

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи



УДК.553.411.(571.630)

Доброшевский Константин Николаевич

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МАЛИНОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

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

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
член-корреспондент РАН Горячев Н.А.

ВЛАДИВОСТОК

2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| ВВЕДЕНИЕ..... | 3 |
| ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛИНОВСКОЕ..... | 9 |
| 1.1. Состояние проблемы..... | 9 |
| 1.2. История изученности района и месторождения..... | 13 |
| 1.3. Геолого-структурная позиция Скрытого рудного узла..... | 19 |
| 1.4. Геологическое строение месторождения и общая характеристика рудной минерализации..... | 25 |
| ГЛАВА 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ..... | 42 |
| 2.1. Краткая характеристика магматических комплексов..... | 42 |
| 2.2. Петрохимические особенности магматических пород..... | 62 |
| ГЛАВА 3. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДЫ..... | 73 |
| 3.1. Метасоматические породы..... | 73 |
| 3.2. Руды..... | 80 |
| ГЛАВА 4. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ..... | 85 |
| 4.1. Нерудные минералы..... | 86 |
| 4.2. Рудные минералы..... | 87 |
| ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД..... | 109 |
| 5.1. Методика геохимических исследований..... | 109 |
| 5.2. Геохимические особенности рудовмещающих пород и руд..... | 112 |
| 5.3. Оценка уровня эрозионного среза рудных тел..... | 126 |
| ГЛАВА 6. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ..... | 134 |
| 6.1. Структурные условия формирования рудных тел..... | 134 |
| 6.2. Стадийность минералообразования и физико-химические условия формирования метасоматических пород и руд..... | 139 |
| 6.3. Возраст рудообразования..... | 146 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... | 153 |
| Список сокращений..... | 155 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ..... | 156 |

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Горнодобывающая отрасль является одной из важнейших составляющих экономики современной России. Добыча и производство золота – наиболее перспективное направление её развития. В последние годы в России существенно возросла золотодобыча, что ставит перед геологоразведкой задачи по восполнению его сырьевой базы, в том числе и в Приморском крае. Основными проблемами обеспечения горнодобывающих предприятий Приморья запасами золота являются отработанность ранее эксплуатируемых россыпей и недостаточная изученность известных коренных золоторудных месторождений. Одним из таких месторождений является Малиновское, расположенное в Дальнереченском муниципальном районе. Месторождение относится к турмалиновому типу золото-сульфидно-кварцевой формации. Это новый для Приморского края тип месторождений, обнаруженный в 1983 г. при проведении поисковых работ на золото (Родионов, Зенин, 1983 ф). Аналогом его является Дарасунское месторождение в Забайкальском крае, которое эксплуатируется уже более 100 лет. Детальное и разностороннее исследование Малиновского месторождения позволит в короткие сроки ввести его в эксплуатацию и заметно увеличить региональную сырьевую базу Au.

Цель и задачи следований. Целью работы является изучение геолого-структурных, минералогических и геохимических особенностей Малиновского месторождения, для оценки перспектив его освоения.

Основные задачи:

1. Изучить геолого-структурные особенности рудного поля месторождения и установить связь с морфологией рудно-минерализованных зон и жил.
2. Изучить вещественный состав руд, окolorудных метасоматитов и типоморфные особенности отдельных минералов.
3. Построить ряд вертикальной геохимической зональности, выявить корреляцию и линейную продуктивность основных элементов на разных гипсометрических уровнях. Определить уровень эрозионного среза месторождения и дать его перспективную оценку.

4. На основе полученных данных построить модель формирования месторождения.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, собранный во время работы в качестве главного геолога с 2010 по 2016 гг., при проведении поисково-оценочных и разведочных работ на месторождении Малиновском. Автором лично составлены карты, схемы и разрезы месторождения, для чего использовалась документация полотно канав (5868 пог. м) и керн скважин (10083 пог. м). Диссертация базируется на детальном анализе первичной геологической информации и результатах аналитических исследований. В процессе работ спектральным анализом на 22 элемента и химико-спектральным анализом на золото было проанализировано 12028 проб, 2090 проб пробирным анализом на золото и серебро, 879 проб химическим анализом на медь, висмут, свинец, цинк, кобальт и трехокись вольфрама, 730 проб атомно-адсорбционным анализом на золото и серебро. Анализы выполнялись в Центральной лаборатории ФГУП «Дальгеофизика» (аналитики Заречнова В.А., Пугина В.В., Ерина Н.Н., Сапига В.А., Педяш Г.Г.) и Центральной лаборатории АО «Приморгеология» (аналитики Котляр З.И., Лушников В.Н., Якушева И.Н.). Вещественный состав руд изучался в Аналитическом центре ДВГИ Дальневосточного отделения РАН по специально подготовленным 50 аншлифам и 40 прозрачным шлифам. Состав сульфидных, в том числе редких минералов и самородного золота был заверен на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-8100. Петрография вмещающих пород изучалась на основании 118 прозрачных шлифов в лаборатории АО «Приморгеология» (ведущий петрограф Королева И.В.). Определение изотопного возраста пород было выполнено в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ и в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва). Для обработки геохимических данных использовались методики и инструкции, предложенные Бураго А.И. (Калягин, Бураго, 1979; Бураго, Чуланов, 1974) и Григорьяном С.В. (Григорян, 1983). Обработка материалов осуществлялась

с помощью компьютерных программ Word, Excel, CorelDraw X5, AutoCAD, Surfer, StereoNett, SigmaPlot 12.0.

Защищаемые положения.

1. Малиновское месторождение представляет собой нетрадиционный для Сихотэ-Алинской металлогенической провинции турмалин-кварц-сульфидный тип золотого оруденения. Оно характеризуется приуроченностью к зоне растяжения, образовавшейся в результате левосдвиговых дислокаций. По геологическому строению и минеральному составу руд оно сопоставимо с золоторудными объектами золото-турмалинового типа восточного Забайкалья, формирование которых сопряжено с позднемезозойским гранитоидным магматизмом.

2. Жильно-прожилковые руды Малиновского месторождения представлены разностадийными сульфидно-кварцевыми, сульфидно-карбонат-кварцевыми и сульфидными образованиями с последовательной сменой (от ранних к поздним) шеелит-кварцевой, турмалин-арсенопирит-кварцевой, турмалин-пирит-халькопирит-пирротин-кварцевой и халькопирит-пирротиновой ассоциаций, каждая из которых сопровождается проявлением золотой и сопутствующей висмутовой минерализацией, сформированной в рамках единого рудного процесса. Основные концентрации Au в рудах сосредоточены в арсенопирите и халькопирите, которые содержат микровыделения самородного золота, (редко – мальдонита и аурастибнита), а также самородного висмута, висмутина и Pb-Sb-Bi сульфосолей.

3. Геохимические особенности золотой минерализации определяются наличием в жильно-метасоматических телах пространственно совмещенных золото-вольфрамовой (W-Au-Ag-Cu-Bi-As) и золото-висмутовой (Au-Ag-Bi-Cu-As-Co) ассоциаций, отражающих многостадийный процесс рудоотложения и металлогеническую специфику рудного объекта. Для рудных тел месторождения установлен геохимический ряд вертикальной зональности элементов, позволяющий оценить уровень эрозионного среза золотого оруденения как верхнерудный.

4. Геолого-динамические условия формирования месторождения рудных тел Малиновского месторождения и их минералого-геохимические особенности определены возникновением оруденения в период смены геодинамической обстановки скольжения плит на субдукционную активной континентальной окраины, что зафиксировано в структурно-динамических особенностях рудных тел и характеристиках позднемеловых гранитоидов рудного поля.

Научная новизна. Впервые в пределах Сихотэ-Алиньского складчатого пояса выявлено благородно-метальное оруденение золото-турмалинового типа, подобно месторождениям Монголо-Охотского пояса. Показано, что оно как и для аналогов Монголо-Охотского пояса связано с геодинамической обстановкой скольжения крупных литосферных блоков. Установлено, что рудные тела представлены жилами и линейными штокверковыми зонами, приуроченными к зонам растяжения, образовавшимися в результате левосдвиговых дислокаций вдоль ССВ разломов. Наиболее продуктивные части тел сопряжены с местами сочленения или смены направлений разрывов. Установлены благоприятные для рудоотложения направления. Впервые установлен возраст вмещающих оруденение габбро-монцонитов (105 млн. лет) и прорывающих их риолитов (66 млн. лет), а также период развития рудообразования – 77-93 млн. лет. Определен возраст гранитов массива Горного (86 млн. лет).

Доказана, что продуктивной на месторождении является золото-висмутовая с серебром, медью, мышьяком, цинком и кобальтом ассоциация, установлен геохимический фон пород, вертикальная зональность рудоотложения, выраженная в смене (снизу вверх) ассоциаций элементов и минералов, которая имеет вид W-Be-Sn-Au-Bi-Cu-Ag-Mo-Mn-Ni-Pb-Cr-Co-As-Zn-Sb и достаточно близка к вертикальной зональности, предложенной Григоряном для средне-высокотемпературных золоторудных месторождений. Уровень эрозионного среза определен как верхнерудный

Практическая значимость. Материалы, положенные в основу диссертации вошли в два отчета ООО "Малиновская золоторудная компания как самостоятельные главы и разделы.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано четыре работы в журналах, входящих в список ВАК, а также в производственный отчет. Основные положения диссертации были представлены и докладывались на четырех конференциях (Третья Российская молодежная Школа с международным участием, Москва 2013; Вторая Всероссийская конференция с международным участием, Владивосток 2014; Четвертая Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием, Москва 2014; Материалы рабочего совещания «Золото Монголо-Охотского орогена: геология, геохимия, минералогия, генезис, Иркутск, 2016), а также на НТС «Приморнедра» и АО «Приморзолото».

Объем и структура диссертации. Объем рукописи 169 страницы машинописного текста и состоит из Введения, 6-и глав, Заключения и Списка литературы, содержит 37 таблиц, 68 рисунков.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своим научным руководителям: члену-корреспонденту РАН Н.А. Горячеву, доктору геолого-минералогических наук В.И. Гвоздеву и кандидату геолого-минералогических наук А.С. Ваху, за понимание, помощь и поддержку в разработке темы диссертации. Автор глубоко признателен член-корреспонденту РАН В.Г. Сахно, доктору геолого-минералогических наук В.С. Степанову, доктору геолого-минералогических наук В.Г. Хомич, доктору геолого-минералогических наук В.Г. Гоневчук, доктору геолого-минералогических наук В.Т. Казаченко, доктору геолого-минералогических наук В.В. Голозубову, доктору геолого-минералогических наук В.М. Ненахову за полезные советы и консультации при создании данной работы. Автор благодарит кандидата геолого-минералогических наук С.А. Касаткина, заслуженного геолога РФ А.Н. Родионова, генерального директора МИФ «Экоцентр» С.А. Шлыковым за советы и помощь в написании некоторых разделов данной работы. Формированию взглядов автора на геологию района способствовали беседы и общение с кандидатами геолого-минералогических наук В.А. Пахомовой, кандидатом геолого-минералогических наук А.Н. Митрохиным, кандидатом геолого-минералогических наук А.В.

Гребенниковым, кандидатом геолого-минералогических наук П.Л. Неволиным, инженером-геологом Г.Р. Саядяном, младшим научным сотрудником А.А. Ореховым, специалистами АО «Приморгеология» С.В. Коваленко, Г.С. Белянским, А.Н. Найденко А.Е. Шелеховым, Л.А. Пежениной.

Автор выражает искреннюю признательность геологу ООО «Малиновская золоторудная компания» Л.Г. Филипась за поддержку и ценные советы при компьютерной обработке графических материалов.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛИНОВСКОЕ

1.1. Состояние проблемы

Золото является одним из важнейших видов минерального сырья и главным валютным металлом. Основная масса его хранится в виде валютного запаса и используется в межгосударственных расчетах. Благодаря своим уникальным физико-химическим свойствам этот металл имеет широкий спектр использования в электронике, промышленности и ювелирном деле. С древнейших времен и до наших дней добыча золота из недр, его рентабельное извлечение из руд является актуальной задачей. Первыми месторождениями, из которых человек научился извлекать золото, являлись аллювиальные россыпи. Это наиболее простой и экономически рентабельный вид золотодобычи. Актуальность его сохранилось до наших дней. Достаточно сказать, что в СССР и современной России основная масса золота была добыта из россыпей. Однако сравнительная простота извлечения металла из россыпей приводит к быстрому истощению месторождений. Добыча золота из коренных месторождений становится в последние годы основной задачей. Горнодобывающая отрасль является одной из важнейших составляющих экономики современной России. В последние годы горная отрасль стала оправляться от спада, который наблюдался в девяностые годы прошлого века и начала нынешнего. Увеличение золотодобычи в России в значительной мере связано с высокими ценами и стабильным спросом на этот вид сырья. Основной задачей геологоразведки является восполнение и расширение сырьевой базы золота за счет оценки ранее слабо исследованных рудопроявлений и месторождений. Эти задачи являются актуальными и для Приморского края.

Качественное и разностороннее изучение коренных месторождений на стадии разведки, исследование вещественного состава руд и технологии извлечения металла поможет сэкономить сотни миллионов рублей в процессе эксплуатации. В этой связи особое внимание привлекают комплексные месторождения, эксплуатация которых ранее по разным причинам была

невозможна. В основном это было связано с отсутствием соответствующих технологий по извлечению металлов, слабой изученностью вещественного состава руд и геохимических ассоциаций элементов.

Основными проблемами, затрудняющими прирост запасов золота для горнодобывающих предприятий Приморья, являются:

- а) отработанность ранее эксплуатируемых россыпных месторождений;
- б) недостаточная изученность известных золоторудных месторождений и рудопроявлений;
- в) слабая освоенность новых технологий извлечения металлов для нетрадиционных типов месторождений.

Одним из наиболее интересных и перспективных месторождений в регионе является Малиновское, расположенное в Дальнереченском муниципальном районе Приморского края, который достаточно хорошо освоен и имеет развитую инфраструктуру. Месторождение имеет значительное сходство с крупным по запасам месторождением Дарасунским в Забайкальском крае, которое эксплуатируется уже долгие годы (Тимофеевский, 1972). Месторождения обладают близким минеральным составом руд, присутствием турмалина в околожильных метасоматических образованиях. Краткая геологическая характеристика обоих объектов приведена в таблице 1. Согласно схеме, предложенной Л.В. Эйришем, Малиновское месторождение входит в состав одноименного рудного поля Краевой золото-редкометальной металлогенической зоны Приморья (Эйриш, 2003). Последняя вытянута в северо-восточном направлении на 700 км при ширине порядка 50 км и характеризуется гипабиссальным оруденением золото-редкометальных формаций. Она приурочена к породам фундамента Приморского вулканогенного пояса. В пределах зоны выделяются три ареала развития оруденения – южный, западный и северный (Эйриш, 2013). Западный ареал – наиболее перспективный в плане распространения благороднометального оруденения. Золото-редкометальные

Краткая сравнительная характеристика месторождений Малиновского и Дарасунского

| Показатели | Малиновское месторождение | Дарасунское месторождение (Тимофеевский, 1972) |
|--|--|---|
| Генетический тип | Гидротермальный (плутоногенный) среднетемпературный | Гидротермальный (плутоногенный) среднетемпературный |
| Рудные формации | Золото-кварц-сульфидная | Золото-кварц-сульфидная |
| Крупные рудоконтролирующие структуры | Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР) | Оперяющий разлом Монголо-Охотского шва |
| Рудогенерирующие магматические образования | Татибинский диорит-гранитовый комплекс (K ₁) | Амуджиканский монзонит-гранитовый комплекс (J ₂ -J ₃) |
| Рудовмещающие породы | Монцогаббро-диориты, монцо-диориты, алевролиты, песчаники | Амфиболиты, габбро-амфиболиты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты |
| Метасоматические изменения | Серицит-карбонат-хлоритный метасоматоз, пропилитизация, березитизация, турмалинизация, аргиллизация | Березитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, листовенитизация, турмалинизация |
| Минеральные ассоциации | <ol style="list-style-type: none"> 1. Шеелит-кварцевая 2. Турмалин-арсенопирит-кварцевая 3. Турмалин-пирит-халькопирит-пирротин-кварцевая 4. Халькопирит-пирротиновая 5. Флюорит-сульфидно-карбонат-кварцевая | <ol style="list-style-type: none"> 1. Кварц-турмалиновая 2. Кварц-пиритовая (с турмалином) 3. Пирит-арсенопиритовая (с турмалином) 4. Галенит-сфалеритовая 5. Пирротин-тетраэдрит-бурнонит-халькопиритовая 6. Кварц-сульфоантимонитовая 7. Карбонатная |

объекты расположены в бассейне среднего течения р. Уссурки и представлены Au-W месторождениями Восток-2, Незаметное, а также Au-Cu месторождением Малиновское и серией слабо изученных рудопроявлений (Эйриш, 2003). В геологическом отношении зона совмещается с областью развития меловых гранитоидных батолитов гранодиорит-гранитной формации Сихотэ-Алиня: от Намовского и Горного на юге до Бисерного на севере (Гранитоиды и монцонитоиды..., 1980). Гранитоидные интрузивы размещены, главным образом, в песчано-глинистых отложениях раннего мела, частично в позднепалеозойских терригенно-кремнистых образованиях. Золоторудная минерализация пространственно ассоциирует с малоглубинными гранитоидными и габбро-диорит-монцонитоидными интрузиями (Эйриш, 2003).

