой жидкой CO_2 (Ж_y) и не содержат твердых фаз. Жидкая CO_2 не фиксируется ни визуально, ни методом криометрии. Температуры гомогенизации (T_g) таких включений в разных зернах кварца варьируют в интервале от 161 до 309°C (табл. 6.25).

Среднее значение температур гомогенизации ФВ составляет 270°C. В случаях, когда в зернах отмечаются два первичных включения, их T_g различаются практически на 50°C. ФВ из центральной части зерна имеют T_g выше (до 206°C), чем ФВ из краевой части (до 161°C), что свидетельствует о том, что формирование (отложение) жильного кварца происходило с понижением температуры. При охлаждении этих включений первое плавление выпавших при замораживании твердых фаз в большинстве включений происходит при -21....-22°C, т.е. температуры эвтектики ($T_{эвт}$) наиболее соответствуют температурам эвтектики растворов $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, однако в некоторых ФВ отмечаются более низкие температуры эвтектики в интервале -35...-37°C, соответствующие температурам эвтектик водных растворов хлоридов Fe, Mg и Na. Температура плавления льда в этих ФВ варьирует от -5.6 до -9°C, следовательно, концентрация солей во флюиде варьировала от 8.7 до 12.9 мас.% экв. NaCl.

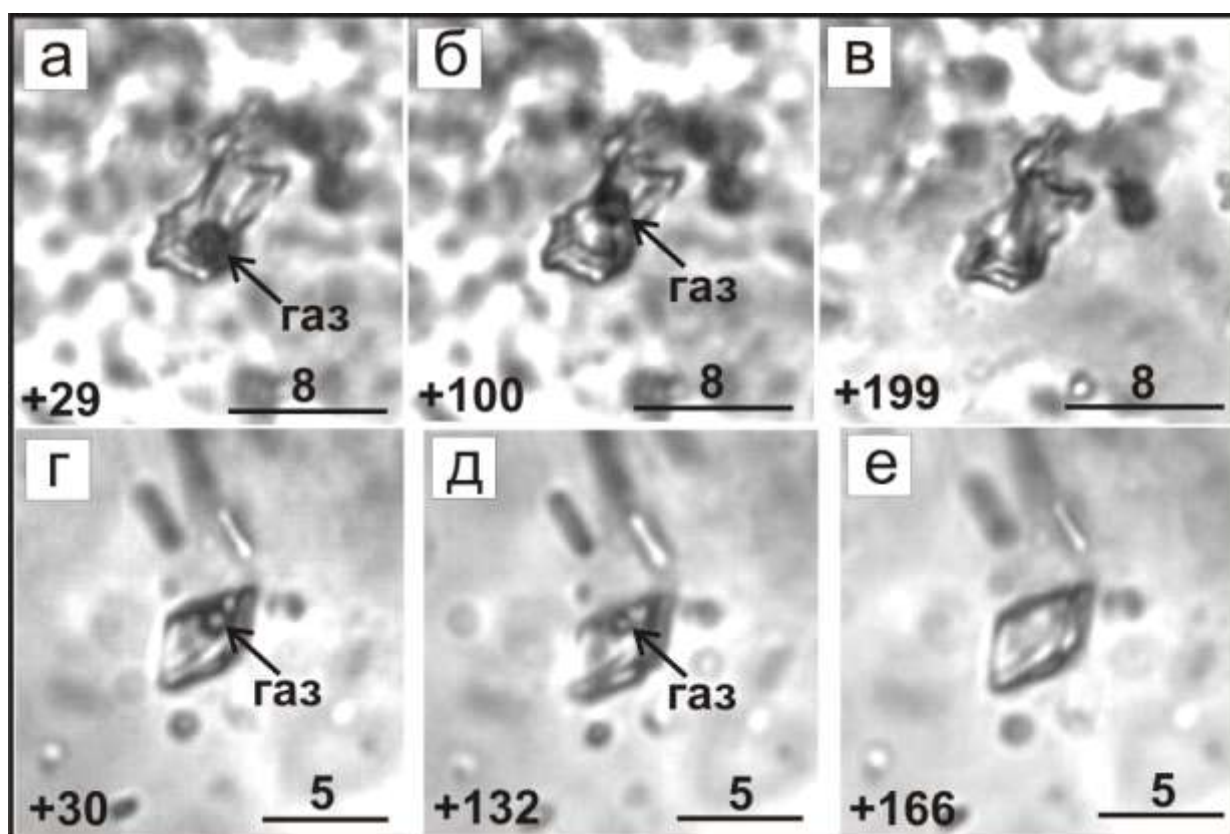


Рис. 6.20. Морфология и гомогенизация флюидных включений из рудного кварца Коневинского месторождения.

Таблица 6.25. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ из рудного кварца Коневинского месторождения.

Фаз. состав	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
	°C				
Ж+Г	-21...-22 -35...-37	-5.6...-9.0	161 – 309	8.7 – 12.9	NaCl-H ₂ O MgCl-NaCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O

Отдельно следует рассмотреть условия формирования руд блеклорудного типа, поскольку по условиям локализации и минеральному составу, они значительно отличаются от главного типа. Такие отличия связаны, главным образом с другими геологическими условиями формирования руд. Так, в отличие от основных руд месторождения, блеклорудная минерализация формируется в дайке лиственитизированных пород, внедренной в карбонатную толщу.

По экспериментальным данным, гомогенный твердый раствор тетраэдрита стабилен при температурах 127.5 - 359°C (Мозгова, Цепин, 1983). Выше и ниже этих температур твердый раствор распадается. Поскольку в нашем случае продукты распада в аншлифах не фиксируются, то можно определить предельные температурные условия формирования блеклых руд. Однако следует иметь в виду, что экспериментальные работы не учитывали влияние примесей Ag, Hg и др. на физико-химические условия образования блеклых руд. Состав ртутистого золота также отражает физико-химические условия формирования руд. В рудах установлены фазы, содержащие Hg от 0 до 37.29 вес.%. Известно, что ζ -фаза ртутистого золота по фазовой диаграмме Au-Hg образуется при температуре 385°C и при 150°C соответствует формуле Au_3Hg (Малышев, Румянцев, 1979; Brown, 1960; Okamoto, Massalsky, 1989). Фаза Au_2Hg формируется при 122°C. Здесь следует иметь в виду, что влияние Ag, содержание которого в ртутистом золоте (интерметаллиде Au-Ag-Hg) достигает >50 вес.%, на пределы растворимости Hg в самородном золоте, неизвестно. Следовательно, оценки температур минералообразования по составам блеклых руд и ртутистого золота являются приближенными и могут оценить только примерный уровень значений, который, тем не менее, согласуется с термобарогеохимическими данными.

Таким образом, формирование Коневинского золоторудного месторождения связано с наложением двух этапов рудообразования – раннего, в связи со становлением материнского интрузива и формированием золото-медно-молибден-порфирового оруденения; и позднего – внедрения даек вулканоплутонической ассоциации, привнесших в систему такие элементы как Hg и Te и сформировавших эпиптермальный золото-ртутно-теллуридный парагенезис. Полученные результаты позволяют отнести Коневинское месторождение к генетической группе плутоногенно-гидротермальных месторождений.

6.1.7. Золото-антимонитовый тип

Объекты этого минерального типа золотого оруденения представлены в изученном регионе рудопроявлением Туманное, вокруг которого известен ряд однотипных мелких проявлений и пунктов минерализации.

6.1.7.1. Рудопроявление Туманное

В пределах проявления выделены две рудные зоны, различающиеся по составу оруденения, причем рудные жилы разного состава приурочены к разным типам гранитоидов. кварцевые жилы, содержащие пирит-арсенопиритовую с минералами Bi,

минерализацию (Au-Bi ассоциация) приурочены к светлым измененным лейкогранитам, тогда как кварц-антимонитовые жилы (Au-Sb ассоциация) отчетливо приурочены к зонам катаклаза в серых среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритах. Такое различие вмещающего субстрата на первый взгляд, предполагает отсутствие связи между разными типами оруденения (Au-Bi и Au-Sb). Учитывая, что подобное золото-висмутовое оруденение в регионе известно в близких по составу лейкогранитах (Гармаев и др, 2013; Дамдинов и др., 2009). Однако при детальном исследовании минерального состава руд выяснилось, что выделенные типы оруденения, несмотря на различия, характеризуются наличием «сквозных» минералов, имеющих идентичный химический состав – пирит, арсенопирит, антимонит, андорит и др. Такой состав оруденения позволяет считать разные типы продуктами эволюции единой рудообразующей системы. Рудные жилы и зоны окolorудных метасоматитов и тектонитов не выходят за пределы гранитоидных тел, что наводит на мысль о магматогенной природе золотого оруденения.

Гипсометрически, кварцевые жилы с пирит-арсенопиритовой минерализацией находятся примерно на 300 м ниже, чем кварц-антимонитовые жилы. Следовательно, формирование разнотемпературных минеральных ассоциаций можно связать либо с разной глубиной, а, следовательно, и с температурой и давлением их отложения, либо с остыванием рудно-магматической системы.

Имеющиеся определения изотопного состава серы в антимоните попадают в интервал от -2.5 до -3.8‰ (табл. 6.26). Расчет изотопного состава серы в H₂S рудообразующего флюида по уравнению (Ohmoto, Rye, 1979) для температуры 300°C показывает интервал значений -0.2 – -1.5‰. Такие значения свидетельствует о привносе серы из материнского магматического расплава.

Значения изотопного состава кислорода в жильном кварце попадают в интервал +13.0 ... +15.8‰ (табл. 6.27).

Таблица 6.26. Изотопный состав серы в антимоните.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$, для H ₂ S равновесного флюида при T=300°C, ‰
Ту-27	-3.5	-1.2
Ту-30	-2.5	-0.2
Ту-44	-3.8	-1.5

Таблица 6.27. Изотопный состав кислорода в кварце и мусковите.

№ п/п	№ пробы	$\delta^{18}\text{O},\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для $T=300^\circ\text{C},\text{‰}$	Минерал
1	Ту-13	13.0	5.6	Кварц из жилы
2	Ту-30	15.8	8.4	Кварц из жилы
3	Ту-50	15.1	7.7	Кварц из жилы
4	Ту-9к	14.2	7.2	Кварц из жилы
5	Ту-9с	8.7	7.2	Мусковит из жилы
6	Ту-4	9.6		Кварц из гранита
7	Ту-41	11.3		Кварц из гранита
8	Ту-23	12.5		Кварц из гранита

Следует отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в кварце утяжеляются с формированием более поздних ассоциаций от 13.0‰ в кварце, содержащем раннюю пирит-арсенопиритовую ассоциацию, до 15.8‰ в кварце из кварц-антимонитовых жил. Такое явление обусловлено поступлением метаморфогенных вод на позднем этапе эволюции рудообразующей системы. Интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ в кварце из гранитов составляет 9.6 – 12.5‰. Расчет изотопного состава кислорода флюида по уравнениям, представленным в работах (Zhang et al., 1989; Zheng, 1993a, Zheng, 1993b), для температуры 300°C, показывает значения в интервале $\delta^{18}\text{O} = 5.6 - 8.4\text{‰}$, что соответствует магматическому источнику с примесью метаморфогенных вод. Некоторое обогащение тяжелым изотопом кварц-антимонитовых жил связано, по-видимому, с увеличением доли метаморфогенных вод в составе растворов, поскольку такие жилы приурочены, как правило, к линейным зонам тектонического дробления, где граниты превращены в тонкораздробленные милониты и катаклазиты.

Расчетная температура, полученная на основе изотопных составов кислорода в паре мусковит-кварц из кварцевой жилы №6 (обр. Ту-9, табл. 6.27) зоны Восточной, имеет значение 305°C.

Для уточнения Р-Т параметров рудоотложения были проведены термобарогеохимические исследования ФВ в жильных минералах. Термометрические эксперименты удалось провести по 25 ФВ. Первичные флюидные включения в большинстве случаев имеют размеры от 2 до 7 мкм, изометричные, близкие к ромбовидной или квадратной формы, реже неправильной формы вытянутые или угловатые включения. По фазовому составу среди ФВ преобладают двухфазовые (рис.

6.21), в редких случаях трехфазовые (газ+водный раствор+тв. фаза) с неустановленной твердой фазой.

Из-за малого размера ФВ, не все параметры удалось определить достаточно четко. Интервал температур гомогенизации для кварца, содержащего золото-висмутую минеральную ассоциацию составляет 173 – 457°C, а для кварца с золото-сурьмяной ассоциацией – 192 – 345°C (табл. 6.28). Полученные значения $T_{\text{гом}}$ для разных типов руд перекрываются (рис. 6.22). Солености растворов в ФВ из жил с золото-висмутовой ассоциацией в целом выше, чем в золото-сурьмяных. В первом типе – варьируют от 5.9 до 12.9 мас.% экв. NaCl, а во втором – от 5.7 до 6.5 мас.% экв. NaCl. Близкими являются температуры эвтектики, что говорит о сходстве солевых систем минералообразующих растворов, которые в общем можно отнести к Mg-Fe-хлоридной системе с примесью хлоридов Na и K, хотя в кварц-антимонитовых жилах, в солевом составе ФВ, по всей видимости, преобладают хлориды Mg.

Проведенные термобарогеохимические исследования позволили установить, что для двух изученных типов руд (зоны Восточной и Антимонитовой) физико-химические параметры рудообразующих растворов, несмотря на некоторые различия, в целом сопоставимы. Все изученные ФВ имеют единый интервал температур эвтектики (-32 – -39°C), температур гомогенизации ФВ (173 – 457°C) и солености растворов (5.7 – 12.9 мас.% NaCl экв.). Максимум определений температур гомогенизации попадает в интервал 250 – 300°C (см. рис. 6.22). Такое распределение параметров может свидетельствовать в пользу того, что разные рудные ассоциации являются продуктами единой системы.

Известные температуры отложения антимонита и цинкениита в полиметаллических рудах Херия (Herja) в Румынии, установленные по данным изучения флюидных включений, а также минеральным и изотопным геотермометрам, соответствуют интервалу в 280 – 220°C, причем антимонит является относительно более высокотемпературным по сравнению с цинкениитом (Damian, 2003). Температуры формирования тетраэдрита и андорита в рудах Ag-полиметаллического месторождения Халлефорс (Швеция), оцениваются в 230-200°C и 180°C соответственно (Jasinsky, 1983).

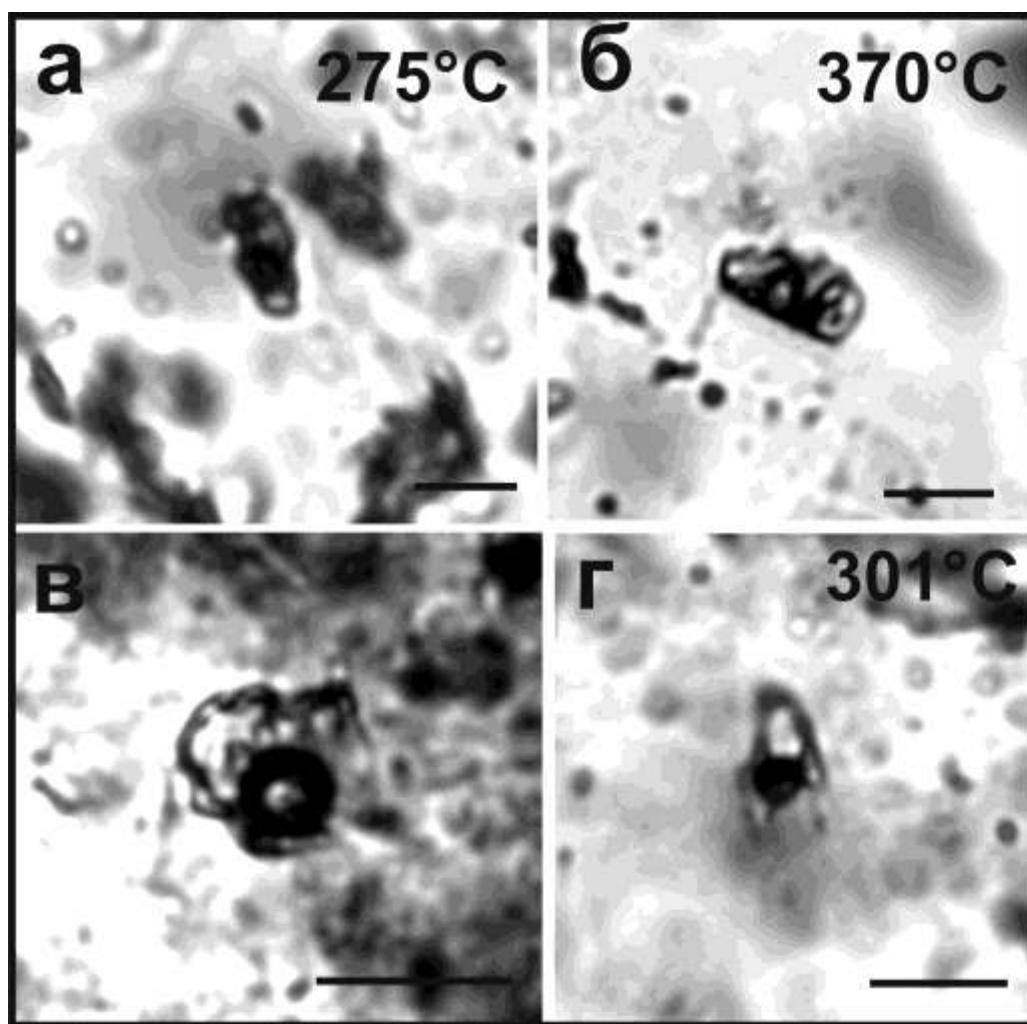


Рис. 6.21. Первичные флюидные включения в кварце рудопоявления Туманное. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки - 5 мкм.

Таблица 6.28. Обобщенные результаты термобарогеохимических исследований ФВ в рудном кварце проявления Туманное.

№ п/п	Фаз. состав	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	Соленость, мас.% экв. NaCl	Солевые системы
		°C				
1	Ж+Г	-39...-35	-3.6...-9.0	173 – 457	5.9 – 12.9	MgCl ₂ -KCl-H ₂ O NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₂ -H ₂ O FeCl ₃ -H ₂ O MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O
2	Ж+Г	-35...-32	-3.5...-4.0	192 – 346	5.7 – 6.5	MgCl ₂ -H ₂ O MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O

Примечания: 1 – жилы с золото-висмутовой ассоциацией, 2 – жилы с золото-сурьмяной ассоциацией.

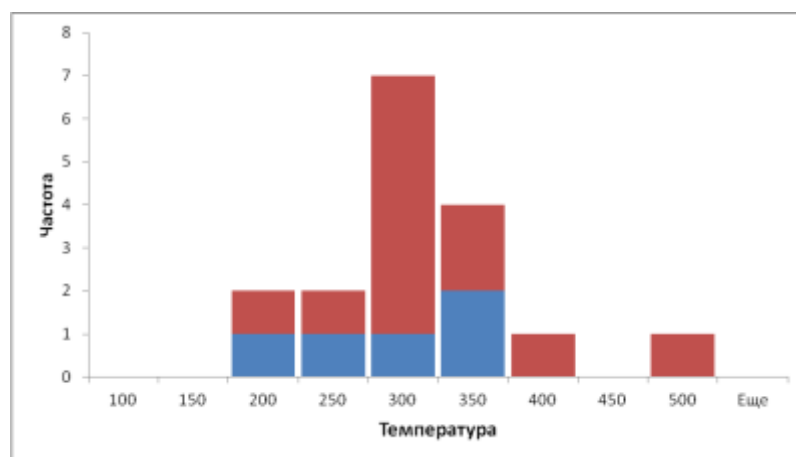


Рис. 6.22. Распределение температур гомогенизации ФВ в кварце. Красным цветом показаны значения $T_{\text{гом}}$ для кварца содержащего золото-висмутовую ассоциацию, синим – золото-сурьмяную.

Повышенная сернистость арсенопирита свидетельствует об его относительно низкотемпературных условиях формирования поскольку известно, что арсенопирит, содержащий 30 ат.% As, формируется при температуре не более 363°C (Kretschmar, Scott, 1976). Содержания As в арсенопирите из изученных руд достигают 30 ат.% в редких случаях, а большинство значений варьируют в пределах 27 – 29 ат.%, что позволяет приблизительно оценить температуры образования арсенопирита в 300 – 350°C, что согласуется с измеренными температурами гомогенизации ФВ.

По аналогии с рудными ассоциациями золото-висмут-сульфосольного минерального типа оруденения, отложение минералов Bi в малосульфидных кварцевых жилах зоны Восточной, происходит при температурах порядка 370°C. Данные по арсенопиритовому геотермометру предполагают близкие температуры и для отложения арсенопирита. Следовательно, ранняя золото-висмутовая ассоциация отлагалась при температуре, близкой к 370 – 350°C. Ассоциация антимонит-сульфоантимониды – при температурах 280 – 220°C и поздняя Sb-сульфосольная – в интервале – 230 – 180°C.

Полученные температурные условия формирования руд золото-антимонитового минерального типа свидетельствуют об их отложении в докритической области фазового состояния водно-солевых хлоридных (в данном случае) растворов, что позволяет примерно оценить давление минералообразования по изохорам для водного раствора NaCl (Реддер, 1987) Полученный интервал давлений для температур 360 – 180°C составляет 1100 – 400 бар. Согласно геобарическому градиенту, такие давления соответствуют глубинам 108 – 297 метров.

Проведенное А. А. Оболенским термодинамическое моделирование процессов переноса и отложения Au и Sb (Оболенский и др., 2009) показало, что при простом охлаждении хлоридно-натриевых гидротермальных растворов, содержащих рудные компоненты и ион HS^- в интервале 300 – 100°C минералы, соответствующие ранним ассоциациям – пирит, арсенопирит и сульфосоли, отлагаются при разных значениях pH от кислых (3.6) до слабо щелочных, тогда как отложение антимонита и сульфоантимонидов происходит при изменении pH растворов от слабо щелочных до близнейтральных и кислых. Отложение золота в этих условиях происходит на всем интервале понижения температуры. Решающим фактором отложения золота является уменьшение активности серы, что ведет к разложению гидросульфидных комплексов Au. Такой механизм подтверждается и экспериментальными исследованиями. Так, по данным (Krupp, 1988; Zhu, Hu, 2000) перенос золота и сурьмы в гидротермальных растворах при температуре выше 200°C происходит в форме комплексных соединений $\text{Au}(\text{HS})_2$ и $\text{Sb}_2\text{S}_2(\text{OH})_2$. Следовательно, отложение антимонита (и других сульфидных минералов) ведет к уменьшению концентраций H_2S (HS^-) и, соответственно, снижению a_s и распаду гидросульфидных комплексов золота и других тяжелых металлов, что, в совокупности с понижением температуры, ведет к появлению самородного золота в ассоциации с Sb-сульфосолями, а в дальнейшем – к формированию сульфосолевой ассоциации, отложение которой идет на наиболее низкотемпературной стадии рудообразующего процесса, при низкой активности серы в гидротермальных растворах.

Согласно установленным минеральным парагенезисам и диаграммам активности серы (Kretschmar, Scott, 1986; Jasinsky, 1983), в интервале температур (360 – 180°C) активность серы уменьшалась от -8 до -17.5 единиц, что обусловило последовательное отложение ассоциаций – от простых сульфидов к сульфоантимонидам и сульфосолям, с увеличением количества отлагаемых компонентов, что видно по элементному составу образующихся рудообразующих минералов:

Fe-As-Au-S

Bi-Te-Sb-Au-S

Sb-Cu-Pb-Au-S

Zn-Ag-Cu-Pb-Sb-Au-S

Рудообразующий потенциал вмещающих гранитоидов подтверждается повышенными концентрациями в них таких элементов как Au, As и Sb, наличием золотого оруденения в скарнах экзоконтакта гранитного массива (зона Левобережная), а также тем фактом, что аналогичные гранитоиды, относимые к таннуольскому комплексу, вмещают и

изученное нами Коневинское золоторудное месторождение, расположенное в 40 км к северо-востоку от уч. Туманного (Дамдинов и др., 2016). О магматогенной природе оруденения свидетельствуют и изотопные составы сульфидной серы и кислорода в кварце. В результате чего, можно заключить, что золото-антимонитовый минеральный тип оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, относится к плутоногенно-гидротермальной генетической группе и связан со становлением раннепалеозойских гранитоидов таннуольского комплекса.

6.1.8. Золото-блеклорудный тип

Месторождения золото-блеклорудного минерального типа представляют собой небольшие по масштабам участки жильно-прожилкового сульфосольно-кварцевого оруденения среди известняков и карбонатных конгломератов. Рудные тела, как правило, приурочены к зонам дробления, в которых иногда (но не всегда) встречаются дайки среднего-кислого состава.

Немногочисленные определения изотопного состава серы в блеклых рудах из месторождения Южное, показали значения в интервале 6.7 – 8.7‰ (табл. 6.29). Близкие значения (4.9 – 8.1‰) имеет сера из сульфидов месторождений Зеленое и Динамитное, однако некоторые минералы имеют значения близкие к метеоритному стандарту (0 – 2.4‰).

Таблица 6.29. Изотопные составы серы в сульфидных минералах из руд месторождений Южное, Зеленой, Динамитное.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	Минерал	Месторождение
Ок-249	8.7	Тетраэдрит	Южное
Ок-254	7.2	Тетраэдрит	
Ок-256	6.7	Тетраэдрит	
1	4.9	Тетраэдрит	Зеленое
2	2.4	Галенит	
1	8.1	Сфалерит	Динамитное
2	0.0	Тетраэдрит	
3	6.6	Пирит	

Примечание: в таблице приведены собственные данные (месторождение Южное) и материалы, предоставленные Е. В. Айриянц (месторождения Динамитное и Зеленое).

В целом, изотопный состав сульфидной серы несколько утяжелен, по сравнению с серой золото-полисульфидных месторождений региона. Это может быть обусловлено смешанным источником, где сера, обогащенная тяжелым изотопом, поступала из

вмещающих карбонатных толщ, и смешивалась с серой из магматических тел (даек), в результате чего приобрела такие изотопные характеристики. На присутствие ювенильной серы указывает наличие единичных определений с близкими к нулю изотопными составами. Следовательно, можно сделать вывод, что сера месторождений золото-блеклорудного типа имеет смешанный мантийно-коровый источник.

Изучение ФВ проводилось Е. В. Айриянц и др. (Айриянц и др., 2007) по рудному кварцу месторождения Зеленое, Динамитное и Южное.

Ранний тонкозернистый кварц месторождений Динамитное и Зеленое содержит небольшое количество двух- и трехфазных первичных и первично-вторичных ФВ. Гомогенизация таких включений происходит в интервале температур 320 - 300°C. В кварце второй стадии месторождения Зеленое преобладают двухфазные включения с жидкой углекислотой, гомогенизирующейся в жидкую фазу при температуре 250-220°C. Наличие сингенетических существенно газовых включений свидетельствует о том, что минералообразующий флюид находился в гетерогенном состоянии. По составу преобладающих солевых компонентов растворы близки к водно-солевым системам $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, с высокой концентрацией солей во флюиде – 23 мас.% экв. NaCl.

На месторождении Динамитное в кварце второй генерации преобладают вторичные газовые ФВ с CO_2 , изучения которых не проводилось. Немногочисленные первичные двухфазные (Ж+Г) включения гомогенизируются при температурах 210 – 190°C и 120 – 115°C. Температуры эвтектики этих включений варьируют от -23 до -21°C, что позволяет отнести растворы к водно-солевым системам $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$. Общая концентрация солей низкая – 6.4 – 0.7 мас.% экв. NaCl.

Появление рудной минерализации происходит на второй стадии отложения кварца. Первыми образуются галенит, сфалерит и халькопирит в межзерновых пространствах и по трещинам в кварце. Позднее по ранним сульфидам и интерстициям развиваются блеклые руды, реже буланжерит, акантит и самородное золото.

Завершающая стадия минералообразования – отложение пострудного кварца, совместно с карбонатом и хлоритом. Этот кварц содержит мелкие ФВ, гомогенизирующиеся при температурах 140 – 110°C.

Газовая фаза на месторождениях Зеленое и Динамитное представлена CO_2 с примесью восстановленных газов C_2H_2 , CH_4 .

Изучение месторождения Южное показало, что оно также формировалось в несколько стадий: раннюю высокотемпературную, во время которой формируется кварц, сохранившийся лишь в виде реликтов, продуктивную стадию при 200°C, при которой шло

образование гранулометрически однородного кварца и сульфидов. Распространены существенно газовые включения с CO_2 , где жидкая углекислота преобладает над газом и раствором. Плавление CO_2 происходит при $-57.2\ldots-59^\circ\text{C}$, что указывает на наличие незначительной примеси низкокипящих газов N_2 и/или CH_4 . Температуры гомогенизации ФВ соответствуют $190-180$ и $115-110^\circ\text{C}$. Замороженные растворы двухфазных включений характеризуются температурой плавления эвтектик при $-23\ldots-21^\circ\text{C}$, что позволяет отнести их по составу преобладающих солевых компонентов к водно-солевой системе $\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$. Общая концентрация солей в растворах варьирует от умеренной (6.4-4.9 мас.%) до низкой (4.9-0.7 мас. %). Поскольку флюидные системы на месторождении Южное близки к системам месторождений Динамитное и Зеленое, то можно сделать вывод о том, что рудообразующие гидротермальные системы месторождений представляют собой генетически родственные, но разноглубинные образования.

Низкотемпературные условия формирования руд месторождений и проявлений золото-блеклорудного минерального типа говорят о близповерхностном характере минералообразования. Наличие вблизи Коневинского золоторудного месторождения, даек, внедренных в карбонатные породы и содержащих аналогичную кварц-блеклорудную ассоциацию, позволяет увязать оруденение с дайковым магматизмом. Действительно, дайки холбинского комплекса прорывают и отложения сагансайрской свиты, в которых развита большая часть проявлений золото-блеклорудной минерализации. В то же время пространственная ассоциация дайковых тел с рудными зонами отмечается не на всех изученных объектах этого типа. Предполагается, что малые интрузии могут быть не вскрыты на современном эрозионном срезе, но продуцировать близповерхностные гидротермальные системы.

6.2. Генетические модели формирования золотого оруденения

Полученные результаты по геологическому положению, составу и условиям формирования разных типов золотого оруденения позволяют выделить три генетические группы месторождений, объединяющие близкие по генезису и особенностям вещественного состава руд, типы оруденения.

В первую очередь следует отметить связь месторождений золото-пирротинового типа с объектами золото-полисульфидного и золото-кварцевого минеральных типов. Наряду с наличием реликтов пирротиновых руд в большинстве месторождений золото-полисульфидного типа, об их генетической связи свидетельствуют следующие факты:

1. Все золоторудные месторождения золото-полисульфидного и золото-кварцевого типов характеризуются близким изотопным составом серы, где $\delta^{34}\text{S}$ изменяется в узких пределах 2 – 6‰, соответствующих составу серы из золото-пирротиновых руд;
2. Все три рассматриваемых типа оруденения характеризуются единым интервалом температур эвтектики рудообразующих растворов (-32 – -38°C), свидетельствующих о преобладании Fe-Mg хлоридов (с примесью хлоридов Na и K) в солевом составе растворов;
3. Золото-полисульфидные и золото-кварцевые месторождения приурочены к зонам интенсивных тектонических дислокаций – сдвигов, надвигов, меланжа, где происходит переработка пород офиолитового комплекса, в том числе первичных золото-пирротиновых руд, реликты которых в ряде случаев сохраняются;
4. Главными рудообразующими элементами-спутниками золота являются Fe, Pb, Cu, Zn, то есть элементы, типичные для сульфидных построек «черных курильщиков», причем золото-пирротиновые руды обеднены данными элементами вследствие выноса и переотложения этих компонентов при метаморфизме;
5. Возраст золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений более молодой, по сравнению с возрастом пирротиновых руд.

В результате указанные типы оруденения можно объединить в единую генетическую группу метаморфогенно-гидротермальных месторождений, модель формирования которых рассмотрена ниже. В следующую генетическую группу объединяются типы оруденения, связанные с гранитоидными интрузиями: золото-теллуридный, золото-висмут-сульфосольный, золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый. Структурно-геологические особенности и вещественные характеристики руд всех изученных объектов этих типов свидетельствуют о генетической связи оруденения с гранитоидным магматизмом, что позволяет объединить их в группу плутоногенно-гидротермальных или связанных с интрузиями (intrusion-related) золоторудных месторождений.

Отдельную группу составляют объекты золото-блеклорудного типа. Они несут признаки телетермальных месторождений, близких по генезису к месторождениям карлинского типа.

6.2.1. Модель формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений

Накопление металлоносных осадков происходило в спрединговой зоне палеоокеанического бассейна, в результате развития подводных гидротермальных систем

– аналогов современных «черных курильщиков». Наличие океанического бассейна на этапе в 1 млрд. лет, доказывается возрастом офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна (Khain et al., 2002, Кузьмичев, Ларионов, 2013). Обдукция офиолитов, происходившая около 800 млн. лет назад, привела к формированию покровов, где породы офиолитовой ассоциации приобрели опрокинутое залегание и вулканогенно-осадочные отложения оказались в подошве надвига, где подверглись интенсивному динамометаморфизму, Р-Т параметры которого оцениваются в 455°C и 5 кбар, что соответствует амфиболитовой фации. Датирование метаморфизма показало значение возраста 709 млн. лет (Посохов и др., 1994).

Метаморфизм пород океанической коры и содержащихся в них первичных сульфидных руд приводит к появлению метаморфогенного флюида, вследствие их деволатилизации (дегидратации и дегазации) (Phillips, Powell, 2010). Под действием этого флюида, происходит перераспределение и частичный вынос рудных компонентов, формирование собственных минеральных фаз примесных компонентов (Cu, Zn, As, Pb), в том числе самородного золота, которое в первичных сульфидных рудах содержится в виде изоморфной примеси, формируя, так называемое «невидимое» золото. С увеличением степени метаморфизма колчеданных руд размерность выделений самородного золота увеличивается до первых мм (Викентьев, 2004). В локальных участках разрывов за счет метаморфогенного флюида формируются золотоносные кварцевые жилы, содержащие в небольшом количестве такие минералы как галенит, сфалерит. Термобарогеохимические исследования кварца подтверждают полученные температурные условия (порядка 450°C) и относительно низкие давления, поскольку отложение кварца происходит при падении давления и вскипании флюида, что доказывается наличием сингенетичных существенно жидких и существенно газовых включений в кварце.

Дальнейшие преобразования пород океанической коры, содержащей фрагменты метаморфизованных золото-сульфидных руд обусловлены процессами динамометаморфизма в ходе аккреционно-коллизионных событий, проявление которых в юго-восточной части Восточного Саяна, датируется интервалом в 490 – 420 млн. лет. В это время, в обстановке тектонического сжатия и скучивания формируются многочисленные сдвигово-надвиговые и меланжево-олиостромовые комплексы. Метаморфогенный флюид выносит рудообразующие компоненты из первичных руд и переотлагает их на геохимических и термодинамических барьерах, в частности, при появлении открытых полостей в локальных участках растяжения в зонах сдвига, осевых частях зон меланжа, зонах брекчирования и дробления и др. Причем ведущим является

структурный фактор, тогда как состав вмещающего субстрата на процессы рудоотложения влияет в меньшей степени. Этим обусловлены идентичные изотопно-геохимические характеристики сульфидной серы как в золото-пирротиновых, так и в золото-кварцевых и золото-полисульфидных объектах. Тем не менее, некоторые компоненты вмещающих пород попадают в руды, это, к примеру Cr, Ni и Co, присутствующие в качестве примеси в рудах всех изученных месторождений. Некоторые вариации содержаний полуметаллов (As, Sb Bi) также обусловлены различиями во вмещающем субстрате месторождений. Процессы орогенеза и связанного с ними рудообразования, завершаются в период 380 – 350 млн. лет, что отражается в Ag-Ag датировках руд.

Перераспределение рудного вещества в зонах тектонических деформаций отмечается как в макро- (см. рис. 6.11), так и в микроструктурах (рис. 6.23). Концентрирование рудных компонентов путем диффузионного переноса за счет градиента давления, происходит и в участках, испытывающих растяжение в обстановке общего сжатия. Примером такого участка может быть замочная часть складки (рис. 6.24).

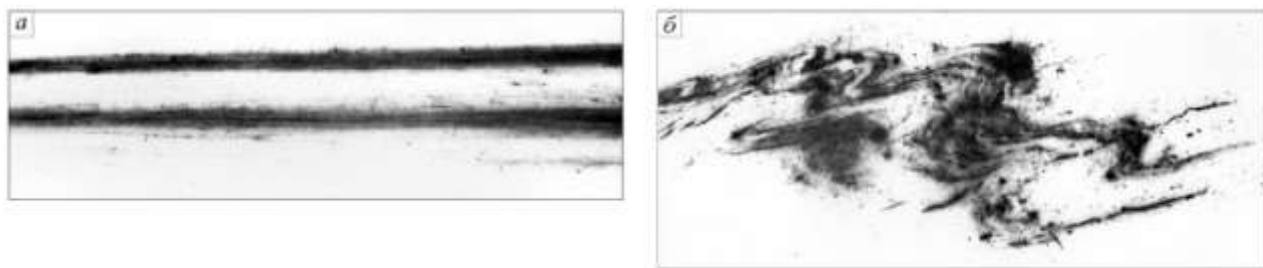


Рис. 6.23. Авторадиограммы, показывающие распределение урана при складчатых деформациях углеродисто-кремнистых сланцев (Жмодик и др., 2006₂).

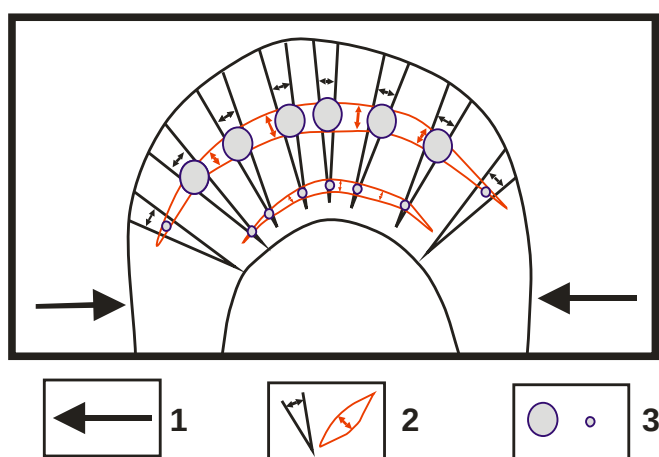


Рис. 6.24. Принципиальная схема появления участков растяжения при формировании складки. 1 – общее сжатие; 2 – локальные зоны растяжения; 3 – участки максимальной концентрации рудных компонентов.

Крупные рудоконтролирующие зоны растяжения в обстановке общего тектонического сжатия формируются и при сдвиговых деформациях в виде дуплексных структур (Знаменский, Знаменская, 2011). Крупные сдвиговые зоны контролируют локализацию золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений Холбинской группы – Зун-Холбинское, Барун-Холбинское и др. (Жмодик и др., 2006₂; Корольков, 2007; Сизых и др., 2001). Выделяющиеся метаморфогенные флюиды переотлагают рудные компоненты в локальных зонах растяжения, где главным фактором рудоотложения является снижение Р-Т параметров. Максимальная концентрация оруденения приурочена либо к осевым частям сдвиговых зон (Зун-Холбинское месторождение) (рис. 6.25), либо к локальным участкам растяжения (дуплексным разрывам) в общей обстановке сдвига-сжатия (Зун-Оспинское месторождение) (рис.6.26).



Рис. 6.25. Геологический разрез Зун-Холбинского месторождения (по Гордиенко и др., 2016, с добавлениями автора).

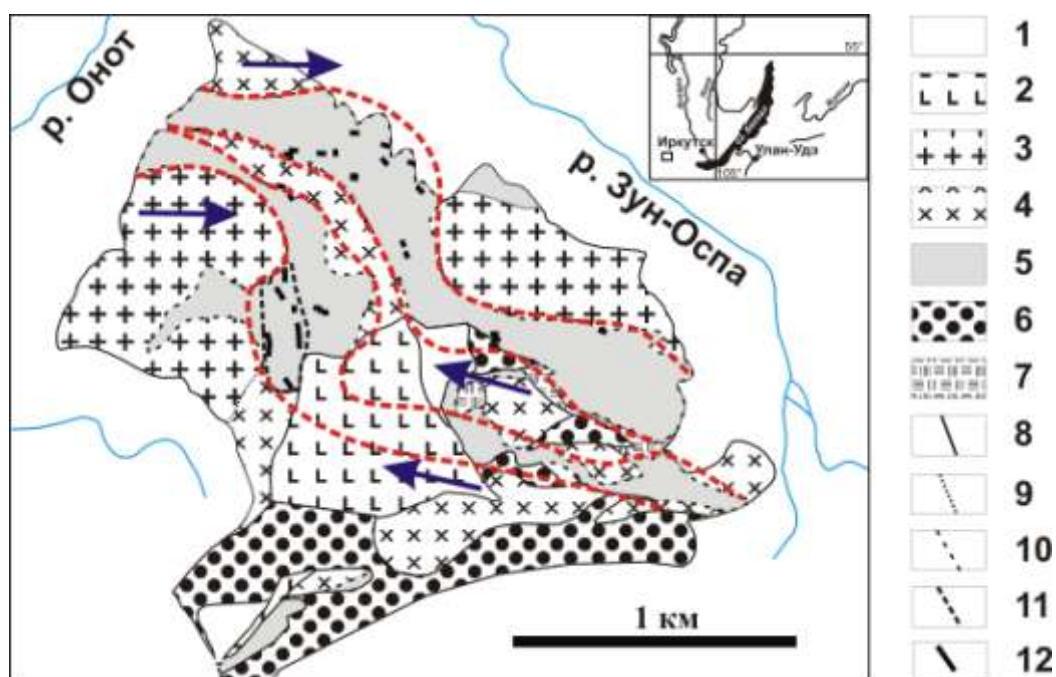


Рис. 6.26. Направления перемещений блоков при формировании Зун-Оспинского месторождения. Максимальная концентрация рудных жил происходит в области перегиба – дуплексной структуре, где создаются локальные участки растяжения. Красный пунктир – границы зон меланжа, стрелки – направления перемещения блоков, остальные условные обозначения см. на рис. 3.25.

6.2.2. Модель формирования плутогенно-гидротермальных месторождений

Изучение условий формирования плутогенно-гидротермальных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна позволило создать обобщенную таблицу некоторых параметров формирования минеральных ассоциаций руд (табл. 6.30). Установлено, что формирование рудных парагенезисов начинается при температуре около 500°C , в дальнейшем, при понижении температур рудообразующих систем, идет отложение ассоциаций разного состава. Такое последовательное уменьшение Р-Т параметров с отложением соответствующих ассоциаций, отмечается во всех изученных типах плутогенно-гидротермального оруденения. Наиболее высокотемпературной является ассоциация арсенопирит-пирит, развивающаяся на месторождениях золото-висмут-сульфосольного типа, минимальными температурами рудоотложения характеризуется золото-теллуридная ассоциация, проявляющаяся, как правило, на завершающих стадиях рудообразующего процесса при пониженных Р-Т параметрах рудоотложения. Решающую роль в появлении тех или иных минеральных парагенезисов, наряду с Р-Т условиями, играет также и геохимическая специализация материнских гранитоидов. В частности, состав аксессуарных рудных минералов гранитоидов зачастую

соответствует составу ассоциирующего оруденения. Сравнение спектров распределения РЗЭ и элементов-примесей в гранитоидах позволяет сделать некоторые выводы (рис. 6.27). Схожие спектры характерны для островодужных гранитов, вмещающих золото-теллуrowый тип оруденения (месторождение Таинское, рудопроявления Хорингольское, Сагангольское). Характерно отсутствие Eu аномалии. Близкий характер распределения наблюдается и в части спектров гранитов активной континентальной окраины, вмещающих золото-висмут-теллуrowый и золото-сурьмяный типы. Однако другая часть спектров отличается наличием отрицательной Eu-аномалии и относительным повышением уровня содержаний РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ в коллизионных гранитах, вмещающих золото-висмутовый тип оруденения, имеют контрастную отрицательную Eu-аномалию.

Изотопные составы серы и кислорода наследуют изотопные составы протолита. Так, значения $\delta^{34}\text{S}$ в рудах из коллизионных гранитов значительно отличаются от серы в рудах, продуцируемых островодужными и окраинно-континентальными гранитами (рис. 6.28). Последние характеризуются разбросом значений – -4.1 до $+4.1\text{‰}$, что примерно соответствует интервалу мантийных значений и подтверждает надсубдукционную природу гранитоидов. Изотопные составы кислорода в жильном кварце изученных плутоногенно-гидротермальных месторождений в целом варьируют от 12.7 до 15.8‰ . Расчет изотопного состава равновесного флюида производился для температур формирования кварца, установленных для каждого объекта. В итоге установлено, что наиболее близкие к мантийным значения характерны для жильного кварца, продуцируемого островодужными гранитами – 5.8 – 6.4‰ . Кварц из жил, локализованных в окраинно-континентальных гранитах, имеет несколько «утяжеленные» значения 6.4 – 8.9‰ и наиболее изотопно-тяжелый кислород характерен для жил, формирующихся в коллизионных гранитах – 8.4 – 9.5‰ . Такое распределение изотопных составов кислорода говорит об увеличении доли корового материала в составе материнских гранитоидных расплавов. Сравнение изотопных составов кислорода в кварце из жил и гранитов, показало, что для всех изученных объектов отмечается очень близкое значение фактора изотопного фракционирования кислорода между гранитом и рудообразующим флюидом ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{гр-фл}}$) (рис. 6.29):

1. $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{гр-фл}} = 2.75$ – Коневинское месторождение, Au-Bi-Te тип
2. $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{гр-фл}} = 2.8$ – рудопроявление Сагангольское Au-Te тип
3. $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{гр-фл}} = 2.75$ – рудопроявление Туманное, Au-Sb ассоциация
4. $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{гр-фл}} = 2.35$ – рудопроявление Пограничное, Au-Bi тип

Таблица 6.30. Условия формирования золото-продуктивных рудных минеральных ассоциаций плутоногенно-гидротермальных месторождений.

Минеральная ассоциация	Температуры формирования, °С	Соленость рудообразующих растворов, мас.%, экв. NaCl	Метод определения	Минеральный тип месторождения
Арсенопирит-пирит	500 - 400	Н.о.	Арсенопиритовый геотермометр	Золото-висмут-сульфосольный тип, ранняя ассоциация
Молибденит-пирротин-халькопирит	Более 400 - 380 359	28	Термобарогеохимический Изотопный	Золото-теллуридный, ранняя ассоциация
Арсенопирит-Висмутин-лиллианит-галенобисмутит	370 - 300	1.8 – 4.0, 5.71	Термобарогеохимический, диаграммы стабильности минеральных ассоциаций	Золото-висмут-сульфосольный, золото-антимонитовый, ранняя ассоциация
Золото-пирит	325 - 250°C	4 – 7.5	Термобарогеохимический	Золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, ранняя ассоциация
Золото-антимонит	280 - 220°C	6.45	Термобарогеохимический	Золото-антимонитовый, промежуточная ассоциация
Золото-сульфоантимониды Pb, Cu, Ag	220 - 180°C	3.5 – 4.0	Термобарогеохимический	Золото- антимонитовый, поздняя ассоциация
Золото-теллуридная	206 - 160°C 165 - 120°C	13.9-15.9 6.2 – 25.0	Термобарогеохимический	Золото-тетрадимитовый, поздняя ассоциация Золото-теллуридный, поздняя ассоциация

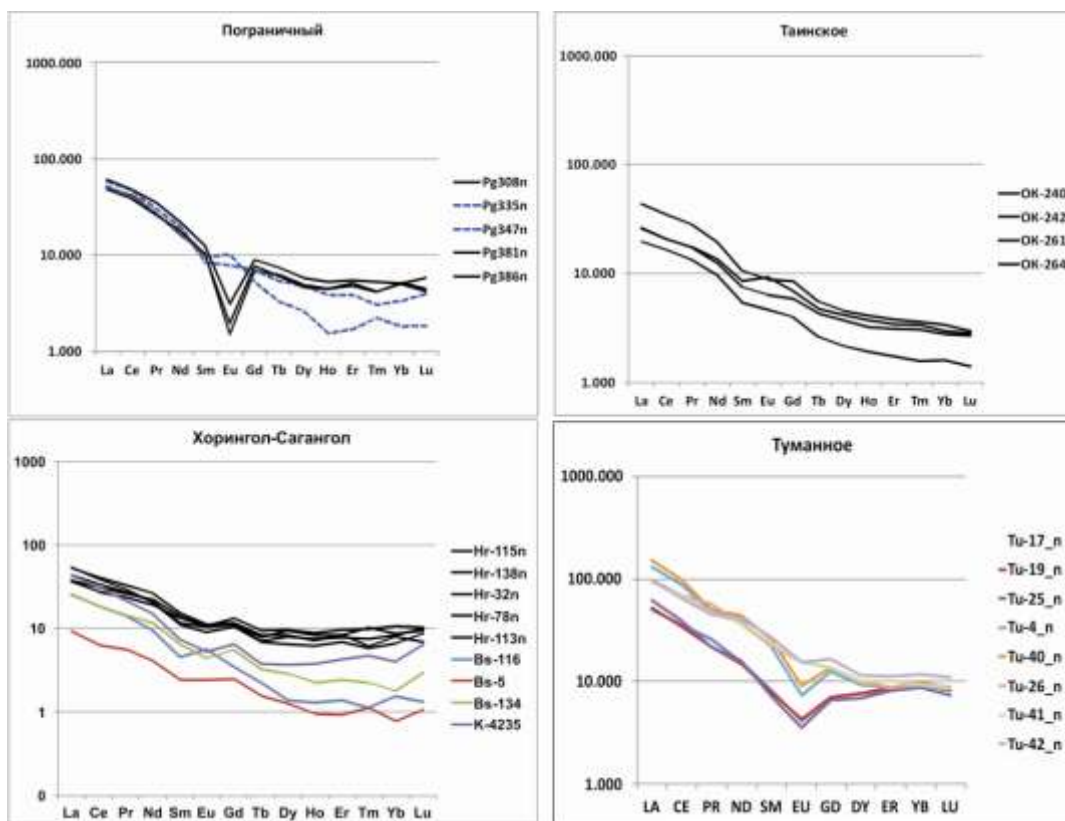


Рис. 6.27. Спектры распределения РЗЭ в золотоносных гранитоидах.

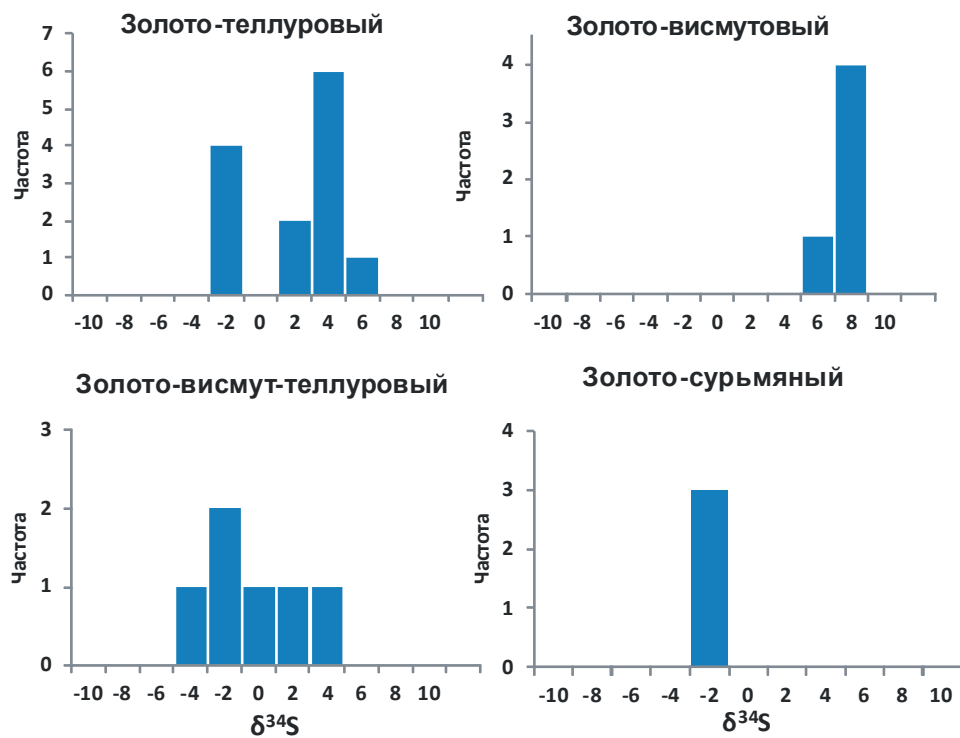


Рис. 6.28. Гистограммы распределения изотопных составов серы в рудах плутоногенно-гидротермальных месторождений.

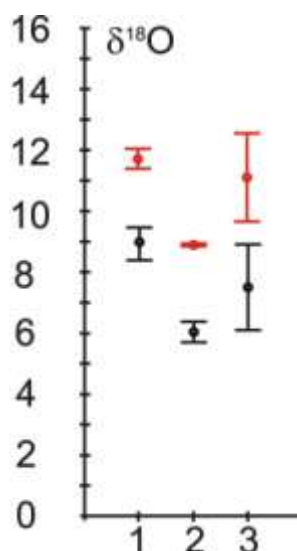


Рис. 6.29. Изотопный состав кислорода в кварце гранитов (красный цвет) и расчетный изотопный состав кислорода в рудообразующем флюиде (черным). 1 – коллизионные граниты (Au-Bi тип); 2 – островодужные граниты (Au-Te тип); 3 – граниты АКО (Au-Sb, Au-Bi-Te типы).

При изучении поведения изотопов кислорода в ходе вторичных преобразований пород, в ряду вмещающий гранит – околорудный грейзен – кварцевая жила на рудопроявлении Пограничное, выявлена прямолинейная зависимость (см. рис. 6.14).

Таким образом, все перечисленные факты и характеристики руд изученных объектов обосновывают связь золотого оруденения с вмещающими гранитоидами и позволяют выделить плутоногенно-гидротермальную генетическую группу золоторудных месторождений (и рудопроявлений) в юго-восточной части Восточного Саяна, а полученные данные по составу и условиям образования руд плутоногенно-гидротермальных месторождений позволили предложить следующую геолого-генетическую модель их формирования.

Гранитоиды, вмещающие золотое оруденение, отнесены к надсубдукционным и коллизионным гранитам. Среди надсубдукционных гранитоидов различаются островодужные и граниты активной континентальной окраины. Преобладают плагиограниты, гранодиориты и диориты нормальной щелочности, натриевой специализации (Na/K отношение более 1). Коллизионные граниты натриево-калиевые, в их составе преобладают граниты и лейкограниты. Установлено, что островодужные граниты продуцируют золото-теллуридный, гранитоиды активной континентальной окраины – золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый, а коллизионные граниты – золото-висмут-сульфосольный минеральные типы оруденения.

Формирование золоторудной минерализации в гранитоидах можно представить в рамках так называемой ортомагматической модели, различные аспекты которой опубликованы в большом количестве работ (Кривцов и др., 1986; Heinrich, 2005; Lang, Baker, 2000; Seedorf et al., 2005; Sillitoe, 2000 и др.). Согласно этой модели источником гидротермальных рудообразующих растворов и компонентов является материнский гранитоидный расплав. Этот факт подтверждается изотопно-геохимическими характеристиками руд изученных объектов. В то же время наиболее золотопродуктивными являются надсубдукционные гранитоиды, представляющие собой производные от дегидратации и плавления субдуцирующего слэба.

Океаническая кора, судя по составам офиолитов Восточного Саяна, содержит повышенные концентрации золота (Гребенщикова, Шмотов, 1997; Жмодик и др., 2008; Конников и др., 1995). Следовательно, при субдукции океанической плиты, формирующийся надсубдукционный расплав обогащался золотом вследствие высокого коэффициента распределения золота во флюидную фазу. Формирующиеся гранитоиды являлись промежуточным коллектором золота. Растворимость золота в расплавах среднего состава, в особенности, гибридных, каковыми являются островодужные диориты, выше, чем в кислых или основных расплавах, что позволяет переносить золото в составе надсубдукционных расплавов и переотлагать его при кристаллизации и выделении постмагматических гидротерм.

Таким образом, источником рудообразующих элементов в надсубдукционной обстановке является субдуцирующая океаническая плита и мантийный клин, сквозь который просачиваются летучие компоненты и расплав, формирующийся при дегидратации и частичном плавлении слэба. В случае энсиматической островной дуги, ведущими элементами-спутниками золота являются мантийные компоненты – Те и Нг, руды имеют мантийные изотопные отношения S и O. В обстановке активной континентальной окраины, наряду с мантийными компонентами отмечается привнос корового материала, определяющий появление парагенезисов с Вi и Sb, изменения изотопных отношений руд и гранитоидов, по сравнению с островодужными.

Согласно исследованиям Ф. Г. Рейфа, решающим фактором рудоносности гранитоидного расплава является повышенное содержание воды (и других летучих компонентов) (Рейф, 1990). Поскольку все изученные золотоносные граниты имеют преимущественно биотит-роговообманковый состав темноцветных минералов, можно сделать вывод об относительно высокой водонасыщенности материнских расплавов, обусловившей формирование рудной минерализации. Последовательное снижение

температур образования рудных минеральных ассоциаций отражает условия остывания рудно-магматических систем, продуцирующих золотое оруденение плутоногенно-гидротермального типа.

Обобщенные схемы формирования рудоносных надсубдукционных расплавов представлены на рис. 6.30 и 6.31. Различия в составах руд месторождений, сформированных за счет надсубдукционных гранитоидов, обусловлены различиями в первичном субстрате, из которого происходило выплавление рудоносных гранитоидов.

В случае субдукции океанической коры под континентальную литосферу (обстановка активной континентальной окраины) формируются месторождения золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов (см. рис. 6.30). Дегидратация субдуцируемой океанической коры, обогащенной золотом и сопутствующими элементами – S, Cu, Zn приводит к формированию восходящего расплава гранодиоритового состава. По мере продвижения сквозь мантийный клин, расплав обогащается такими элементами как Te, в меньшей степени Hg. При достижении границы континентальная кора – мантия, начинается частичное плавление нижней коры и обогащение расплава коровыми компонентами – As, Sb, Pb, Bi, Mo, W, частично S. Формируется золото-висмут-сульфосольный, золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый минеральные типы.



Рис. 6.30. Схема формирования надсубдукционных расплавов и уровни мобилизации рудообразующих компонентов в активной континентальной окраине.

Плавление нижнекорового субстрата возможно также и в коллизионных обстановках, за счет утолщения коры и анатектического плавления нижнекорового субстрата (Верниковский и др., 2011).

В случае океанической островной дуги, концентрации в гранитоидах таких элементов как W, As, Sb и Bi не происходит, в результате, в связи с гранитоидами формируется золото-теллуридный минеральный тип оруденения (см. рис.6.31).

Формирование коллизионных гранитов происходило в условиях тектонического сжатия и плавления в окраинно-континентальных орогенных поясах, однако их возраст близок к возрасту надсубдукционных гранитоидов. В этот период времени продолжалась дегидратация субдцированной коры из которой выносились и рудные компоненты, такие как Au, S, возможно Cu и Zn в небольших количествах (рис. 6.32). Эти компоненты попадали в формирующийся синколлизионный гранитоидный расплав, в составе которого присутствовали коровые рудообразующие компоненты – Bi, As, Pb, Sb, W и S. В итоге гранитоиды продуцировали золото-висмут-сульфосольный минеральный тип оруденения. Действительно, изученное нами проявление Пограничное, локализованное в коллизионных гранитах, характеризуется редкометальной геохимической специализацией, где преобладают такие элементы как Au, Bi, As, W, Sb. В некоторых пробах присутствуют повышенные концентрации Cu, Pb, Zn. «Мантийные» компоненты (Te, Hg) в рудах почти отсутствуют, хотя тонкие единичные включения теллуридов диагностированы в составе акцессорных парагенезисов, определяя небольшую примесь мантийного вещества. Изотопные составы серы сульфидов и кислорода в кварце и гранитах также несколько отличаются от мантийных значений. Однако вследствие либо малых объемов золота, поступающих из субдцированных блоков, либо рассеяния части рудообразующих компонентов при движении сквозь утолщенную литосферу в зоне коллизии, масштабы оруденения золото-висмутитового типа в юго-восточной части Восточного Саяна невелики.