На Государственной карте полезных ископаемых Приморского края масштаба 1:1000000 месторождение Малиновское расположено на территории Скрытого золото-вольфрамового узла (Углова, Рязанцева, 2007 ф). Узел характеризуется наличием месторождений и рудопроявлений Au-W, W-Mo и Sn-Pb-Zn минерализаций. В составе расположено месторождение Скрытое (W), рудопроявление Легкое (W), Кордонное (W), Александра (W-Mo) и Эльдовакское (Sn-Pb-Zn). Малиновское месторождение открыто в конце восьмидесятых годов прошлого века в процессе поисковых работ (Родионов, 1988 ф) и долгие годы оставалось слабо изученным. Первооткрыватели считали, что месторождение относится к жильному типу и предполагали, что обилие в рудах сульфидных минералов затруднит или сделает невозможным рентабельное извлечение золота. В процессе геологоразведочных работ удалось уточнить структуру месторождения, его перспективы и вещественный состав руд. Месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Рудные тела представлены жильными зонами сложного строения и жилами сульфидного состава.

Продуктивной является золото-висмутовая ассоциация с серебром, медью, мышьяком и кобальтом. Руды многокомпонентные, кроме золота промышленную ценность имеют серебро и медь. Выбрана оптимальная схема извлечения золота и попутных компонентов. Весьма интересной представляется и вольфрамоносность

месторождения. В рудах содержатся заметные концентрации трехоксида вольфрама, которые могут достигать в единичных пробах 9.01%.

Интерес для дальнейшего изучения представляют технологические свойства руд с целью попутного извлечения цинка и висмута, которые в заметных количествах присутствуют в рудах месторождения. Поэтому актуальность работы заключается не только в уточнении геолого-структурной позиции золотого оруденения, но и в детальном изучении минерального и геохимического состава руд и околорудных метасоматитов, что важно для оценки промышленной ценности месторождения.

1.2. История изученности района и месторождения

История поисков золота в регионе неразрывно связана с освоением и заселением Приморского края. В начале прошлого века китайское население, по тропам попадавшее в Уссурийскую тайгу, занималось среди прочего и «хищническим промыслом золота». Эти работы носили разрозненный, бессистемный характер и мало приносили пользы вольным старателям.

Первый импульс к развитию золотопромышленности в центральном Приморье, к которому относится и район месторождения, дало открытие в начале двадцатого века золотоносных россыпей в среднем течении реки Иман (р. Большая Уссурка). В сохранившемся докладе советника Щербакова (Щербаков, 1912) в канцелярию Приамурского генерал-губернатора указывается, «что в 75 верстах от Лао-Лю, в местности Си-Дал-Тун находятся золотые прииски, сейчас не работающие, коммерции советника А.Д. Попова». В 1910 г. горный инженер И.Н. Бутузов производил разведочные работы на россыпное золото по речкам Большая и Малая Приисковая (Большая и Малая Ямутинза), что в конечном итоге привело к открытию целой серии россыпей около Благодатненского золоторудного месторождения.

В журнале «Естественные производственные силы России» том IV за 1918 год была опубликована статья Э.Э. Анерта «Относительное значение золотоносных районов России по данным статистики», в которой проведен подробный анализ золотодобывающей отрасли России. В Приморском крае Э.Э. Анерт выделяет

Уссурийский золотоносный район (который подразделяется на два участка южный и западный) и Сихотэ-Алинский (новый) (Анерт, 1918). В целом, по добыче золота, Приморский горный округ значительно опережал Зейский и Буреинский вместе взятые. К 1915 году в Приморском горном округе было добыто 51 пуд и 2 фунта драгоценного металла. Отмечалась тенденция роста количества приисков вместе с падением количества добываемого золота, что свидетельствовало об истощении легкодоступного золота. Коренное золото добывалось в совершенно небольшом количестве.

Все поисковые и разведочные работы этого периода сводились к поискам крупного месторождения россыпного золота, однако они носили эпизодический характер и были мало информативны в понимании общих перспектив золотоносности района.

Планомерный и систематический характер геологические исследования приобретают с начала пятидесятых – конца шестидесятых годов прошлого века, когда в Центральном Сихотэ-Алине в различные годы были проведены геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 – 1:100 000 (Беляевский, 1950 ф; Худoley, 1952 ф; Силантьев, 1960 ф), а в более поздние годы масштаба 1:50 000 (Максименко, 1970 ф; Катаев, 1972 ф; Дудко, 1972 ф). По результатам этих работ были составлены геологические карты, выявлен ряд проявлений различных металлов. Примечательна их явная ориентация на поиски месторождений олова. В этот же период был проведен комплекс площадных геофизических работ (Антонов, 1958 ф; Прощаев, 1961 ф; Ключев, 1964 ф; Карпушкин и др., 1969 ф; Шило, 1970 ф). Полученные данные позволили уточнить геолого-структурную позицию Центрального Сихотэ-Алия, выявить ряд перспективных участков для детальных работ. Направленность проведенных исследований на поиски месторождений олова не позволила объективно оценить перспективы района на золото. Однако в этот же период были получены первые сведения о золотоносности Малиновской площади. При проведении геологосъемочных работ была установлена знаковая золотоносность аллювиальных отложений правых притоков реки Малиновки (ключи Намов, Маячный, Малая Чертова

лапа, Чертова лапа), верховьев реклевой и Правой Приманки, ключей Шумного и Солонцового (Максименко, 1970 ф). Были найдены многочисленные свалы кварца, окварцеванных и сульфидизированных пород с повышенными содержаниями золота. На этой основе были выделены и рекомендованы два участка для детальных поисков на коренное и россыпное золото.

В 1968-1971 годы геофизическая партия Дальняя осуществила общие поиски масштаба 1: 50000 на площади листа L-53-103-А, В, которые включали в себя электроразведку методом ЕП и металлометрическое опробование (Ознобихин, 1971 ф). По их результатам были выявлены вторичные литохимические ореолы меди, пространственно тяготеющие к монцогаббро-диоритам интрузии Водораздельной. С этого периода началось планомерное исследование района, приведшее к открытию Малиновского месторождения и ряда других перспективных объектов. В 1976 году Приморская геологоразведочная партия ДВГРЭ «Приморзолото» провела в бассейне ключа Намова поисковые работы. В нижнем его течении было выявлено мелкое месторождение россыпного золота, подсчитаны запасы по категории С₂. Из-за узкоструйчатого и прерывистого строения россыпи запасы ее были отнесены к забалансовым (Кянно, 1980 ф). В 1977-1979 годы Поисковая партия Геофизической экспедиции осуществила пережог отобранных ранее металлометрических проб по площади листов L-53-103-А, В, Г. Даже небольшой объем работ позволил выделить три перспективных участка. Один из них пространственно совпал с площадью Малиновского месторождения.

В середине семидесятых годов в верховье реки Малиновки общими усилиями Геологосъемочной и Геофизической экспедиций был открыт ряд перспективных вольфрамовых объектов. Разведка одного из них – месторождения Скрытого, в настоящее время уже завершена силами ООО «ГП Таежная экспедиция». Здесь геологи Приморья впервые столкнулись с новым типом месторождений – стратиформными пластовыми залежами, несущими шеелитовую минерализацию. Однако существует и иная точка зрения на морфологию рудных тел этого месторождения, позволяющая отнести этот объект к штокверковому типу

(Соловьев, 1995, Гвоздев и др., 2004). В начале XXI века и на других вольфрамовых рудопроявлениях верхнего течения реки Малиновки – Легком и Кордонном были проведены поисково-оценочные работы (Найденко, 2007 ф; Садкин, 2012 ф), которые позволили оценить эти объекты как перспективные на вольфрам.

В 1981 году Приморская партия Геологосъемочной экспедиции (ГСЭ) проводила поиски (станком «Эмпайр») золотоносных россыпей в бассейне реки Малиновки илевой Приманки (Родионов, Зенин, 1983 ф). Были получены отрицательные результаты, однако в коренных породах под аллювием реки Малиновки были выявлены зоны прожилково-вкрапленной минерализации с высокими содержаниями золота, серебра и меди. Кроме того, в делювиальных свалах левобережья были обнаружены сульфидно-кварцевые тела с промышленными содержаниями золота. Это послужило основанием для постановки здесь ревизионно-опробовательских работ. Они позволили выявить перспективные зоны прожилково-вкрапленной минерализации с высокими содержаниями Au, Ag и Cu. Площадь была рекомендована для постановки поисковых работ масштаба 1: 25000. По результатам ревизионно-опробовательских работ масштаба 1:50000, проведенных Хрустальненской партией Геофизической экспедиции, были выявлены контрастные вторичные ореолы рассеяния меди, золота, мышьяка, серебра (Шамин, Евремов, 1984 ф). Комплексом геохимических работ (гидрохимическое, донное опробование), а также шлиховым опробованием и поисковыми маршрутами на площади листа L-53-103-А, Б Приморской партией (ГСЭ) позволили выявить два участка для поисков первой очереди масштаба 1:10000. В том же сезоне на площади участка Малиновского была выявлена зона Медная (Родионов, Зенин, 1983 ф).

В 1981-1984 годы Центральная геохимическая партия ГСЭ на площади листа L-53-103-А проводила литохимическое опробование по первичным ореолам рассеяния. Результатом этих работ стало выявление Лево-Приманкинской комплексной аномалии Au, Ag, As, Zn и обнаружение свалов окварцованных пород с высокими содержаниями Au, Pb, Ag. Они послужили основанием для

постановки поисково-оценочных и ревизионно-опробовательских работ по изучению общей золотоносности бассейнов верхних течений рек Малиновки, Левая и Правая Приманки, Ороченки.

В 1985-1988 г.г. на участке Малиновском проводились геолого-геохимические и геофизические работы, включающие литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, поисковые маршруты, электропрофилирование методами ВП-ДП, ВЭЗ-ВП, магниторазведки, геохимическое опробование по первичным ореолам рассеяния (Родионов, 1988 ф). Выявленные в процессе работ контрастные геохимические и геофизические аномалии были заверены поверхностными горными выработками. Для поиска и прослеживания минерализованных зон под аллювиальными отложениями реки Малиновки использовалась буровая установка УПБ-12/25, а для изучения и оценки оруденения на глубину использовалась буровая установка СКБ-4. Всего было пробурено 8 скважин.

По результатам проведения вышеперечисленных работ было установлено, что золотомедная минерализация пространственно тяготеет к интрузии Водораздельной среднего-основного состава. Она локализована в монцогаббро-диоритах, в зоне их экзоконтакта, и среди нижнемеловой песчано-сланцевой толщ. Горными выработками вскрыто множество минерализованных зон с промышленным золотомедным (Au, Bi, Ag, Cu) оруденением. Большинство из них вскрыто в одном-трех сечениях и прослежено по простираанию на расстояние 100-400 метров. Скважинами колонкового бурения установлено промышленное оруденение на глубине до 220 метров от поверхности, а общий размах оруденения оценен как превышающий 400 метров. Расчет геохимических параметров большинства аномалий и выявленных рудных тел показал верхнерудный, реже среднерудный уровень эрозионного среза (Родионов 1988 ф). В 1989 году поисковые работы переместились на северо-восточный фланг Малиновского месторождения. Здесь, на перспективном участке Намовский, Приморская и Геофизическая партии ГСЭ провели площадные работы масштаба 1:10000, включающие электроразведку, магниторазведку и литохимическое опробование

по вторичным и первичным ореолам рассеяния. При заверке горными выработками выявленных ореолов был обнаружен ряд минерализованных зон с промышленными содержаниями золота (Родионов, 1991 ф). В целом, геологическая обстановка на рудопроявлении Намовском напоминает таковую на Малиновском месторождении. Однако рудные тела здесь расположены только в экзоконтакте интрузии Водораздельной и имеют близширотную ориентировку. Тогда как на Малиновском месторождении простирание рудных тел субмеридиональное. Участок Намовский, по мнению автора, следует рассматривать как северо-восточный фланг Малиновского месторождения.

Девяностые годы прошлого столетия и начало двадцать первого века ознаменовались отсутствием какого либо интереса со стороны государства и крупного бизнеса к разведке новых месторождений. Лишь в последние годы в связи с ростом цены золота на мировом рынке произошли существенные подвижки в этом плане. МИФ «Экоцентр» провел расчет прогнозной объемной геохимической модели концентрационных полей золота и серебра в пределах Кольцевой аномалии, в контурах которой уже были выявлены зоны Малахитовая и Меридиональная (Шлыков, Челпанов, 2010 ф). Расчеты геохимиков подтвердили перспективность ранее выявленных зон. Они наметили два потенциально перспективных участка на обнаружение не выходящего на поверхность оруденения.

В 2007 году ООО «Малиновская золоторудная компания» выкупила лицензию на право разведки и разработки Малиновского золотомедного месторождения. В ходе проведения разведочных работ было обнаружено несколько новых рудных тел, а скважинами колонкового бурения подтвержден вертикальный размах оруденения (Доброшевский и др., 2012 ф). С учетом рекомендаций геохимиков буровыми работами были прослежены в южном направлении ранее выявленные рудные тела, что существенно увеличивает ресурсную базу месторождения. Отобранные технологические пробы из окисленных и первичных руд исследовались в АО «ИРГИРЕДМЕТ», предложившем рациональную технологическую схему переработки руд.

1.3. Геолого-структурная позиция Скрытого рудного узла

Согласно современным представлениям о геологическом строении и геодинамической эволюции региона Скрытый рудный узел, в пределах которого расположено Малиновское месторождение, находится в переходной зоне между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой (Ханчук и др., 1988, Голозубов, 2006), в пределах зоны влияния Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР) (рис. 1).

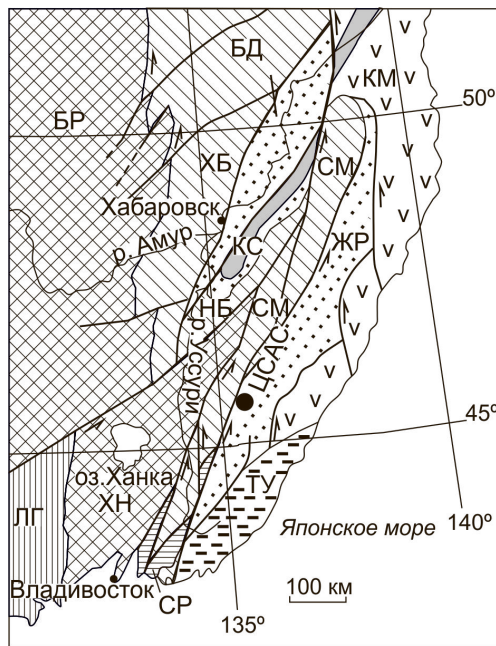


Рис. 1. Положение золоторудного месторождения Малиновское (Центральное Приморье) на геодинамической схеме террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий (Голозубов, 2006; Ханчук и др., 2006). 1 – Докембрийские-раннепалеозойские террейны (ХН – Ханкайский, БР – Буреинский); 2 – палеозойские террейны ЛГ – Ляозин-Гродековский; 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский); 4 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента (СР – Украинско-Сергеевский); 5-7 раннемеловые террейны (ТУ – Таухинский, ЖР – Журавлевский, КМ – Кемский); 8 – фрагмент альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги (ЦСАС – Центрально Сихотэ-Алинский сдвиг); 10 – Малиновское золоторудное месторождение.