Подобные золотоносные граниты широко распространены в Яно-Колымском аккреционно-коллизионном поясе (Гамянин и др., 2003). Таким образом, геохимическая специализация руд плутоногенно-гидротермальных месторождений, определяется составом материнских гранитоидов, который, в свою очередь, зависит от исходного субстрата, и фиксируется, как в геохимических характеристиках гранитоидов (обогащение теми или иными рудообразующими элементами), так и в составе акцессорных минералов.



Рис. 6.31. Схема формирования надсубдукционных расплавов и уровни мобилизации главных рудообразующих компонентов в океанической островной дуге.



Рис. 6.32. Схема формирования коллизионных гранитоидов и уровни мобилизации рудообразующих компонентов.

6.2.3. Происхождение месторождений телетермальной генетической группы

Появление золото-блеклорудного оруденения в карбонатных породах можно связать с внедрением даек позднепалеозойского возраста. В ряде случаев такие дайки непосредственно содержат кварц-блеклорудные жилы (Коневинское месторождение), однако чаще всего, видимой ассоциации руд и даек не отмечается. Геологический возраст даек совпадает с геологическим возрастом руд. Так, оруденение развивается, в том числе, по карбонатным конгломератам сагансайрской свиты раннекаменноугольного возраста, возраст же даек – 324 млн. лет соответствует среднему карбону, более того, геологические наблюдения показывают, что аналогичные дайки внедряются и в отложения сагансайрской свиты. В таком случае появление локальных близповерхностных рудообразующих систем обусловлено влиянием дайкового магматизма, появление которого привело к функционированию гидротермальных систем за счет нагрева метеорных вод. Малые объемы магматизма, и, соответственно, теплового поля, продуцируемого этими расплавами объясняет малые масштабы оруденения золото-блеклорудного типа. Действительно, большинство изученных объектов представляют собой единичные небольшие жилы или зоны прожилкования, не имеющие в настоящий момент промышленной значимости.

Гетерогенные значения изотопного состава серы в сульфидах из руд месторождений золото-блеклорудного типа, варьирующие от 0 до 8.7‰, свидетельствуют о том, что сера привносилась, как из мантийных источников, так и из вмещающего субстрата – карбонатных пород. Наличие примеси ртути в рудах говорит о присутствии мантийного вещества, поступление которого происходило за счет дайкового магматизма, кроме того, ряд объектов этого типа пространственно сближен с месторождениями других минеральных и генетических типов. Это позволяет сделать вывод о том, что золото и сопутствующие элементы поступали как из глубинного источника, так и из вмещающего субстрата.

Подобные мантийно-коровые изотопно-геохимические характеристики характерны для руд месторождений Карлинского типа, где формирование рудообразующих растворов связывается с поступлением глубинного вещества в условиях рифтогенеза под влиянием мантийного плюма и связанного с ним магматизма (Волков, Сидоров, 2016; Cline et al., 2005; Emsbo et al., 2006).

Наличие процессов рифтогенеза, внутриплитного магматизма и синхронных с ними сдвиговых деформаций в позднепалеозойское время в юго-восточной части Восточного Саяна, подтверждается развитием щелочных пород огнитского интрузивного комплекса,

дайковым магматизмом этого возраста, а также геолого-структурными наблюдениями и датированием синкинематических минералов сдвиговых и надвиговых зон (Жимулев и др., 2011; Ярмолук и др., 2010, 2011;). Позднепалеозойский рифтогенез, с образованием Восточно-Саянской рифтовой зоны, обусловлен нахождением региона в краевой части зоны влияния мантийного плюма, сформировавшего Баргузино-Витимскую крупную изверженную провинцию, ранние стадии которой датируются возрастом около 320 млн. лет (Кузьмин, Ярмолук, 2014), близким с датировкой дайкового магматизма, а также с геологическим возрастом золото-блеклорудного оруденения. Позднепалеозойский мантийный плюм был проявлен на большей части территории Алтае-Саянской складчатой области и обусловил формирование гигантского Ангара-Витимского гранитоидного батолита в Западном Забайкалье (Ярмолук и др., 1997; Цыганков, 2014; Цыганков и др., 2007).

6.3. Генезис платиноидного оруденения

Согласно вещественным данным, приведенным в предыдущей главе, в юго-восточной части Восточного Саяна выделены следующие минеральные типы платинометального оруденения: Pt-Ru-Ir-Os в хромитовых рудах, Pt-Pd в углеродистых метасоматитах, Pt в сульфидизированных серпентинитах и Au-Pt-Pd в глаукофансодержащих метабазах. Рассмотрение условий формирования и генезиса этих проявлений представлено согласно выделенным минеральным типам.

6.3.1. Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромитовых рудах

По комплексу признаков: морфология рудных тел, вещественный состав хромитов, вторичные минералы, геохимические ассоциации элементов платиновой группы, – изученные хромититы юго-восточной части Восточного Саяна относятся к подформному типу. В то же время, выявлены некоторые различия хромититов северной и южной пластин Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова). В северной пластине хромшпинелиды представлены магнезиальными и железистыми средне- и низкоглиноземистыми разностями. В южной – хромшпинелиды более магнезиальные и среднеглиноземистые. Однако для всех хромшпинелей массива характерна высокая хромистость и низкие содержания Fe (см. рис. 4.2, а). Некоторые различия отмечаются и в составе платинометальной минерализации. Так, хромититы северной пластины характеризуются относительно большим распространением Pt-содержащих фаз, например фазы Pt_3Cu и сперрилита ($PtAs_2$), тогда как в южной пластине, минералы ЭПГ

представлены преимущественно соединениями Ru, Ir и Os. Взаимоотношения минералов ЭПГ и сопутствующих рудных минералов в хромититах из офиолитов Восточного Саяна позволили выделить следующие стадии минералообразования ЭПГ.

Примитивная мантия. Фазы (Pt-Ir-Os-Ru); ((OsIr) S_2) представляют собой реликты примитивных мантийных МПГ. Аргументом в пользу этого предположения является тот факт, что Pt и минералы системы Ru-Ir-Os, в природе образуют отдельные группы минералов, в связи с их крайне ограниченным изоморфизмом (Благородные металлы, 1984), в то время как при высоких температурах и давлениях область смесимости значительно расширяется. В дальнейшем подобные сплавы претерпели дифференциацию. Твердый раствор ((Os-Ru) S_2) отнесен к этой стадии на основании того, что для образования эрликманита требуется большая активность S, чем Ru S_2 , что может быть реализовано в условиях недеплетированной мантии. При частичном плавлении мантии сера уходит в расплав, и в рестите остаются самородные сплавы системы Ru-Ir-Os, что мы и наблюдаем в хромититах истощенных дунит-гарцбургитовых комплексов (Barnes et al., 1985).

Деплетированная мантия, образование хромититов. Фазы (OsIrRu), (Pt $_3$ Fe) – представляют собой высокотемпературные твердые растворы, согласно современной номенклатуре. Известно, что при высоких температурах растворимость Ir в Os достигает 44 вес% (Благородные металлы, 1984) и Os, Ir, Ru образуют ряд твердых растворов с ограниченной смесимостью (см. рис. 4.4). Твердые растворы (Os-Ir-Ru), являются первичными, наиболее высокотемпературными образованиями мантийного происхождения (Дистлер и др., 1986; Bird, Bassett, 1980; Weiser, Bachmann, 1999). Включения изоферроплатины в хромититах северной ветви также представляют собой первичные твердые растворы, образованные на магматической стадии. Субсолидусная область изоферроплатины соответствует 835°C. Предполагается, что изоферроплатина образовалась после хромшпинелида, но учитывая примеси тугоплавких платиноидов в изоферроплатине, и присутствие ламелл (OsIrRu) в изоферроплатине, температура образования была достаточно высокой.

Позднемагматическая стадия. Остаточные расплавы, богатые летучими компонентами воздействуют и преобразуют высокотемпературные ассоциации с образованием сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ – лаурита, ирарсита, рутенарсенида.

Процессы ремобилизации и переотложения ЭПГ. Современные исследования в области ремобилизации ЭПГ свидетельствуют о подвижности тугоплавких платиноидов в измененных хромититах (Ahmed, Arai, 2003; Garuti, Zaccarini, 1997; Melcher et al., 1997;

Proenza et al., 1999). Формы выделений и ассоциации с низкотемпературными минералами позволяют предполагать вторичное происхождение (в ходе низкотемпературных постмагматических процессов) следующих минеральных фаз: гарутит (NiFeIr), закаринит (RhNiAs), (IrNiCu)S₃, Pt-Cu, (Pt, Cu, Fe, Ni), (Cu, Pt, Pd) и др. Выделение Os₈₂₋₉₉ в гарутите свидетельствует о переносе этих элементов во флюидной фазе. При осаждении Os в твердую фазу при низких температурах он не может входить в структуру новообразованной фазы с Ir и уж тем более с Ni, Fe и как результат образуется фаза – (NiIrFe) + Os₈₂₋₉₉. Появление (Os₈₂₋₉₉), (IrRu), (Ru₉₃₋₉₇) возможно при реакциях десульфуризации, совместно с формированием аварита (El Ghorfi et al., 2008; Stockman, Hlava, 1984).

Наличие Pt-содержащих минералов в хромититах северной пластины могло быть связано с локальным насыщением серой расплава, из которого кристаллизовались обогащенные Pt, Pd сульфидные фазы, последние, в свою очередь, при постмагматических процессах растворялись (Fischer et al., 1988; Jannessary et al., 2012). Как уже упоминалось выше, в хромититах северной ветви широко развиты феррихромит и хроммагнетит. Распространенность феррихромита не коррелируется со степенью серпентинизации, поскольку она широко проявлена как в северной, так и в южной ветвях. Низкие температуры процессов серпентинизации и восстановительные условия являются не самыми благоприятными факторами для формирования феррихромита (González-Jiménez et al., 2009). Минимальная температура его образования около 500°C (Mellini et al., 2005). Феррихромит и хроммагнетит довольно часто встречаются в сростаниях с орселитом, а температура образования орселита (Ni_{5-x}As₂) и маухерита (Ni₁₁As₈) составляет 400 – 700°C (Melcher et al., 1997; Ertseva, Tsybulov, 2002).

Для обогащенных Pt, Pd хромититов Клифф (Prichard, Lord, 1993; O'Driscoll et al., 2012) из Шетландского офиолитового комплекса (Shetland Ophiolite Complex) описано широкое развитие феррихромита в тесной ассоциации с арсенидами Ni и арсенидами Pt, Pd. Обогащение Pt, Pd связывается с магматической гетерогенностью, на которую впоследствии были наложены два этапа метаморфогенного изменения: первый — серпентинизация, второй — последующие процессы со сменой восстановительных условий на окислительные, связанный с тектоническими перемещениями (Derbyshire et al., 2013).

Подобную модель можно использовать и для объяснения обогащенности Pt, Pd в хромититах северной ветви. Первый этап изменения первичных Pt-содержащих фаз и, по-видимому, первичных Os-Ir-Ru фаз происходил на этапе ранней серпентинизации,

вероятно, в мантийных условиях при $T=450 - 600^{\circ}\text{C}$, $P=13-16$ кбар (Рингвуд, 1981; Слуцкий и др., 1984). При участии глубинных восстановленных флюидов (H_2 , CH_4 , CO) растворялись Pt-содержащие сульфиды с формированием сульфидов Ni, Fe и интерметаллических соединений типа Pt-Cu, (Pt,Cu,Fe,Ni), (Ir,Pd,Cu), (Pt,Pd,Cu). Глубинные восстановленные щелочные флюиды могли привести несовместимые для мантии элементы (Ti, Pb, Cu, P, F, Cl) (Перельман, 1989), на что указывает присутствие титаномагнетита и ильменита в углеродизированных хромититах южной пластины, а также шэндита и апатита. Второй этап изменения Pt-содержащих фаз связан с тектоническими перемещениями (обдукцией) и повышением $f\text{O}_2$ в процессах корово-метаморфогенно-метасоматического преобразования ультрамафитов и хромититов с участием As, Sb, Sn во флюидной фазе.

Зональные зерна Os-Ir-Ru состава. Проблеме образования неомогенных (зональных) Os-Ir твердых растворов посвящен ряд работ (Cabri, Harris, 1975; Cousins, 1973). В одних случаях неомогенные твердые растворы Os-Ir-Ru интерпретируются как образования, возникшие в неравновесных условиях в ходе первичной кристаллизации. Особенность данной зональности заключается в увеличении либо уменьшении содержания Os, Ir от центра зерна к его краю при постоянном содержании Ru (Cabri, Harris, 1975). Находки концентрически-зональных кристаллов Os-Ir-Ru состава обнаружены среди аллювиальных отложений р. Ко (северо-западная часть Восточного Саяна) (Глотов и др., 1990; Кривенко и др., 1990; Толстых, 2004). В этих зернах наблюдается концентрическое расположение фаз: осмий ($\text{Os} = 94.7 \text{ мас. \%}$) – рутениридосмин – осмий – рутенистый иридий. Согласно интерпретации Н. Д. Толстых (Толстых, 2004), такая зональность также обусловлена неравновесной кристаллизацией. Расплав, взаимодействуя с ранее выделившимся Os, не до конца реагирует с новыми порциями расплава, обогащенного иридием и рутением и, соответственно, обрастает рутенистым иридием. Процессы неравновесной кристаллизации связываются с внедрением наиболее глубинного слабодифференцированного вещества мантии в оболочку земной коры на ранних этапах геологической истории Земли (Толстых, 2004).

Для зональных кристаллов Os-Ir-Ru из хромититов северной пластины мы предполагаем вторичное происхождение, обусловленное растворением и переотложением первичных магматических Os-Ir-Ru твердых растворов. На это указывает ряд признаков:

1) состав хромшпинелидов, ассоциирующих с зональными кристаллами, не отличается от состава хромшпинелидов хромититов, в которых эти кристаллы не установлены, этот факт не позволяет нам задействовать модель неравновесной

кристаллизации из железистого слабодифференцированного расплава в близповерхностных условиях, как это предполагается для зональных кристаллов р. Ко;

2) тесная ассоциация зональных кристаллов Os-Ir-Ru с зонами изменения (хлорит-серпентиновым агрегатом), непуитом (Ni разновидность серпентина), низкотемпературными МПГ;

3) самородный осмий (Os = 98 – 100 мас. %), иридий и рутений и рутенистый иридий (Ir 43 – 54 мас. %, Ru 45 – 50 мас. %) кроме зональных кристаллов образуют многофазные сростания губчатого облика с (Ir, Ni, Cu, S), (Ir, Ni, Fe), RuAs (см. рис. 4.5, к), лауридом, ирарситом, хизлевудитом (см. рис. 4.5, л);

4) в одном из зональных зерен установлены выделения хизлевудита, маркирующие зоны роста кристалла (см. рис. 4.5, г).

В работе (Wood, 2002) говорится о теоретической возможности переноса Os, Ir, Ru флюидами в форме бисульфидных комплексов: $\text{Os}(\text{HS})_6^{2-}$, $\text{Ru}(\text{HS})_6^{3-}$, $\text{Ir}(\text{HS})_6^{3-}$ (Pittwell, 1965), хотя на данный момент для этих комплексов неизвестны какие-либо экспериментально измеренные термодинамические параметры. Предполагается, что при появлении в системе мышьяка и сурьмы, в присутствии которых растворимость ЭПГ снижается и изменяется состав раствора, происходит отклонение системы от термодинамического равновесия и образование зональных кристаллов. Высвобождающаяся S из бисульфидных комплексов реагирует с никелем из вмещающих пород с образованием хизлевудита (включения хизлевудита по зонам роста, см. рис. 4.5, г). Благоприятными условиями для формирования бисульфидных комплексов являются рН от нейтральной до щелочной, высокое содержание восстановленной S, низкая $f\text{O}_2$.

Следует отметить, что путь кристаллизации зональных Os-Ir-Ru соединений не противоречит диаграммам состояния в системах Os—Ir, Ir—Ru, здесь имеется в виду, что первым кристаллизуется Os, далее, если не происходит перитектическая реакция Os+Ir (неравновесные условия), то мы попадаем в поле кристаллизации Ir-Ru, и последним будет выделяться Ru (Благородные металлы..., 1984). В изученных нами зональных зернах, особенностью является полное отсутствие Os в рутенистом иридии и рутении.

Оценка температур образования зональных кристаллов проведена по включениям фаз NiS. Верхняя граница сосуществования $\text{Ni}_{3-x}\text{S}_2$ – Ni_7S_6 и микровключений хроммагнетита в Ru составляет 520 – 560°C (Воган, Крейг, 1981; Mellini et al., 2005).

Корово-метаморфогенная стадия. При тектонических перемещениях (обдукции) и смене восстановительных условий на окислительные происходит последовательное преобразование хромшпинелида в феррихромит-хроммагнетит (см. рис. 4.3, б) при

активном участии метаморфогенного флюида, обогащенного коровыми компонентами. Температура образования фаз $\text{Ni}_{5-x}\text{As}_2$, $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$ – 400 – 700°C; феррихромита – 500°C; PtAs_2 – 670 – 710 °C, следовательно формирование этой ассоциации могло проходить в условиях эпидот-амфиболитовой фации (T=500 – 650°C, P=3.5 – 6.0 кбар) (Derbyshire et al., 2013).

6.3.2. Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах

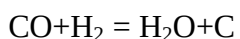
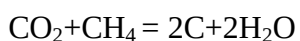
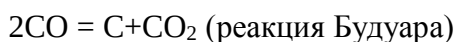
Полученные данные по составу углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива свидетельствуют о том, что формирование золото-платиноидной минерализации непосредственно связано с процессом углеродизации. Следовательно, условия формирования и генезис благородных металлов определяются условиями и природой формирования углеродистых метасоматитов.

Углеродизация является наложенным процессом, развивающимся как по ультраосновным, так и ассоциирующим с ними основным и кислым породам. На происхождение углеродистого вещества и связанной с ним благороднометальной минерализации высказываются различные взгляды. В наиболее ранних работах углеродистые метасоматиты считались либо ксенолитами углеродистых осадочно-метаморфических отложений, либо продуктами переотложения органического углерода из черных сланцев и битуминозных известняков (Шестопалов, 1938; Коржинский, 1967). Существуют также представления и о связи графитизации с высокотемпературным метасоматическим процессом, вызвавшим альбитизацию основных и ультраосновных пород, родингитизацию и графитизацию, где последующие, более низкотемпературные процессы привели к серпентинизации и карбонатизации пород (Колесник, 1966). Часть исследователей поддерживает модель наложенной графитизации, проявляющейся в тектонических структурах глубинного заложения и значительно оторванной по времени от формирования вмещающих пород (Данилова, Данилов, 2001; Летников и др., 1996; Савельева и др., 2004). При этом в качестве источника углерода рассматриваются или черные сланцы с биогенным углеродом, или глубинные восстановленные флюиды, поступающие по зонам глубинных разломов. Существует и альтернативная модель, предполагающая происхождение углеродизации в результате воздействия горячей точки, продуцирующей поток углеродсодержащего мантийного флюида, на субдуцирующую океаническую кору, содержащую углеродистые отложения (Жмодик и др., 2008). Локальная распространенность обуглероженных пород в ультрабазитах связана с тем, что литосферные и астеносферные слои верхней мантии в основном умеренно окислены в

связи с продолжающейся дегазацией мантии и лишь отдельные области характеризуются пониженными значениями fO_2 , где могут существовать восстановленные углеводородные флюиды (Кадик, 2003).

Для углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива, был определен изотопный состав некарбонатного углерода (табл. 6.31, рис. 6.33). Значения $\delta^{13}C$ в них варьируют от -8.8 до -16.6‰ , причем максимум определений ложится в интервал от -10 до -14‰ , одно определение показало значение -0.4‰ . Значения изотопного состава не зависят от вмещающего субстрата, т.е. в разных типах углеродизированных пород изотопный состав углерода близок. Полученные изотопные отношения углерода УВ из углеродистых метасоматитов в целом попадают в интервал значений, промежуточный, между мантийным интервалом и значениями $\delta^{13}C$ в черных сланцах, интерпретируемый обычно как биогенный углерод. Следует отметить, что полученные значения изотопного состава больше тяготеют к мантийному интервалу, учитывая, что изотопный состав углерода в алмазах, углистых хондритах и мантийных ксенолитах может варьировать в относительно широких пределах (Буякайте и др., 1983; Deines, 2002). Причем значения $\delta^{13}C$ в районе 15‰ формируют пик на гистограмме изотопных составов высокотемпературного углерода, выделенного при температуре свыше $1000^\circ C$ из мантийных ксенолитов (рис. 6.34), что косвенно указывает на высокотемпературные условия углеродизации. Как установлено петрографическими наблюдениями, в углеродистых метасоматитах штокверкового типа, УВ приурочено к первичным высокотемпературным минералам ультрабазитов – оливину и ортопироксену и отсутствует во вторичных серпентине и карбонатах. Высокие температуры экзотермического эффекта (более $600 - 700^\circ C$) фиксируются и при термическом анализе УВ. Эти данные подтверждают тот факт, что первичная углеродизация происходила на высокотемпературной магматической стадии.

Соотношения свободного и карбонатного углерода могут свидетельствовать о формировании углеродистого вещества в ассоциации с перечисленными минералами в результате следующих реакций:



Как известно, реакция Будуара наиболее активно идет при температуре $800-900^\circ C$, что ещё раз подтверждает высокотемпературную природу штоквероподобной углеродизации, следовательно, температурные условия углеродизации отвечают

вышеуказанным значениям (800 – 900°C). Исходя из представленных реакций, можно сделать вывод о том, что углерод привносился в породы преимущественно в виде восстановленных газов – CH₄, CO. Такой газовый состав флюидов соответствует мантийному и согласуется с изотопным составом углерода.

Жилообразные тела обильноуглеродистых метасоматитов развиваются по зонам трещиноватости, милонитизации и катаклаза, где происходит перераспределение и концентрация УВ.

Таблица 6.31. Изотопный состав углерода в углеродистых метасоматитах.

№ обр.	Порода		$\delta^{13}\text{C}$, ‰
ОК-26	Серпентиниты углеродистые	-11.3	-11.3
ОК-33		-0.4	-0.4
М-10		-10.2	-10.2
ОК-38		-9.8	-9.8
ОК-275		-14.3	-14.3
ОК-124		-12.7	-12.7
ОК-244		-10.1	-10.1
ОК-273	Серпентинит низкоуглеродистый	-13.4	-13.4
ОК-165	Серпентинит неуглеродистый	-15.6	-15.6
Ос-202	Углеродистые ультрабазиты	-15.8	-15.8
Ок-2		-16.6	-16.6
Ос-133		-12.2	-12.2
Тн-44	Серпентиниты углеродистые	-9.2	-9.2
Зс-109		-10.9	-10.9
Зс-115		-12	-12.0
Зс-112		-10	-10.0
Зс-116		-8.8	-8.8

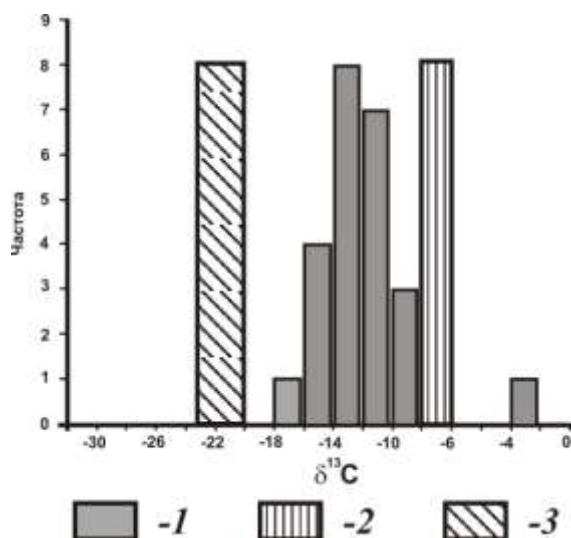


Рис. 6.33. Гистограмма распределения изотопного состава углерода в углеродистых метасоматитах (1). Приведены интервалы мантийного (2) и биогенного углерода черных сланцев (по Миронову и др., 2002) (3).

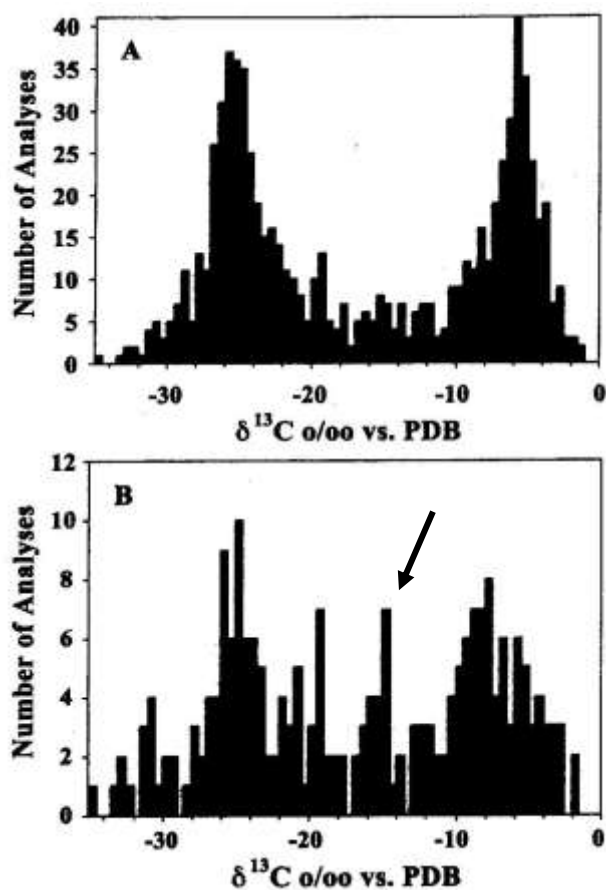


Рис. 6.34. Обобщенные данные изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в мантийных ксенолитах и выделенных минералах и связь изотопного состава углерода с температурой экстракции. (A) – все температурные фракции; (B) – фракции, высвобожденные при температуре выше 1000°C (по Deines, 2002). Стрелкой показан пик, соответствующий изотопному составу углерода изученных углеродистых метасоматитов.

Эти зоны углеродизации синхронны с образованием вторичных метасоматических пород (альбититов, родингитов, нефритов, диопсидитов, тальк-карбонатных и карбонатных пород). Так, интенсивно углеродизированные серпентиниты отмечаются в виде оторочки в экзоконтакте альбититовых тел. Ю. Н. Колесником (Колесник, 1966) обнаружена прямая зависимость степени углеродизации и альбитизации исходных пород. Проведенный рентгенофазовый анализ обильноуглеродистых метасоматитов подтверждает наличие в них вторичных минералов – серпентина, актинолита, хлорита и др.

Выявленные особенности геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов, свидетельствуют о некоторой «унаследованности» минералого-геохимических особенностей черносланцевых отложений палеоокеанического бассейна. Так, углеродистые сланцы, входящие в состав офиолитовой ассоциации обогащены такими элементами как Y, Zr, U, Th, РЗЭ и др., в особенности, К (Миронов и др., 2002). Повышенные концентрации этих элементов, а также их минеральные фазы диагностированы нами и в составе углеродистых метасоматитов. Установленный характер обогащения последних некогерентными элементами связан с сильно неравномерным их распределением в телах углеродистых метасоматитов, которое отмечается всеми исследователями, изучавшими эти образования. Крайне неравномерно в породах распределены и благородные металлы – частицы минералов Au, Pt, Pd и Ag могут фиксироваться в значительном количестве или отсутствовать совсем в протолочках проб, отобранных близко друг от друга и в породах имеющих одинаковый минеральный и химический состав (Летников, 1996; Жмодик и др., 2008). Этим можно объяснить и наличие двух групп углеродистых метасоматитов с разными уровнями содержания некогерентных элементов. Другой причиной такого распределения некогерентных элементов может быть наличие узких зон повышенных концентраций примесных компонентов (в том числе благородных металлов), представляющих собой наиболее проницаемые участки, сквозь которые происходило поступление углеродсодержащих глубинных флюидов. С этими флюидами происходило и поступление Pt, Pd, а также некоторых других элементов-примесей, в частности Au, Hg и Sn. При частичном плавлении мантии «легкие» ЭПГ первыми уходят во флюидную фазу (Рудашевский, 1987). Золото-ртутные и золото-оловорудные металлогенические провинции приурочены к геодинамическим обстановкам островной дуги – зоны субдукции, где появление таких элементов как Hg и Sn связывается с дегазацией мантии (Степанов, Моисеенко, 1993; Озерова, 1986). Кроме того, характерной особенностью островодужных толеитов и

субдукционных комплексов является аномальное обогащение пород Ba, K, Sr, Zr, Li (Мартынов, 1997). Эти же элементы, а также их минеральные фазы характерны и для изученных углеродистых метасоматитов, что подтверждает надсубдукционную природу углеродизации.

Возраст углеродистых метасоматитов определялся по цирконам, наличие которых является одной из особенностей этих образований. Полученные датировки укладываются в интервал **825 – 796** млн. лет. Такой возраст отвечает позднему этапу существования Дунжугурской островной дуги и близок ко времени обдукции офиолитов Восточного Саяна (Кузьмичев, Ларионов, 2013).