В условиях коллизии и последующих левосдвиговых перемещений возникают зоны сосдвигового растяжения, являющиеся сквозными структурами («окнами»), уходящими глубоко в мантию и контролируемые восходящие глубинные флюиды и генерирующие магматические расплавы (Ханчук, 2000; Сахно, 2001). Структурно-тектоническое положение Малиновского месторождения характеризуется непосредственной близостью к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, который представляет собой крупноамплитудный левосторонний сдвиг (Иванов, 1972; Уткин 1989) (рис. 2). Считается, что ЦСАР расположен в переходной зоне между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой, фиксируя границу литосферных плит (Ханчук, 2000). Его продолжением в Японии являются разломы Танакура и Медианный.

ЦСАР впервые был выделен Н.А. Беляевым и Ю.Я. Громовым в 1955 году, однако как сдвиг он описан Б.А. Ивановым (Иванов 1961, 1972). Зона разлома шириной 2-5 км прослеживается в северо-восточном направлении ($20-25^\circ$) более чем на 700 км. Она характеризуется крутым падением и проникновением на глубину до 40 км. По данным сейсмических исследований «корни» его «уходят» в мантию, смещая границу "М" (Аргентов и др., 1976). Разлом хорошо выражен в рельефе, обладая сравнительной прямолинейностью. На многих участках ЦСАР трассируется покровами раннемеловых – палеогеновых эффузивов, что характеризует прилегающие к разлому территории как обладающие значительным уровнем проницаемости и весьма благоприятные для флюидно-магматических инъекций (Ханчук, 2000). В зоне ЦСАР проявлена серия разрывов нескольких порядков, сопровождаемых зонами дробления, трещиноватости и милонитизации с реликтами первичной породы (Иванов, 1961, 1972). Амплитуда сдвига, определенная по смещению фациальных зон нижнемеловых отложений и фрагментов позднемеловых гранитоидных массивов в его крыльях, оценивается по разным данным в 60-200 км (Иванов, 1961, 1972).

Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР) является границей между двумя террейнами (см. рис. 2): Самаркинским, который сложен преимущественно юрскими турбидитами, и Журавлевским (Журавлевско-Амурским), который сложен шельфовыми и турбидитовыми отложениями раннего мела (Ханчук, 2000; Кемкин, 2003). Инъекции магматических образований позднего мела трассируют ЦСАР, свидетельствуя о завершении формирования континентальной литосферы в Сихотэ-Алине (Ханчук, 2000).

Описание стратиграфических образований и магматизма приводится по материалам Г.С. Белянского и А.Н. Родионова (Родионов 1988 ф, Белянский, 2011 ф).

Отложения **Самаркинского террейна** представлены турбидитами Тудовакской (J_2td) и Самаркинской (J_{2-3sm}) свит, прорванных монцонитами и гранитами Татибинского диорит-гранитового комплекса (μK_1t_1).

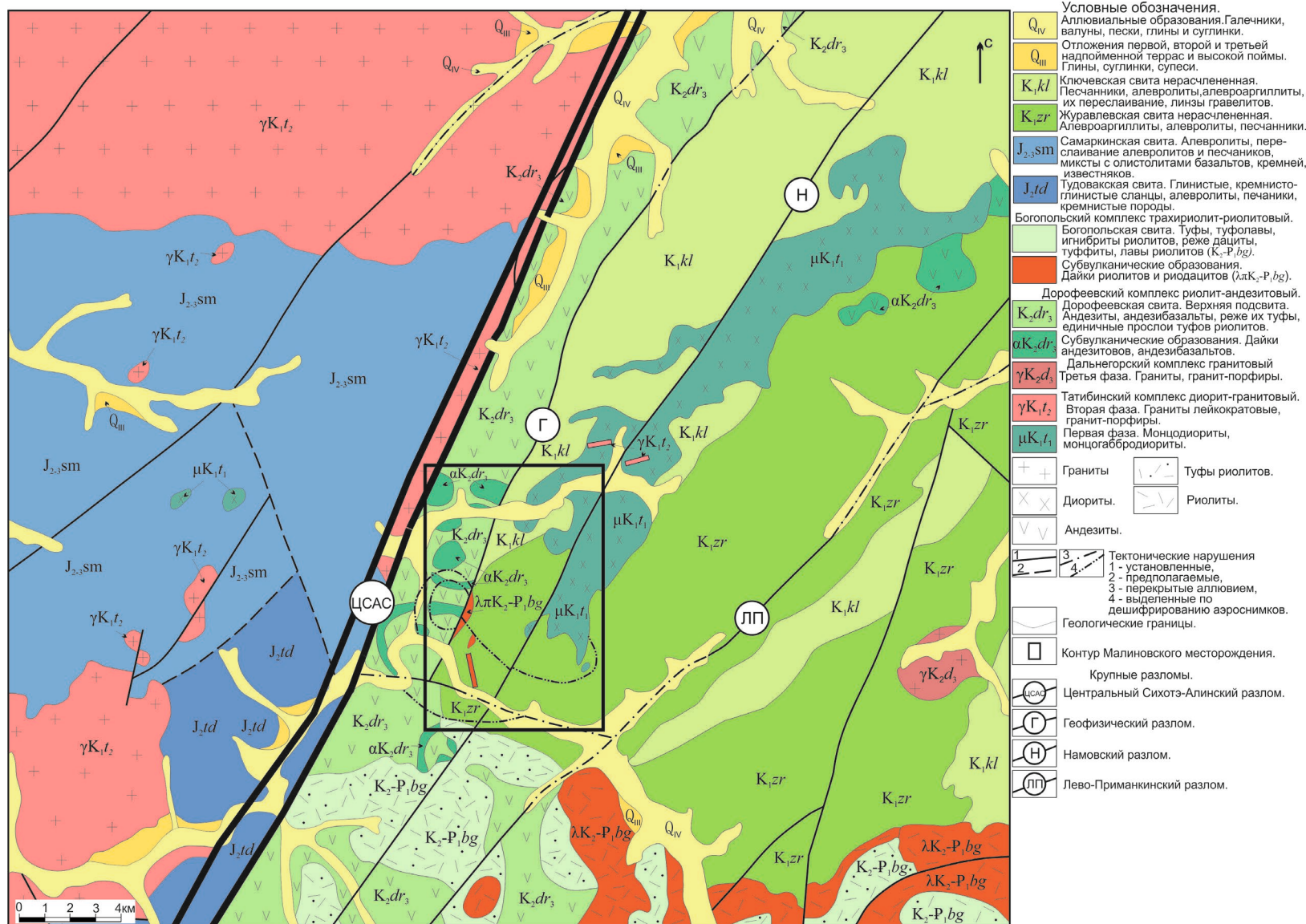


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема северо-восточной части Скрытого рудного узла. Составлена по материалам В.А. Михайлова (1987 ф), Г.С. Белянского (2011 ф), К.Н. Доброшевского (2012 ф)

Тудовакская свита (J_2td) представлена глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, реже кремнистыми породами, распространенными в юго-западной части площади.

Самаркинская свита (J_{2-3sm}) состоит из взмученных алевролитов, песчаников с олистолитами базальтов, кремней, известняков палеозойского возраста, распространённых в западном крыле ЦСАР.

Магматические образования Скрытого рудного узла подробно описаны в главе 2 «Магматические породы».

Отложения **Журавлевского террейна** распространены в восточном крыле ЦСАР, слагая нижнемеловые терригенные отложения Журавлевской и Ключевской свит (см. рис. 2).

Журавлевская свита (K_1zg) нерасчлененная. Отложения Журавлёвской свиты представлены алевролитами, песчанистыми алевролитами, реже мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими прослойки аргиллитов, алевритистых аргиллитов, гравелитов, кремнистых алевролитов, туфопесчаников, конгломератов (см. рис. 3), редко туфов среднего состава. Общая мощность отложений оценивается в 1400 м. Породы Журавлёвской свиты в значительной степени изменены метаморфическими и метасоматическими процессами и являются рудовмещающими.



Рис. 3. Кварцевая галька в метасоматически измененных конгломератах Журавлевской свиты. Скважина № 13, интервал 39.0-42.0 м.

Ключевская свита (K₁k) нерасчлененная. Отложения свиты развиты преимущественно в северной части площади. Они сложены среднезернистыми массивными, иногда волнисто-слоистыми песчаниками с редкими прослоями и линзами алевролитов, алевропесчаников, реже аргиллитами, конгломератами. Мощность отложений составляет до 3000 м. Породы, как правило, ороговикованы, иногда сульфидизированы, турмалинизированы.

Позднемеловые отложения представлены покровами эффузивных пород Дорофеевской и Богопольской свит, несогласно залегающих на терригенных отложениях нижнего мела.

Дорофеевская свита. (K₂dr₃). Распространена в западной части района. Её отложения примыкают непосредственно к зоне ЦСАР (см. рис. 2). Протягиваясь на значительные расстояния вдоль последнего, они образуют мощный вулканический хребет северо-восточного простирания, который хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Вулканические и вулканокластические породы свиты характеризуются средне-основным составом: андезитами, андезибазальтами и их туфами. Мощность отложений оценивается в 400-500 метров.

Богопольская свита. (K₂-P₁bg) нерасчлененная. Распространена в южной, юго-западной части площади, где вместе с разнообразными по составу экструзиями сосредоточена в Ороченско-Малиновской вулcano-тектонической впадине (см. рис. 2). Свита преимущественно сложена туфолавами, игнимбритами и туфами риолитов, риодицитов, реже дацитов. Её характерной особенностью является достаточно пестрый состав пирокластического материала и наличие обломков складчатого фундамента. Мощность отложений 400-500 метров.

Интрузивные образования широко распространены в районе. В основном это интрузии раннемелового Татибинского диорит-гранитового и позднемелового Дальнегорского гранитного комплексов. Наиболее значимая из них интрузия Водораздельная, которая занимает центральную и восточную часть площади. Она сложена монцодиоритами, монцонитами, монцогаббро-диоритами. Интрузию прорывают дайки трахиандезитов и трахиандезибазальтов Дорофеевского риолит-

андезитового и дайки риолитов Богопольского трахириолит-риолитового комплексов (см. рис. 2). Субвулканические образования в виде мелких штоков андезитов, андезибазальтов, риолитов и риодацитов вышеназванных комплексов трассируют ЦСАР.

По данным структурно-тектонических исследований Малиновское месторождение находится в юго-западной части крупного складчатого сооружения, основу которого составляет (в качестве структуры 1-го порядка) Колумбинский свод. Последний представляет собой асимметричное антиформное сооружение (Неволин и др., 2016). Сводовая его часть осложнена многочисленными разломами. В пределах этой структуры расположены несколько месторождений: Глухое, Встречное, Мельничное (Неволин и др., 2016).

В районе месторождения можно выделить два основных вида разрывных нарушений: кольцевые, дугообразные и линейные северо-восточного простирания (см. рис. 2, 4). Полевые наблюдения показывают, что наиболее ранними являются группа кольцевых и дугообразных разрывов, которые генетически связаны с формированием интрузива Водораздельного и субвулканических образований, расположенных в западной части месторождения. Южная часть интрузива Водораздельного представляет собой интрузивно-купольное поднятие центрального типа диаметром около 5 км (Доброшевский и др., 2012 ф). Поднятие хорошо выражено в рельефе в виде положительной морфоструктуры. При дешифрировании аэрофотоснимков выделяются внешние и внутренние кольцевые, а также радиальные разрывные нарушения. В интрузивно-купольном поднятии достаточно четко выделяются три секторных блока: южный, северо-восточный и северо-западный. Южный блок сложен песчано-сланцевыми осадочными породами Журавлевской свиты, северо-восточный – песчаниками и алевролитами Ключевской свиты, прорванными интрузией монцонитов Татибинского комплекса. Северо-западный блок сложен более молодыми вулканогенно-осадочными образованиями Дорофеевской свиты, прорванными субвулканическими экструзиями андезитов одноименного риолит-андезитового, а также риолитов и дацитов Богопольского трахириолит-риолитового комплексов.

Позднее поднятие в значительной степени было осложнено крупными разрывными нарушениями северо-восточного простирания сдвигового типа.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания являются оперяющими к Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу. Наиболее крупные из них – это Намовский, Геофизический и Лево-Приманкинский разломы (Родионов, 1988 ф) (см. рис. 2).

Намовский разлом проходит непосредственно по площади месторождения, контролируя распространение эффузивных образований и экструзий позднего мела, которые сопровождают основной сместитель, и отделяет их от терригенных образований нижнего мела (Родионов, 1988 ф).

Геофизический разлом частично рассекает со смещением массив монцонитов Водораздельный.

Лево-Приманкинский разлом закартирован восточнее исследуемой площади. По характеру деформаций эти разрывы относятся к левосторонним сдвигам и сбросо-сдвигам, которые сопровождаются развитием сопряжённых с ними разрывов, зон дробления, трещиноватости различной ориентировки (Родионов, 1988 ф).

1.4. Геологическое строение месторождения и общая характеристика рудной минерализации

Золотомедное оруденение месторождения Малиновского пространственно тяготеет к интрузии монцогаббро-диоритов, слагающей массив Водораздельный, и локализуется преимущественно в эндоконтакте, реже в его экзоконтактовой части (рис. 4). Монцогаббро-диориты отнесены к первой фазе интрузивных образований Татибинского диорит-гранитового комплекса (Бемянский, 2011 ф).

По результатам детальных геолого-геохимических работ в пределах рудного поля Малиновского месторождения выделены 5 линейных рудоносных структур: Намовская, Геофизическая, Оперяющая, Параллельная и Медная (Родионов, 1988 ф). Все эти структуры непосредственно связаны с крупными тектоническими нарушениями, фиксируются в геофизических полях линейными аномалиями

поляризуемости и сопровождаются комплексными вторичными ореолами рассеяния золота, меди, серебра, мышьяка, висмута, свинца.

В ходе проведения поисково-оценочных и разведочных работ на площади Малиновского месторождения выделено семь самостоятельных рудных зон: Контактная, Топографическая, Серебряная, Маячная, Медная, Малахитовая и Меридиональная (см. рис. 4) (Доброшевский и др. 2012 ф; Степанов и др., 2013). Под термином рудная зона автором понимается совокупность рудных тел, жил, первичных ореолов рассеяния рудных элементов, локализованных на ограниченной площади. В ходе дальнейших исследований некоторые из выделенных рудных зон могут стать самостоятельными месторождениями. Рудные зоны имеют разную степень изученности и перспективности в отношении выявления промышленного золотомедного оруденения. Так на зонах Меридиональной и Малахитовой проводятся разведочные работы с применением бурения, тогда как рудные зоны Медная, Контактная и Топографическая вскрыты только поверхностными горными выработками. В виду невысоких содержаний по зонам Маячной и Серебряной поисково-оценочные работы в настоящее время не проводились, и информация предоставляется по результатам работ предшественников (Родионов, 1988 ф). Ниже приводится краткое описание рудных зон, основные характеристики которых приведены в таблице 2.

Зона Контактная расположена в правом борту ключа Лагерного, левого притока ключа Намова, в экзо-эндоконтакте интрузива монзонитов. Горными выработками вскрыта мощная зона (около 200 м) сульфидно-кварц-хлоритовых и кварц-турмалиновых метасоматитов по алевролитам и песчаникам. Метасоматиты содержат густую вкрапленность арсенопирита, пирита, реже халькопирита. Протяженность ореола метасоматически измененных пород составляет около 500 м. В нем выявлена цепочка из трех сближенных рудных тел протяжённостью 100-150 метров. Следует отметить, что по данным геофизических исследований (методы ЕП, ВП) зона протягивается на расстояние более 1 км (Родионов, 1988 ф).