При плавлении слэба, углерод, содержащийся в породах субдуцирующей океанической коры, как один из летучих компонентов, уходил во флюидную фазу и обогащал породы вышележащего мантийного клина. В таком случае, взаимодействие первично мантийного углерода из ультрабазитов с просачивающимся флюидом, содержащим изначально биогенный углерод глубоководных отложений, должно было привести к формированию УВ с необычным изотопным составом, значения $\delta^{13}\text{C}$ которого соответствовали бы промежуточным между мантийными и биогенными. Однако содержание углерода в мантийных породах невелико (кларк – 0.01 мас.%), поэтому влияние углерода из пород мантийного клина на просачивающийся флюид будет незначительным. Следовательно, для формирования углерода с измеренным изотопным составом (максимум определений $\delta^{13}\text{C}$ приходится на значения -10 – -14‰) необходимо поступление дополнительного мантийного вещества. Наиболее реальной моделью, в таком случае, является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления (рис. 6.35). В этом случае с мантийными флюидами происходит поступление C, Hg, Sn, ЭПГ и смешение их с продуктами дегидратации слэба, что приводит к некоторому обогащению углеродистых метасоматитов благородными металлами, а также некогерентными элементами.

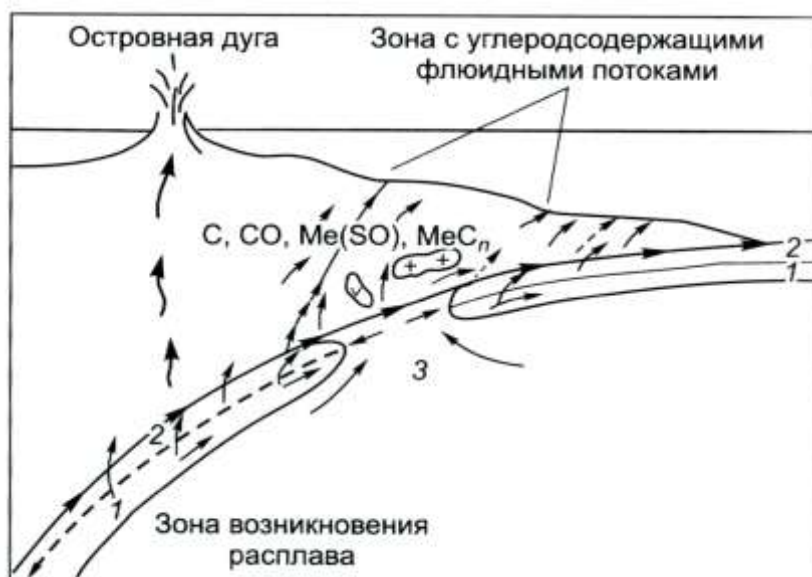


Рис. 6.35. Принципиальная схема формирования углеродистых метасоматитов с ЭПГ минерализацией (Жмодик и др., 2008). 1 – океаническая кора, 2 – углеродсодержащие осадки, 3 – зона плавления.

6.3.3. Pt минерализация в сульфидизированных серпентинитах, metabазитах и лиственитах

Известно, что серпентинизация гипербазитов происходит в температурном интервале 220 – 460°C (Боуэн, Таттл, 1950; Варлаков, 1986; Уханов и др., 2002; Штейнберг, Чашухин, 1977; Johannes, 1968; Pistorius, 1963; Wenner, Taylor, 1973 и др.). Источником воды в них считаются океанические, метеорные и метаморфогенные воды, в подчиненном количестве могут присутствовать и воды магматического генезиса. Формирование сульфидной минерализации в серпентинитах также происходит в интервале температур 300 – 460°C, т. е. соответствует условиям антигоритовой серпентинизации (Мелекесцева, 2007). Это обосновывается также совместной, наблюдаемой в шлифах, кристаллизацией антигорита и сульфидных минералов. Однако, несмотря на присутствие сульфидной Cu-Ni-Co-минерализации, содержания этих элементов в сульфидизированных серпентинитах близки к кларку для ультраосновных пород, следовательно, формирование сульфидных руд происходит при перераспределении рудных компонентов, содержащихся в первичных ультраосновных породах и ранних серпентинитах. Очевидно, гидротермальные растворы, проникая по системе трещиноватости, ассимилировали силикатный Ni и переотлагали его в сульфидной форме. Известно, что появление сульфидной минерализации в серпентинитах связано с повышением активности серы в растворах (Штейнберг, Чашухин, 1977).

Концентрация благородных металлов происходит в сульфидных минералах, что доказано изучением распределения Au, Pt и Pd в сульфидном, магнитном и хромитовом концентратах, выделенных из сульфидизированных серпентинитов, а также наличием выделений самородного золота в зернах пентландита. Следовательно, именно присутствие или отсутствие серы в серпентинизирующих растворах является решающим фактором появления сульфидной и благороднометальной минерализации в серпентинитах.

Изотопные составы сульфидной серы в серпентинитах показывают очень широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, варьирующий от 0.7 до 40.1‰ (табл. 6.32). Такой широкий интервал значений изотопного состава обусловлен, гетерогенностью источников серы, поступление которой происходит на разных этапах процесса серпентинизации. Поскольку источники серпентинизирующих растворов могут иметь разный генезис, то и сера поступает в серпентиниты из разных источников, что ведет к широкому разбросу значений изотопного состава серы. Наряду с сульфидной серой гидротермальных проявлений в серпентинитах, был проанализирован пирит из толщи темно-серых углеродисто-кварц-серицитовых сланцев оспинской свиты, представляющей верхнюю вулканогенно-осадочную пластину офиолитового комплекса. $\delta^{34}\text{S}$ в сланцах имеет узкий предел колебания значений (+4.6 – +4.7‰), которые близки к ювенильному источнику, но относительно обогащены тяжелым изотопом, под влиянием морской воды, поскольку формирование первичных пород происходило на дне палеоокеана.

Пирит из сульфидизированных серпентинитов эндоконтакта Оспинско-Китойского массива имеет изотопно тяжелую серу, где значения $\delta^{34}\text{S}$ соответствуют 31.9 – 34.2‰. Ультрабазиты надвинуты на известняки и сульфидные проявления приурочены к зоне серпентинитового меланжа, в которой в виде обломков присутствуют как сами ультрабазиты, так и вмещающие породы – известняки, песчаники и др. Следовательно, появление сульфидной минерализации в данном случае связано с заимствованием серы из карбонатной толщи. Пирит из сульфидизированных метабазитов также имеет различные значения $\delta^{34}\text{S}$ (+0.7 и +8.7‰). Учитывая такую гетерогенность изотопных составов сульфидной серы, можно сказать, что в гидротермальных процессах участвовала морская вода, а также ювенильные растворы, либо вещество, выщелоченное из самих мантийных производных – базит-ультрабазитов. Следовательно, появление сульфидной минерализации в породах кумулятивного комплекса, обязано поступлению серы, источником которой являлись как глубинные образования, так и морская вода.

Таблица 6.32. Изотопные составы сульфидной серы в пирите.

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	Описание сульфидсодержащей породы
Ос-32	31.9	Серпентинит. Серпентинитовый меланж вблизи карбонатной толщи. Оспинско-Китойский массив
Ос-33	34.2	То же
Дж-24	40.1	То же
Оск-2/4	3.4	Серпентинит. Западный фланг Оспинско-Китойского массива, вблизи контакта со сланцевой толщей (оспинская свита)
Ос-315	0.7	Метасоматит по габброидам. Саган-Сайрский массив
Ос-324	8.7	То же
Ос-318	9.3	То же
Ос-321	7.6	То же
Ок-95	3.4	Лиственит

Такие условия могут создаваться на дне океанического бассейна, при функционировании подводных гидротермальных систем («черных курильщиков»), верхние части которых наблюдаются в настоящее время в виде линз золотоносных сульфидных руд в углеродистых сланцах верхней пластины офиолитового комплекса (золото-пирротиновый минеральный тип оруденения). В таком случае, зоны сульфидной минерализации в породах кумулятивного комплекса, представляющего фрагмент древней океанической коры, могли быть подводящими каналами («зоной мобилизации и дренажа») для циркулирующих гидротермальных растворов, которые, в процессе своей деятельности извлекали часть рудообразующих элементов из пород.

Таким образом, появление повышенных концентраций благородных металлов в сульфидизированных серпентинитах обусловлено перераспределением рудообразующих компонентов при серпентинизации и поступлением серы из различных источников. В силу высокого сродства ЭПГ к сере, накопление платиноидов происходит в наиболее сульфидной фазе, что иллюстрирует прямая корреляционная зависимость содержаний суммы Pt и Pd с S (рис. 6.36). Формирование лиственитов связано с более поздними процессами метасоматического изменения серпентинитов при воздействии углекислых растворов повышенной щелочности. Вопрос об источнике лиственитизирующих растворов остается предметом дискуссии. Считается, что листвениты формируются под воздействием растворов, поступающих из изверженных пород при воздействии интрузий преимущественно кислого состава (Сазонов, 1984), либо при формировании вулканогидротермальных систем (Осипенко и др., 2001).

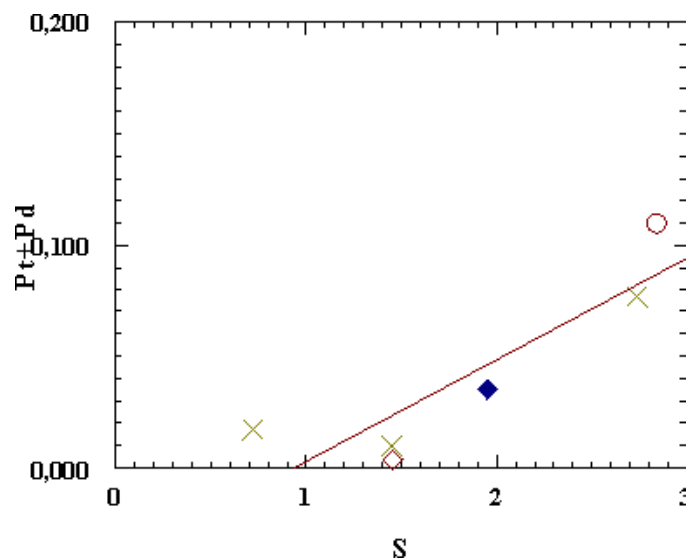


Рис. 6.36. Соотношения Pt+Pd – S в сульфидизированных серпентинитах и метабазитах.

Наши геологические наблюдения зон лиственитизации в пределах Оспинского массива отчетливо свидетельствуют о формировании рудоносных лиственитов при влиянии гранитоидных интрузий, прорывающих или контактирующих с ультрабазитами. Здесь следует иметь в виду, что безрудные листвениты слагают целые поля среди ультрабазитов и их связь с интрузивными породами не очевидна.

Единовременное определение изотопного состава серы по пириту из сульфидизированного лиственита показало значение $\delta^{34}\text{S} = 3.4\text{‰}$, характерное для серы магматического происхождения. Это согласуется с геологическим положением сульфидизированных лиственитов в экзоконтактовом ореоле гранитоидного интрузива, прорывающего ультраосновные породы западного фланга Оспинско-Китойского массива.

Изотопные составы C и O в кварце и карбонатах лиственитов также имеют достаточно гетерогенные значения. $\delta^{18}\text{O}$ в кварце и карбонатах варьирует от 8.12 до 18.8‰ (табл. 6.33). Пересчет на изотопный состав равновесного флюида, проведенный по уравнениям, опубликованным в работе (Zheng, 1993a), показал интервал значений $\delta^{18}\text{O} = 5.52 - 12.8\text{‰}$. Интервал изотопного состава углерода варьирует в пределах $-1.5 - +2.8\text{‰}$. Такие значения изотопных составов соответствуют смешанному магматогенно-метаморфогенному источнику, что согласуется с геологическим положением изученных зон лиственитизации.

P-T условия формирования сульфидизированных фуксит-кварц-карбонатных лиственитов, рассчитанные по мусковит-хлоритовому геотермометру (Котов, 1975) и

фенгитовому геобарометру (Velde, 1964) отвечают данным других исследователей (Осипенко и др., 2001, Сазонов, 1984) и имеют значения $T=340^{\circ}\text{C}$ и $P=0.9 - 1$ кбар.

Таблица 6.33. Изотопные составы С и О в кварце и карбонатах из лиственитов.

№ п/п	№ обр.	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида для $T=300^{\circ}\text{C}$, ‰
1	Сс-31м	Магнезит	-0.7	18.8	12.8
2	Ок-45м	Магнезит + доломит	-1.2	14.6	8.6
3	Ок-46д	Доломит	-0.6	13.2	7.2
4	Ос-351м	Магнезит	0.7	12.9	6.9
5	Ос-354м	Магнезит	2.8	14.8	8.8
6	Ок-97м	Магнезит	-1.5	15.6	9.6
7	Сс-31-к	Кварц		17.46	10.46
8	Ок-46-к	Кварц		15.5	8.5
9	Ок-97-к	Кварц		15.46	8.46
10	Ок-45-к	Кварц		14.97	7.97
11	Ос-354-к	Кварц		12.82	5.82
12	Ок-45-т	Кварц		12.65	10.05
13	Ос-351	Кварц		8.12	5.52

Термобарогеохимическими методами были изучены первичные флюидные включения (ФВ) в кварце и магнезите из лиственитов. Включения в магнезите, как правило, являются одиночными, имеют двухфазовый состав ($\text{Ж} > \text{Г}$), размеры их в среднем достигают 5-10 мкм, в редких случаях до 15-18 мкм. В некоторых зернах магнезита присутствуют группы первичных включений. Флюидные включения в кварце, являющиеся первичными, весьма редки и также являются двухфазовыми ($\text{Ж} > \text{Г}$), они всегда имеют очень маленькие размеры от первых мкм до 5, в связи с чем определение некоторых параметров было затруднено. Всего было изучено 20 первичных включений. При нагревании ФВ из кварца гомогенизируются в интервале температур $184-290^{\circ}\text{C}$, тогда как в магнезите гомогенизация включений происходит при более низких температурах – $122-182^{\circ}\text{C}$. Температуры эвтектики удалось определить только в ФВ из магнезита, они варьируют от -20 до -21.4 , что наиболее всего соответствует системам $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ и/или $\text{NaCl-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ (Борисенко, 1977), температуры плавления льда меняются от -5.4 до -1.7°C , соответственно, соленость растворов варьировала от 8.4 до 2.9 мас.% экв. NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). По данным КР-спектроскопии в составе газовой фазы включений из магнезита углекислота и другие газы не обнаружены. Поправка на давление в 1 кбар, определенное по минеральным геобарометрам, для данной солености растворов, дает

разницу в 100°C (Реддер, 1987). С учетом этой поправки, измеренные температуры будут соответствовать расчетным: интервал температур образования кварца – 284 - 390°C, карбоната – 222 - 282°C.

Формирование рудоносных лиственитов происходило за счет того, что CO₂ растворов взаимодействовала с Mg вмещающих серпентинитов, в результате чего в одних случаях образовывались устойчивые карбонаты, а в других случаях офит и хризотил-асбест. В дальнейшем, по мере снижения температуры и давления, из растворов осаждались гидротермальные сульфиды. Это подтверждается также наличием прожилковидных агрегатов миллерита, встречающихся в зальбандах и центральных частях кальцитовых прожилков в серпентинитах. Повышенные содержания таких некогерентных элементов, как Pb, Zn, Au, Ag обусловлены их поступлением из гранитоидных интрузий, продуцирующих лиственитизирующие гидротермальные растворы.

6.3.4. Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих метабазах

Проведенными исследованиями установлено, что золото-платиноносными являются зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах – пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, а также мелкие тела сульфидизированных родингитов, пространственно ассоциирующих с этими зонами. Одной из проблем происхождения пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, несущих благороднометальное оруденение, является источник железа (Жмодик и др., 2008), поскольку содержание FeO в этих метасоматитах достигает почти 60 мас.%. Учитывая, что в агрегатах магнетита обнаружены реликты ильменита, есть основания предполагать, что сами базиты были относительно обогащены последним. Позднее, ильменит был преобразован в магнетит и рутил. Однако такие высокие концентрации ильменита трудно ожидать в пределах небольшого тела базитов, учитывая, что офиолитовые базиты, как правило, обеднены TiO₂. Следовательно, первоначально присутствующая ильменит-хромитовая минерализация не может продуцировать такое количество магнетита. Сравнение содержаний Fe в амфиболах и хлорите, показывает, что при хлоритизации амфиболов выносится значительное количество Fe (рис. 6.37). Это железо и отлагается в виде магнетита, а при наличии серы – пирита, преимущественно в хлоритовой части породы. Такое распределение магнетита отчетливо наблюдается в шлифах (см. рис 4.16).

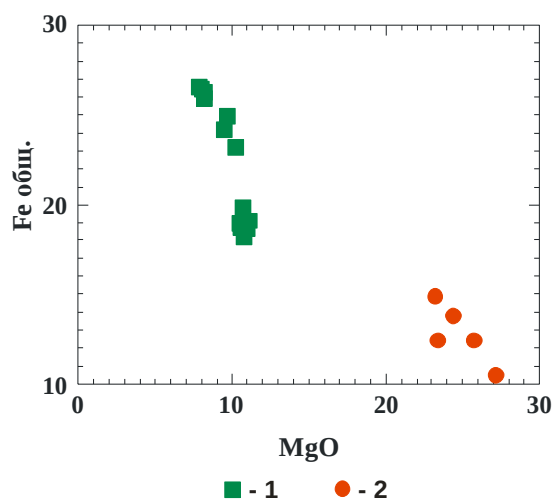


Рис. 6.37. Соотношения $Fe_{общ.}$ -MgO в амфиболах (1) и хлорите (2).

Изотопные составы сульфидной серы, определенные по пириту показали широкий разброс значений от -5.7 до +7.9‰ (табл. 6.34). Такой разброс свидетельствует о гетерогенном источнике серы. Часть серы привносится с более поздними дайками магматитов кислого-среднего состава, прорывающими рудные зоны, что отчетливо фиксируется в виде ореолов сульфидизации в экзоконтактах этих даек. По мере удаления (на протяжении 3 – 5 м) степень сульфидизации руд уменьшается вплоть до почти полного исчезновения сульфидов из парагенезисов. Часть серы имеет мантийную природу и поступала, по-видимому, из мантийных пород, возможно из самих базит-ультрабазитов. Изотопный состав кислорода в магнетите имеет значения -0.26 и 0.19‰ (табл. 6.35). Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде, для температуры 250°C, показывает значения 8.34 и 8.79‰, соответствующие метаморфогенному флюиду.

Таблица 6.34. Изотопный состав серы в пирите из платиноносных метасоматитов Хурай-Жалгинского массива.

№ пробы	$\delta^{34}S, \text{‰}$	Описание
Хж-161	+3.8	Пирит из Ру-Mt метасоматита
Хж-172	+7.9	Пирит из Ру-Mt метасоматита
Хж-217	+0.5	Пирит из Ру-Mt метасоматита
Хж-145	-5.7	Пирит из родингита
Хж-166	+6.3	Пирит из Ру-Mt метасоматита

Таблица 6.35. Изотопный состав кислорода в магнетите из пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

№ п/п	№ пробы	$\delta^{18}O, \text{‰}$	$\delta^{18}O$ флюида для $T=250^\circ\text{C}, \text{‰}$
1.	Хж-162	-0.26	8.34
2.	Хж-172	0.19	8.79

Полученные по минеральным геобарометрам давления образования пород варьируют от 2 до 9 кбар, что свидетельствует о наличии этапа прогрессивного высокобарического метаморфизма (рис. 6.38). Температуры формирования пород, получены по минеральным геотермометрам и соответствуют интервалу 123 – 434°C (табл. 6.36), при среднем значении – 242°C.

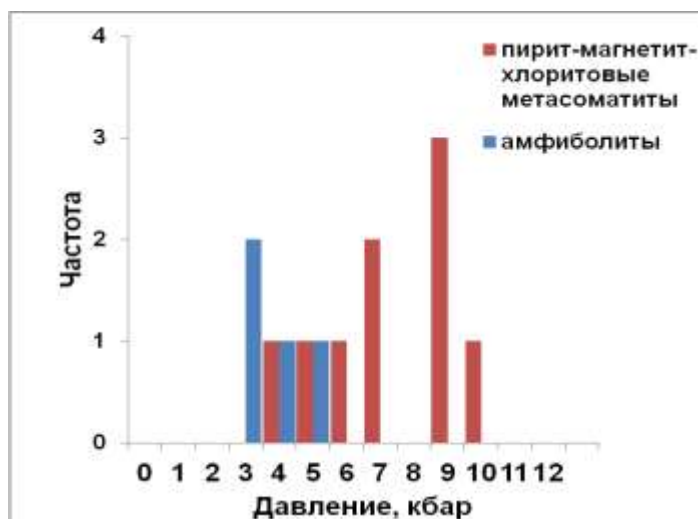


Рис. 6.38. Давления, рассчитанные по амфиболовому геобарометру Холлистера и др., (Hollister et al. 1987) для амфиболитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов Хурай-Жалгинского массива.

Таблица 6.36. Температуры формирования родингитов Хурай-Жалгинского массива, рассчитанные по минеральным геотермометрам.

Геотермометр	Авторы	Температура в °C (среднее значение)
Гранат-хлоритовый	(Patrick, Evans, 1989)	183 – 195 (189)
	(Перчук, 1989)	202 – 214 (208)
Гранат-клинопироксеновый	(Raheim, Green, 1974)	123 – 157 (140)
	(Ryburn et al., 1976)	379 – 434 (406)
	(Wells, 1979)	169 – 182 (175)
	(Ganguly, 1979)	304 – 316 (310)
	(Ellis, Green, 1979)	273 – 287 (280)
	(Powell, 1985)	258 – 271 (264)
	(Krogh, 1988)	166 – 179 (172)
	(Fonarev et al., 1991)	258 – 271 (264)

Из диаграммы состояния Au и Hg известно, что ξ -фаза Au_3Hg , диагностированная в рудах Хурай-Жалгинского проявления, образуется при температуре 150 - 385°C (Малышев, Румянцев, 1979). Кроме того, в соответствии с диаграммой устойчивости твердых растворов Au-Ag-Cu, температура образования медистого золота не превышает 470-480°C (Нестеренко, 1991). Такие же температуры образования установлены для процесса родингитизации пород (Агафонов, Пинус, 1981; Лихойдов, Плюснина, 1992; Селиверстов, Осипенко, 1999), как по природным, так и по экспериментальным данным, что свидетельствует о совместном образовании родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

Полученные P-T условия формирования амфиболитов соответствуют условиям зеленосланцевой (эпидот-хлорит-амфиболовые породы) и глаукофансланцевой (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты) фаций метаморфизма (рис. 6.39).

Для изучения генезиса рудоносных метасоматитов (родингитов, магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов) проведено численное физико-химическое моделирование P-T параметров распределения Pt, Au, Ag и сопутствующих Hg, Te и As при вторичных изменениях основных и ультраосновных пород в условиях избытка воды. Расчет равновесных минеральных парагенезисов с водным раствором и газовой фазой проводился на базе программного комплекса «Селектор» методом минимизации изобарно-изотермического потенциала $G(T,P)$.

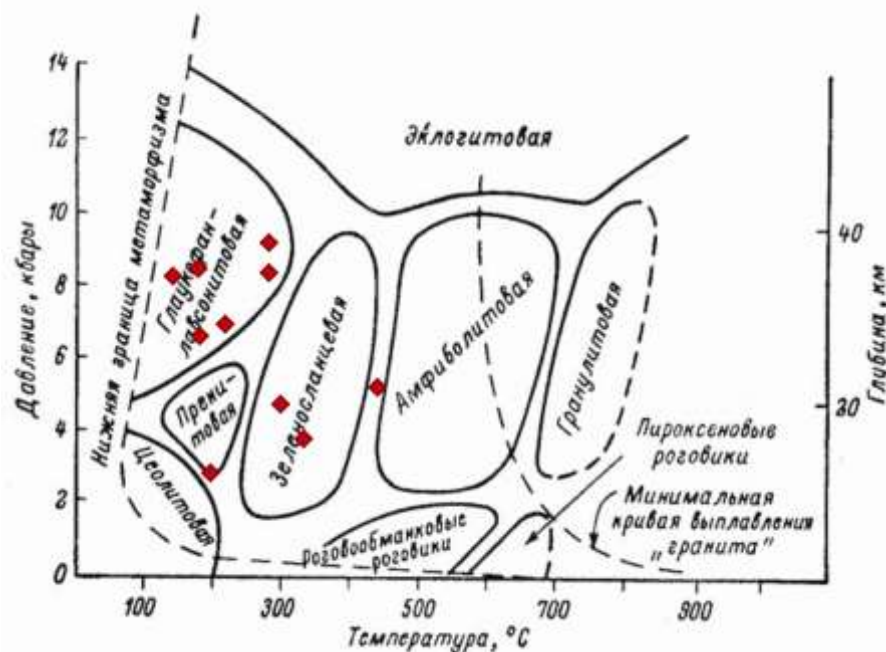


Рис. 6.39. P-T параметры формирования амфиболитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов.

При определении граничных условий для температуры и литостатического давления были учтены области термодинамической устойчивости (фаии по классификации А.А. Маракушева, 1973): глинистых сланцев и порфиритов; филлитов и кальцит-хлоритовых зеленых сланцев, спилитов, цеолитовых пород; филлитов и глаукофан-хлоритовых сланцев с жадеитом и лавсонитом; двуслюдяных сланцев и гнейсов, актинолитовых зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов; альмандиновых двуслюдяных сланцев, гнейсов, жедрититов, амфиболитов, глаукофановых голубых сланцев и эклогитов. Также в модельную область была добавлена зона ниже геотермического градиента для учета стрессовых давлений, предполагаемых для образования некоторых метасоматитов (магнетит-хлорит-эпидотовые метасоматиты, родингиты). Таким образом, моделируемая система представляла собой двумерную область, ограниченную по температуре в пределах 50–600°C и по давлению – в пределах 500–8000 бар. Узлы модельной сетки располагались с интервалами 50°C и 500 бар (итого 192 модельных точки). Эти данные согласуются с установленными по минеральным геотермометрам P-T параметрами формирования родингитов и амфиболитов Хурай-Жалгинского массива. Задачей моделирования являлось определение P-T параметров образования родингитов с учетом распределения Pt, Pd, Au, Ag и сопутствующих Hg, Te, As, Sb при вторичных изменениях основных и ультраосновных пород в условиях избытка воды.

Набор независимых компонентов отвечал системе Si–Ti–Al–Fe–Mg–Ca–Na–K–H–O–S–Cl–Pt–Au–Ag–Te–As–Hg. Наибольшее соответствие природным данным показали результаты расчетов при исходных концентрациях порообразующих элементов, отвечающих составам свежих габбро, основных ультрамафитов (пироксенитов) и лерцолита. Для рудных элементов были взяты их кларковые содержания. Набор потенциально возможных зависимых компонентов определялся базами термодинамических данных ПК «Селектор» – это 201 твердая фаза (базы данных b_Berman.DB, s_sprons98.DB и s_Yokokawa.DB), 122 компонента водного раствора (база данных a_sprons98.DB) и 8 компонентов газовой фазы (база данных g_Reid.DB).

Моделирование позволило термодинамически аргументировать возможность образования таких парагенезисов, как гранат-хлорит или магнетит-хлорит-амфибол в результате одного процесса вторичного изменения габбро и пироксенитов, при котором происходило и концентрирование рудных компонентов (Pt, Au, Ag, Hg), поведение которых также рассчитывалось в ходе моделирования.

За модельный родингит была принята порода, состоящая из андрадита, клинохлора и диопсида (главные минералы) при обязательном присутствии пренита, клиноцоизита и

пирита (дополнительные минералы). Везувиан в расчетных моделях неравновесен, хотя входил в состав потенциальных зависимых компонентов. Причиной этому, по нашему мнению, служит малое содержание в подсистемах модели летучих, поэтому независимые компоненты везувиана конденсируются в андрадите и, вероятно, лавсоните. В природных родингитах присутствует золотое и платиново-палладиевое оруденение, поэтому на этих рудных компонентах мы и остановимся.

При изменении габбро поля равновесия андрадита и клинохлора перекрываются в интервале температур 50–300°C при давлениях 0.5–8.0 кбар. С повышением давления верхняя граница температурного интервала поднимается до 350°C. Области андрадита и диопсида не пересекаются, диопсид ассоциирует только с клинохлором при 500–600°C и 6.0–8.0 кбар.

Таким образом, равновесного парагенезиса гранат-диопсид-хлорит при исходном составе породы, соответствующем габбро, возникнуть не может, что, однако, не исключает неравновесную ассоциацию, сформированную согласно многостадийной модели, предложенной Селиверстовым и Осипенко на примере родингитов Камчатки (Селиверстов, Осипенко 1998). Анализ полей равновесия пренита, клиноцоизита и пирита (с арсенопиритом) позволяет заключить, что совместное присутствие этих минералов в такой неравновесной породе свидетельствует о ее формировании в условиях падения температуры от 600°C до 50°C при низких модельных давлениях 0.5–1.0 кбар.

Золото в осажденном самородном виде равновесно при температурах ниже 400°C, что при исходной породе габбро соответствует равновесной ассоциации андрадит–клинохлор. При более высоких температурах золото равновесно только в растворе.

Серебро в самородном виде существует при температурах ниже 350°C, ассоциирует с андрадитом и клинохлором, избегая областей максимальной концентрации последнего. Серебро в форме акантита равновесно в среднетемпературной области, в поле равновесия клинохлора, эпидота и пренита.

Платина осаждается практически вся, присутствуя в растворе в минимальных количествах: в самородном виде – при низких температурах и в форме сульфида (куперита) – при высоких. Моновариантная граница между этими формами с увеличением давления сдвигается по температуре от 200 до 300°C. Таким образом, самородная платина ассоциирует с андрадитом и клинохлором, а куперит – с диопсидом, магнетитом и эпидотом.

Поле равновесия самородного палладия полностью совпадает с полем самородной платины. Сульфид палладия PdS характерен для средних и высоких температур, причем с

повышением температуры его содержание уменьшается, сменяясь полем теллурида Pd (котульскита). Котульскит также характерен и для низких температур, отсутствуя в среднетемпературной области. Таким образом, сульфид палладия ассоциирует с клинохлором и эпидотом, в меньшем количестве – с диопсидом и магнетитом; котульскит – с андрадитом, диопсидом и магнетитом.

При изменении пироксенита найдена область взаимного наложения полей равновесия андрадита, клинохлора и диопсида в малых количествах: при температуре $\sim 380^{\circ}\text{C}$ и давлениях 2.0–4.0 кбар родингитовый парагенезис существует в виде моновариантной линии, которая с повышением давления до 8.0 кбар расширяется по температуре в область до $\sim 360\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Анализируя поля равновесия дополнительных минералов, можно заключить, что сульфидная минерализация в модельном родингите по пироксениту равновесна только при давлениях 2.0–2.5 кбар, пренит и клиноцоизит неравновесны. Совместное присутствие этих минералов в неравновесной породе говорит о том, что, вероятно, клиноцоизит является реликтовым, а образование такой породы происходило при изменении давления от 8.0 до 2.0 бар и температуры – от 600 до 400°C , а затем при изменении давления от 2.0 до 0.5 кбар и температуры – от 400 до 50°C .

Золото в самородном виде осаждается при температурах ниже $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ и ассоциирует с андрадитом и клинохлором. С модельным родингитовым парагенезисом поле равновесия самородного золота не пересекается. Также присутствует небольшая область существования самородного золота при $\sim 550^{\circ}\text{C}$ и 0.5–1.0 кбар, что соответствует полю равновесия диопсида и магнетита. Калаверит равновесен в небольшом интервале температуры $400\text{--}450^{\circ}\text{C}$ и давления 7.0–8.0 кбар в ассоциации с диопсидом и эпидотом.

Серебро в самородном виде равновесно при температурах ниже 250°C , отсутствуя при $\sim 150^{\circ}\text{C}$ в интервале давлений от 3.0 до 7.0 кбар. Следовательно, оно, как и золото, ассоциирует с андрадитом и клинохлором. Акантит характерен для температур $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$ при давлениях 1.0–7.0 кбар, ассоциируя с андрадитом, клинохлором и в меньшей степени – с эпидотом и пренитом. С модельным родингитовым парагенезисом поля равновесия самородного серебра и акантита также не пересекаются.

Платина, как и в случае с габбро, практически вся осаждается в самородном виде и в форме куперита, оставаясь в растворе в минимальных количествах. Моновариантная граница между этими формами проходит по линии от 50°C и 0.5 кбар до 250°C и 8.0 кбар. Самородная платина ассоциирует с андрадитом и клинохлором, куперит – с андрадитом, клинохлором, диопсидом, магнетитом, эпидотом и пренитом, полностью накрывая и поле модельного родингитового парагенезиса.

Палладий в самородном виде равновесен при самых низких модельных температурах (50–100°C) на всем интервале давлений, ассоциируя с андрадитом и клинохлором. Сульфидные формы палладия PdS и Pd₄S занимают практически всю оставшуюся модельную область за исключением участка, ограниченного по температуре значениями 350–450°C и по давлению – 4.5–8.0 кбар, где равновесны частично котульскит и меренскит. Моновариантная граница между полями равновесия сульфидных форм проходит по линии от 150°C и 0.5 кбар до 300°C и 7.5 кбар, поэтому PdS ассоциирует с андрадитом, клинохлором, диопсидом, магнетитом, эпидотом и пренитом, а Pd₄S – только с андрадитом и клинохлором. Котульскит равновесен в низко- и высокотемпературных условиях, оставляя практически свободной среднетемпературную зону за исключением участка при ~400°C и 2.5–4.5 кбар. Поле равновесия меренскита ограничено интервалами 350–450°C и 4.5–7.5 кбар, где он ассоциирует с андрадитом, диопсидом, клинохлором и эпидотом. Таким образом, из описанных форм палладия на поле модельного родингитового парагенезиса налагаются только поля равновесия сульфида палладия PdS (при давлениях ниже 4.0 кбар) и меренскита (при давлениях 4.5–6.5 кбар). Здесь следует заметить, что меренскит установлен в природных образцах.

При изменении лерцолита родингитовая ассоциация весьма маловероятна: поля андрадита и диопсида далеко отстоят друг от друга, а изменение исходной породы дает хлорит-серпентиновые равновесные ассоциации: ниже 450–550°C равновесен антигорит, для всей модельной P-T системы равновесен клинохлор. Антигорит граничит с форстеритом по моновариантной линии при 450–550°C, а при 350–400°C и 0.5–2.0 кбар может содержать сульфидную минерализацию. В распределении практически всех рудных компонентов заметна общая деталь: своеобразная «аномальная» зона при ~300°C, ограниченная интервалом давления 3.5–6.0 кбар. В ней равновесный акантит сменяется самородным серебром, куперит – самородной платиной, сульфид палладия – котульскитом, колорадоит – самородной ртутью. Для самородных золота и серебра, дисульфида палладия PdS₂ и котульскита характерен небольшой участок равновесия (при 550–600°C и 0.5–1.0 кбар), сравнительно далеко отстоящий от их главных равновесных областей, где эти рудные компоненты ассоциируют с форстеритом и магнетитом. Все формы рудных компонентов в случае изменения лерцолита ассоциируют с клинохлором вследствие широких интервалов равновесия последнего. Кроме того, все самородные формы, акантит, куперит, сульфид палладия PdS и котульскит ассоциируют с антигоритом, а куперит, сульфиды палладия PdS и PdS₂ и котульскит – с форстеритом и магнетитом. Можно также отметить многочисленность растворенных соединений

платины в отличие от случаев с габбро и пироксенитом, в которых они весьма бедно представлены.

Таким образом, при помощи компьютерного физико-химического моделирования была предпринята попытка аналитического решения обратной задачи определения физико-химических параметров родингитового и магнетит-хлорит-эпидотового парагенезисов с учетом таких рудных и сопутствующих компонентов, как золото, серебро, платина, палладий, ртуть, теллур, мышьяк и сурьма.

Равновесное существование родингитового (андрадит-клинохлор-диопсидового) парагенезиса установлено только при изменении пироксенита в узком интервале температур $\sim 360\text{--}400^\circ\text{C}$ при $\sim 2.0\text{--}8.0$ кбар. Возможно, однако, множество трендов неравновесного формирования родингитового состава при изменении пироксенитов или габбро.

Равновесное образование магнетит-хлорит-эпидотового метасоматита установлено как по исходной породе габбро, так и по пироксениту, причем клинохлор в обоих случаях, вероятно, представлен двумя модификациями с различными Р-Т характеристиками. В случае преобразования габбро магнетит-хлорит-эпидотовый парагенезис с низкотемпературной модификацией клинохлора характерен для диапазона температур $\sim 300\text{--}400^\circ\text{C}$, который с повышением давления смещается к значениям $\sim 400\text{--}450^\circ\text{C}$. Парагенезис с высокотемпературной модификацией характеризуется температурами $\sim 500\text{--}550^\circ\text{C}$ и давлениями $\sim 6.0\text{--}8.0$ кбар. В случае преобразования пироксенита области равновесия магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса более ограничены, но также разделены, скорее всего, в силу отличия в модификациях клинохлора. Это низкотемпературный участок при $\sim 350\text{--}400^\circ\text{C}$ и $\sim 1.5\text{--}2.5$ кбар и высокотемпературная область при $\sim 500\text{--}550^\circ\text{C}$ и $\sim 6.0\text{--}8.0$ кбар.

При изменении лерцолита такие парагенезисы или неравновесные ассоциации невозможны, вероятнее всего образование магнетит-хлорит-серпентиновых метасоматитов. Действительно, подобные золотоносные хлорит-антигорит-магнетитовые руды известны в ряде массивов альпинотипных ультрабазитов Урала (Сазонов и др., 2002).

В итоге расчетные Р-Т условия формирования минеральных ассоциаций родингитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, определенные путем компьютерного физико-химического моделирования, соответствуют оценкам, полученным по минеральным геотермобарометрам. Общий интервал температур минералообразования можно оценить как $150\text{--}400^\circ\text{C}$, давлений – $2\text{--}8$ кбар.

Рудоносность расчетных парагенезисов определялась взаиморасположением полей равновесия пороодообразующих минералов с полями равновесия рудных компонентов. Для последних установлено, что Р-Т условия и количество воды определяют процент осажденного компонента от исходного кларкового или кратного ему содержания. Для равновесного родингитового парагенезиса (в случае изменения пироксенита) характерно платиново-палладиевое оруденение (сульфиды, теллуриды платины и палладия) и присутствие ртути (в самородном виде при низких температурах и в виде теллурида (колорадоита) – при высоких). Для равновесного магнетит-хлорит-эпидотового парагенезиса в случае изменения габбро характерны самородные золото и серебро, киноварь и колорадоит – в низкобарическом интервале, самородная ртуть и котульскит – в высокобарическом интервале, а также акантит, куперит и сульфид палладия – на всем интервале модельных давлений. Для такого же парагенезиса при изменении пироксенита в низкотемпературной части характерны куперит, сульфид палладия, самородная ртуть и колорадоит, а в высокотемпературной – куперит, сульфид палладия, котульскит, меренскит и колорадоит.

Полученные модельные парагенезисы, несмотря на некоторые отличия, в целом соответствуют природным. Так, платиноидные минералы действительно присутствуют в виде соединений – теллуридов, арсенидов и содержат Hg. Кроме того в рудах содержится самородное, ртутистое и медистое золото. Модельные Р-Т условия формирования метасоматитов, соответствуют природным, полученным в результате минеральной термобарометрии родингитов, амфиболитов и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов Хурай-Жалгинского массива. Следовательно, расчетные параметры формирования рудоносных метасоматитов должны соответствовать реальным.

Полученные Р-Т условия формирования пород Хурай-Жалгинского массива ($P > 8$ кбар и $T = 250 - 400^{\circ}\text{C}$), вмещающих пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, отвечают субдукционной обстановке, где сохранность высокобарических минеральных ассоциаций объясняется быстрым выведением (эксгумацией) блока субдуцированных пород на поверхность (Добрецов и др., 1989). Считается, что такой процесс возможен при аккреции островной дуги с континентом или микроконтинентом. Однако, по результатам моделирования на ПК «Селектор» установлено (Васильев, 2009), что подобные условия могут реализовываться и в пределах аккреционной призмы, в результате стрессового давления. Хлоритизация высокобарических Na-амфиболов является продуктом регрессивного метаморфизма и приводит к высвобождению Fe, что обуславливает сопутствующую магнетитизацию пород и появление пирит-магнетит-хлоритовых

метасоматитов. Согласно проведенному компьютерному моделированию, равновесными рудными минералами для таких пород будут соединения Pt и Pd, теллуриды Hg и самородное золото. В природных парагенезисах присутствуют те же элементы, однако в несколько другой форме: теллуриды ЭПГ и ртутистое золото, но, тем не менее, моделирование показало, что появление благороднометальной минерализации возможно при диафторезе метаморфизованных базит-ультрабазитов. Необходимым условием этого является наличие рудных компонентов в метаморфогенном гидротермальном растворе.

Сульфидная минерализация проявлена в относительно локальных участках в зонах пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, а её формирование связано с появлением серы из различных источников. Главные рудообразующие компоненты (ЭПГ, Au, Hg, Sn) являются компонентами мантийных пород. В частности, считается, что Hg и Sn это продукты дегазации мантии. В то же время, сами базит-ультрабазиты являются производными мантии и содержат перечисленные компоненты в своем составе. Следовательно, появление благороднометальной минерализации в пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах и ассоциирующих с ними сульфидизированных родингитах, связано с перераспределением компонентов при диафторезе продуктов высокобарического метаморфизма базит-ультрабазитов и накоплением ЭПГ в сульфидной фазе. Такой вывод обосновывается относительно низкими концентрациями и малым объемом платиноидного оруденения в Хурай-Жалгинском массиве.

Таким образом, исследования состава, условий формирования и генезиса платинометальных объектов позволили установить, что выделенные минеральные типы оруденения имеют различия в генетической природе и связаны с разными минералообразующими процессами. Pt-Ru-Ir-Os оруденение имеет магматогенную природу и связывается с процессами частичного плавления верхнемантийного вещества, в ходе которого происходит обособление тел хромититов и концентрация в них ЭПГ. Углеродизация ультрабазитов обусловлена поступлением мантийных углеродсодержащих флюидов в надсубдукционных условиях, приносящих в ультрабазиты благородные металлы (Au, Pt, Pd) и некогерентные элементы. Сульфидизация ультрабазитов синхронна с их массовой серпентинизацией в ходе обдукции офиолитовых пластин. Появление сульфидов вызвано поступлением небольших количеств серы из разных источников, прежде всего, боковых пород, и перераспределением компонентов серпентинитов, приводящим к накоплению Pt во вкрапленных сульфидных рудах. Появление Pt-Pd минерализации в глаукофансодержащих metabazитах обусловлено процессами высокобарического метаморфизма и последующего диафтореза, в результате чего в

метаморфитах формируются пирит-магнетитовые руды (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты), концентрирующие Au и ЭПГ.

Основные выводы по главе 6:

1. Решающим фактором формирования золотого оруденения золото-пирротинового минерального типа рудах явился метаморфизм слабозолотоносных первичных гидротермально-осадочных субмаринных сульфидных руд – аналогов отложений «черных курильщиков», в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T=450 - 500^{\circ}\text{C}$, $P\sim 5\text{кбар}$).
2. Формирование золоторудных месторождений золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов обусловлено процессами поздних тектонических деформаций пород офиолитовой ассоциации, содержащих фрагменты первичных сульфидных руд. В результате чего происходило выделение метаморфогенных гидротермальных растворов, переносящих и переотлагающих золото и сопутствующие элементы в проницаемых зонах тектонических деформаций. Температуры рудоотложения варьировали в общем интервале $386 - 170^{\circ}\text{C}$.
3. Месторождения золото-теллуридного, золото-висмут-сульфосольного, золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов генетически связаны с неопротерозойским и раннепалеозойским гранитоидным магматизмом. Рудоносные интрузивы образованы в надсубдукционных условиях, в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин, а также на ранней стадии аккреционно-коллизийных процессов. Рудные минеральные ассоциации этих месторождений отлагаются при последовательном уменьшении P-T параметров рудно-магматических систем в интервале температур $500 - 120^{\circ}\text{C}$.
4. Появление мелких месторождений золото-блеклорудного минерального типа связывается с формированием локальных близповерхностных гидротермальных систем под влиянием дайкового магматизма. Температуры формирования золотопродуктивных ассоциаций варьируют от 180 до 240°C .
5. Первичная самородная Pt-Ru-Ir-Os минерализация в хромититах появляется в условиях примитивной мантии. В ходе последующей эволюции верхнемантийного вещества происходит трансформация минералов ЭПГ и формирование соединений платиноидов с серой, мышьяком и др. элементами. Последующая серпентинизация и

обдукция блоков верхнемантийных пород привела к появлению в ассоциации минералов Pt и Ni.

6. Углеродизация ультрабазитов происходит в надсубдукционных условиях под влиянием мантийных углеродсодержащих флюидов в высокотемпературных условиях. В ходе углеродизации, ультрабазиты обогащались благородными металлами – Pt, Pd и Au, а также некогерентными элементами, что привело к формированию нетипичных для ультрабазитов минеральных видов (циркона, ильменита, теллуридов, U-Th и редкоземельных минералов и др.) в углеродистых метасоматитах.
7. Появление повышенных концентраций платины и палладия в зонах сульфидизации в серпентинитах и metabазитах обусловлено перераспределением компонентов и накоплением платиноидов вследствие высокого сродства ЭПГ к сульфидам.
8. Формирование Au-Pt-Pd минерализации в глаукофансодержащих metabазитах происходит в результате диафтореза базит-ультрабазитов, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации метаморфизма (7 – 9 кбар и 200 – 400°C). Появление таких ассоциаций возможно в островодужной обстановке, при погружении и последующей эксгумации офиолитовых блоков из зоны субдукции. Близкие условия могут возникать и в аккреционной призме в результате стресс-метаморфизма.

Глава 7. Оценка перспектив благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

7.1. Минерагеническая специализация породных комплексов

Юго-восточная часть Восточного Саяна является относительно крупным золотоносным регионом, где известно большое количество золоторудных зон, узлов и рудных полей. В то же время, промышленно отрабатывается в настоящее время только одно – Зун-Холбинское месторождение, запасы которого постепенно иссякают. Поисково-разведочные работы ведутся на ряде объектов, большинство из которых входит в пределы Холбинского рудного узла. Оработка Коневинского месторождения, расположенного в западной части исследуемого региона (Хужирский рудный узел), приостановлена. Таким образом, ресурсный потенциал золотого оруденения региона связывается в настоящее время с наиболее изученным Холбинским рудным узлом, включающим Зун-Холбинское и окружающие его золоторудные объекты (Барун-Холбинское, Пионерское, Самартинское, Владимирское и др. месторождения). Тогда как остальная (большая) часть региона не оценена на предмет промышленной золотоносности, хотя известны многочисленные перспективные рудопроявления. Слабая в целом геологическая изученность региона связана и с труднодоступностью многих объектов.

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют уточнить особенности распределения благороднометальных объектов на территории юго-восточной части Восточного Саяна.

В первую очередь следует рассмотреть породы офиолитового комплекса. Реститовые ультрабазиты характеризуются наличием платиноносных хромититов, слагающих жильно-прожилковые зоны и тела, а также зоны шлирово-вкрапленной минерализации, приуроченные преимущественно к прослоям дунитового состава среди первичных ультраосновных пород. Наибольшее распространение зоны хромитовой минерализации получили в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова), что позволяет выделить этот массив как перспективный на платиноидно-хромитовое оруденение. В пределах этого же массива, а также в его западном продолжении распространены зоны гидротермальной сульфидной Ni-Cu-Co минерализации в серпентинитах из краевых частей массива и эндоконтактовых зон автокластического серпентинитового меланжа, а также в измененных ультрабазит-базитах кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. Эти сульфидные проявления в настоящее время не имеют промышленной значимости на Ni, Cu и Co вследствие низких

концентраций этих элементов, однако содержат повышенные концентрации Pt и могут быть выделены в качестве нетрадиционного типа гидротермального Pt-Ni-Cu-Co оруденения. Наряду с наличием вкрапленных сульфидных руд, офиолитовые ультрабазиты Оспинско-Китойского массива характеризуются широким распространением зон углеродизации, содержащих Pt-Pd минерализацию и большое разнообразие минералов некогерентных элементов. Подобные зоны углеродизации известны и на ряде других массивов реститовых ультрабазитов (Улан-Сарьдаг, Ехэ-Шигнинский), но имеют там крайне ограниченное распространение.

Реститовые ультрабазиты наиболее распространены в пределах двух офиолитовых поясов – Ильчирском и Боксон-Харанурском, где максимальный объем пород реститового комплекса приходится на Оспинско-Китойский ультрабазитовый массив (покров). Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс сложен только мелкими телами серпентинитов, без известных проявлений сульфидной или хромитовой минерализации. Следовательно, наиболее перспективным на обнаружение ЭПГ минерализации является Оспинско-Китойский массив, а также Ильчирский и Боксон-Харанурский офиолитовые пояса, обозначенные на прогнозно-металлогенической карте (рис. 7.1) под номером I.

В составе верхней вулканогенно-осадочной составляющей офиолитового комплекса в регионе известны многочисленные проявления колчеданных существенно пирротиновых руд, содержащих золотое оруденение и выделенных в качестве золото-пирротинового минерального типа. Эти объекты отнесены к метаморфогенно-гидротермальному генетическому типу и пространственно совмещены с выходами офиолитов. Чаще всего сланцы, вмещающие золото-пирротиновое оруденение, залегают в подошвах офиолитовых пластин. Области распространения золото-пирротиновых руд совпадают с выходами пород офиолитовой ассоциации и выделены на карте под номером II (см. рис. 7.1). Такие руды известны только в пределах Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов, тогда как в третьем, Бельско-Дугдинском поясе, сульфидные проявления в настоящее время не установлены. Таким образом, перспективными на обнаружение золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального генетического типа являются сланцевые толщи, ассоциирующие с офиолитами и представляющие собой палеоокеанические гидротермально-осадочные отложения с реликтами древних сульфидных построек.

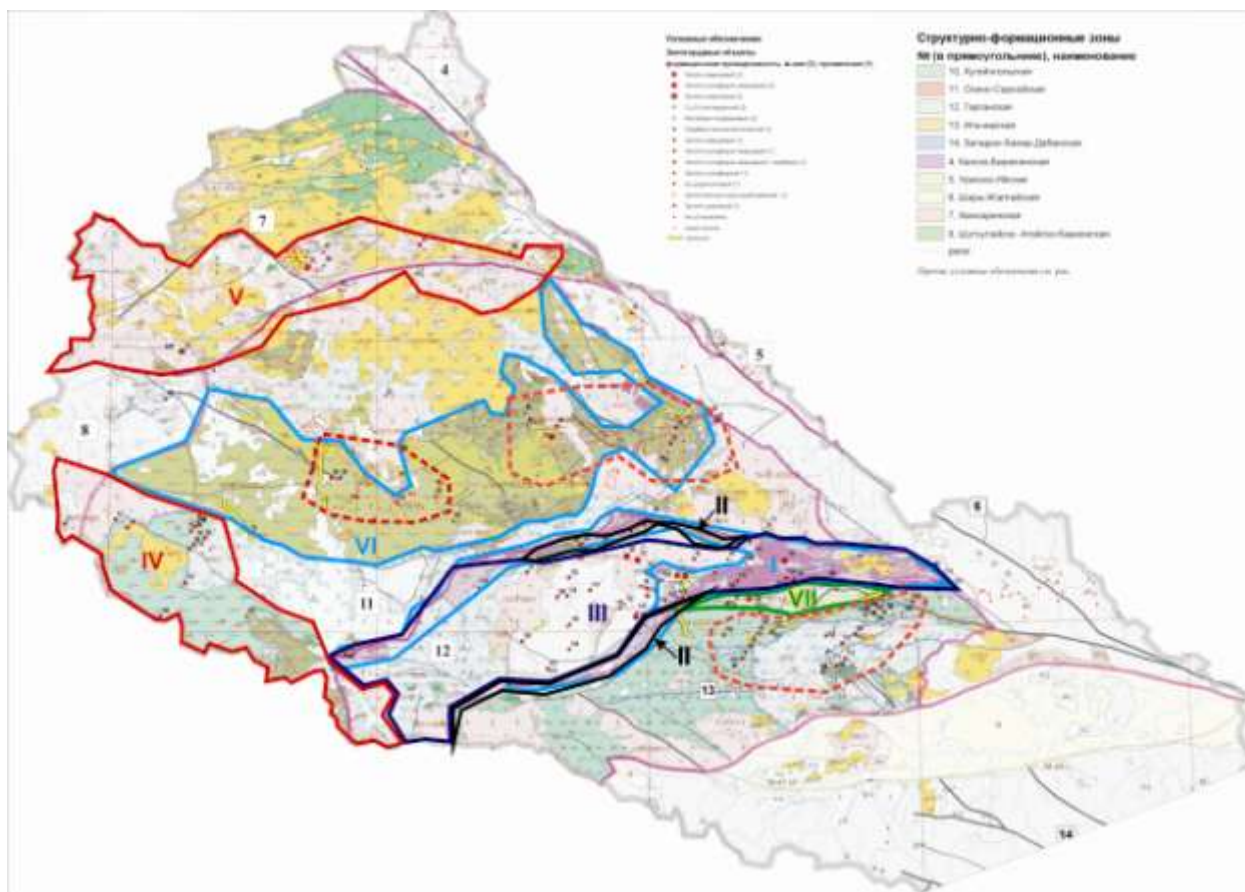


Рис. 7.1. Прогнозно-минерагеническая схема юго-восточной части Восточного Саяна. Римскими цифрами и контурами соответствующего цвета показаны площади, перспективные на обнаружение: I – платинометалльного (Ru-Ir-Os и Pt-Pd) оруденения в связи с хромититами, зонами углеродизации и сульфидизации реститовых ультрабазитов из офиолитов и продуктов их вторичных преобразований; II – метаморфогенно-гидротермально-осадочного оруденения золото-пирротинового минерального типа; III – метаморфогенно-гидротермального оруденения золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов; IV – плутоногенно-гидротермального оруденения золото-теллурического и золото-висмут-сульфосольного минеральных типов; V – плутоногенно-гидротермального оруденения золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов; VI – Pt-Pd оруденения в связи с метаморфизованными базит-ультрабазитами; VII – телетермального оруденения золото-блеклорудного минерального типа. Красным пунктиром выделены площади с неясной промышленной значимостью.

Составлена автором на основе структурно-формационной схемы В. Д. Конкина и др., (Конкин, 2002ф).

С выходами офиолитов, а также с участками сочленения офиолитовых пород с комплексами основания Тувино-Монгольского микроконтинента пространственно связаны месторождения золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов. Размещение этих месторождений контролируется мощными зонами милонитизации, меланжа или дробления, в составе которых преобладают как фрагменты офиолитов (всех членов офиолитовой ассоциации), так и пород фундамента

(гнейсограниты) микроконтинента, в меньшем количестве присутствуют породы чехла (карбонатно-сланцевые отложения), а также сближенные с этими зонами гранитоиды. Определения возраста оруденения показывают, что его формирование эпигенетично по отношению к вмещающему субстрату. Однако постоянная пространственная ассоциация месторождений с перечисленными литокомплексами, в особенности, с офиолитами, а также термобарогеохимические и изотопные результаты исследований, свидетельствуют о том, что офиолиты, содержащие тела сульфидных руд, явились источниками рудообразующих компонентов, а формирование месторождений обусловлено перераспределением компонентов в ходе тектонических деформаций этих первично золотоносных пород.

Наиболее золотоносным и промышленно-значимым участком региона является восточное обрамление Гарганской глыбы, где сосредоточены самые крупные золоторудные объекты. В этом районе наиболее распространены участки сдвигово-надвиговых тектонических деформаций. Хотя более мелкие золоторудные проявления известны на всей площади Гарганской глыбы, а также в западном её обрамлении. Кроме того в западном окончании Боксон-Харанурского офиолитового пояса известен ряд золоторудных проявлений, локализованных непосредственно среди выходов офиолитовых пород, наиболее крупным из которых является Ондольтойское. В итоге, областью, перспективной на выявление золоторудных месторождений метаморфогенно-гидротермального генезиса, является вся площадь выходов офиолитов Боксон-Харанурского и Ильчирского поясов, а также вся Гарганская «глыба» с её восточным и западным обрамлением. Данная площадь выделена под номером III (см. рис. 7.1) и в металлогеническом отношении соответствует восточной части Боксон-Гарганской структурно металлогенической зоны, включающей в себя Урик-Китойскую золоторудную зону и Оспинский рудный узел. Здесь следует отметить, что метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений в области развития офиолитов Бельско-Дугдинского пояса не обнаружено, что коррелирует с отсутствием фрагментов субмаринных сульфидных руд. В итоге наиболее перспективными участками на выявление золоторудных месторождений метаморфогенно-гидротермального типа являются крупные зоны тектонических деформаций, развивающиеся по породам офиолитового комплекса, содержащим фрагменты первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд, а также тектониты по породам фундамента микроконтинента, в особенности, вблизи выходов офиолитов.

Возможными участками развития золотого оруденения плутогенно-гидротермального генезиса являются, в первую очередь, поля распространения надсубдукционных гранитоидов. В формировании золотоносных островодужных гранитоидов фиксируется два возрастных рубежа – 850 млн. лет и 530 млн. лет, характеризующие магматизм Дунжугурской островной дуги и Сархойской активной окраины соответственно. Эти гранитоиды продуцируют золото-теллуридный тип оруденения.

Неопротерозойские островодужные гранитоиды распространены крайне ограниченно. Они слагают единичные мелкие тела, прорывающие ультрабазиты и входящие в состав офиолитовых аллохтонов. Золотое оруденение обнаружено только в пределах Таинского гранитоидного штока, внедрившегося в ультрабазиты Оспинско-Китойского массива. Другие подобные массивы пока не обнаружены.

Максимальное распространение раннепалеозойских островодужных гранитов отмечается в юго-западной части региона, где гранитоиды пространственно ассоциируют с выходами метаэффузивов сархойской серии. В этой же области известно и проявление золото-висмут-сульфосольного минерального типа (Пограничное), связанное с коллизионными лейкогранитами, с возрастом около 500 млн. лет. В итоге в юго-западной части региона выделяется площадь, перспективная на обнаружение месторождений плутогенно-гидротермального генезиса, обозначенная цифрой IV на схеме (см.рис. 7.1). В металлогеническом отношении, эта площадь включает Тисса-Сархойский и Дибинский рудные узлы.

В этот же период времени (530 – 500 млн. лет), к северу от указанной площади (в современных координатах), в пределах Хамсаринского террейна, формировались гранитоиды активной континентальной окраины, относящиеся к таннуольскому интрузивному комплексу. Их появление предположительно связывается с завершающей стадией развития Шишхидской островодужной системы. Золоторудная специализация гранитоидов подтверждается наличием в них ряда месторождений и проявлений золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов – Коневинского, Туманного, Обокольского и др. На схеме вторая область, перспективная на обнаружение золотого оруденения плутогенно-гидротермального генезиса обозначена цифрой V (рис. 7.1).

В литокомплексах Окинской аккреционной призмы известны многочисленные фрагменты базит-ультрабазитовых тел, представляющие собой в разной степени метаморфизованные реликты пород офиолитовой ассоциации. Геологическое положение

и возраст этих фрагментов позволяет отнести их к офиолитам Бельско-Дугдинского пояса, сформированным в ходе развития Шишхидской островной дуги. Платино-палладиевое оруденение обнаружено в базит-ультрабазитах, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации и впоследствии подвергнутым диафторезу. Появление высокобарических комплексов отражает наличие палеосубдукционных обстановок, хотя подобные условия могут создаваться и в пределах аккреционной призмы в результате стресс-метаморфизма. Широкое распространение мелких тел (фрагментов) базит-ультрабазитов в отложениях Окинской аккреционной призмы позволяет выделить её площадь как область, перспективную на обнаружение Pt-Pd оруденения (цифра VI на рис. 7.1). В пределах этой области известен и ряд мелких проявлений золота, пространственное положение которых контролируется экзоконтактовыми зонами гранитоидных тел (выделено пунктиром на рис. 7.1). Однако их промышленная значимость неясна вследствие недостаточной изученности.