Таблица 2

Краткая характеристика рудных зон месторождения Малиновское

| Наименование зоны | Морфология | Мощность, м | Протяженность, м | Содержание | | | | | | Вещественный состав |
|-------------------|----------------------------|-------------|------------------------------|------------|-----------|------------|------------|---------------------|---------|--|
| | | | | Au, г/т | Ag, г/т | Cu, % | Bi, % | WO ₃ , % | Co, % | |
| Контактная | Линейные штокверковые зоны | 0.5-4.5 | 100-150 | 0.1-33.3 | 1-84.2 | до 1.06 | до 0.0094 | - | до 0.79 | Сульфидные, сульфидно-карбонат-кварцевые жилы, прожилки, вкрапленность сульфидных минералов в породе |
| Маячная | Минерализованные зоны | 1-3.5 | 100 | 0.25-4 | 5-40.2 | до 0.15 | - | - | - | Прожилки, вкрапленность сульфидных минералов в турмалинизированных алевролитах |
| Серебряная | Линейные штокверковые зоны | 6-15 | до 900 м по свалам в делювии | 0.32 | 11-170 | - | - | - | - | кварцевые прожилки |
| Топографическая | жила | 0.1-1.5 | 140 | 0.1-55.2 | 4-78 | до 1.027 | до 0.03 | - | - | Сульфидно-кварц-лимонитовая жила |
| Медная | Линейные штокверковые зоны | 1-6.2 | 250 | 0.2-45.2 | 1-548 | до 9.12 | до 1.5 | до 1.57 | - | Сульфидно-кварцевые, сульфидные жилы, прожилки, вкрапленность сульфидных минералов в турмалинизированных алевролитах |
| Малахитовая | Линейные штокверковые зоны | 0.5-4.7 | 85 | 0.53-24.66 | 1-112.3 | 0.08-8.79 | до 0.0031 | до 0.39 | - | Сульфидно-карбонат-кварцевые жилы, прожилки, вкрапленность сульфидных минералов в породе |
| р.т. Извилистое | | 0.2-4.4 | 60 | 1.8-44.64 | 3-311.9 | 0.043-2.23 | до 0.005 | до 0.32 | - | |
| р.т. Старое | | 1.2 | 72 | 0.87-15.03 | 1-596.8 | до 4.79 | - | - | - | |
| р.т. Забытое | | | | | | | | | | |
| Меридиональная | Линейные штокверковые зоны | 1.35-20.3 | 230 | 0.1-159.9 | 1.8-122.2 | 0.024-8.55 | 0.004-1.06 | до 9.01 | до 0.3 | Сульфидные, сульфидно-карбонат-кварцевые жилы, прожилки, вкрапленность сульфидных минералов в породе |
| р.т. 1 | | 0.1-0.8 | 106 | 0.74-16.9 | 1.9-91.3 | 0.12-0.77 | до 0.11 | до 0.36 | - | |
| р.т. 2 | | 100 | 100 | 0.1-80.45 | 3-130.5 | 0.04-12.0 | до 0.28 | до 0.077 | до 0.1 | |
| р.т. 3 | | 0.4-3.6 | 101 | 0.92-25.26 | 1.8-40.5 | 0.019-3.75 | до 0.11 | - | - | |
| р.т. 4 | | | | | | | | | | |

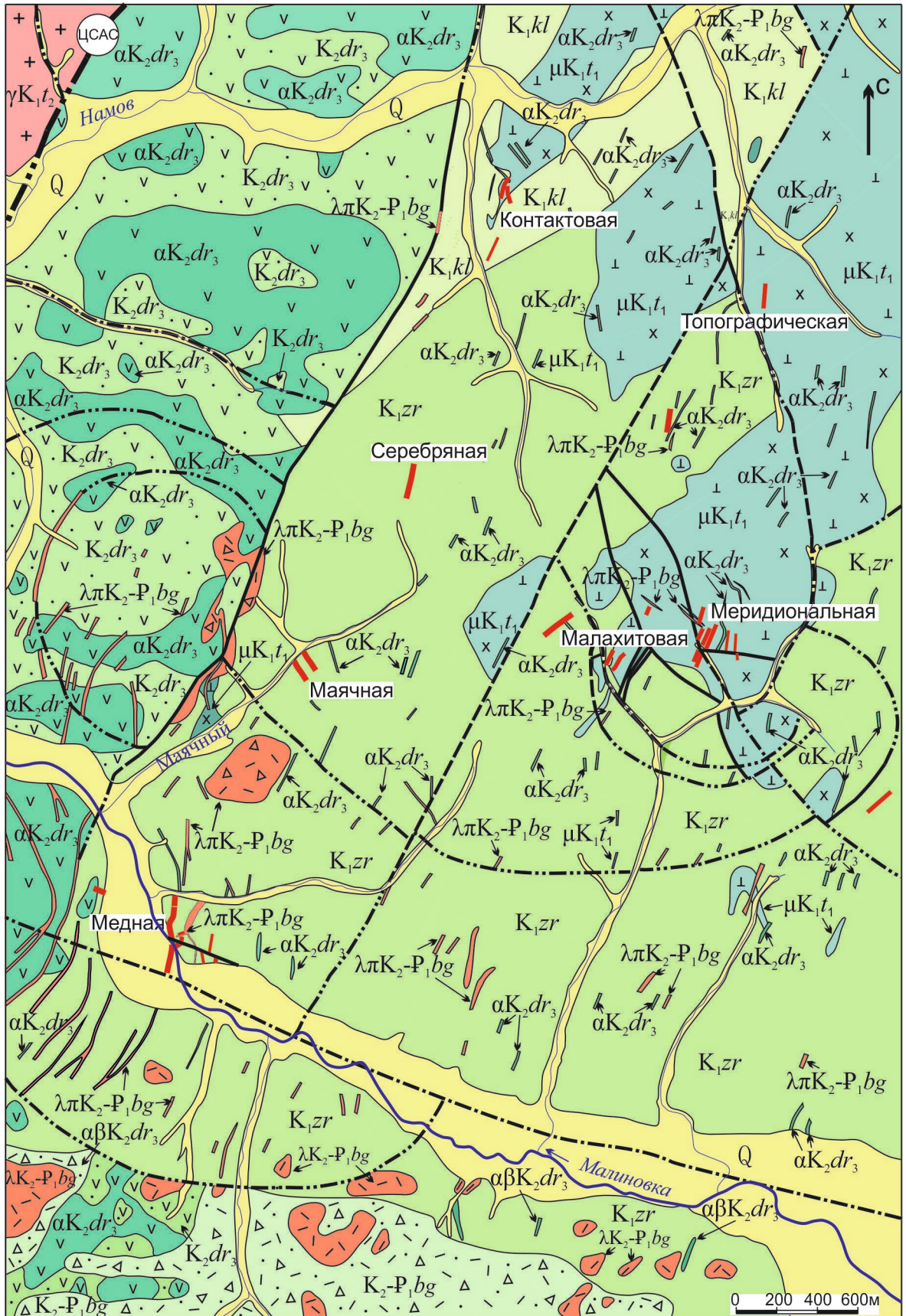


Рис. 4. Геологическая схема месторождения Малиновское. Составлена К.Н.Доброшевским с использованием материалов А.Н. Родионова (1988 ф).

Условные обозначения к рисунку 4

| | | |
|---|--|--|
|  | Четвертичные отложения нерасчлененные. Отложения первой, второй и третьей надпойменной террас и высокой поймы, современные аллювиальные образования. Галечники, валуны, пески, глины и суглинки. | |
|  | Ключевская свита нерасчлененная. Песчанники, алевролиты, алевроаргиллиты, их переслаивание, линзы гравелитов. | |
|  | Журавлевская свита нерасчлененная. Алевроаргиллиты, алевролиты, песчанники. | |
| | Богопольский комплекс трахириолит-риолитовый. | |
|  | Богопольская свита. Туфы, туфолоавы, игнибриты риолитов, реже дациты, туфопесчанники, туффиты, лавы риолитов (K ₂ -P ₁ bg). | |
|  | Богопольский комплекс. Субвулканические образования. Дайки риолитов и риодацитов (λπK ₂ -P ₁ bg). | |
| | Дорофеевский комплекс риолит-андезитовый. | |
|  | Дорофеевская свита. Верхняя подсвита. Андезиты, андезибазальты, реже их туфы, одиночные прослои туфоалевролитов и туфов риолитов. | |
|  | Субвулканические образования. Дайки андезитов, андезибазальтов. | |
| | Татибинский комплекс диорит-гранитовый. | |
|  | Вторая фаза. Граниты лейкократовые, гранит-порфиры (γπ). | |
|  | Первая фаза. Монцодиориты, монцогаббродиориты. | |
|  | Граниты. | <p>Тектонические нарушения:</p> <p>1 - установленные; 2 - предполагаемые; 3 - перекрытые аллювием, 4 - выделенные по дешифрированию аэрофотоснимков; 5 - выделенные по геофизическим данным.</p> |
|  | Габбро, габбро-диориты. | |
|  | Диориты. | |
|  | Андезиты. | |
|  | Туфы среднего состава. | |
|  | Туфы риолитов псаммитовые. |  |
|  | Риолиты массивные. |  |
|  | Туфы риолитов псефитовые и агломератовые. |  |
|  | Эксплозивные брекчии кислого состава. |  |
| | |  |
| | |  |

Зона Маячная расположена в бассейне одноименного ключа, правого притока реки Малиновки. Горными работами было вскрыто более 10 минерализованных рудных тел и жил мощностью от 0,2 до 30 м., которые локализованы в терригенных породах Журавлевской свиты. Вмещающие породы интенсивно турмалинизированы, хлоритизированы и содержат вкрапленность сульфидов. Содержания золота в рудных телах не высокие. Наиболее заметные содержания золота отмечены в рудном теле Верхнем: 4 г/ т на 1 метр. По геофизическим данным протяженность этого рудного тела может составить около 500 м (Родионов, 1988 ф).

Зона Серебряная расположена на водоразделе ключей Маячного и Намова. Она представлена сериями кварц-сульфидных прожилков в серицит-кварцевых метасоматитах по алевролитам и алевропесчаникам Журавлевской свиты (Родионов, 1988 ф).

Зона Топографическая расположена в бассейне ключа Топографического, левого притока ключа Намова, и представляет собой извилистую сульфидно-кварц-лимонитовую жилу в монцогаббро-диоритах. Зона фиксируется локальной аномалией вызванной поляризации (ВП), которая прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние до 800 метров.

Зона Медная расположена в правом борту реки Малиновки, ниже впадения в неё ключа Гутникова и представлена серией сближенных сульфидно-кварцевых, сульфидных жил и прожилков, сульфидной вкрапленностью в алевролитах Журавлевской свиты. Основное рудное тело имеет сложную форму с многочисленными апофизами и отдельными рудными жилами (рис. 5). Сопровождается интенсивным кварц-турмалиновым метасоматозом вмещающих пород. Общее направление простирания зоны близкое к субмеридиональному. В южном направлении рудное тело скрыто под аллювиальными отложениями, где его вскрывает скважина УПБ-25 (Родионов, 1983 ф).

Зона Малахитовая расположена в верховьях ключа Малая Чертова Лапа и приурочена к контакту интрузива Водораздельного и терригенных пород

Журавлевской свиты. Она представлена тремя рудными телами: Старым, Извилистым, Забытым протяженностью 60-85 м и мощностью 1.5-3.3 м.

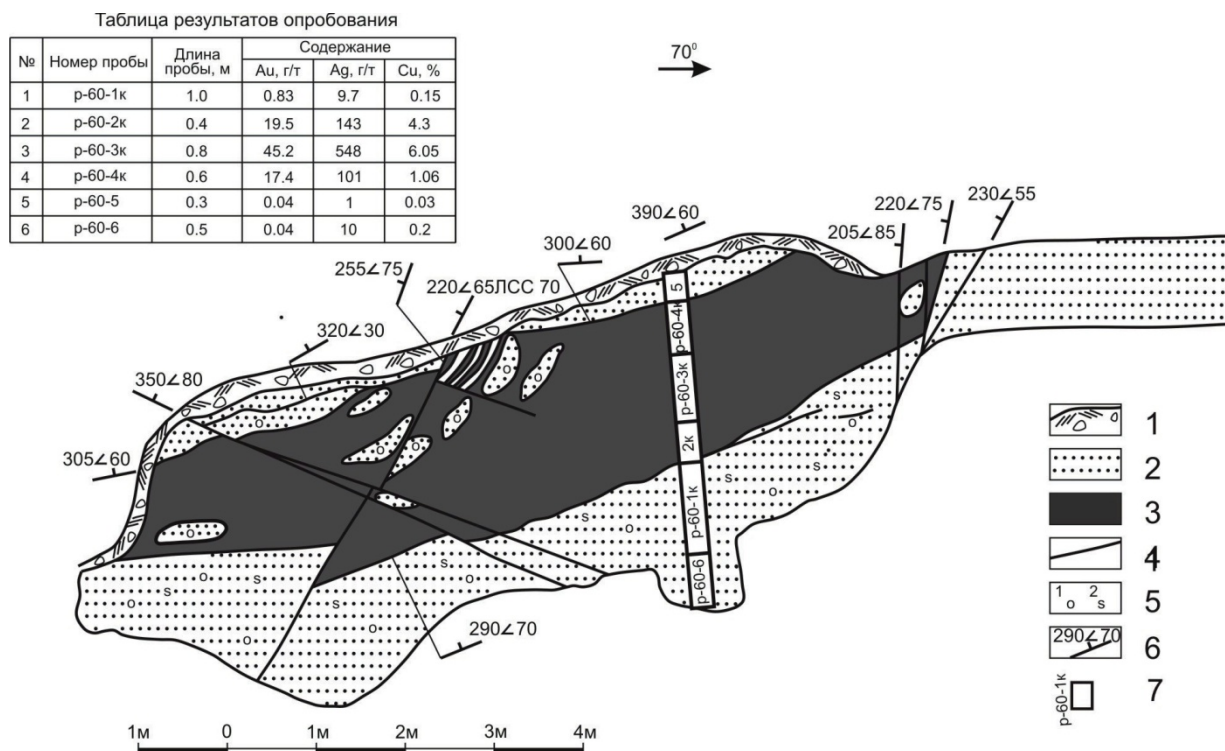


Рис. 5. Фрагмент геологического строения апофизы зоны Медная Малиновского месторождения с результатами опробования. Расчистка 60.

1 – почвенно-растительный слой, суглинок с обломками песчаников; 2 – песчаник; 3 – сульфидная и кварц-сульфидная руда; 4 – разрывные нарушения; 5 – элементы залегания; 6 – места отбора бороздовых проб.

Вмещающие монцогаббро-диориты интенсивно хлоритизированы и карбонизированы, содержат вкрапленность сульфидных минералов. С поверхности, в зоне окисления, рудные тела представлены лимонит-кварцевыми, лимонитовыми, сульфидно-кварц-лимонитовыми жилами и прожилками с многочисленными примазками малахита по трещинам. На глубине рудная зона состоит из сближенных, маломощных сульфидно-кварцевых, сульфидно-карбонат-кварцевых, сульфидных жил и прожилков с сопровождающей их вкрапленностью сульфидов по вмещающим породам. Основными рудными минералами являются халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит. Реже встречаются блеклые руды, самородное золото, висмут, висмутин, шеелит. Для зоны Малахитовой отмечается тенденция падения содержаний полезных компонентов и мощности рудных тел с глубиной. На нижних горизонтах содержания золота в рудных телах едва превышают 1 г/т. По данным автора

значения коэффициента зональности соответствует среднерудному 2 – нижнерудному уровню эрозионного среза. Сопоставимые данные были получены в результате геохимических исследований МИФ «Экоцентр» (Шлыков, Челпанов, 2010 ф) – рудные тела зоны Малахитовой значительно эродированы и имеют нижнерудный уровень эрозионного среза.

Зона Меридиональная является наиболее перспективной из изученных рудных зон на месторождении. В настоящий момент здесь выявлено восемь рудных тел протяженностью 100-265 метров мощностью от 0.1 до 20.3 метра. Простираение их субмеридиональное, северо-северо-восточное с крутым падением преимущественно на восток, юго-восток (рис. 6). Все рудные тела зоны Меридиональной локализованы среди монцогаббро-диоритов южной части Водораздельного массива и имеют близкое субмеридиональное, северо-восточное простираение и крутое падение на восток, реже на запад (рис. 7). Установленный размах оруденения составляет 370 м.

Морфология рудных тел. Рудные тела состоят, как правило, из одной или нескольких стволовых жил сульфидно-карбонат-кварцевого, сульфидно-кварцевого, сульфидного состава мощностью 0.1-0.5 метра (до 0.8 метров), которые сопровождаются серией более мелких прожилков, сопряженных с основными жилами. Форма рудных тел нередко извилистая, слабо выдержанная по мощности. Маломощные интервалы чередуются с продуктивными участками в виде раздувов, которые, как правило, приурочены к местам сопряжения нескольких разрывных нарушений. Отчетливо просматривается структура рудных столбов, когда по падению содержания полезных компонентов более устойчивые, чем по простираению.