Месторождения золото-блеклорудного минерального типа отнесены к генетической группе телетермальных месторождений. Особенностью этих объектов является пространственная ассоциация с карбонатными породами – известняками, доломитами, карбонатными конгломератами, низкотемпературные условия образования золотого оруденения. Видимая связь с магматизмом зачастую отсутствует, но в ряде случаев отмечается связь таких месторождений с дайковым магматизмом, проявление которого обусловлено процессами региональных сдвиговых деформаций и рифтогенеза. Единичные проявления золото-блеклорудного типа известны практически на всей территории исследуемого региона, однако максимальная их концентрация происходит в поле развития карбонатных отложений сагансайрской свиты в северной части Ильчирского террейна. В результате, эта площадь выделена в качестве перспективной на обнаружение телетермального золото-блеклорудного оруденения (номер VII на рис. 7.1). В металлогеническом отношении, этот участок соответствует Сагансайрской золоторудной зоне. В центральной части Ильчирского террейна оконтурена также область с неясной промышленной значимостью, соответствующая площади Уртагольской золоторудной зоны.

Исследования золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна показывают, что наиболее крупные объекты характеризуются многоэтапным формированием оруденения. Так на Зун-Холбинском месторождении концентрирование золота происходило в период времени от более 700 млн. лет до около 350 млн. лет, то есть в течение около 350 млн. лет. Реликты первичных гидротермально-осадочных

сульфидных руд, свидетельствующие о длительной истории развития рудообразующих систем, отмечаются в большинстве золото-полисульфидных месторождений.

Плутоногенно-гидротермальные месторождения характеризуются одно- или двухэтапной историей развития рудообразующих систем. В итоге, среди известных в регионе месторождений этого класса в промышленную разработку вовлечено только одно месторождение – Коневинское, которое сформировано в два этапа. Остальные объекты имеют ранг рудопроявлений или мелких месторождений (например, Таинское месторождение). Очень малые объемы имеют и месторождения телетермального генетического типа. В их формировании также нет признаков многоэтапности, а кроме того, малый объем и, вследствие этого, слабое тепловое поле дайкового магматизма, позволяет продуцировать лишь небольшие локальные рудообразующие гидротермальные системы. Большим объемом потенциальных рудных тел обладают объекты золото-пирротинового минерального типа – метаморфизованные гидротермально-осадочные сульфидные руды. Однако вследствие относительно низкой концентрации и неравномерного распределения золота в рудах, вопрос об экономической значимости объектов такого типа до конца не решён и требует дальнейших научных и прикладных исследований.

7.2. Поисковые критерии и признаки благороднометального оруденения

В итоге можно сформулировать основные прогнозно-поисковые критерии и признаки выявления благороднометальных объектов на территории юго-восточной части Восточного Саяна.

7.2.1. Поисковые критерии и признаки золотого оруденения

Общими поисковыми признаками и критериями потенциальной золотоносности площадей, вне зависимости от типа золотого оруденения, являются наличие региональных или локальных геохимических аномалий, а также присутствие шлиховых и геохимических потоков рассеяния золота, поэтому при дальнейшем рассмотрении эти критерии и признаки не обсуждаются.

Золото-пирротинный тип. Фрагменты вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации, превращенные в сланцы разного состава, с преобладанием углеродистых разностей, содержат многочисленные тела метаморфизованных гидротермально-осадочных сульфидных преимущественно пирротиновых руд. Повышенная золотоносность этих руд обусловлена как повышенным содержанием золота

в первичных осадках, так и перераспределением золота в ходе метаморфизма, сопровождающимся укрупнением частиц самородного золота. Реликты первичных гидротермально-осадочных руд известны и на золото-полисульфидных месторождениях, что позволяет считать их одним из источников золота. Следовательно, главным критерием, отражающим возможность обнаружения месторождений этого типа, является литологический – наличие в регионе офиолитовых поясов, содержащих вулканогенно-осадочную составляющую офиолитовой ассоциации, либо развитие глубоководных отложений океанических рифтов. Ведущими поисковыми признаками оруденения золото-пирротинового типа являются:

1. Наличие зон сульфидной минерализации в углеродистых и зеленых сланцах;
2. Геофизические аномалии магнитности, вызванной поляризации и удельного сопротивления, обусловленные развитием магнитного пирротина и других сульфидных минералов.
3. Обогащение рыхлых отложений или постоянных и временных водотоков продуктами окисления пирротина – охрами лимонита и других гидроокислов железа.

Золото-полисульфидный и золото-кварцевый типы. Указанные минеральные типы золотого оруденения в данном случае объединены в одну группу вследствие близкого вещественного состава руд, морфологии рудных тел, структурно-геологического положения месторождений и единой метаморфогенно-гидротермальной генетической природы.

Одним из главных критериев выявления месторождения такого типа является структурный. Так, все объекты рассматриваемых минеральных типов приурочены к зонам тектонических деформаций, развитых по разным литокомплексам, причем более крупные месторождения – приурочены к региональным зонам, мелкие – к локальным. Однако обязательным условием наличия золотого оруденения является присутствие пород, обладающих повышенными фоновыми концентрациями золота. Такие комплексы в исследуемом регионе представлены породами офиолитовой ассоциации и архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента. Это позволяет обосновать и литологический критерий – присутствие относительно высокозолотоносных пород, среди литокомплексов, подверженных тектоническим деформациям. Проведенные исследования позволили выяснить, что офиолиты, и в частности первичные сульфидные руды, являются одним из источников рудообразующих компонентов, а появление месторождений обусловлено перераспределением золота в ходе тектонических деформаций.

Наиболее потенциально продуктивными являются локальные участки растяжения, в обстановке общего сжатия или сдвига, в которых могут накапливаться рудообразующие флюиды и формироваться кварцевые жилы. В то же время, следует отметить, что автокластический серпентинитовый меланж, развитый в подошвах офиолитовых покровов, бесперспективен на выявление золоторудных месторождений. Поисковыми признаками золотого оруденения в данном случае являются:

1. Наличие зон тектонических деформаций, содержащих участки кварцевых жил и прожилков и/или сульфидной минерализации;
2. Развитие зон метасоматического изменения – окварцевания, березитизации-лиственитизации вблизи тектонических нарушений;
3. Участки узлов пересечения разных систем разрывных нарушений или появление дуплексных структур в зонах меланжа;
4. Наличие дайкового магматизма, маркирующего зоны тектонических деформаций поскольку внедрение даек происходит, как правило, в тектонически ослабленные зоны;
5. Геохимические или шлиховые аномалии элементов-спутников – Cu, Pb, Zn, Ag.
6. Геофизические аномалии магнитности, вызванной поляризации и удельного сопротивления, обусловленные наличием кварцевых жил, тектонических зон, метасоматических изменений породных комплексов, сульфидизации.

Месторождения плутоногенно-гидротермального генезиса (золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-висмут-сульфосольный и золото-антимонитовый минеральные типы оруденения). Все указанные типы золотого оруденения исследуемого региона объединены в одну группу вследствие их генетической связи с гранитоидным магматизмом, в результате чего, главным критерием выявления месторождения этого генетического типа является магматический – присутствие гранитоидных пород с определенными характеристиками. Причем одним из важных критериев в данном случае является геодинамическая природа гранитоидного магматизма. Так, поля развития разновозрастных островодужных гранитоидов тоналит-плагиогранит-гранодиоритового состава перспективны на обнаружение золото-теллуридного минерального типа. Надсубдукционные гранитоиды, сформированные в условиях активной континентальной окраины могут продуцировать золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый минеральные типы, а тела коллизионных лейкогранитов являются потенциальными участками развития золото-висмут-сульфосольного типа оруденения.

Следующим немаловажным критерием потенциальной золотоносности является минералого-геохимический - повышенные концентрации рудообразующих компонентов в гранитоидах и наличие акцессорной рудной минерализации. Этим обуславливается и присутствие экзоконтактовых метасоматических изменений (скарнирование) или рудопроявлений и пунктов минерализации золота и элементов-спутников в экзоконтактах рудоносных интрузий. Поскольку рудные тела плутоногенно-гидротермальных месторождений локализуются в зонах тектонических деформаций, ещё одним критерием потенциальной золотоносности гранитоидных тел является структурный – развитие тектонических зон, в особенности в апикальных или приконтактовых частях гранитоидных тел.

Поисковые признаки плутоногенно-гидротермального золотого оруденения:

1. Наличие зон тектонических деформаций осложненных вторичными процессами (кварцевым прожилкованием, сульфидизацией) в гранитоидах;
2. Появление участков гидротермально-метасоматического изменения – березитизации-лиственитизации, грейзенизации, окварцевания, калишпатизации, флюоритизации, сульфидизации и др.
3. Геохимические и шлиховые аномалии элементов и минералов-спутников золота, прежде всего полуметаллов – As, Sb, Bi, Te, являющихся типоморфными элементами месторождений плутоногенно-гидротермального генетического типа;
4. Охры вторичных минералов Fe, Cu, As (лимонит, малахит-азурит, скородит).

Золото-блеклорудный тип. Все известные месторождения и проявления золото-блеклорудного минерального типа локализуются в карбонатных породах. Следовательно, главным критерием обнаружения таких объектов является литологический – наличие карбонатных пород, содержащих зоны окварцевания. В тоже время, среди большого объема карбонатных толщ юго-восточной части Восточного Саяна, золоторудные проявления этого типа известны только на относительно локальных участках, практически всегда вблизи выходов пород офиолитовой ассоциации, наличие которых (или других золотоносных литокомплексов), также является одним из критериев перспективности выявления месторождений данного типа. Наряду с литологическим критерием важны и другие. Структурный критерий – все проявления золото-блеклорудного типа связаны с участками повышенной трещиноватости и тектонических деформаций. В ряде случаев отмечается пространственная и, по-видимому, генетическая связь оруденения с дайковым магматизмом, что позволяет выделить и магматический критерий наличие даек и мелких интрузивных тел в полях развития карбонатных толщ.

Поисковые признаки золото-блеклорудного типа оруденения:

1. Появление участков трещиноватости и гидротермального окварцевания карбонатных пород;
2. Наличие зон сульфидизации или других метасоматических изменений карбонатных пород;
3. Появление охр малахита-азурита;
4. Геохимические аномалии Sb, Hg и других рудообразующих элементов в полях развития карбонатных пород;
5. Геофизические аномалии удельного сопротивления, вызванной поляризации связанные с окварцеванием и сульфидизацией пород.

7.2.2. Поисковые критерии и признаки типов платинометалльного оруденения

Все известные в регионе проявления платинометалльной минерализации так или иначе связаны с выходами пород офиолитовой ассоциации, следовательно их наличие в данном случае является определяющим критерием потенциальной платиноносности территории. Общими поисковыми признаками для всех выделенных типов платинометалльного оруденения является россыпная платиноносность, геохимические и шлиховые аномалии ЭПГ.

Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах. Главный критерий обнаружения повышенных концентраций «тугоплавких» ЭПГ системы Ru-Ir-Os в исследуемом регионе – магматический. Прежде всего, это присутствие слабоизмененных пород дунит-перидотитового (реститового) комплекса офиолитовой ассоциации. Учитывая, что жилы и жильно-прожилковые зоны хромититов приурочены к прослоям дунитового состава, то относительное содержание последних определяет потенциальную значимость того или иного ультрабазитового массива на обнаружение хромит-платинометалльного оруденения. Серпентинизация ультрабазитов обычно приводит к затушевыванию различий между дунитами и перидотитами, однако местами аподунитовые и апоперидотиовые серпентиниты отличаются по микроструктурным признакам. Ввиду небольших размеров и малых объемов, проявления платиноидно-хромитовых руд в настоящее время не имеют промышленной значимости, но являются россыпеобразующими формациями, и при благоприятной геоморфологической обстановке, образуют россыпные платинометалльные месторождения. Выделены следующие поисковые признаки Pt-Ru-Ir-Os оруденения:

1. Появление дунитовых зон в пределах реститового комплекса офиолитовой ассоциации;

2. Наличие зон прожилковой, жильной или шлировой хромитовой минерализации в ультрабазитах;
3. Геохимические аномалии Cr, Al, ЭПГ и некоторых других элементов;
4. Шлиховые ореолы рассеяния хромита, аваруита и платиноидных минералов.

Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах. Главным критерием этого типа оруденения является наличие зон вторичной углеродизации. Углеродизация ультрабазитов широко распространена в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна, в особенности на Оспинско-Китойском ультрабазитовом массиве, хотя углеродистые метасоматиты известны также и на некоторых других массивах – Ехэ-Шигнинском, Харанурском, Улан-Сарьдагском. Поскольку накопление платиноидов происходит непосредственно в углеродистых метасоматитах, то их присутствие является одновременно и поисковым критерием и косвенным поисковым признаком. Прямые поисковые признаки наличия Pt-Pd оруденения в углеродистых метасоматитах неизвестны в связи с крайне неравномерным распределением ЭПГ.

Pt минерализация в сульфидизированных серпентинитах, metabазитах и лиственитах. Первично-магматические сульфидные руды в офиолитовых базит-ультрабазитах юго-восточной части Восточного Саяна неизвестны. Все проявления сульфидной минерализации в этих породах связаны с зонами вторичных преобразований – серпентинизации, лиственитизации и др. в результате чего можно выделить метасоматический критерий – вторичные изменения базит-ультрабазитов. Поскольку накопление ЭПГ происходит в сульфидной фазе, то именно наличие зон сульфидной минерализации в продуктах преобразования базит-ультрабазитов является главным критерием их потенциальной платиноносности. Прямые поисковые признаки повышенного содержания платиноидов в сульфидных рудах отсутствуют, так что наличие последних, так же как и в предыдущем случае, является одновременно и критерием и косвенным поисковым признаком.

Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabазитах. Платиноидная минерализация в пределах глаукофансланцевого пояса юго-восточной части Восточного Саяна выявлена во фрагментах метаморфизованных офиолитовых базит-ультрабазитов. Следовательно главным критерием возможной платиноносности метаморфитов является литологический – присутствие блоков основных и ультраосновных пород в метаморфизованных литокомплексах. Оруденение локализуется в зонах сульфидно-магнетитовой минерализации, локализованных в телах глаукофансодержащих metabазитов, содержащих прослойки пироксенитов, тела серпентинитов. Развитие таких зон

в данном случае является прямым поисковым признаком платинометального оруденения в глаукофансодержащих метабазитах. Зоны хорошо выражаются и в геофизических полях, что позволяет выделить аномалии магнитности, вызванной поляризации и удельного сопротивления в качестве косвенных поисковых признаков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Юго-восточная часть Восточного Саяна является домезозойской складчатой областью, характеризующейся сложным геологическим строением с широким развитием покровно-надвиговых структур. Главной тектонической единицей региона, вмещающей золотое оруденение, является Тувино-Монгольский микроконтинент, обрамленный фрагментами океанических, островодужных и аккреционно-коллизионных литокомплексов. Гранитоидный (и в целом интрузивный) магматизм региона охватывает интервал от неопротерозоя до позднего палеозоя, однако максимальное развитие гранитоидного магматизма обусловлено раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными событиями, в период времени 500 – 450 млн. лет.

Разнообразие породных комплексов обусловило формирование разных генетических групп и минеральных типов золотого и платиноидного оруденения, появление которых во многом обязано наличию большого объема фрагментов океанических и островодужных тектонических блоков. Анализ пространственного распределения месторождений и проявлений золота, позволил уточнить схему металлогенического районирования. На территории юго-восточной части Восточного Саяна выделено 4 структурно-металлогенических зоны – Боксон-Гарганская, Окинская, Ильчирская и Хамсаринская, включающие золоторудные зоны: Урик-Китойскую, Ольгинскую, Сагансайрскую, Уртагольскую, и рудные узлы: Холбинский, Улзытинский, Гарганский, Урикский, входящие в состав Урик-Китойской зоны, и самостоятельные – Хужирский, Илейский, Жомболокский, Хонченский, Тисса-Сархойский, Оспинский, Дибинский. Выделены также Окинская и Гарганская потенциально платиноносные минерагенические зоны.

Золоторудные объекты региона объединены в три генетические группы – метаморфогенно-гидротермальную, включающую месторождения золото-пирротинового, золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов, плутоногенно-гидротермальную – с объектами золото-теллуридного, золото-висмут-сульфосольного, золото-антимонитового и золото-тетрадимитового минеральных типов, и телетермальную, включающую месторождения и проявления золото-блеклорудного минерального типа.

В составе руд *метаморфогенно-гидротермальных месторождений* в разных соотношениях присутствуют следующие главные минералы: минералы золота (самородное золото, электрум, кюстелит), пирротин, пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Соответственно главными рудообразующими элементами являются Au, Ag, Fe, Pb, Cu и Zn. Все месторождения этой генетической группы характеризуются близкими изотопными составами сульфидной серы и кислорода в кварце, а также единым солевым

составом рудообразующих флюидов. Происхождение этих месторождений связано с метаморфогенно-метасоматическими трансформациями первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд, формирующихся в субмаринных условиях на дне палеоокеанического бассейна. Метаморфизованные фрагменты этих руд образуют проявления золото-пирротинового минерального типа. Дальнейшие их преобразования обусловлены процессами тектонических деформаций в зонах меланжа, дробления и смятия, с выделением метаморфогенных гидротермальных растворов, выщелачивающих и перетлагающих рудообразующие компоненты, с формированием сульфидно-кварцевых жил и кварц-сульфидных минерализованных зон. Рудоотложение на золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождениях происходит в интервале температур 386 - 170°C, в солевом составе преобладают хлориды Mg и Fe с примесью Na и K.

Плутоногенно-гидротермальные месторождения формируются в пространственной и генетической связи с гранитоидными интрузивами надсубдукционной природы. Ведущую роль в составе оруденения имеют полуметаллы – Te, Bi, Sb, As, представляющие главные элементы-спутники золота. На основании состава главных рудных минералов золотопродуктивных ассоциаций были выделены следующие минеральные типы: золото-теллуридный, золото-висмут-сульфосольный, золото-антимонитовый и золото-тетрадимитовый. Рудные минеральные ассоциации плутоногенно-гидротермальных месторождений отлагаются при последовательном уменьшении Р-Т параметров рудно-магматических систем в интервале температур 500 – 120°C.

Месторождения телегермальной генетической группы локализуются преимущественно в карбонатных породах и представлены золото-блеклорудным минеральным типом. Формирование оруденения происходит в низкотемпературных близповерхностных условиях 250 - 110°C, в ряде случаев отмечается связь оруденения с дайковыми породами позднепалеозойского возраста. В то же время на некоторых объектах видимая связь оруденения с магматическими породами отсутствует, однако, позднепалеозойский возраст золото-блеклорудного оруденения доказывается геологическими соотношениями руд и вмещающего субстрата.

Платиноидное оруденение региона образуется в связи с породами офиолитового комплекса юго-восточной части Восточного Саяна. Исследования состава и генезиса ЭПГ-содержащих объектов позволило выделить четыре минералого-геохимических типа платиноидного оруденения: Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, Pt-Pd оруденение в

углеродистых метасоматитах, Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах, Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabazитах.

Происхождение *платиноидного оруденения в хромититах* происходило в течение нескольких периодов эволюции базит-ультрабазитов, начиная со стадии примитивной мантии, где формировались первичные сплавы Pt-Ru-Ir-Os состава. В дальнейшем, в ходе становления реститового комплекса формировались гексагональные твердые растворы системы Ru-Ir-Os и изоферроплатина, которые позднее трансформировались в сульфиды и халькогениды ЭПГ на позднемагматической и метаморфогенной стадиях, когда ультрабазиты подвергались массовой серпентинизации.

Проявления *углеродистого метасоматоза* являются характерной особенностью ультрабазитов из офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна. На основе вещественных и изотопно-геохимических исследований сделан вывод о высокотемпературной мантийной природе углерода. В ходе углеродизации ультрабазиты обогащались благородными металлами – Pt, Pd и Au, а также некогерентными элементами (Zr, Y, Hf, Nb, Th, U, PЗЭ), что привело к формированию нетипичных для ультрабазитов минеральных видов (циркона, ильменита, теллуридов, U-Th и редкоземельных минералов и др.) в углеродистых метасоматитах. Наиболее реальной моделью формирования углеродистых метасоматитов является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления. В этом случае в составе мантийных флюидов происходит поступление C, Hg, Sn, ЭПГ, некогерентных элементов и смешение их с продуктами дегидратации слэба.

Pt минерализация в серпентинитах обусловлена накоплением ЭПГ в сульфидной фазе, где могут формироваться собственные минеральные фазы платиноидов (сперрилит). Появление сульфидов происходит при поступлении серы в составе серпентинизирующих растворов из вмещающего субстрата, вследствие чего, изотопные составы серы имеют сильно гетерогенные значения.

Формирование *Pt-Pd минерализации в глаукофансодержащих metabazитах* происходит в результате диафтореза офиолитовых базит-ультрабазитов, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации метаморфизма (7 – 9 кбар и 200 – 400°C). Появление таких ассоциаций возможно в островодужной обстановке, при погружении и последующей эксгумации офиолитовых блоков из зоны субдукции. Близкие условия могут возникать и в аккреционной призме в результате стресс-метаморфизма.

Выделены главные возрастные этапы формирования благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна.

Неопротерозойский океанический этап (1034 – 860 млн. лет) связан с раскрытием древнего океанического бассейна и характеризуется появлением Pt-Ru-Ir-Os оруденения в хромититах из реститовых ультрабазитов при формировании океанической коры. В это же время происходило накопление металлоносных осадков – гидротермально-осадочных сульфидных руд.

Следующий этап, *неопротерозойский островодужно-обдукционный (860 – 800 млн. лет)* приурочен к завершающей стадии развития Дунжугурской островной дуги. Этап характеризуется формированием золото-теллуридного оруденения в связи с островодужными гранитоидами и углеродизацией ультрабазитов с их обогащением Au, Pt, Pd и некогерентными элементами. При обдукции офиолитов ультрабазиты подвергаются серпентинизации с накоплением Pt в сульфидизированных разностях.

Раннепалеозойский островодужный этап (530 – 500 млн. лет) где формируется основная масса месторождений плутоногенно-гидротермальной генетической группы, (золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый минеральные типы) связан с надсубдукционным магматизмом в Шишхидской островной дуге и Сархойской активной континентальной окраине.

Раннепалеозойский аккреционно-коллизионный этап (500 – 420 млн. лет) обусловлен процессами коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном. Аккреционно-коллизионные события сопровождались выплавлением коллизионных гранитов, продуцирующих, в небольших объемах, золото-висмутовый минеральный тип оруденения. В связи с тектоническими деформациями происходило формирование месторождений золото-кварцевого типа.

Позднепалеозойский внутриплитный этап (380 – 325 млн. лет) начинается с проявления региональных сдвиговых деформаций, в ходе которых происходило окончательное становление самых крупных и наиболее распространенных в регионе, месторождений золото-полисульфидного типа. Этап завершается процессами рифтогенеза, обусловленными влиянием мантийного плюма, отражающимися в проявлении дайкового магматизма. В этот период происходит образование месторождений золото-блеклорудного минерального типа.

На основе полученных вещественно-генетических характеристик месторождений и рудопроявлений золота и ЭПГ в юго-восточной части Восточного Саяна, выделены главные поисковые критерии и признаки благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, а также определены породные комплексы, перспективные на выявление оруденения разных генетических типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Абрамович Г. Я., Сравцев Н. А., Булдыгеров В. В. и др. Проблемы возраста докембрийского магматизма Саяно-Байкальской складчатой области // Проблемы возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути её решения с целью создания легенд к геологическим государственным картам. Иркутск: ВостСНИИГГиМС, 1980, с. 24 – 30.
2. Авченко О. В., Вах А. С., Горячев Н. А., Александров И. А., Веливецкая Т. А., Капитонов И. Н. Генезис Березитового золотополиметаллического месторождения (на основе данных по изотопному составу свинца, кислорода и серы) // Доклады академии наук. 2013. Т. 453, №2, с. 1 – 5.
3. Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К., Ступаков С.И.. Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 1993. 88 с.
4. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон Восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.:Наука, 1981. С.105-112.
5. Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Боровиков А. А. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т.48. №5. С.497 – 510.
6. Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Боровиков А. А., Борисенко А. С., Очиров Ю. Ч. Золото-ртутный и золото-серебряный типы оруденения в Восточном Саяне: минеральный состав, физико-химические условия образования // Геология и геофизика, 2002, т. 43, №3, с. 273 – 285.
7. Аникина Е.В., Молошаг В.П., Алимов В.Ю. Минералы платиновых металлов в хромитах Войкаро-Сыннинского и Рай-Изского массивов (Полярный Урал) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М. Наука, 1994. С. 167 – 174.
8. Анисимова И. В., Левицкий И. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Левицкий В. И., Резницкий Л. З., Ефремов С. В., Великославинский С. Д., Бараш И. Г., Федосеенко А. М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). Т. 1. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 35 – 36.

9. Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинента Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, №6, с. 554 – 565.
10. Белов И.В., Богидаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. // Петрография СССР. том.2. Изд. АН СССР, 1962.
11. Благородные металлы: Справочник / под ред. Е.М. Савицкого, М.: Металлургия, 1984, 592 с.
12. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалеви́ч А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 528 с.
13. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. №8, с. 16-27.
14. Борисенко А. С., Наумов Е. А., Оболенский А. А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №3. С. 342 – 354.
15. Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия, 2002. № 1, с. 70 – 79.
16. Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, №1, с. 3 – 28.
17. Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом Океане // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47, № 1, с. 16-50.
18. Бортников Н. С., Гамянин Г. Н., Викентьева О. В., Прокофьев В. Ю., Алпатов В. А., Бахарев А. Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения, Саха - Якутия, Россия // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99-45
19. Бортников Н. С., Гамянин Г. Н., Алпатов В. А., Наумов В. Б., Носик Л. П., Миронова О.Ф. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. т.40. № 2. с.137-156.
20. Бортников Н. С., Гамянин Г. Н., Викентьева О. В., Прокофьев В. Ю., Прокопьев А. В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример

совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд. // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52. №5, с. 381 – 417.

21. Бортников Н. С., Крамер Х., Генкин А. Д., Крапива Л. Я., Санта-Крус М. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений, 1988. №2, с. 49 – 61.
22. Боуэн Н., Таттл О. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$ // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., 1950, с. 23 – 48.
23. Бражник А. В. Условия локализации золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян). Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Москва, 1995, 24 с.
24. Булгатов А. Н., Гордиенко И. В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41, №3, с.230 – 240.
25. Буслов М. М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, №1, с. 66 – 90.
26. Буслов М. М., Рябинин А. Б., Жимулев Ф. И., Травин А. В. Проявления позднекарбонowego и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады Академии наук, 2009. Т. 428, №4, с. 496 – 499.
27. Бушмин С. А., Беляцкий Б. В., Крымский Р. Ш., Глебовицкий В. А., Буйко А. К., Савва Е. В., Сергеев С. А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448, №1, с. 76 – 79.
28. Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г., Савельев А.А., Савельева Г.Н. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с
29. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986, 224 с.
30. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009. №3, с. 15–30.

31. Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Полянский О. П., Лаевский Ю. М., Матушкин Н. Ю., Воронин К. В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизиионной стадии (на примере Енисейского Кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №1, с. 32 – 50.
32. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
33. Викентьев И. В., Молошаг В. П., Юдовская М. А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология рудных месторождений, 2006. Т. 48, №2, с. 91 – 125.
34. Викентьев И.В., Молошаг В.П., Юдовская М.А., Еремин Н.И. Платиноиды в рудах колчеданных месторождений Урала. // Доклады РАН, 2002, т. 384, №6. с. 785 – 789.
35. Вишневская И. А., Летникова Е. Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, №6, с. 741 – 763.
36. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
37. Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров А. А., Прокофьев В. Ю., Горячев Н. А., Вознесенский С. Д., Альшевский А. В., Чернова А. Д. Золоторудное месторождение Школьное (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, №1, с. 3 – 31.
38. Волков А. В., Сидоров А. А. Геолого-генетическая модель месторождений золота Карлинского типа // Литосфера, 2016. №6, с. 145 – 165.
39. Волков Л. С. К анализу разрывной тектоники и золотоносности одного рудного района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 7. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство. 1961. с. 23 – 36.
40. Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Неустроева И. И. Платиноносность ультрамафитов и хромовых руд альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса Урала // Геология рудных месторождений. 2009. Том 51, №2, с. 182 – 200.
41. Вольфсон Ф. И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра. 1982. 383 с.
42. Высоцкий Н. К. Платина и районы её добычи. Ленинград: Изд. АН СССР. 1933. 240 с.
43. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. №4, 2000, с.355 – 360.

44. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Доклады РАН, 1998. Т. 363, №6, с. 808 – 810.
45. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС. 2001. 222 с.
46. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюция гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.
47. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометальные месторождения северо-востока России // Тихоокеанская геология. 1998, т.17, №3. - с. 94–103.
48. Гармаев Б. Л., Дамдинов Б. Б., Миронов А. Г. Золото-висмутовое проявление Пограничное (Восточный Саян): вещественный состав и связь с магматизмом. // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, №6, с. 533 – 545.
49. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Редколлегия: Ханчук А. И., Родионов С. М., Горячев Н. А., Попов В. К., Голозубов В. В., Наумова В. В. Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1-2. 981 с.
50. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / авторы Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988. 192 с.
51. Геология и полезные ископаемые Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 104 с.
52. Геология и рудоносность Восточного Саяна / авторы Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 127 с.
53. Глоба В. А. Основные черты геологии и золотоносности одного из районов Восточного Саяна. Труды ВСГИ СО АН СССР, вып. 13. Иркутск, 1963.
54. Глотов А.И., Майорова О.Н., Кривенко А.П., Лаврентьев Ю.Г. Первые данные о составе пла- тиноидных минералов из аллювиальных отложений Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312, № 6, с. 1433—1437
55. Гордиенко И. В., Рошкетев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2016. Т. 58, №5, с. 405 – 429.

56. Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского нагорья // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990, №2, с.73 – 78.
57. Горячев Н. А. Блгороднометальный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014, т. 55, №2, с.323-332.
58. Горячев Н.А., Волков А. В., Сидоров А. А., Гамянин Г. Н., Савва Н. Е., Округин В. М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. №3, с. 36 – 50.
59. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометальные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // тр. III всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология”. Магадан. СВНЦ ДВО РАН. 2006. С. 50 – 62.
60. Грабежев А. И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. №6. С. 66 – 89.
61. Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В. и др. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология руд месторождений. 2000. Т.42. № 1. С.38-52.
62. Гребенщикова В. И., Максимчук Ю. В. Редкоземельные элементы в породах, метасоматитах и рудных телах Зун-Холбинской рудно-магматической системы (Восточный Саян) // Геохимия, 2000, №10, с. 1109 – 1115.
63. Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №4. с.756-764.
64. Громова Е. И. Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в Восточном Саяне // Материалы по геологии рудных месторождений Забайкалья. Труды ВСГИ, вып. 1. Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960, с. 79 – 114.
65. Дамдинов Б.Б., Гармаев Б.Л., Миронов А.Г., Дашинамаев З.Б. Золото-висмутовый тип оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна. Доклады Академии наук, 2009. т. 425, №2, с. 1 – 5.
66. Дамдинов Б. Б., Жмодик С. М., Рошкетаяев П. А., Дамдинова Л. Б. Минеральный состав и генезис Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, №2, с. 154 – 170.

67. Дамдинов Б. Б., Миронов А. Г., Борисенко А. С. и др. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №8. С. 833 – 847.
68. Дамдинов Б. Б., Рощектаев П. А., Жмодик С. М., Канакин С. В., Дамдинова Л. Б. Интерметаллиды системы Au-Ag-Hg в рудах Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Записки РМО, 2012. № 3, с. 50 – 60.
69. Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Углеродсодержащая минерализация в тектонитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. т.43, №1, с.71-82.
70. Данилова Ю. В., Шумилова Т. Г. Минералогические особенности нанокристаллического графита метасоматитов Тункинского разлома // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. №7, с. 7– 11.
71. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезиса платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений, 1986, № 5, с. 16–33.
72. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т.38, №6. с. 467 – 484.
73. Дмитренко Г.Г., Горячева Е.М., Савельева Г.Н.. Минералы платиноидов в хромитах массива Нурали (Южный Урал) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М. Наука, 1994. С. 183 - 189.
74. Добрецов Н. Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39-50.
75. Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Складчиков Е. В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с. 34 – 58.
76. Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Шацкий В. С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 236 с.
77. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Дюжиков О.А., Тарасов В.Н., Тарновецкий Л.Л., Некрасов И.Я., Поляков Г.В., Митрофанов Г.Л. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов – программа “Платина России” // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М. Наука, 1994. с. 286 – 297.

78. Дубинин А. В., Свальнов В. Н., Успенская Т. Ю. Геохимия аутигенного железомарганцевого рудообразования в осадках Северо-Восточной котловины Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 2008. № 2, с. 115 – 127.
79. Жимулев Ф. И., Буслов М. М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М. А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, №12, с. 2075—2086.
80. Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч., Жмодик А.С., Карманов Н.С., Цимбалист В.Г. Уникальная платинометальная и Ni-минерализация в офиолитах Оспинско-Китойского района (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. 2000. Т.373, №1, с. 73 – 77.
81. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В., Жмодик А.С., Павлов А.Л., Мороз Т.Н., Айриянц Е.В., Куликов Ю.И., Боровиков А.А., Пономарчук В.А., Дамдинов Б.Б. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика, 2004. Т.45, №2, с. 228 – 243.
82. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Бобрик О. М., Жмодик А. С., Шадрина С. В., Гунтыпов Б. Б. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна. // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. 3 Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 2004 г.). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006₁. С.74–87.
83. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 304 с.
84. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Пономарчук В. А., Травин А. В. Pb-S изотопная систематика золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна // Доклады Академии наук, 1999. Т.366, № 3, с.392 – 394.
85. Жмодик С. М., Постников А. А., Буслов М. М. и др. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометального оруденения // Геология и геофизика, 2006₂. Т. 47, №1, с. 183 – 197.
86. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Белявская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 220 с.

87. Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала. // Литосфера, 2011, №1, с. 94 – 105.
88. Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Авторы Рошкетев П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.
89. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М. Наука, 1993. 192 с.
90. Ильин А. В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М., 1971, с. 67 – 71.
91. Кадик А.А. Восстановленные флюиды в мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия, 2003. №9, с.928 – 940
92. Калиткина Н. А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите // Вестник МГУ. Серия геологическая, 1971. № 5, с. 107-110.
93. Карманов Н. С. Геохимические особенности самородного золота по данным искровой масс-спектрометрии на примере рудных районов Восточной Сибири. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 16 с.
94. Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л.: Химия. 1972. 244 с.
95. Кислов Е. В., Дамдинов Б. Б. Гидротермально-метасоматические сульфидные проявления, связанные с офиолитовыми гипербазитами Саяно-Байкальской горной области. // Литосфера. 2011, №1. с. 106 – 114.
96. Кныш С. К. Вертикальная зональность золотого оруденения в одном из районов Восточного Саяна по данным термобарогеохимии // Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск, 1978₁, с. 111 – 119.
97. Кныш С. К. Типоморфные особенности самородного золота месторождений Урик-Китойской зоны (В. Саяны) // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. Т. 304, Вып. 1. Томск: ТПУ, 2001, с. 92 – 106.
98. Кныш С. К. Физико-химические условия формирования золотого оруденения Урик-Китойской зоны (Восточный Саян) // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978₂, с. 206 – 207.
99. Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия). // Геология рудных месторождений. 1996, т.38, №4, с. 345 – 356.

100. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады Академии наук, 1998, т. 360, №4, с. 514 – 517.
101. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1966. 149 с.
102. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
103. Конников Э. Г., Миронов А. Г., Цыганков А. А., Посохов В. Ф., Врублевская Т. Т., Куликов А. А., Куликова А. Б. Генезис плутогенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно- Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. – Т. 36. № 4. С. 37–52.
104. Константинов В.М., Заварзин А.В., Фазлуллин М.И., Шульгин А.С., Цветкова М.В. Нетрадиционные типы рудопоявлений платиноидов и золота на северо-востоке Русской платформы и в Уральском регионе. // Руды и металлы. 1999. №4, с. 13 – 21.
105. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра. 1984. 165 с.
106. Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир. 2000. 272 с.
107. Коржинский А.Ф. Природа графитита в гипербазитах Оспинского массива в Восточном Саяне // Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев, Наук. Думка, 1967, вып. 9, с. 115 – 126.
108. Коробейников А. Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1999. 237 с.
109. Коробейников А.Ф., Гончаренко А.И. Золото в офиолитовых комплексах Алтае-Саянской складчатой области // Геохимия, 1986. № 3, с. 328 – 338.
110. Коробейников А. Ф., Масленников В. В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана. Томск: изд-во Том. ун-та, 1994. 337 с.
111. Коробейников А. Ф., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К., Колпакова Н. А. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1998, т.39, №4, с. 432 – 444.
112. Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: изд-во Иркут. гос. ун-та. 2007. 251 с.

113. Котов Н. В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Доклады академии наук, 1975. Т. 222, №3, с. 700 – 704.
114. Кравцова Р. Г., Дриль С. И., Алмаз Я. А., Татарников С. А., Владимирова Т. А. Первые данные по Rb-Sr возрасту и изотопному составу золото-серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенский рудный район, Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, №2, с. 240 – 243.
115. Кривенко А.П., Глотов А.И., Толстых Н.Д. Состав платиновых минералов и вопросы платино-носности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1990. 27 с. (Препринт/ИГиГ СО АН СССР; № 5).
116. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986, 236 с.
117. Крылова В. В., Сандомирская С. М., Чувикина Н. Г. Олово, свинец и интерметаллические соединения в рудах месторождений золото-серебряной формации // Минералогические исследования месторождений цветных и благородных металлов. М.: Недра, 1979, с. 22 – 27.
118. Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. РАН. 2010. т. 432, № 3, с. 350—355.
119. Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014. Т. 55, №2, с. 153 – 184.
120. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китойских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1995. №4, с.11 – 25.
121. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000. 2004. 192 с.
122. Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770 – 800 млн. лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, №7, с. 875 – 895.
123. Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, №1, с. 45 – 57.
124. Лазаренков В.Г., Абрамов В.Ю., Таловина И.В., Неупокоев А.В. Никелевые коры выветривания как потенциальный промышленный источник металлов платиновой

- группы // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. 2, кн.1. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995, с. 121 – 125.
125. Ланда Э.А., Макарьев Л.Б., Шор Г.М. Особенности распределения металлов платиновой группы в нетрадиционных типах их проявлений (Байкало-Патомское нагорье и Кодаро-Удоканский прогиб). // Доклады РАН, 1999, т.366, №3, с. 372 – 374.
126. Левицкий В. В. Структура и зональность золотого оруденения в типичном рудном поясе Сибири // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука. 1966, с. 316 – 326.
127. Леснов Ф.П. Три типа минерализации элементов платиновой группы в Наранском полигенном базит-гинербазитовом плутоне (Западная Монголия). // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М. Наука, 1994. С. 206-217.
128. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // Доклады РАН. 1996. т.347, №6, с.795 – 798.
129. Летникова Е. Ф., Вещева С. В., Прошенкин А. И., Кузнецов А. Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, №12, с. 2110 – 2121.
130. Летунов С. П. Структурные условия формирования золоторудных столбов Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Вып.22. Иркутск: изд. ИрГТУ, 1998, с. 87 – 102.
131. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.: ОНТИ. 1934. 220 с.
132. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и физико-химические условия их формирования // Тихоокеанская геология, 1992. №2, с. 53 – 65.
133. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. – Тр. ЦНИГРИ, вып.38, 1936.
134. Малышев В. М., Румянцев Д. В. Золото. М.: Металлургия, 1979. 287 с.
135. Маракушев А. А. Петрогенезис. М.:Недра. 1988. 293 с.
136. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики): автореферат дисс. на соиск. уч. степ. д.г.-м.н. Иркутск. 1997. 56 с.

137. Мелекесцева И. Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.
138. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток: ДВНД АН СССР. 1984. 132 с.
139. Миронов А. Г. Геолого-генетическая модель формирования плутоногенных золоторудных месторождений // Геолого-генетические модели и локальное прогнозирование эндогенного оруденения в Забайкалье. Сб. научн. тр. Новосибирск: Наука. 1991. С. 67 – 76.
140. Миронов А. Г., Альмухамедов А. И., Гелетий Д. С., Глюк Д. С., Жатнуев Н. С., Жмодик С. М., Конников Э. Г., Медведев А. Я., Плюснин А. М. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1989. 279 с.
141. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 1. С.54-69.
142. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А., Дамдинов Б.Б., Гунтыпов Б.Б., Верховцева Н.В. Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпитермального золото-теллуридно-серебряного оруденения. // Геология рудных месторождений, 2004, т.46, с. 407 – 426.
143. Миронов А. Г., Жмодик С. М., Очиров Ю. Ч., Гурская Л. И., Сапожников Д. Ю., Попов В. Д. Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных геодинамических обстановок Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика, 2002. Т.43, № 3-4, с.348 – 365.
144. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. №5. С. 395 – 413.
145. Миронов А. Г., Рощектаев П. А., Жмодик С. М., Куликов А. А., Карманов Н. С. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита–Москва, 1995, с. 56–66.
146. Мозгова Н. Н., Цепин А. И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М: Наука, 1983.
147. Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977. – 304 с.

148. Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009, №2, с. 28 – 40.
149. Молчанов В.П., Плюснина Л.П., Ханчук А.И., Зимин С.С., Октябрьский Р.А. Платино- и золотоносные родингиты Усть-Депского офиолитового блока Среднего Приамурья. // ДАН, 2006, т. 406, № 5, с. 678 – 672.
150. Мочалов А. Г., Дмитренко Г. Г., Хорошилова Т. С., Сахьянов Л. О. Минералогическо-геохимические типы россыпей платиноидов и их промышленное значение // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Наука, 1992. С. 7 – 23.
151. Мочалов А. Г. Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского Нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, №3, с. 171 – 188.
152. Мурзин В. В., Малюгин А. А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.
153. Мурзин В. В., Покровский П. В., Молошаг В. П. Ртуть в самородном золоте Урала и её типоморфное значение // Геология рудных месторождений, 1981. №4, с. 86 – 91.
154. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (Карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010, №6, с. 66 – 73.
155. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Золотое оруденение в родингитах альпинотипных гипербазитов Урала // Литосфера. 2006. №1, с. 113 – 134.
156. Назимова Ю.В. Геохимия, минералогия и генезис медно-никелевого оруденения в альпинотипных гипербазитах острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Пб., 1992, 16 с.
157. Назьмова Г. Н., Спиридонов Э. М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 26. №3. С. 702 – 705.
158. Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Овчинникова Г. В., Сергеева Н. А., Гороховский Б. М., Скопинцев В. Г. Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия) // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37, №3, с. 237 – 249.
159. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра. 1988. 286 с.
160. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука. 1991.
161. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1991. 191 с.

162. Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского Кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52, №1, с. 158 – 181.
163. Оболенский А. А., Гущина Л. В., Борисенко А. С., Боровиков А. А., Неволько П. А. Компьютерное термодинамическое моделирование переноса и отложения сурьмы и золота при формировании Au-Sb месторождений // Геология и геофизика, 2009. Т. 50, №11, с. 1227 – 1245.
164. Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 53—64.
165. Обручев В. А. Рудные месторождения. М.: Горгеолнефтьиздат, 1934.
166. Овчинникова Г. В., Крылов Д. П., Козаков И. К., Ковач В. П., Сергеева Н. А. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология, 2009. Т. 17, №6, с. 613 – 622.
167. Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986.
168. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000. 184 с.
169. Орсов Д.А., Очиров Ю.Ч., Миронов А.Г., Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М. Минералы платиновых металлов и типы их ассоциаций в россыпях Байкальской платиноносной провинции // Геология и геофизика. 2004. т.45, №3, с. 335 – 346.
170. Орсов Д. А., Толстых Н. Д., Кислов Е. В. Минерал состава $PtCu_3$ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян) // Записки РМО, 2001. ч. СХХХ, №4, с. 61 – 71.
171. Осипенко А. Б., Сидоров Е. Г., Романченко В. В. Листвениты Северной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2001. 156 с
172. Осокин П. В., Тыжинов А. В. Докембрийские тиллоиды Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Восточный Саян, Северо-Западная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 1998, №2, с. 162 – 176.
173. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
174. Патрин Г.С., Мацюк С.С., Костровицкий С.И., Алымова Н.В. Минералогия ильменита из глубинных ксенолитов в кимберлитах (типохимизм, генетическое и поисковое значение) // Минералогический журнал, 2004. Т. 26, № 4, с. 60-77.

175. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
176. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия, 1989. №5, с.611 – 622.
177. Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука. 1973. 347 с.
178. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
179. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд. АН СССР, 1958. 295 с.
180. Покровский П. В., Берзон Р. О., Мурзин В. В. и др. Ртутьсодержащее самородное золото некоторых месторождений Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1976. Свердловск, 1977. с. 79 – 81.
181. Полеховский Ю.С., Волошин А.В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии // ДАН СССР. 1990. Т.315, №3, с. 700 – 703.
182. Полеховский Ю.С., Тарасова И.Н., Роман Н.А. и др. Новая палладий-висмутовая минерализация в метасоматитах Онежского прогиба // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989, с. 24 – 26.
183. Посохов В. Ф., Миронов А. Г., Утина Е. Д. Исследование рубидий-стронциевым методом Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Ежегодник-94. Вып. 1. Улан-Удэ. ГИН СО РАН. 1994, с. 11–13.
184. Прокофьев В. Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). Новосибирск: Наука, 2000. 192 с.
185. Прокофьев В. Ю., Бакшеев И. А., Зорина Л. Д., Беяцкий Б. В., Бортников Н. С. Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd методом // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409, №5, с. 673 – 676.
186. Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Заккарины Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007, № 3, с. 28 – 65.
187. Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Вилор Н.В., Прокопчук С.И., Мартихаева Д.Х., Меньшиков В.И., Цыханский В.Д., Петров Л.Л., Бессарабова О.И., Кажарская М.Г.,

- Васильева И.Е. Тонкодисперсное золото и углерод в рудах Сухого Лога (геохимический аспект) // Геология и геофизика, 1999. т.40, №9, с. 1324 – 1330.
188. Рассказов С. В., Скопинцев В. Г., Масловская М. Н., Брандт И. С., Брандт С. Б., Саранина Е. В., Ильясова А. М. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов Гарганской и Окинской зон Восточного Саяна // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, с. 106 – 136.
189. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2 т. М.: Мир, 1987. 557 с..
190. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180с.
191. Рингвуд А. Е. Состав и строение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с.
192. Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // ЗВМО, 1984. Вып. 5, с. 521 – 539.
193. Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // ЗВМО, 1987. Ч.116, вып.2. с. 222-237.
194. Рудашевский Н.С., Кнауфф В.В., Чернышов Н.М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА // Доклады РАН, 1995, т.344, №1, с.91 – 95.
195. Руднев С. Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
196. Рудные месторождения СССР. Т. 3. / Ред. Акад. В. И. Смирнов. М.: Недра, 1978, 490 с.
197. Русинов В.Л. Два семейства эпитермальных месторождений и петрологическая основа их различия // Доклады РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 239-242.
198. Савельева В. Б., Данилова Ю. В., Данилов Б. С., Маркова В. В., Пантеева С. В. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2004. Т. 45, №12, с. 1434 – 1440.
199. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1998. Т. 39, № 5, с. 598 – 610.
200. Савельева В. Б., Ущаповская З. Ф. Щелочные амфиболы из углеродистых тектонитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива // Записки РМО, 1997. №3, с. 66 – 75.

201. Савицкий А.В., Билибина Т.В., Мельников Е.К., Петров Ю.В. Закономерности размещения месторождений комплексных (V, Pd, Au, U) руд онежского типа и перспективы их обнаружения в восточной части Балтийского щита // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994, с.217 – 225.
202. Савицкий А.В., Былинская Л.В., Зайцев В.С., Титов В.К. Новые данные о стратиформном комплексном золото-платиноидном оруденении в шунгитосносных породах Онежской впадины (Южная Карелия). // Доклады РАН, 1999, т. 365, №5, с. 674 – 676.
203. Сазонов А.М., Гринев О.М., Агафонов Л.В., Шведов Г.И., Звягина Е.А. Минералы благородных металлов в нефелиновых породах Кузнецкого Алатау. // Доклады РАН. 1998, т.363, №3, с.379 – 380.
204. Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975, 171 с.
205. Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, 208 с.
206. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Григорьев Н. А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 2, с. 157 – 170.
207. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Огородников В. Н., Волченко Ю. А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами // Литосфера. 2002. №4, с. 63 – 77.
208. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А. и др. Месторождения золота Урала (издание второе, исправленное и дополненное). Екатеринбург: УГГГА - ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.
209. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, №1, с. 25—40.
210. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Ехэшигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна // Отечественная геология, 2002, №1, с. 45 – 51.
211. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999, 153 с.
212. Семинский Ж. В. Металлогенические пояса Восточной Сибири // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных

- наук. Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Вып. 3 (29). Иркутск: ИрГТУ, 2006. с. 5–15.
213. Семинский Ж. В., Летунов С. П. Тектонические особенности части Окинского мегасвода в связи с проблемой золотоносности Юго-Восточного Саяна // Вестник ИрГТУ, 2004, т. 18, №2, с. 46 – 55.
214. Семинский Ж.В., Корольков А.Т., Бузов С.А. Рудоконтролирующие структуры золоторудных узлов в гнейсовых и гранитогнейсовых комплексах (Восточная Сибирь) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. № 2. Т. 45. 2014. С. 19-34.
215. Сидоров А. А., Волков А. В. Генетическое разнообразие и конвергенция эпитермального золото-серебряного оруденения // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397, №1, с. 72 – 77.
216. Сидоров А. А., Волков А. В., Белый В. Ф., Алексеев В. Ю., Колова Е. Е. Золото-серебряный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51, №6, с. 492 – 507.
217. Сизых А. И., Сизых Н. В., Мелентьев А. М., Коткин В. В. Закономерности локализации коренной золотоносности центральной части Гарганского рудного района Восточного Саяна // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, с. 258 – 283.
218. Сизых Вал. И., Сизых Вит.И., Сизых Ю.И. Новый прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфировый тип оруденения на Алиинском рудном участке в Забайкалье. // ДАН. 2004. т.395, №2, с. 236 – 240.
219. Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 1993. 247 с.
220. Слуцкий А. Б., Хитаров Н. И. Ходырев О. Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термографического анализа // Геохимия, 1984. №3, с. 314 – 322.
221. Спиридонов А. М., Зорина Л. Д., Китаев Н. А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 291 с.
222. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002, 220 с.
223. Степанов В. А., Моисеенко В. Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч.1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993.

224. Столяренко В.В., Шашкин В.М. Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб // Руды и металлы, 1998. №1, с. 10 – 16.
225. Татаринцов А. В., Яловик Л. И. Динамометаморфизм – главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. 3 Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 2004 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006, С.32–49.
226. Татаринцов А. В., Яловик Л. И., Канакин С. В., Зяблицев А. Ю. Первая находка нефритов с акцессорными минералами платиновой группы // Доклады Академии наук, 2017. Т. 473, №2, с. 1 – 4.
227. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 280 с.
228. Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2004, 33 с.
229. Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П. Условия локализации углеродистых метасоматитов в Приморье и распределение в них благородных металлов // Доклады Академии наук. 1995. Т. 340, №1. с. 89 – 91.
230. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 11, с. 1181 – 1199.
231. Уханов А.В., Устинов В.И., Девирц А.Л. Изотопный состав кислорода и водорода гипербазитов на антигоритовой стадии серпентинизации (пример войкаритов Полярного Урала). // Геохимия, 2002, №12, с.1306 – 1313.
232. Федотова А. А., Хаин Е. В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
233. Феофилактов Г. А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд месторождений золота одного из районов Восточного Саяна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 10. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство. 1966. с. 169 – 187.
234. Феофилактов Г. А. Некоторые структурные особенности локализации золоторудных месторождений одного из рудных полей // Материалы по геологии и полезным

- ископаемым Бурятской АССР. Вып. 9. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство. 1965. с. 63 – 73.
235. Феофилактов Г. А. Некоторые черты геологии, структурные условия локализации и генезис золоторудных месторождений одного из районов Восточного Саяна // Известия ТПИ. 1968. Т.134. с.80 – 89.
236. Феофилактов Г. А. О генетической связи золотого оруденения с гранитоидными массивами Китойско-Урикского рудного узла (Восточный Саян) // Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Тр. Отдела геологии БФ СО АН СССР, вып. 2(10). Улан-Удэ, 1970. с. 90 – 100.
237. Феофилактов Г. А. О механизме структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 1992, №4, с. 100 – 106.
238. Феофилактов Г. А. О моноасцендентном типе эндогенной зональности вокруг рудоносной интрузии на примере Китойско-Урикского узла // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 12. Улан-Удэ: БГУ. 1969.
239. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
240. Хаин Е. В., Неймарк Л. А., Амелин Ю. В. Каледонский этап ремобилизации фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Доклады Академии наук. 1995. Т. 342, №6, с. 776 – 780.
241. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы коренных месторождений золота Забайкалья и Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2011. Т.30. №1. с. 70–96
242. Цыганков А. А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 2, с. 197-227.
243. Цыганков А. А., Матуков Д. И., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Посохов В. Ф., Цыренов Б. Ц., Хромов А. А., Сергеев С. А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007, т.48, № 1, с.156-180.
244. Чернышев Н.М., Коробкина Т.П. Новый тип платинометалльного оруденения Воронежской провинции: платиноносные высокоуглеродистые стратифицированные комплексы. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. с. 55 – 83.

245. Чернышов И. В., Бортников Н. С., Чугаев А. В., Гамянин Г. Н., Бахарев А. Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, №5, с. 395 – 418.
246. Чиков Б. М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: академическое изд-во «Гео». 2011, 299 с.
247. Чугаев А. В., Плотинская О. Ю., Чернышев И. В., Котов А. А. Неоднородность изотопного состава Pb в сульфидах различных парагенетических ассоциаций на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия) // Доклады академии наук. 2014. Т. 457, № 3, с. 337 – 342.
248. Чугаев А. В., Носова А. А., Абрамов С. С., Чернышев И. В., Бортников Н. С., Ларионова Ю. О., Гольцман Ю. В., Моралев Г. В., Вольфсон А. А. Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений северо-восточного Забайкалья: изотопно-геохронологические (Rb-Sr и ^{39}Ar - ^{40}Ar) данные по Уряхскому рудному полю // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, №6, с. 700 – 704.
249. Шер С.Д. Металлогения золота, т.1. М.: Недра. 1972.
250. Шестопалов В.Ф. Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Тр. Центральной научно-исследовательской лаборатории камней-самоцветов. М.-Л., 1938, с. 84 – 100.
251. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ. 1958. 501 с.
252. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977, 312 с.
253. Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Мочалов А. Г., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Корнеев С. И., Гороховский Б. М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20, № 6, с. 546 – 559.
254. Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Рыцк Ю. А. О возможности изотопного датирования самородного золота U-Th-He методом // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430, № 2, с. 243 – 247.
255. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. и др. Минералы благородных металлов: Справочник. М. Недра, 1986. 272 с.
256. Якубович О. В., Шуколюков Ю. А., Самсонов А. В., Комаров А. Н., Котов А. Б., Браунс М., Яковлева С. З., Сальникова Е. Б., Гороховский Б. М. U-Th-He

датирование самородного золота: первые результаты, проблемы, перспективы // Петрология. 2014. Т. 22, № 5, с. 460 – 468.

257. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997. Т. 5, № 5, с. 451 – 466.
258. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Ковач В. П., Рыцк Е. Ю., Козаков И. К., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук, 2006. Т. 410, №5, с. 657 – 662.
259. Ярмолюк В. В., Лыхин Д. А., Шурига Т. Н., Воронцов А. А., Сугоракова А. М. // Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, №5, с. 438 – 449.
260. Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Сальникова Е. Б., Травин А. В., Козловский А. М., Котов А. Б., Шурига Т. Н., Лыхин Д. А., Лебедев В. И., Анисимова И. В., Плоткина Ю. В., Яковлева С. З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзег (Восточная Тува): возраст и тектоническое положение // Доклады Академии наук, 2010. Т. 430, №2, с. 248 – 253.
261. Abdollahi M. J., Karimpour M. H., Kheradmand A., Zarasvandi A. R. Stable isotopes (O, H, and S) in the Muteh gold deposit Golpaygan Area, Iran // Natural Resources Research. 2009. Vol. 18, № 2, p. 137 – 151.
262. Ahmed A.H., Arai S. Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite // The Canadian Mineralogist, 2003. Vol. 41, p. 597–616.
263. Ahmed A.H., Arai S., Abdel-Aziz Y.V., Ikenne M., Rahimi A. Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco // Journal of African Earth Sciences, 2009, v.55, p. 92–104.
264. Arai S., Yurimoto H. Podiform chromitites of the Tari-Misaka Ultramafic Complex, Southern Japan, as mantle-melt interaction products // Economic Geology. 1994. Vol. 89, p. 1279 – 1288.
265. Asadi S., Mathur R., Moore F., Zarasvandi A. Copper isotope fractionation in the Meiduk porphyry copper deposit, Northwest of Kerman Cenozoic magmatic arc, Iran // TERRA NOVA. Vol. 27, Iss. 1, p. 36–41

266. Augé, T., Genna, A., Legendre, O. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: a genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // *Economic Geology*. 2005. Vol. 100, p. 707-732.
267. Auge T., Legendre O. Platinum-Group Element Oxides from the Pirogues Ophiolitic Mineralisation, New Caledonia: Origin and Significance // *Economic Geology*. 1994. Vol. 79, p. 1454 – 1468.
268. Badanina I. Yu., Malitch K. N., Lord R. A., Meisel T. C. Origin of primary PGM assemblage in chromitite from a mantle tectonite at Harold's Grave (Shetland Ophiolite Complex, Scotland) // *Mineralogy and Petrology*. 2013. Vol. 107, p. 963 – 970.
269. Ballhaus C. G. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 156, p. 185 – 193.
270. Ballhaus C.G., Stumphl E.F. Occurrence and petrological significance of graphite in the Upper Critical Zone, Western Bushveld Complex, South Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. Vol.74, pp. 58 – 68.
271. Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chem. Geol.*, 1985. Vol. 53, p. 303–323.
272. Barrie C. T., Hannington M. D. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition // *Reviews in Economic Geology*. 1999. Vol. 8, p. 1-11.
273. Batanova V., Belousov I., Savelieva G., Sobolev A. Consequences of channelised and diffuse melt transport in suprasubduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // *Journal of Petrology*. 2011. V.52. №12. P.2483—2521.
274. Beaudoin G., Therrien P. The web stable isotope fractionation calculator. in *Handbook of stable isotope analytical techniques*. Volume-I. De Groot P.A., ed. Elsevier. 2004, p.1045-1047.
275. Beaudoin, G, Therrien, P. The updated web stable isotope fractionation calculator. in *Handbook of stable isotope analytical techniques*, Volume-II. De Groot P.A., ed. Elsevier. 2009. p. 1120-1122.
276. Beaudoin G., Pitre D. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field // *Mineralium Deposita*. 2005. Vol.40, p. 59–75.
277. Betsi T. B., Lentz D., Chiaradia M., Kyser K., Creaser R. A. Genesis of the Au–Bi–Cu–As, Cu–Mo±W, and base–metal Au–Ag mineralization at the Mountain Freegold (Yukon, Canada): constraints from Ar–Ar and Re–Os geochronology and Pb and stable isotope compositions // *Mineralium Deposita*. 2013. Vol. 48, p. 991 – 1017.