Рудное тело 1. Расположено в центральной части зоны Меридиональной. Морфология рудного тела № 1 хорошо изучено, поскольку оно вскрыто траншеей по простираению на расстояние 120 м (рис. 8). По простираению прослежено скважинами до глубины до 190 метров. Строение рудного тела характерно для

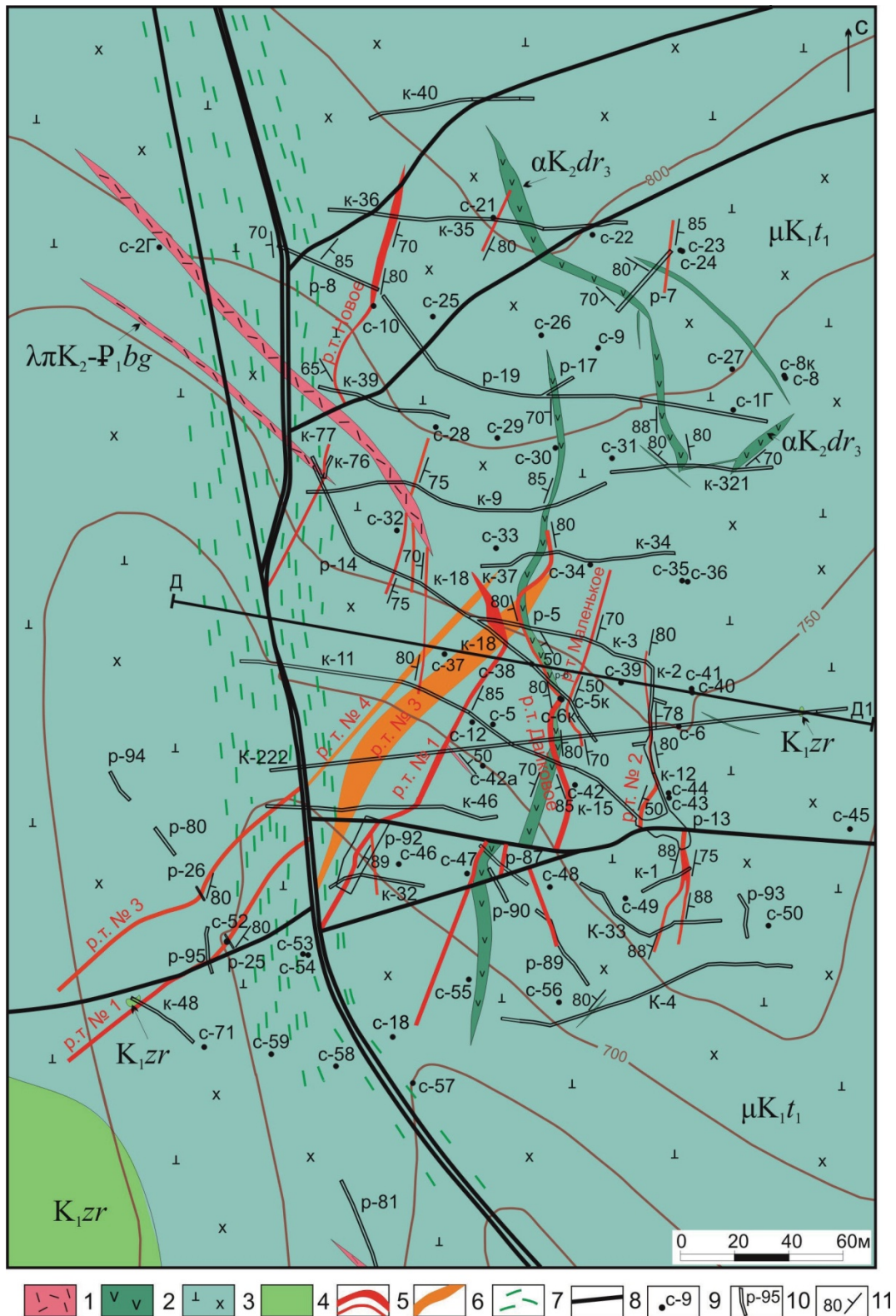


Рис. 6. Геологическая схема рудной зоны Меридиональной Малиновского месторождения. 1 – Богопольский комплекс: риолиты ($\lambda\kappa_2$ - P_1bg); 2 – Дорофеевский комплекс: андезиты, андезибазальты ($\alpha\kappa_2dr_3$); 3 –Татибинский интрузивный комплекс: монцогаббродиориты, монцодиориты ($\mu\kappa_1t_1$); 4 –Журавлевская свита: алевроаргиллиты, алевролиты, песчанники (K_1zr); 5 – рудные тела; 6 – проекция рудных тел, не выходящих на поверхность на горизонте +600м; 7 – зона милонитизации; 8 – разрывные нарушения; 9 – устье скважины и номер; 10 – горные выработки; 11 – элементы залегания

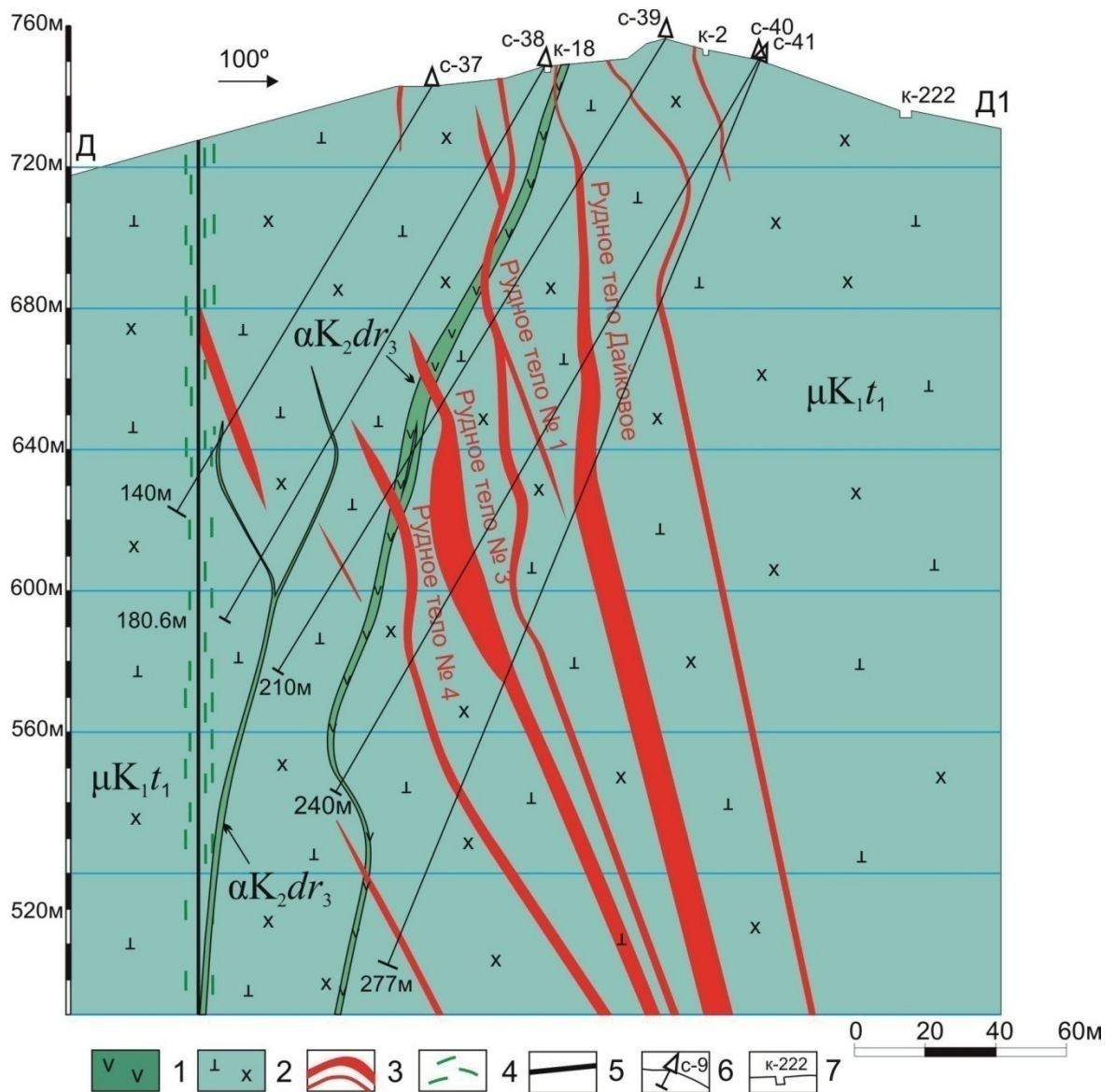


Рис. 7. Геологический разрез центральной части рудной зоны Меридиональной Малиновского месторождения

1 – Дороевский комплекс: андезиты, андезибазальты ($\alpha K_2 dr_3$); 2 – Татибинский интрузивный комплекс: монцогаббродиориты, монцодиориты ($\mu K_1 t_1$); 3 – рудные тела; 4 – зона милонитизации; 5 – разрывные нарушения; 6 – проекция скважины на плоскость разреза, номер скважины и ее глубина и номер; 7 – горные выработки.

всего Малиновского месторождения. Это несколько сравнительно сближенных крупных жил (0.3 – 0.8 м) сульфидно-кварцевого, сульфидно-карбонат-кварцевого, сульфидного состава, которые сопровождаются маломощными прожилками и вкрапленностью сульфидных минералов во вмещающих породах (рис. 9). Примечательно, что прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация локализована в висячем блоке основной жилы. Из рудных минералов преобладают арсенопирит, пирит, халькопирит. Реже встречаются пирротин,

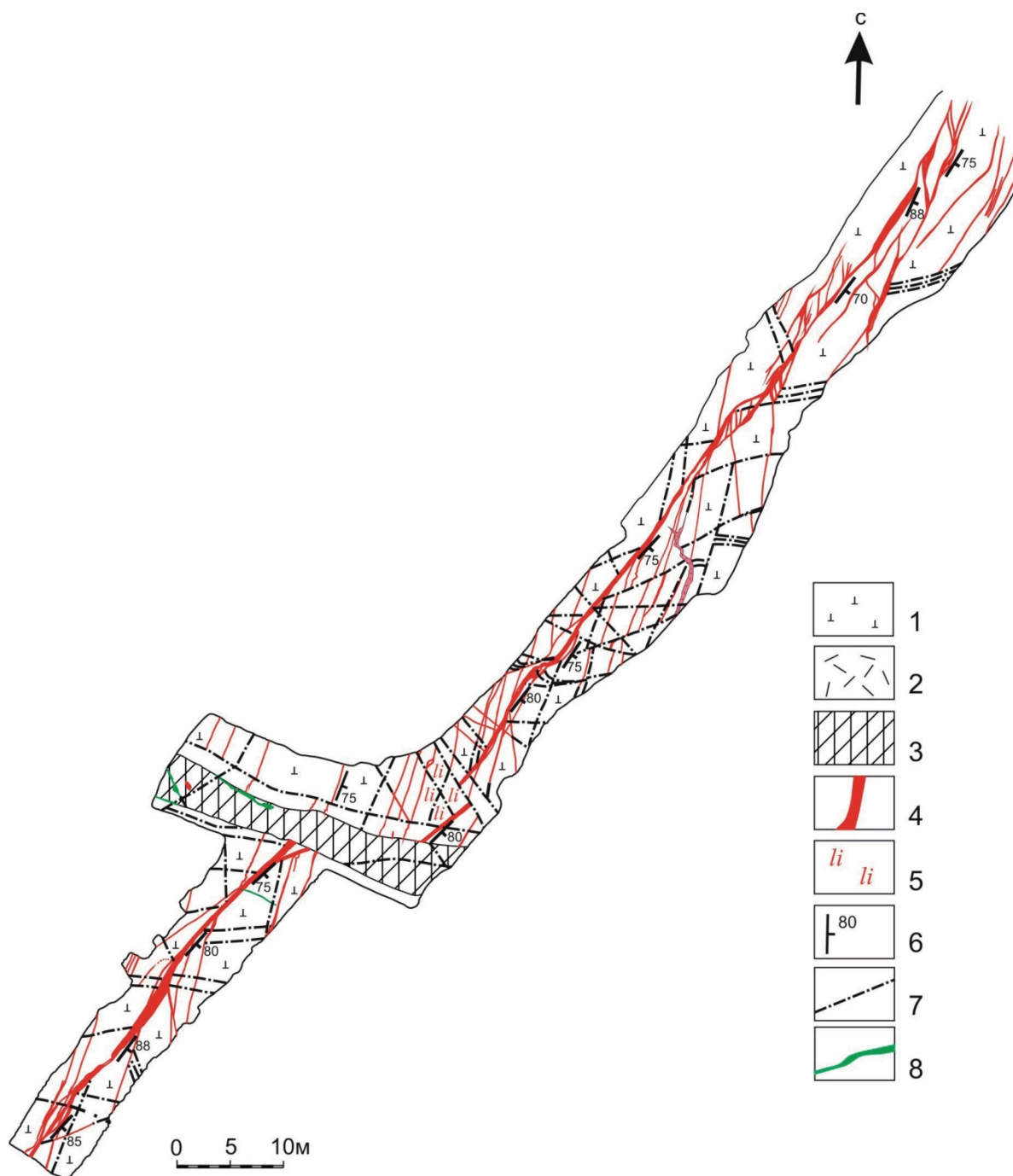


Рис. 8. Морфология рудного тела № 1 зоны Меридиональной Малиновского месторождения (траншея 92).

1 – габбро-диориты; 2 – риолиты; 3 – сульфидно-кварц-карбонатная брекчия; 4 – лимонитовые и лимонит-сульфидно-кварцевые жилы; 5 – лимонитизация; 6 – элементы залегания; 7 – трещиноватость; 8 – флюоритовые жилы.

сфалерит, галенит, блёклая руда, шеелит, висмутовые минералы, самородные висмут и золото. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами, хлоритом, турмалином, амфиболом, пироксеном, биотитом, мусковитом, апатитом. В зоне окисления, которая составляет около 10-15 метров, наиболее

Элементы ориентировки скважины
Азимут падения 291°
Угол падения 68°

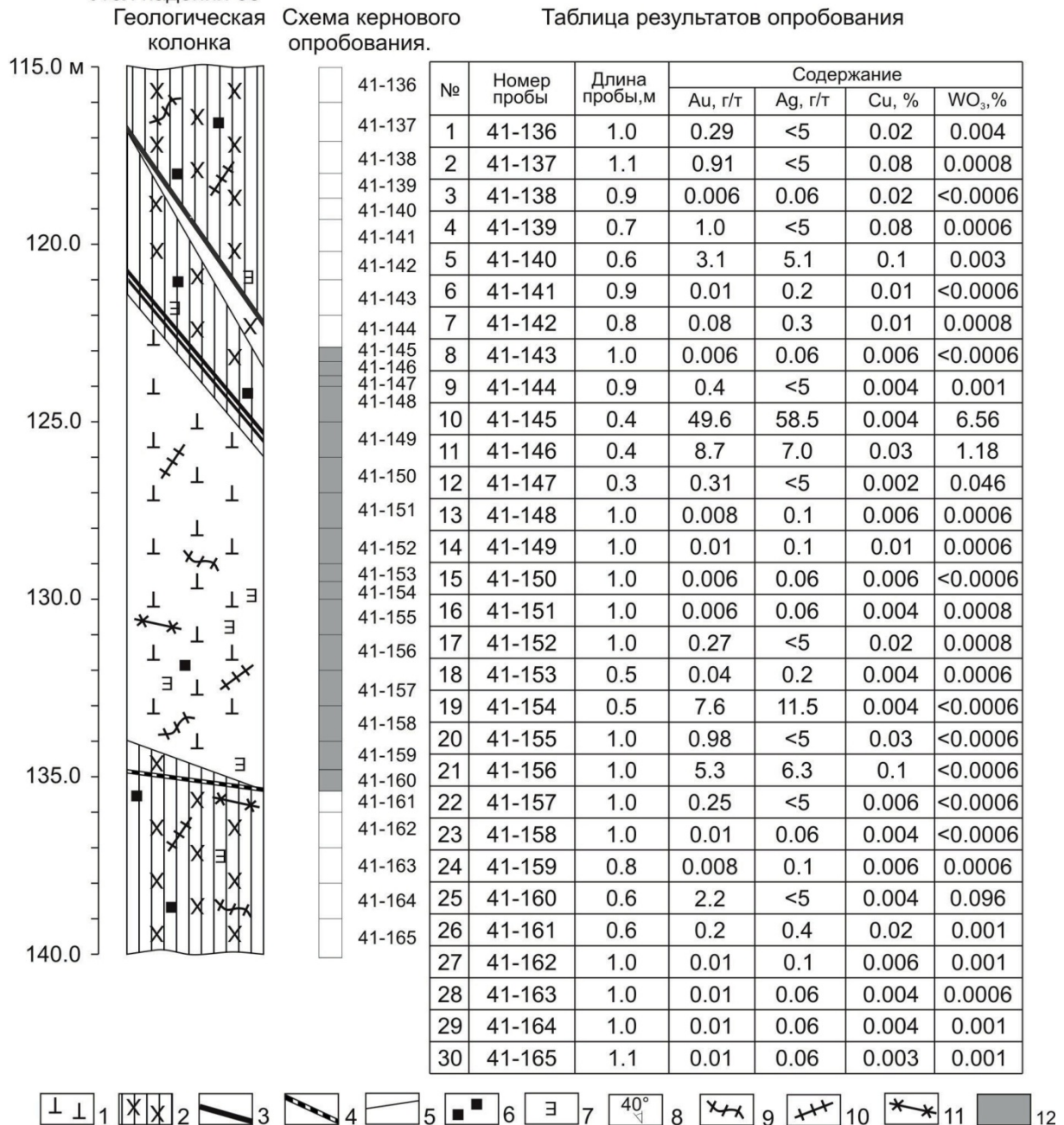


Рис. 9. Строение рудного тела № 1 зоны Меридиональной. Фрагмент буровой колонки по скважине № 41, интервал 115.0 -140.0 метров.

1 – монцодиориты; 2 – хлорит-серицит-карбонатные метасоматиты по монцодиоритам с вкрапленностью сульфидов; 3 – кварц-сульфидные жилы; 4 – кварц-хлорит-карбонат-сульфидные жилы; 5 – контакты пород; 6 – пирит; 7 – халькопирит; 8 – угол контакта пород с осью керна; 9 – прожилки хлорита; 10 – карбонатные прожилки; 11 – карбонат-кварц-хлорит-сульфидные прожилки; 12 – рудное тело.

характерными минералами являются лимонит, гётит и гидрогётит, халькозин, малахит, ковеллин, скородит.

Рудное тело 2. Расположено в восточной части рассматриваемой площади и представляет собой сульфидно-кварцевую, лимонит-кварцевую жилу мощностью от 0.1 до 0.8 метров и протяженностью более 100 метров. Рудное тело в значительной степени эродировано и встречено в скважинах колонкового бурения до глубины 40 метров. Эта жила имеет субмеридиональное простирание с падением преимущественно на восток под углом 75° - 85° и только с глубиной падение меняется на западное. В южной части пересекается со смещением карбонат-кварц-сульфидной зоной близширотного простирания с амплитудой 16 метров (см. рис. 6). После рассечения субширотной зоной рудное тело 2 разбивается на серию сближенных, маломощных кварц-сульфидных прожилков и, как следствие, падают содержания золота.

Рудная минерализация отличается от других рудных тел зоны Меридиональной высокими концентрациями трехокиси вольфрама. Наиболее характерными рудными минералами являются халькопирит, пирит, арсенопирит, шеелит, реже висмутовые минералы, самородное золото. Основным нерудным минералом является кварц. С поверхности рудное тело интенсивно окислено с образованием гётита и гидрогётита, лимонита, малахита, ковеллина, скородита.

Рудное тело 3. Расположено в западной части зоны Меридиональной (см. рис. 6), выявлено по результатам разведочного бурения и большей частью не выходит на поверхность. Рудное тело прослежено по простиранию на расстояние чуть более 100 метров серией скважин. По падению рудная минерализация изучена единичными скважинами на глубину 202 метра. Строение рудного тела мало чем отличается от строения других рудных тел. Это серия субпараллельных кварц-карбонат-сульфидных жил мощностью до 0.5 метров, сопровождающиеся прожилково-вкрапленной минерализацией и маломощными прожилками сульфидно-кварцевого, кварцевого и сульфидного составов. В скважинах 12 и 5 рудная минерализация наложена на дайку андезибазальтов, в зальбандах которой отмечаются сульфидно-кварцевые жилы с высокими содержаниями золота (70 – 80 г/т). Повышенная золоторудная минерализация фиксируется и в самой дайке андезибазальтов.

Минералогический состав руд подобен вещественному составу руд рудного тела 1. Основными рудными минералами являются арсенопирит, халькопирит, пирит. Реже встречаются пирротин, блеклые руды, висмутовые минералы, шеелит, самородное золото. Из нерудных минералов встречаются кварц, карбонаты, хлорит, мусковит, турмалин. С поверхности основными минералами зоны окисления являются лимонит, гетит и гидрогётит, ковеллин, скородит, малахит.

Рудное тело № 4. Расположено в западной части зоны Меридиональная и выявлено при проведении буровых работ. Морфология и позиция его окончательно не установлена. Возможно, рудное тело № 4 является фрагментом рудного тела № 3, смещённого по плоскости разлома, но на данной стадии исследования автор рассматривает его как самостоятельное рудное тело. В настоящее время оно прослежено скважинами в север-северо-восточном направлении на расстояние 101 метр. На глубину рудная минерализация оценена до 230 метров. Строение рудного тела и минеральный состав во многом аналогичны рудному телу № 3. Рудная минерализация представлена кварц-карбонат-сульфидными, кварц-сульфидными жилами и прожилками, в составе которых основными минералами являются арсенопирит, халькопирит, пирит. Реже встречаются пирротин, блеклые руды, висмутовые минералы, самородное золото. Нерудные минералы, как правило, кварц, карбонат, хлорит, мусковит.

Рудное тело Дайковое расположено в центральной части зоны и представляет собой извилистую сульфидную, сульфидно-кварцевую жилу, зальбанды которой сопровождает убогая сульфидная минерализация.

Рудное тело локализуется в эндо-экзоконтакте дайки андезибазальтов или на небольшом удалении от нее. Общее простирание субмеридиональное, с изгибами на северо-запад и северо-восток, с падением в основном на запад, юго-запад под углом 70° - 80° . Рудная минерализация представлена в основном арсенопиритом, пиритом, которые участками полностью выполняют жилу на полную мощность. Реже встречаются халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, шеелит, халькозин, висмутин, кобеллит, густавит, жозеит-А, самородное золото. С поверхности

рудное тело интенсивно окислено с образованием вторичных минералов: лимонита, гётита, скородита, ковеллина, малахита (рис. 10). Местами сульфидная минерализация проявлена в эндоконтакте дайки андезибазальтов. Строение рудного тела и минеральный состав во многом аналогичны рудному телу № 3. Рудная минерализация представлена кварц-карбонат-сульфидными, кварц-сульфидными жилами и прожилками, в составе которых основными минералами являются арсенопирит, халькопирит, пирит. Реже встречаются пирротин, блеклые руды, висмутовые минералы, самородное золото. Нерудные минералы, как правило, кварц, карбонат, хлорит, мусковит.



Рис. 10. Окисленные руды Дайкового рудного тела зоны Меридиональной. Канавка 15, интервал 37.0-40.0 м.

Рудное тело Новое расположено в северо-западной части зоны Меридиональная. Отличительной особенностью его является отсутствие над наиболее продуктивной частью вторичных ореолов рассеяния золота, что обусловлено, по-видимому, мощным слоем (более 3 метров) делювиальных отложений. Простираение рудного тела северо-восточное, с падением на юго-восток под углами 65° - 80° . Центральная часть интенсивно деформирована разрывными нарушениями, наблюдаются кулисообразные изгибы тела. Рудное тело состоит из двух сульфидно-кварц-карбонатных жил, расположенных в

краевых частях. Центральная часть выполнена серицит-карбонат-хлоритовыми метасоматитами по монцогаббро-диоритам с вкрапленностью сульфидов. Основной рудный минерал – халькопирит, им выполнено до 80% основной жилы (рис. 11). В меньших количествах встречаются пирит, реже арсенопирит, сфалерит, пирротин, марказит, висмутин, самородное золото. Из породообразующих минералов преобладают кварц серого цвета, хлорит, менее распространены карбонат, слюды (мусковит, серицит). С поверхности рудное тело интенсивно окислено с образованием вторичных минералов: лимонита, гётита, малахита.



Рис. 11. Преобладание халькопирита в карбонат-кварц-сульфидной жиле рудного тела Новое зоны Меридиональной. Скважина № 8, интервал 120-132 м.

Рудное тело Маленькое расположено в центральной части и прослежено горными выработками на расстояние более 40 м (рис. 7, 8). С поверхности рудное тело представляет собой маломощную лимонит-кварцевую жилу преимущественно северо-восточного, субмеридионального простирания с падением на восток под углами 50° - 70° .

В южной части рудного тела простирание меняется на северо-западное, что является, по-видимому, следствием тектонических движений по разрывным

нарушениям. С глубиной наблюдается увеличение мощности до 6.7 метров и содержания золота, что повышает интерес к данному рудному телу и, несомненно, требует дальнейшего изучения.

Рудное тело Глубокое расположено в северо-западной части и представляет собой сульфидно-кварцевую жилу, не выходящую на поверхность и вскрытую одной скважиной на глубине 170 метров.

Анализируя вышеизложенную информацию можно выделить особенности вещественного состава и размещения рудных зон, которые, по-видимому, связаны со стадийностью минералообразования.

Для рудных тел всех зон характерны высокие содержания висмута.

Рудные тела зон Медная, Малахитовая и Меридиональная содержат высокие содержания меди и трехокиси вольфрама. Просматривается тенденция падения содержаний меди и трехокиси вольфрама в рудах с юго-запада на северо-восток месторождения. Следует отметить, что рудные тела проявления Намовского, которое фактически является северо-восточным флангом Малиновского месторождения, тоже отличаются не высокими содержаниями меди и полным отсутствием каких-либо повышенных содержаний трехокиси вольфрама.

Рудные тела зон Контактная и Меридиональная характеризуются повышенными концентрациями кобальта.

ГЛАВА 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Изучение вулканогенных и магматических комплексов Малиновского месторождения проводилось с целью выявления петрологических особенностей пород и установления связи с генезисом месторождения. Исследования выполнялись по образцам из открытых горных выработок и керна скважин на всей площади месторождения (Доброшевский и др., 2012 ф).

2.1. Краткая характеристика магматических комплексов

Магматические образования имеют широкое распространение и занимают более 60% площади Малиновского месторождения.

Татибинский диорит-гранитовый комплекс ($\mu K_1 t_1$). Первая фаза. Породы Татибинского диорит-гранитового комплекса широко распространены в Центральном Приморье. С их внедрением генетически связано формирование ряда месторождений и проявлений вольфрама, олова, золота (Лермонтовское, Восток-2, Скрытое и др.). На площади месторождения Малиновское к магматическим образованиям Татибинского комплекса отнесены интрузив Водораздельный, а также ряд небольших штоков и даек.

Интрузив Водораздельный относится к плутоногенной монцонитоидной гранодиорит-диорит-габбро-диоритовой формации и имеет сложный состав, с постепенными переходами от габбро до диоритов, реже до гранодиоритов (Петраченко и др., 1991). Интрузив вытянут в северо-восточном направлении вдоль ЦСАР более чем на 17 км при средней ширине 1.5-2 км. По данным аэромагнитной съёмки он имеет форму усеченной трапеции, где северо-западный контакт крутонаклонный, а юго-восточный пологий (Родионов 1988 ф). Горными выработками на поверхности вскрыты пологие (до 30°) контакты между монцодиоритами и вмещающими терригенными породами. Отчетливо просматривается тенденция погружения интрузива Водораздельного на юго-восток. В этой части интрузива наблюдаются ксенолиты интенсивно ороговикованных осадочных пород Журавлевской свиты размером до первых десятков метров в диаметре. Многочисленные мелкие тела и дайки пород комплекса в юго-восточной части могут свидетельствовать о неглубоком

залегании юго-восточного контакта и близости кровли. Границы интрузива преимущественно тектонические, северо-западная часть ограничена и частично смещена Намовским разломом. Однако в ряде случаев, при проведении разведочного бурения, был установлен нормальный рвущий контакт между монцодиоритами и вмещающими породами. Южная часть интрузива Водораздельного приурочена к положительной структуре центрального типа диаметром около 5 км (см. рис. 4). При дешифрировании аэрофотоснимков отчетливо просматриваются кольцевые структуры, которые представляют собой фрагменты интрузивно-купольного поднятия образованного, по-видимому, последовательным внедрением интрузивных и субвулканических тел позднемелового возраста. В магнитном поле интрузия выделяется серией магнитных аномалий интенсивностью до 1000 нТл, шириной 3-5 км, что указывает на слабую эродированность массива (Родионов, 1988 ф). Сам массив характеризуется значительной фациальной изменчивостью с постепенными, едва уловимыми переходами между различными разновидностями пород. С определенной долей условности можно отметить следующую тенденцию: наиболее бедные кремнеземом разновидности пород локализируются в центральной части, а к краевым тяготеют более насыщенные кремнеземом разновидности. Монцониты являются рудовмещающими породами. Наиболее богатые золотом рудные тела месторождения расположены именно в пределах интрузива Водораздельного. Химический состав пород интрузива приведен в таблице 3 (Сахно и др., 2013).

Петрографические разновидности пород

Монцогаббродиорит биотит двупироксен-амфиболовый. Структура порфировидная, монцонитовая, характерные минералы плагиоклаз (как правило, андезин) 35-40%, калиевый полевой шпат 30-35%, ортопироксен 15%, авгит 5-7%, биотит 5-7%. Акцессорные минералы апатит, циркон, магнетит, редко турмалин. Темноцветные минералы в значительной степени замещены хлоритом, актинолитом, эпидотом, вторичным биотитом.

Монцодиорит *двупироксеновый*. Структура монцонитовая, гипидиоморфозернистая, порфировая, реже пойкилитовая. Порода меланократовая, состоит из зонального андезина, калишпата, с пятнистым распределением микропертита (10-25%), кварца (до 5%). Темноцветные минералы авгит, ортопироксен, биотит до 30%. Акцессорные минералы апатит, магнетит, циркон. Авгит бурый встречается в неправильных, изометричных, иногда вытянутых зернах с неровными волнистыми, фестончатыми границами и характерной поперечной штриховкой и часто в сростках с ортопироксеном. Ортопироксен представлен преимущественно в виде мелких призматических зерен, замещается биотитом. Биотит образует крупные ксеноморфные пластины с обрастанием пироксеновых зерен.

В габброидах отмечается наличие шлировидных выделений граносиенитов и кварцевых сиенит-порфиров.

Граносиенит. Структура мелкозернистая, гипидиоморфнозернистая, метасоматическая. Порода гибридная, для состава которой характерно преобладание калишпата-пертита над плагиоклазом, подчиненное количество кварца (10-15%), биотита (10-12%), насыщенность акцессорными минералами, представленными игольчатым апатитом, цирконом, моноцитом, ортитом, рудным, турмалином.