278. Bhargava S. K., Grg A., Subasunghe N. D. In situ high-temperature phase transformation studies on pyrite // *Fuel*, 2009. Vol. 88, p. 988 – 993.
279. Bird J. M., Bassett W. A. Evidence of deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys. // *J. Geophys.res.*, 1980. Vol.85, p. 5461 – 5470.
280. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. in *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub. By Virginia Tech, Blacksburg, VA. 1994, p. 117 – 130.
281. Brown J. B. Solubility of Gold in Mercury // *Journal of Chemical Education*. 1960. Vol. 37. N 8. P. 415 – 416.
282. Brown P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // *American Mineralogist*, 1989. Vol. 74, p. 1390 – 1393.
283. Cabri L.J., Harris D.C. Zonning in Os-Ir alloys and the relation of the geological and tectonic environment of the source rocks to the bulk Pt: (Pt+Ir+Os) ratio for placers // *Canadian Mineralogist*, 1975. Vol. 13, p. 266 – 274.
284. Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of Platinum-group Mineral (PGM) Placer Deposits of the world // *Explor. Mining Geol.*, 1996. Vol. 5, №2, p. 73 – 176.
285. Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., Haller A. D. Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Cl/Br // *Mineralium Deposita*. 2006. Vol. 41, p. 565 – 573.
286. Cline J. S., Hofstra A., Muntean J. L., Tosdal R. M., Hickey K. A. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. p. 451 – 484.
287. Corrivaux L., Laflamme J. H. G. Mineralogie des elements du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford Mines, Quebec // *Can.Mineralog.*, 1990. Vol. 28, p. 579–595.
288. Cousins C. A. Notes on the geochemistry of the platinum-group elements // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1973. Vol.76, №1, p. 77 – 81.
289. Damian G. The genesis of the base metal ore deposit from Herja // *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia*, 2003. Vol. XLVIII, №1, p. 85 – 100.
290. Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth-Science Reviews*, 2002. Vol. 58, p. 247–278.
291. Derbyshire E.J., O'Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R. Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for

- chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite // *Lithos*, 2013. Vol.162-163, p. 279 – 300.
292. Dick H. J. B., Bullen T. Chromium-spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contributions to Mineral Petrology*. 1984. Vol. 86, p. 54-76.
 293. Duan Zh., Sun R., Liu R., Zhu Ch. Accurate thermodynamic model for the calculation of H₂S solubility in pure water and brines // *Energy & Fuels*, 2007. Vol. 21, p. 2056 – 2065.
 294. El Ghorfi M., Melcher F., Oberthur T., El Boukhari A., Maacha L., Maddi A., Mhaili M. Platinum group minerals in podiform chromitites of the Bou Azzer ophiolite, Anti Atlas, Central Morocco // *Mineralog. Petrol.*, 2008. Vol. 92, p. 59–80.
 295. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. and Petrol.*, 1979. Vol.71, p.13 – 22.
 296. Emsbo P., Groves D. I., Hofstra A. H., Berlein F. P. The giant Carlin gold province: a protracted interplay of orogenic, basinal, and hydrothermal processes above a lithospheric boundary // *Mineralium Deposita*. 2006. Vol. 41, p. 517 – 525.
 297. Emsbo P., Hofstra A. H., Lauha E. A., Griffin G. L., Hutchinson R. W. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin trend, Nevada // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98, p. 1069–1100.
 298. Ertseva L.N., Tsymbulov L.B. On transformations of Iron, Nickel, and Cobalt arsenides and sulfoarsenides under thermal treatment in various media // *Russian Journal of Applied Chemistry*, 2002. Vol.75, p. 1585-1593.
 299. Fischer J.M., Amosse J., Leblanc M. PGE distribution in some ultramafic rocks and minerals from the Bou-Azzer ophiolite complex (Morocco) // In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W Bowles, S.J Cribb (Eds.) // *Geo-Platinum*, 1988, p. 199–210.
 300. Fonarev V. I., Graphchikov A. A. Two-pyroxene thermometry: a critical evolution // *Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy* / Ed. L. L. Perchuk. Cambridge, 1991. P. 65–92.
 301. Gale A., Dalton C. A., Langmuir Ch. H., Su Y., Schilling J.-G. The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14, p. 489 – 518.
 302. Galley A. G., Hannington M. D., Jonasson I. R. Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow W. D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration*

- Methods. // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. №5, p. 141-161.
303. Ganguly J. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient // *Geochim. Cosmoch. Acta*, 1979. Vol. 43, p. 1021 – 1029.
 304. Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature evidence from serpentized and weathered chromitites of the Vourinos complex (Greece). // *The Canadian Mineralogist*, 1997. Vol. 35, p. 611–626.
 305. Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Groves D. I. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits // *Mineralium Deposita*. 1995. Vol. 30. P. 408 - 410
 306. Gervilla F, Proenza J.A., Frei R., Gonzalez-Jimenez J.M., Garrido C.J., Melgarejo J.C., Meibom A., Diaz-Martinez A.E.R., Lavaut W. Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005. Vol. 150, p. 589–607.
 307. Goldfarb R. J., Baker T., Dube B. et al. Distribution, character and genesis of Gold Deposits in Metamorphic terranes // *Economic Geology*. 2005. 100th Anniversary Volume (1905 – 2005). P. 407 – 450.
 308. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. Vol. 233. P. 2 – 26.
 309. Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore geology reviews*. 2001. Vol.18, p. 1 – 75.
 310. Goldfarb R. J., Taylor R. D., Collins G. S., Goryachev N. A., Orlandini O. F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. 2014. Vol.25, p.48 – 102.
 311. González-Jiménez J. M., Kerestedjian T., Proenza J. A., Gervilla F. Metamorphism on chromite ores from the Dobromirski Ultramafic Massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria). // *Geologica Acta*, 2009. Vol. 7, p. 413-429.
 312. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol.13, p. 7–27.
 313. Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98, p. 1 – 29.
 314. Hall A. J. Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature // *Mineralogical Magazine*, 1986. Vol. 50, p. 223 – 229.

315. Harris D. C., Cabri L. J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // *Canadian Mineralogist*, 1991. Vol. 29, p. 231 – 237.
316. Hedenquist J. W., Arribas A., Eliseo G.-U. Exploration for epithermal gold deposits // *SEG Reviews*. 2000. Vol.13, p. 245 – 277.
317. Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., Reynolds, T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry-epithermal Cu-Au deposits, Philippines // *Economic Geology*. 1998. Vol. 93, p. 373 – 404.
318. Heinrich C. A. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study // *Mineralium Deposita*. 2005. Vol. 39, p. 864 – 889.
319. Hoda S. N., Chang L. L. Ya. Phase relations in the systems $\text{PbS-Ag}_2\text{S-Sb}_2\text{S}_3$ and $\text{PbS-Ag}_2\text{S-Bi}_2\text{S}_3$ // *Amer. Miner.*, 1975. Vol. 35, №7/8, p. 621 – 623.
320. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 6th edition. 2009. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 285 p.
321. Hofstra A. H., Cline J. S. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits // *Reviews in Economic Geology*. 2000. Vol. 13, p. 163–220.
322. Hoisch T. D. A muscovite-biotite geothermometer // *Amer. Mineral.*, 1989. Vol.74, №5-6, p. 565 – 572
323. Holdaway M. J., Lee S. M. Fe-Mg cordierite stability in highgrade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. Vol. 63, p. 175 – 198.
324. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *American Mineralogist*, 1987. Vol. 72, p. 231-239.
325. Holloway J. R. Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust // *Short course in fluid: application to petrology*. Mineral. Ass. Canada, 1981, p.13-38.
326. Huston D. L. The hydrothermal environment // *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 1998. Vol. 17, №4, p. 15 – 30.
327. Janessary M. R., Melcher F., Lodziak J., Meisel T. C. Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran // *Ore Geol. Rev.*, 2012. Vol. 48, p. 278 – 305.
328. Jasinsky A. W. Some aspects of the silver mineralization in the Hällefors region (Bergslagen, Sweden) // *Mineralogical Magazine*, 1983. Vol. 47, p. 507 – 514.

329. Johannes W. Experimental investigation of the reaction forsterite+H₂O=serpentin+brucite. // *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 19, № 4, P. 309 – 315.
330. Keighin C. W., Honey R. M. The system Ag-Sb-S from 600°C to 200°C // *Mineralium Deposita*. 1969. Vol. 4, Iss. 2, pp 153 – 171.
331. Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. // *Nature*, 1992, v. 358, p. 635-641.
332. Kent A. J., Cassidy K. F., Fanning C. M. Archean gold mineralization synchronous with the final stages of cratonization, Yilgarn Craton, Western Australia // *Geology*. 1996. Vol. 24, №10, p. 879 – 882.
333. Kerr A., Selby D. The timing of epigenetic gold mineralization on the Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada: new evidence from Re-Os pyrite geochronology // *Mineralium Deposita*. 2012. Vol. 47, p. 325 – 337.
334. Kerrich R., Wyman D. A. Review of development in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1997. V. 44. P. 465 – 487.
335. Khain E. V., Bibikova E. V., Kroner A., Zhuravlev D. Z., Sklyarov E. V., Fedotova A. A., Kravchenko-Berezhnoy I. R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, v.199, p. 311 – 325.
336. Klein E. L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C. A. V., Fuzikawa K. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil // *Mineralium Deposita*. 2006. Vol. 41, p. 160 – 178.
337. Klemme S., Marshall H. R., Jacob D. E., Prowtake S., Ludwig T. Trace-element partitioning and Boron isotope fractionation between white mica and tourmaline // *The Canadian Mineralogist*. 2011. Vol. 49, p. 165-176.
338. Kontak D. J., Horne R. J., Kyser K. An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models // *Mineralium Deposita*. 2011. Vol. 46, p. 289 – 304.
339. Kontak D. J., Kyser K. A fluid inclusion and isotopic study of an intrusion-related gold deposit (IRGD) setting in the 380 Ma South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada: evidence for multiple fluid reservoirs // *Mineralium Deposita*. 2011. Vol. 46, p. 337 – 363.

340. Kouhestani H., Rashidnejad N., Rastad E., Mohajjel M., Goldfarb R., Ghaderi M. Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran // *Journal of Asian Earth Science*. 2014. Vol. 91, p. 89 – 106.
341. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // *Canadian Mineralogist*, 1976. Vol. 14, p. 364 – 386.
342. Krogh E. J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 99, p. 44 – 48.
343. Krupp R. E. Solubility of stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation and equilibrium constants, from 25 to 350°C // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988. Vol. 52, p. 3005 – 3015.
344. Krstic S., Tarkian M. Platinum-group minerals in gold-bearing placers associated with Veluce ophiolite complex, Yugoslavia. // *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, February 1997. pp. 1-21.
345. Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // In: A. Kroner (ed.) *Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models*. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart, 2015. P. 66-92.
346. Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Liu Dunui, Wan Yusheng. The Shishkhiid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian research*, 2005, v. 138, p. 125 – 150.
347. Kuzmichev A. B., Sklyarov E. V., Postnikov A. A., Bibikova E. V. The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *Island Arc*, 2007, v.16, p. 224 – 242.
348. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // *Mineralium Deposita*. 2001. Vol. 36, p.477-489.
349. Leblanc M., Nicolas A. Ophiolitic chromites // *International Geological Reviews*, 1992, v. 34, p. 653–686.
350. Leistel J. M., Marcoux E., Deschamps Y., Joubert M. Antithetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt // *Miner. Deposita*. 1998. Vol. 33. N 1-2. P.82 – 97.
351. Li, Y., Liu, J. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006, Vol. 70, p. 1789–1795.
352. Liipo J. Platinum-Group minerals from the Paleoproterozoic chromitite, Outokumpu Ophiolite Complex, Eastern inland // *Ophioliti*. 1999. Vol. 24, №2, p. 217-222.

353. Loukola-Ruskeeniemi K. Origin of Black Shales and the Serpentinite-Associated Cu-Zn-Co Ores at Outokumpu, Finland // *Economic Geology*, 1999. Vol. 94, p. 1007–1028.
354. Mathur R., Brantley S., Anbar A., Munizga F., Maksaev V., Newberry R., Vervoort J., Hart G. Variation of Mo isotopes from molibdenite in high-temperature hydrothermal ore deposits // *Mineralium Deposita*. 2010. Vol. 45, p. 43 – 50.
355. Mathur R., Mortensen J. Re-Os dating of gold in gold-bearing orogenic vein systems in the Klondike district – progress report // *Yukon Exploration & Geology*. 2012, p. 65 - 73
356. Mathur R., Titley S., Barra F., Brantley S., Wilson M., Phillips A., Munizag, F., Makseav V., Vervoort J., Hart G. Exploration potential of Cu isotope fractionation in Porphyry Copper deposits // *Journal of Geochemical Exploration*. 2009. Vol. 102, p. 1 – 6.
357. McDonald A. M., Proenza J. A., Zaccarini F., Rudashevsky N. S., Cabri L. J., Stanley C. J., Rudashevsky V. N., Melgarejo J. C., Lewis J. F., Longo F., Bakker R. J. Garutiite, (Fe, Ni, Ir), a new hexagonal polymorph of native Ni from Loma Peguera, Dominican Republic // *Eur. J. Mineral.*, 2010. Vol. 22, p. 293–304.
358. McDonough W. E., Frey E. A., Rare earth elements in upper mantle rocks // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy* 21 (B. R. Lipin, G. A. McKay Eds.), 1989. Min. Soc. Am. P. 99 – 145.
359. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995. Vol. 120, p. 223 – 253.
360. McElduff B., Stumpfl E. F. Platinum-Group Minerals from the Troodos Ophiolite, Cyprus // *Mineralogy and Petrology*. 1990. Vol.42, p.211-232.
361. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai , Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. // *Journal of Petrology*. 1997. Vol. 38, p. 1419-1458.
362. Mellini M., Rumori C., Viti C. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of ‘ferritchromit’ rims and chlorite aureoles // *Contributions to Mineral Petrology*, 2005. Vol. 149, p. 266-275.
363. Metcalf R. V., Shervais J. W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? In Wright J. E. and Shervais J. W., eds., *Ophiolites, Arca and Batholiths: A tribute to Cliff Hopson*. 2008. Geological Society of America Special Paper 438, p. 191 – 222.
364. Mironov A. G., Stein H., Zimmerman A., Zhmodik S. M. Dating of gold occurrences in the Sayan-Baikal Fold Belt, Southern Siberia, Russia // in *Mineral Deposit Research: Meeting*

- the Global Challenge. Proceedings of 8th SGA Meeting, Beijing, China, 18-21 Aug., 2005. Eds. J. Mao, F. P. Bierlein. Chapter 7/ Springer, Berlin-Hedelberg, pp. 797 – 799.
365. Moëlo Y., Makovicky E., Mozgova N. N. et al. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Comission on Ore Mineralogy // Eur. J. Mineral., 2008. Vol.20, p. 7 – 46.
 366. Molnar F., Manttari I., O'Brien H., Lahaye Y., Pakkanen L., Johanson B., Kapyaho A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M., Sakellaris S. Boron, sulphur and copper isotope systematics in the orogenic gold deposits of the Archaean Hattu schist belt, eastern Finland // Ore Geology Reviews. 2016. Vol. 77, p. 133–162.
 367. Mutschler F.E., Griffin M.E., Stevens D.S., Shannon S.S. Precious metal deposits related to alkaline rocks in the North American Cordillera – an interpretive review // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1985. Vol. 88, p. 355 – 377.
 368. Naldrett A. J., Duke J. M. Platinum metals in magmatic sulfide ores // Science, 1980. Vol. 208, p. 1417-1424.
 369. Nisten P. Gold in the volcanogenic mercury-rich sulfide deposit Langsele, Skellefte ore district, northen Sweden // Mineral. Deposita, 1986. №21, p. 116 – 120.
 370. Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective // Ore Geology Reviews. 1996. Vol. 10. P. 135 – 177.
 371. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // In Barnes, H.L., ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York. 1979. p. 509-567.
 372. Okamoto H., Massalsky T. B. The Au-Hg (Gold-Mercury) System // Bulletin of Alloy Phase Diagrams.1989. Vol. 10. N 1. P. 50 – 58.
 373. O'Driscoll B., Day J. M. D., Walker, R. J., Daly J. S., McDonough W. F., Piccoli P. M. Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland // Earth and Planetary Science Letters, 2012. Vol. 333-334, p. 226-237
 374. Patric B.E., Evans B.W. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terrane // J. Petrol, 1989. Vol.30, №3, P.531 – 555.
 375. Patten C. J. C., Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Harris M. Mobility of Au and related elements during the hydrothermal alteration of the oceanic crust: implications for the sources of metals in VMS deposits // Mineralium Deposita. 2016. Vol. 51, p. 179 – 200.
 376. Pearce J., Harris N., Tindle A. Trace Element Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology, 1984. Vol. 25, p. 956 – 983.

377. Phillips G. N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // *Journal of Metamorphic Geology*. 2010. Vol. 28, p. 689–718.
378. Pistorius C.W.F.T. Some phase relations in the system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ at high temperatures and pressures. // *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1963, v.11.
379. Pitcairn I. K. Background concentrations of gold in different rock types // *Applied Earth Science*. 2011. Vol.120, p. 31–38.
380. Pittwell L. R. Thiometallates of the group-eight metal // *Nature*, 1965. Vol. 207, p. 1181—1182.
381. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorphic Geol.*, 1985. Vol.3, № 3, p. 231 – 243.
382. Prichard H., Lord R. An overview of the PGE concentrations in the Shetland Ophiolite Complex // *Geological Society of London Special Publications*, 1993. Vol. 76, p. 273-294.
383. Proenza J., Gervilla F., Melgarejo J.C., Bodinier J.L. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle // *Economic Geology*, 1999 Vol. 94, p. 547–566.
384. Raheim A., Green D.H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg-partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene // *Contr. Miner. and Petrol.*, 1974. Vol. 48, p.1 79 – 203.
385. Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *SEG Reviews*. 2000. Vol. 13, p. 141 – 162.
386. Robb L. J., Meyer M. F. The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes // *Ore Geology Reviews*. 1995. Vol. 10, p. 67 – 94.
387. Rowins S.M. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, 2000. V. 28, p. 491-494.
388. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust // *The Crust: Treatise on Geochemistry*, 2003. Vol. 3 (ed. R. L. Rudnick et al.). Elsevier, p. 1-64.
389. Ryburn R.J., Raheim A., Green D.H. Determination of the P, T paths of natupal eclogites during metamorphism- record of subduction. A correction to a paper by Raheim & Green (1975) // *Lithos*, 1976. №9, p. 161 – 164.
390. Saunders J. A., Mathur R., Kamenov G. D., Shimizu T., Brueseke M. E. New isotopic evidence bearing on bonanza (Au-Ag) epithermal ore-forming processes / *Mineralium Deposita*. 2016. Vol.51, p. 1 – 11.

391. Schubert K., Kiefer B., Haufler R. Über einige metallisch ordnungsphasen mit grossen periode // Z. Metallkunde, 1955. Vol. 46, p. 692 – 715.
392. Seal R. R. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2006, Vol.61, p. 633 – 677.
393. Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, Jr., J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., Porphyry deposits – Characteristics and origin of hypogene features // 2005. Society of Economic Geologists. Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 251–298.
394. Seward T. M., Williams-Jones A., Migdisov A. The Chemistry of Metal Transport and Deposition by Ore-Forming Hydrothermal Fluids // In book: Treatise on Geochemistry, Chapter: Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits, Publisher: Elsevier Ltd., Editors: Heinrich Holland and Karl Turekian, 2014. pp.29 - 57.
395. Sharman E. R., Taylor B. E., Minarik W. G., Dube B., Wing B. A. Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis // Mineralium Deposita. 2015. Vol. 50, p. 591 – 606.
396. Sharp Z. D., Gibbons J. A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E. L., Knauth L. P. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO₂-H₂O system and applications to natural samples // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2016. Vol. 186, p. 105 – 119.
397. Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits / In: Foster, R.P., Ed. Gold metallogeny and exploration. 1991. Blackie and Son Ltd. Glassgow, 165-209.
398. Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // SEG Reviews, 2000. Vol. 13, p. 315 – 345.
399. Sillitoe R. H., Bonham H. F. Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatic-hydrothermal systems // Geology. 1990. Vol. 18, p. 157–161.
400. Sillitoe R. H., Hedenquist J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Society of Economic Geologists, Special Publication 10. 2003, p.315 – 343.
401. Sillitoe R. H., Tolman J., Kerkvoort G. V. Geology of the Caspiche porphyry gold-copper deposit, Maricunga belt, Northern Chile // Economic Geology. 2013. Vol. 108, p. 585 – 604.

402. Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J. Synthetic fluid inclusions XX. Critical PTx properties of H₂O-FeCl₂ fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015. Vol. 148, p. 50 – 61.
403. Stein H. J., Markey R. J., Morgan J. W., Hannah J. L., Schersten A. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works // *Terre Nova*. 2001. Vol. 13, p. 479 – 486.
404. Stenger D. P., Kesler S. E., Peltonen D. R., Tapper C. J. Deposition of gold in Carlin-Type deposits: the role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada // *Economic Geology*. 1998. Vol. 93, p. 201 – 215.
405. Stockman H. V., Hlava P. F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from Southwestern Oregon // *Economic Geology*, 1984. Vol. 79, p. 491-508.
406. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* (eds. A. D. Saunders and M. J. Norry, vol. 42.). The Geological Society, 1989, p. 313 – 345.
407. Talikka M., Vuori S. Geochemical and boron isotopic compositions of tourmalines from selected gold-mineralised and barren rocks in SW Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2010. Vol. 82, p. 113–128.
408. Tang K.-F., Li J.-W., Selby D., Zhou M.-F., Bi S.-J., Deng X.-D. Geology, mineralization, and geochronology of the Qianhe gold deposit, Xiong'ershan area, southern North China Craton // *Mineralium Deposita*. 2013. Vol. 48, p. 729 – 747.
409. Thierry R., Van Den Kerkhof A. M., Dubessy J. X properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T<31 C and P<400 bars // *Eur. J. Miner.*, 1994. Vol. 6, №6, p. 753 – 771.
410. Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks, II: Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // *Amer. Journ. Sci.*, 1976. Vol. 276, p. 425 – 454.
411. Tomkins A. G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // *Geochimica et Cosmochimica acta*. 2010. Vol.74, p. 3246 – 3259.
412. Uysal I., Tarkian M., Burhan Sadiklar M., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. Vol. 158, p. 659-674.
413. Velde B. Si⁴⁺ content of natural phengites // *Contrub. Miner. Petrol.*, 1964. Vol. 14, p. 250 – 258.

414. Vielreicher N. M., Ridley J. R., Groves D. I. Marymia: an Archean, amphibolite facies-hosted, orogenic lode-gold deposit overprinted by Palaeoproterozoic orogenesis and base metal mineralization, Western Australia // *Mineralium Deposita*. 2002. Vol. 37, p. 737 – 764.
415. Volborth A., Housley R.M. A Preliminary Description of Complex Graphite, Sulphide, Arsenide and Platinum Group Element Mineralisation in a Pegmatoid Pyroxenite of the Stillwater Complex, Montana, U.S.A. // *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 1984. Vol. 33, p. 213 – 230.
416. Vymazalova A., Laufek F., Drabek M., Stanley C. J., Baker R. J., Bermejo R., Garuti G., Thalhammer O., Proenza J. A., Longo F. Zaccarinite, RhNiAs, a new platinum-group mineral from Loma Peguera, Dominican Republic // *The Canadian Mineralogist*. Vol. 05, p. 1321 – 1329.
417. Webber A. P., Roberts S., Taylor R. N., Pitcairn I. K. Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology*. 2013. Vol.41, p. 87–90.
418. Wei J., Tan W., Guo D., Tan J., Li Y., Yan Y. Isotope systematics and metallogenetic age of Zhuanghe gold deposit, Liaoning province, China // *Journal of Central South University*. 2007. Vol. 14, Iss. 1, p. 104 – 110.
419. Weiser T.W., Bachmann H.G. Platinum-group minerals from the Alkora River Area, Papua New Guinea // *Canadian Mineralogist*, 1999. Vol.37, p. 1131 – 1145.
420. Wells P.R.A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // *J. Geol. Soc. London*, 1979. Vol.136, p.663 – 671.
421. Wenner D. B., Taylor H. H. Jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // *American Journ. Sci.* 1973. v.237, p. 207 – 239.
422. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *Society of Economic Geologists Newsletter*. 1995. Vol. 23, p. 9 – 13.
423. White N. C., Leake M. J., McCaughey S. N., Parris B. W. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific // *Journal of Geochemical Exploration*. 1995. Vol. 54, p. 87 – 136.
424. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with application to ore deposits // *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements* / Ed. L.J. Cabri. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, spec. vol. 54, p. 211 – 249.

425. Xia Y. Isotope geochemistry of gold ore deposits in the Gezhen Shear Zone, Qiongxian, Hainan island // Chinese Journal of Geochemistry. 2004. Vol.23, №2, p. 169 – 176.
426. Yakubchuk A. Stein H., Wilde A. Results of pilot Re-Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 59, p. 21 – 28.
427. Zaccarini F., Pushkarev E. V., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals, Russia // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33, p. 20 – 30.
428. Zeng Q., Wang Z., He H., Wang Y., Zhang S., Liu J. Multiple isotope composition (S, Pb, H, O, He, and Ar) and genetic implications for gold deposits in the Jiapigou gold belt, Northeast China // Mineralium Deposita. 2014. Vol. 49, p. 145 – 164.
429. Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S. Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. // Economic Geology. 1989. Vol. 89, p. 1643-1650.
430. Zheng, Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993a. Vol. 57, pp. 1079-1091.
431. Zheng, Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planet. Sci. Lett. 1993b. Vol. 120, pp. 247-263.
432. Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Mironov A. G., Roshchektaev P. A., Karmanov N. S., Kulikov A. A., Nemirovskaya N. A., Ochirov Yu. Ch. Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ore formation of the Kholba deposits, Eastern Sayan, Russia // Resource Geology Special Issue. 1993. №17, p. 287 – 313.
433. Zhou M-F., Robinson. P.T., Bai W-J. Chromite deposits in China and their origin. // Mineralium Deposita, 1994, v. 27, p. 192-199.
434. Zhou M.-F., Sun M., Keays R.R., Kerrich, R.W. Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, v. 62, p. 677–688.
435. Zhu L., Hu R. Au-Sb association and fractionation in micro-disseminated gold deposits, southwestern Guizhou – geochemistry and thermodynamics // Science in China, 2000. Vol. 43, №2.
436. Zoheir B.A. Structural controls, temperature-pressure conditions and fluid evolution of orogenic gold mineralisation in Egypt: a case study from the Betam gold mine, south Eastern Desert // Mineralium Deposita. 2008. Vol.43, p. 79–95.

437. Zoheir B.A. Controls on lode gold mineralization, Romite deposit, South Eastern Desert, Egypt // *Geoscience Frontiers*. 2012. Vol. 3, Issue 5, p. 571 – 585.

Фондовая:

438. Ананин В. А., Левицкий В. В., Жуков Е. С., Немчинов Ю. И., Яныгин Н. С., Моисеева Г. А., Башлаев А. В. Холбинская группа золоторудных месторождений Восточного Саяна – Барун-Холбинское, Зун-Холбинское и Водораздельное. Результаты разведки 1958 – 1973 гг., с подсчетом запасов на 01.VIII.1973 г. Улан-Удэ. 1973. Т.1, 503 с.
439. Грачев В. С., Немчинов Ю. И., Ларев Ю. А., Сгудеев И. П., Лунькова В. С. Бородина Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тисса-Сенца (Вост. Саян). Отчет о результатах работ Шутхулайской ГСП за 1966 – 1968 гг. Улан-Удэ, 1969. 421 с.
440. Гусаревич Г. А., Минин В. В., Зайцев С. У., Бухаров В. Я. и др. Ревизионно-поисковые работы на золото и сопутствующие полезные ископаемые в пределах Тисса-Сархойской площади. Сархойский объект. (Республика Бурятия). Отчет о результатах работ по объекту 251-16 за 2003 – 2006 гг. Улан-Удэ, 2007.
441. Конкин В. Д. Карты золотоносности Саяно-Прихубсугульского региона масштаба 1:500 000 и детальнее для отдельных перспективных площадей с оценкой прогнозных ресурсов золота по категориям Р₃, Р₂ в пределах территории Республика Бурятия // Отчет по теме 029д. М.: ЦНИГРИ, 2002. 175 с.
442. Куликов Ю. И., Дорошкевич Л. С., Сивяков В. В. Зун-Оспинское золото-серебряное месторождение. Отчет ООО «с/а Китой» о результатах поисковых работ за 1994-98 гг., с пересчетом запасов на 01.04.99 г. Улан-Удэ, 1999.
443. Куликов Ю. И., Малышев В. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ в пределах перспективных участков Хойто-Окинской площади за 2003-2005гг. Улан-Удэ, 2005. 299 с.
444. Осокин А. П., Михайлов В. Н., Калтан А. Н. Геологическое строение и золотоносность бассейна верхнего течения Онота, россыпная золотоносность бассейна Самарты. Отчет Таинской партии за 1985 – 1990 гг. Монды, 1990. 350 с.
445. Поселенов Т. В., Полетаев А. И., Митюхин Е. Д. и др. Зун-Оспинское месторождение. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ по рудной зоне «Ананинская» за 2004-2012 гг., с подсчетом запасов золота и серебра на 01.01.2013 г. ООО «С/А Китой». Улан-Удэ, 2012. 113 с.

446. Рогачев А. М., Дорошкевич Л. С., Рогачев М. А. Результаты поисковых работ на золото на участках Новый и Васильевский в центральной части Урик-Китойской рудной зоны (Вост. Саян). Отчет Самартинской ГРП за 1999 – 2003 гг. Улан-Удэ, 2006. 165 с.
447. Скопинцев В. Г., Скопинцева Е. В., Ивлев А. С. и др. Геологический отчет - ГДП-200 листов N-47-XXXV, XXXVI (Саянская площадь). Улан-Удэ. 2013. Кн. 1. 478 с.
448. Скопинцев В. Г., Кошкин В. В., Валенко Т. Н. и др. Геологический отчет - ГДП-200 листов N-47-XXXIV, М-47-IV (Сархойская площадь). Улан-Удэ. 2016. Кн. 1., 270 с.