Кварцевый сиенит-порфир. Состоит из калишпата – пертита, плагиоклаза, биотита, амфибола, кварца, акцессорных минералов. Порфировидные выделения образует калишпат – пертит: призматические и вытянутые лейстовидные зерна размером 0,5-3 мм, меньшие по размеру зернаплагиоклаза призматической формы (до 1-1,5 мм). Наблюдается некоторая полосчатость, обусловленная субпараллельной ориентировкой части калишпатовых зерен. Порфировидные выделения составляют около 40-50%. Плагиоклаз в разной степени сосюритизирован, калишпатизирован. Калишпат содержит вроски плагиоклаза, темноцветных минералов. Последние замещены хлоритом, сфеном, карбонатом, актинолитом и представлены неправильными зернами размером 0,05-0,5 мм. Все разновидности пород в той или иной степени изменены. Плагиоклазы замещаются

Химический (мас. %) и микроэлементный (ppm) составы монцогаббро-диоритов интрузива Водораздельного

| Компонент | Номера образцов | | |
|-------------------------------------|-----------------|-------|-------|
| | Г-3 | Г-5 | Г-9 |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 51.69 | 53.79 | 52.59 |
| TiO ₂ | 1.04 | 1.08 | 1.03 |
| Al ₂ O ₃ | 17.32 | 17.98 | 17.97 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.65 | 0.97 | 2.01 |
| FeO | 6.62 | 7.07 | 6.74 |
| MnO | 0.15 | 0.13 | 0.16 |
| MgO | 3.72 | 4.08 | 4.26 |
| CaO | 7.14 | 7.47 | 8.12 |
| Na ₂ O | 3.00 | 2.92 | 2.97 |
| K ₂ O | 2.65 | 2.39 | 2.67 |
| P ₂ O ₅ | 0.35 | 0.40 | 0.35 |
| H ₂ O | 0.40 | 0.20 | 0.20 |
| П.п.п | 4.48 | 1.40 | 0.80 |
| Сумма | 100.21 | 99.86 | 99.88 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | 0.22 | 0.12 | 0.27 |
| K/(K+Na) | 0.37 | 0.35 | 0.37 |
| Al/(Ca+K+N) | 1.21 | 1.27 | 1.19 |
| Be | 2.76 | 2.56 | 2.45 |
| Sc | 24.9 | 23.9 | 26.3 |
| V | 214.4 | 198.1 | 228.7 |
| Cr | 115.7 | 119.4 | 90.10 |
| Co | 20.67 | 20.50 | 30.37 |
| Ni | 23.3 | 29.9 | 25.1 |
| Cu | 45.7 | 45.7 | 75.1 |
| Ga | 19.77 | 20.19 | 20.81 |
| Rb | 89.18 | 76.08 | 76.43 |
| Sr | 567.6 | 575.2 | 603.9 |
| Y | 25.74 | 23.29 | 24.94 |
| Zr | 84.2 | 106.4 | 126.9 |
| Nb | 8.43 | 13.78 | 11.89 |
| Mo | 7.40 | 4.56 | 3.59 |
| Cd | 0.40 | 0.16 | 0.20 |
| Sn | 1.81 | 0.80 | 0.65 |
| Cs | 6.80 | 1.97 | 2.70 |
| Ba | 558.3 | 704.3 | 428.1 |
| Hf | 2.72 | 3.09 | 3.71 |
| Ta | 0.56 | 0.95 | 0.74 |
| V | 3.24 | 3.19 | 3.96 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|-----|-------|-------|-------|
| Pb | 10.90 | 11.10 | 10.08 |
| Th | 6.80 | 6.20 | 6.96 |
| U | 1.88 | 1.14 | 1.55 |
| РЗЭ | | | |
| La | 20.12 | 25.79 | 22.30 |
| Ce | 45.64 | 52.66 | 46.83 |
| Pr | 6.03 | 6.22 | 5.45 |
| Nd | 24.51 | 23.99 | 22.91 |
| Sm | 5.39 | 5.07 | 4.96 |
| Eu | 1.73 | 1.63 | 1.38 |
| Gd | 5.51 | 4.87 | 4.91 |
| Tb | 1.03 | 0.79 | 0.82 |
| Dy | 5.14 | 4.70 | 4.73 |
| Ho | 1.22 | 0.93 | 0.96 |
| Er | 3.10 | 2.40 | 2.80 |
| Tm | 0.63 | 0.38 | 0.44 |
| Yb | 3.09 | 2.54 | 2.58 |
| Lu | 0.57 | 0.39 | 0.39 |

Примечание: Определения петрогенных и микроэлементов в породах проводились в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН:
 Содержания H₂O, P₂O₅ и SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Аналитик В.Н. Залевская.
 Содержания остальных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP-AES 6500 Duo (ThermoScientific Corporation, США). Аналитики Г.А. Горбач, Н.В. Хуркало.
 Содержание микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, Д.С. Остапенко, Ю.М. Иванова.

Места отбора проб:

Г-3 - верховье р. малая Чертова лапа, канава К-11, монцогаббродиорит;

Г-5 - верховье р. малая Чертова лапа, канава К-2, монцогаббродиорит;

Г-9 - верховье р. малая Чертова лапа, канава К-15, монцогаббродиорит.

криптоточешуйчатыми агрегатами серицита и мусковита с примесью карбоната, калиевые полевые шпаты мелкозернистыми агрегатами бурого карбоната. Темноцветные минералы частично или целиком замещаются сложными агрегатами кварц-хлоритового, хлорит-карбонатного, актинолит-хлоритового состава, иногда с эпидотом и вторичным биотитом. Вдоль трещин

многочисленных прожилков, рудных жил породы интенсивно окварцованные, хлоритизированные, серицитизированные, карбонатизированные. В монцонитах интрузии Водораздельной интенсивно развита сульфидная вкрапленность, которая в большинстве своем представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Вкрапленность пирита характерна для зон карбонатизации, хлоритизации, серицитизации. Арсенопиритовая вкрапленность отмечается преимущественно в биотитизированных, хлоритизированных, иногда турмалинизированных разностях монцонитов.

Возраст и взаимоотношение с другими породами. Датирование возраста монцонитов Водораздельной интрузии проводилось U-Pb (SHRIMP-II) методом по цирконам в Центре изотопных исследований ВСЕГИИ. Результаты выполненных измерений приведены в таблице 4 и на рисунке 12. Представленные данные показывают, что конкордантный средневзвешенный возраст монцогаббродиоритов интрузива Водораздельного составляет 105.3 млн лет \pm 1 млн лет., при разбросе дат от 102.3 \pm 1.8 до 106.6 \pm 1.7 млн лет., что возможно связано с небольшой потерей Pb (Сахно В.Г и др., 2013). Это было подтверждено катодолюминесцентным исследованием цирконов, которое показало небольшие метасоматические изменения по краям кристаллов. Монцониты Татибинского комплекса прорывают и метаморфизуют нижнемеловые отложения Журавлевской и Ключевской свит. В скважине № 61 установлен секущий контакт монцонитов с терригенными породами Журавлевской свиты (рис. 13). Дайки андезибазальтов Дорофеевского риолит-андезитового комплекса позднемелового возраста и риолиты Богопольского трахириолит-риолитового комплекса позднемелового-палеогенового возраста также секут монцониты. Все это косвенно подтверждает установленный возраст монцонитов Водораздельной интрузии в 105.3 млн лет.

Татибинский диорит-гранитовый комплекс (γ - ϵ lyK₁t₂). Вторая фаза.

Породы второй фазы Татибинского диорит-гранитового комплекса имеют ограниченное распространение и встречаются лишь в северо-западной части месторождения, непосредственно в зоне ЦСАР (см. рис. 2), а также в виде редких, маломощных даек за пределами площади месторождения, в бассейне ключа

Намов. Породы представлены мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами, которые, вероятно, являются фрагментом крупного массива Горного, расположенного северо-западнее исследуемой площади.

Таблица 4

Результаты U–Pb(SHRIMP-II) датирование цирконов из монцогаббро-диоритов интрузива Водораздельного (образец Г-9)

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_c$ % | U ppm | Th ppm | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ ppm | Возраст, млн лет | Соотношение изотопов | | | 1 σ |
|---------------|--------------------------|----------|-----------|--|----------------------------|------------------|---------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------|
| | | | | | | | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | |
| 1.1 | 0.61 | 429 | 402 | 0.97 | 5.94 | 102.3±1.8 | 0.0461±7.8 | 0.1016±8 | 0.016±1.7 | 0.218 |
| 2.1 | 0.56 | 628 | 487 | 0.80 | 8.98 | 105.7±1.7 | 0.0435±7.8 | 0.0992±7.9 | 0.01654±1.6 | 0.204 |
| 3.1 | 0.13 | 537 | 425 | 0.82 | 7.58 | 104.9±1.7 | 0.0498±4.7 | 0.1126±5 | 0.01641±1.6 | 0.327 |
| 4.1 | 0.00 | 1050 | 1383 | 1.36 | 14.9 | 105.6±1.6 | 0.0491±2.8 | 0.1119±3.2 | 0.01652±1.5 | 0.468 |
| 5.1 | 0.81 | 1073 | 987 | 0.95 | 15.1 | 104.1±1.6 | 0.0445±8 | 0.0999±8.2 | 0.01628±1.5 | 0.189 |
| 6.1 | 0.73 | 364 | 290 | 0.82 | 5.09 | 103.2±1.8 | 0.0433±9.7 | 0.0962±9.9 | 0.01614±1.7 | 0.174 |
| 7.1 | 0.00 | 503 | 440 | 0.90 | 7.21 | 106.6±1.7 | 0.0487±4 | 0.1119±4.3 | 0.01668±1.6 | 0.380 |
| 7.2 | 0.46 | 416 | 246 | 0.61 | 5.81 | 103.4±1.7 | 0.0469±6.5 | 0.1045±6.7 | 0.01617±1.7 | 0.246 |
| 8.1 | 0.00 | 826 | 1079 | 1.35 | 11.7 | 105.5±1.6 | 0.0471±3.2 | 0.1072±3.6 | 0.0165±1.5 | 0.428 |
| 9.1 | 0.24 | 1098 | 1266 | 1.19 | 15.4 | 104.4±1.5 | 0.0475±3.7 | 0.1071±4 | 0.01633±1.5 | 0.375 |

Примечание. Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно.

Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Москва).

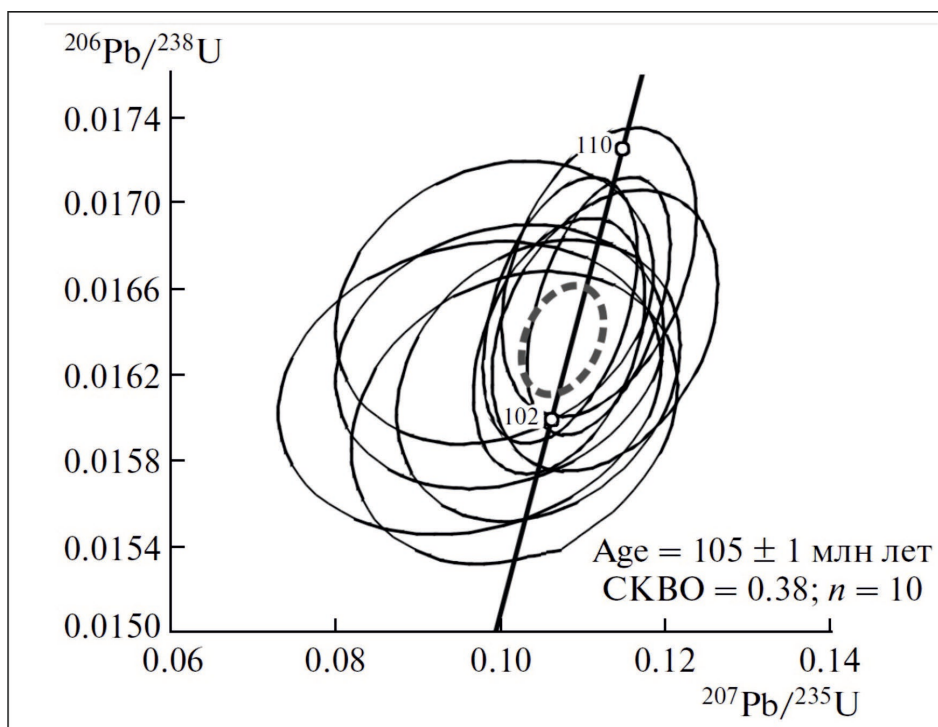


Рис. 12. Диаграмма конкордий из цирконов монцогаббро-диоритов интрузивного массива Водораздельный (проба Г-9)(Сахно и др., 2013)

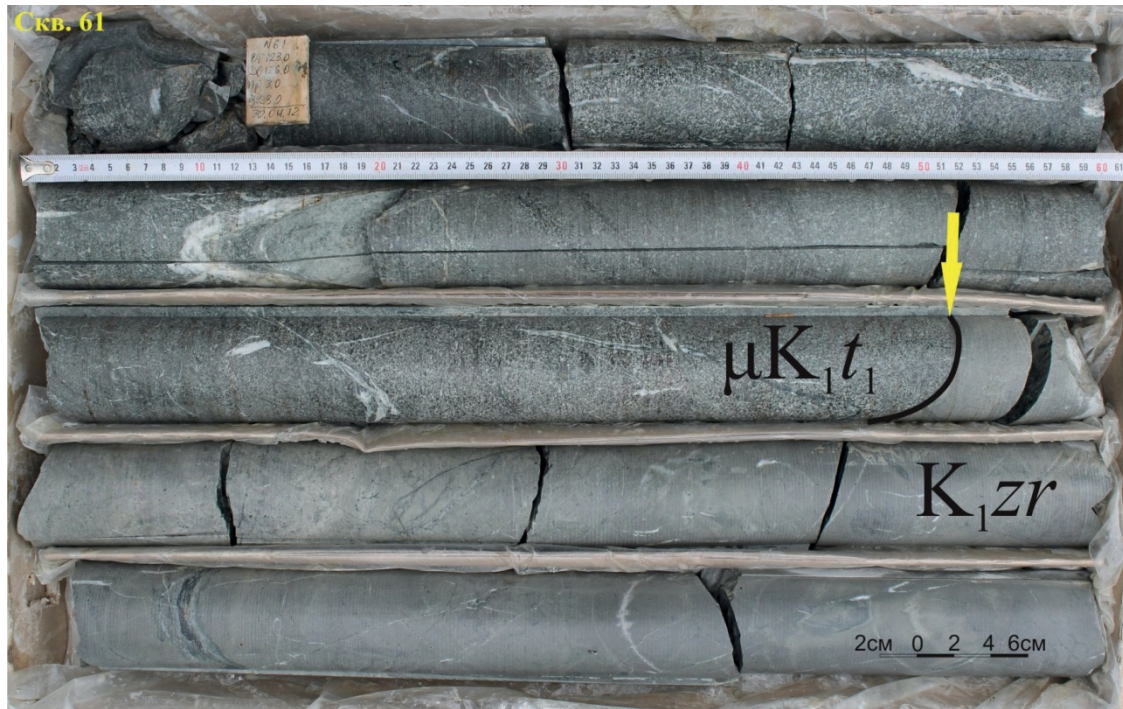


Рис. 13. Секущий контакт между монцогаббро-диоритами ($\mu K_1 t_1$) и ороговикованными алевролитами Журавлевской свиты ($K_1 zr$). Скважина 61, интервал 122.9-126.0 м.

Породы в разной степени катаклазированные, иногда милонитизированы. Разновидности пород представлены преимущественно гранитами различной зернистости. В основном, это лейкократовые граниты желтовато-серого, серого цвета, мелкозернистые, среднезернистые, биотитовые с неоднородной структурой – гипидиоморфно-зернистой, микрографической (Картавенко и др., 1987 ф). В состав породы входят кварц – 30-37%, калиевый полевой шпат – 35-43%, плагиоклаз – 20-30%, биотит 2-7%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, монацитом, ортитом, сфеном, анатазом, реже шеелитом. Размер зерен основных минералов в мелко-среднезернистых разновидностях 0.3-2.5 мм, в мелкозернистых 0.1-1.0 мм. Микрографические сростки кварца и калиевого полевого шпата занимают значительную часть всего объема породы. Расположены они в основном вокруг табличек плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита. Кроме сростков калиевый полевой шпат представлен табличками и ксеноморфными зернами. Обычно это простые двойники, ленточные, пятнистые пертитовые замещения. Количество вростков альбита в калиевом полевоом шпате достигает 30%. Калиевый полевой шпат в основном не

решетчатый, пелитизированный, иногда неясно решетчатый. Кварц имеет преимущественно округлые и неправильной формы зерна, которые иногда внедряются в зерна плагиоклаза и калиевых полевых шпатов в виде псевдографических вростков. Плагиоклазы – олигоклаз, реже альбит образуют таблитчатые, призматические кристаллы, редко гломерозернистые агрегаты. Биотит коричневато-бурого, красно-бурого, бурого цвета представлен ксеноморфными пластинками. Акцессорные минералы локализуются, как правило, в пластинках биотита, реже в плагиоклазе, кварце, калиевом полевоом шпате. Химический состав пород приведен с использованием материалов В. И. Гвоздева (Гвоздев и др., 2012) и Картавенко А.В. (Картавенко и др., 1987 ф) и представлен в таблице 5.

Возраст. При составлении Государственной геологической карты Приморского края масштаба 1:200000 Г.С. Бемянский выделял рассматриваемые граниты в виде второй фазы Татибинского диорит-гранитового комплекса (Бемянский, 2011 ф). Определение абсолютного возраста гранитов не проводилось. Впервые возраст гранитов был определен еще в 1986 г. во время геологосъемочных работ в пределах массива Горного, расположенного северо-западнее площади месторождения. По данным К/Аг метода абсолютный возраст гранитов колеблется от 87.4 до 65.6 млн лет. На этом основании А.В. Картавенко выделял граниты массива Горного в виде самостоятельного Ореховского комплекса (Картавенко и др., 1987 ф). Проведенные автором определения абсолютного возраста биотитовых гранитов, отобранных в правом борту р. Намова, показали, что по К/Аг анализу их изотопный возраст составляет 86 ± 2 млн лет (табл. 6). Эти данные сопоставимы с результатами определения возраста гранитоидов массива Горный, полученных ранее А.В. Картавенко. Ввиду того, что гранитный массив Горный находится за пределами месторождения, детальные изучения его не проводились. В соответствии с Государственной геологической картой Приморского края масштаба 1:200000, автор относит эти граниты ко второй фазе Татибинского диорит-гранитового комплекса. Следует отметить, что

рассмотрение этой проблемы выходит за рамки данной работы и требует самостоятельных исследований.

Дорофеевский комплекс риолит-андезитовый (αK_2dr_3)

Образования Дорофеевского комплекса на площади Малиновского месторождения представлены небольшими субвулканическими телами и дайками

Таблица 5

**Химический (мас. %) и микроэлементный (ppm) состав гранитов и
гранодиоритов Скрытого рудного узла**

| Компонент | Номера образцов | | | | | | |
|-------------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|
| | СКР -1 | К-82 | 03 | М-100 | ГВ-1771 | ГВ-1777 | В-340 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 75.72 | 66.95 | 71.99 | 73.08 | 74.49 | 77.85 | 75.54 |
| TiO ₂ | 0.17 | 1.16 | 0.40 | 0.22 | 0.15 | 0.06 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 12.52 | 17.02 | 13.35 | 13.75 | 13.39 | 12.59 | 13.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.07 | 1.28 | 2.45 | 0.68 | 1.64 | 0.88 | 0.75 |
| FeO | - | 0.83 | 0.49 | 1.29 | - | - | 1.70 |
| MnO | 0.03 | 0.025 | 0.062 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 0.07 | 0.76 | 0.54 | 0.57 | 0.16 | 0.05 | 0.11 |
| CaO | 0.43 | 1.88 | 0.75 | 1.43 | 0.70 | 0.42 | 0.53 |
| Na ₂ O | 2.87 | 5.88 | 3.63 | 3.63 | 3.77 | 3.63 | 3.20 |
| K ₂ O | 4.76 | 2.22 | 5.00 | 3.83 | 4.83 | 5.00 | 4.84 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.23 | 0.11 | 0.073 | 0.48 | 0.02 | 0.022 |
| H ₂ O | 0.34 | 1.34 | 1.13 | 1.13 | - | - | - |
| п.п.п | 0.56 | 1.14 | 1.16 | 1.18 | 0.04 | 0.4 | 0.43 |
| Сумма | 99.58 | 100.72 | 101.06 | 100.91 | 99.69 | 100.91 | 100.25 |
| Fe ₂ O ₃ /FeO | | 1.33 | 4.42 | 0.50 | | | 0.4 |
| K/(K+ Na) | 0.52 | 0.20 | 0.48 | 0.41 | 0.46 | 0.48 | 0.5 |
| Al/(Ca+ K+ Na) | 1.26 | 1.23 | 1.11 | 1.21 | 1.11 | 1.14 | 1.19 |
| Rb | 179.1 | 119.6 | 150 | 128.6 | 200 | 209 | - |
| Sr | 53.32 | 678.2 | 520.8 | 205.7 | 96 | 32 | - |
| Ba | 688 | 108.5 | 1871 | 387.8 | 260 | 100 | - |
| Zr | 177.1 | 176.9 | 176.4 | 104.8 | 118 | 152 | - |
| Nb | 11.1 | 20.59 | 16.35 | 8.42 | 17 | 12 | - |
| Y | 18.01 | 15.64 | 30.39 | 19.35 | 21 | 23 | - |
| Ni | 15.34 | 24.04 | 42.5 | 33.04 | 2 | 2 | - |
| Co | 0.695 | 1.68 | 3.21 | 4.97 | 2 | 1 | - |
| Cr | 13.97 | 30.75 | 44.02 | 43.21 | 106 | 124 | - |
| V | 2.13 | 55.56 | 23.77 | 33.11 | 10 | 6 | - |
| Mo | 3.92 | 4.44 | 4.85 | 3.79 | 35 | 23 | - |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| Cu | 11.76 | 22.68 | 26.44 | 23.03 | 2 | 3 | - |
| W | 1.8 | 17.54 | 0.744 | 0.746 | 3.96 | 3.51 | - |
| Sn | 5.03 | 14.39 | 4.98 | 4.55 | <5 | <5 | - |
| Pb | 19.14 | 9.21 | 19.58 | 18.97 | 19 | 31 | - |
| Zn | 32.1 | 21.3 | 54.1 | 45.7 | 3.96 | 3.51 | - |
| Th | 16.37 | 11.39 | 16.06 | 10.09 | 19.36 | 51.69 | - |
| U | 2.41 | 1.37 | 2.43 | 1.49 | 3.78 | 7.1 | - |
| La | 32.66 | 6.15 | 44.14 | 29.45 | 22.30 | 9.62 | - |
| Ce | 62.67 | 14.91 | 94.14 | 58.94 | 54.61 | 38.85 | - |
| Pr | 6.29 | 2.21 | 10.4 | 6.75 | 4.76 | 3.06 | - |
| Nd | 20.32 | 10.82 | 39.35 | 23.65 | 17.16 | 11.28 | - |
| Sm | 3.82 | 3.24 | 7.61 | 4.66 | 3.37 | 3.05 | - |
| Eu | 0.391 | 1.75 | 0.785 | 0.801 | 0.43 | 0.15 | - |
| Gd | 3.75 | 3.27 | 7.05 | 5.05 | 3.90 | 3.19 | - |
| Tb | 0.515 | 0.530 | 0.976 | 0.692 | 0.55 | 0.54 | - |
| Dy | 2.88 | 2.77 | 5.26 | 3.73 | 4.19 | 4.20 | - |
| Ho | 0.661 | 0.620 | 1.17 | 0.842 | 0.78 | 0.87 | - |
| Er | 1.84 | 1.66 | 3.40 | 2.21 | 2.47 | 2.95 | - |
| Tm | 0.265 | 0.239 | 0.482 | 0.422 | 0.39 | 0.48 | - |
| Yb | 2.35 | 1.75 | 3.54 | 2.76 | 2.63 | 3.41 | - |
| Lu | 0.291 | 0.281 | 0.470 | 0.381 | 0.41 | 0.56 | - |

Примечание: Определения петрогенных и микроэлементов в породах проводились в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Содержания H₂O, п.п.п. и SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Аналитики В.Н. Залевская, Л.И. Алексеева, Л.А. Авдеевна).

Содержания остальных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP-AES 6500 Duo. Аналитики Г.А. Горбач, Н.В. Хуркало, Е.А. Ткалина.

Содержание микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, Д.С. Остапенко, Ю.М. Иванова

Места отбора проб: СКР-1 – делювий, правый борт р. Скрытого, 890 м ниже по течению от верхней развилки ключа, лейкократовый гранит; К-82 – канава К-82, правый борт ключа Левого Намова, 560 м выше слияния с р. Намов; гранодиорит осветленный; 03 – делювий, правый борт р.Намова, 400 м выше впадения в него р. Левого Намова, гранит-порфир; М-100 коренное обнажение, четвертый справа приток р. Намова, 840 м выше впадения в р. Намов, гранит биотитовый; ГВ-1771 – делювий, р. Ладошин ключ, полнокристаллический среднезернистый биотитовый гранит. (Гвоздев и др., 2012).; ГВ-1777 – делювий, устье кл. Ладошина, левый борт; более мелкозернистые и бедные биотитом граниты (Гвоздев и др., 2012); В-340 – делювий, левый борт р. Перевальной, гранит биотитовый (Картавенко и др., 1987 ф).

**Определение изотопного возраста по биотитам из гранитов
массива Горного**

| № образца | Материал | Калий, % $\pm\sigma$ | $^{40}\text{Ar}_{\text{рад.}}$ (нг/г) $\pm\sigma$ | $^{40}\text{Ar}_{\text{атм.}}$ % | Возраст млн лет $\pm 2\sigma$ | Место привязки |
|-----------|----------|-------------------------|--|----------------------------------|-------------------------------------|---|
| М-100 | биотит | 7.32 \pm 0.08 | 44.68 \pm 0.15 | 9.2 | 86 \pm 2 | Четвертый приток р. Намов справа, 840 м от впадения |

андезибазальтов, андезитов, трахиандезибазальтов, трахибазальтов, которые сосредоточены в непосредственной близости от ЦСАР и прорывают отложения Дорофеевской, Ключевской и Журавлевской свит (Белянский, 2011 ф). Дайки выполняют крутонаклонные, извилистые разрывы мощностью от первых сантиметров до нескольких метров и длиной первые сотни метров. Иногда маломощные на поверхности тела андезибазальтов с глубиной увеличивают свою мощность до первых десятков метров. Практически все продуктивные рудные тела и минерализованные зоны месторождения сопровождаются дайками андезибазальтов, что указывает на тесную пространственную и, возможно, близкую генетическую связь с этим дайковым комплексом. Важно отметить, что рудная минерализация наложена на дайки, что свидетельствует о дорудном возрасте Дорофеевского комплекса. Так в канаве К-3 (рудное тело Дайковое) андезиты на контакте с кварц-лимонит-сульфидной зоной интенсивно лимонитизированы и отмечаются повышенным содержанием золота до 0.2 г/т (рис. 14). Подобная картина наблюдалась в скважине № 42, где на глубине 36.7 м на контакте с дайкой интенсивно хлоритизированных андезитов зафиксирован интервал мощностью 0.8 м., представленный брекчией по андезитам, сцементированной кварц- хлорит-халькопирит-арсенопиритовым материалом. Содержания золота в нем достигают 2.6 г/т. Аналогичные факты описаны у предшественников. Так в скважине № 5 на глубине 108.2 м содержания золота в андезитах на контакте с кварц-сульфидными жилами достигают 0.2 г/т (Родионов, 1988 ф).

Следует отметить, что все разновидности пород Дорофеевского комплекса риолит-андезитового в различной степени хлоритизированные, карбонатизированные, пропилитизированные. Дайки на контакте с вмещающими породами часто имеют зону закалки с характерными полосами течения (рис. 15). Химический состав пород приведен в таблице 7.

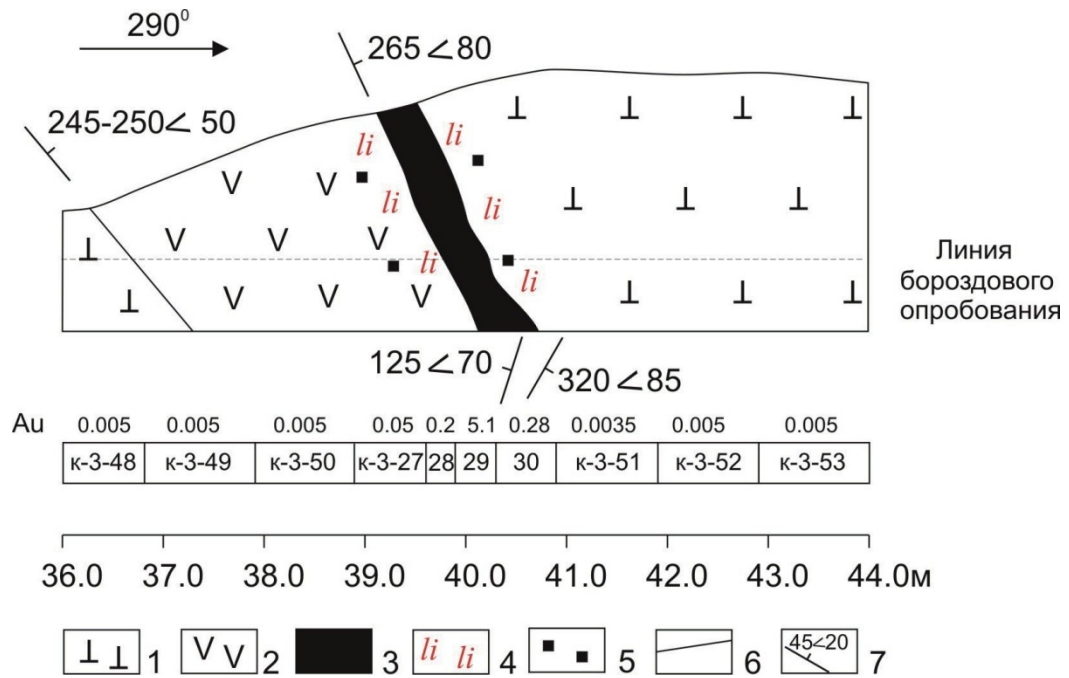


Рис. 14. Наложение золоторудной минерализации на дайку андезибазальтов Дорофеевского комплекса риолит-андезитового. Фрагмент канавы № 3.

1 – монцодиориты; 2 – андезиты; 3 – кварц-сульфидная жила; 4 – лимонитизация; 5 – вкрапленность сульфидов; 6 – контакты пород; 7 – элементы залегания

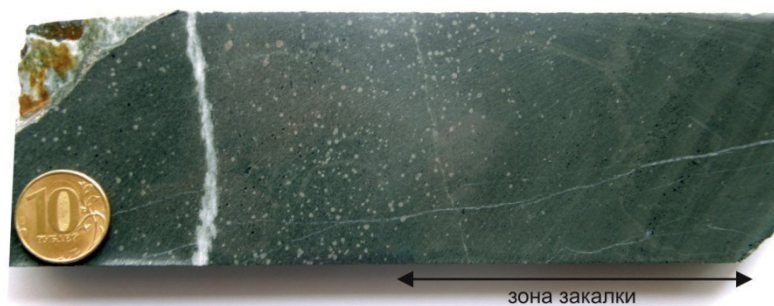


Рис. 15. Дайка базальтов с зоной закалки и полосами течения на контакте с монцогаббродиоритами (правая часть фото), белое – рудоносные кварцевые прожилки. Сквжина 42, инт. 56.6-56.8 м.

Петрографические разности пород

Андезит хлоритизированный. Структура породы порфировая, основная масса – гиалопилитовая. Текстура пористая, флюктуационная.

Плагиоклаз деанортизирован, пелитизирован. Порфиновые выделения образуют призматические и таблитчатые зерна размером 0.1-0.35 мм удлиненно-призматические зерна и лейсты размером 0.15-0.5 мм. Первые образуют гломеросростки. В порфиновых выделениях наблюдаются также призматические зерна темноцветного минерала, замещенного хлоритом. Основная масса сложена

Таблица 7

Химический (мас. %) микроэлементный (ppm) состав субвулканических пород Дорофеевского и Богопольского комплексов

| Компонент | Номера образцов | | | | |
|---|-----------------|-------|--------|-------|--------|
| | Г-2 | Г-4 | Г-7 | Р-77 | К-9-34 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 52.01 | 53.01 | 53.96 | 77.97 | 77.7 |
| TiO ₂ | 1.35 | 1.37 | 1.06 | 0.14 | 0.083 |
| Al ₂ O ₃ | 17.04 | 17.96 | 18.43 | 10.98 | 11.23 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.76 | 2.81 | 1.51 | 1.91 | 1.54 |
| FeO | 5.62 | 4.86 | 5.31 | - | 0.86 |
| MnO | 0.13 | 0.13 | 0.10 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 3.72 | 3.93 | 4.29 | 0.43 | 0.68 |
| CaO | 4.94 | 3.30 | 6.87 | 0.25 | 0.83 |
| Na ₂ O | 2.95 | 4.33 | 3.52 | 1.26 | 1.63 |
| K ₂ O | 3.70 | 3.77 | 2.56 | 3.60 | 3.56 |
| P ₂ O ₅ | 0.53 | 0.53 | 0.35 | 0.02 | 0.034 |
| H ₂ O | 0.55 | 0.55 | 0.25 | 0.38 | 0.55 |
| п.п.п | 5.97 | 3.38 | 2.00 | 2.55 | 1.95 |
| Сумма | 100.27 | 99.92 | 100.20 | 99.52 | 100.12 |
| K ₂ O/Na ₂ O+ K ₂ O | 0.45 | 0.36 | 0.32 | 0.65 | 0.59 |
| Rb | 163.0 | 153.1 | 133.5 | 164.5 | - |
| Sr | 469.4 | 591.6 | 583 | 39.58 | - |
| Ba | 850.3 | 1094 | 386.2 | 122.7 | - |
| Zr | 266.3 | 279.1 | 133.7 | 109.9 | - |
| Nb | 16.11 | 17.09 | 12.07 | 17.18 | - |
| Y | 25.27 | 28.48 | 32.40 | 21.59 | - |
| Ni | 18.1 | 17.5 | 19.0 | 9.71 | - |
| Co | 18.59 | 19.63 | 14.73 | 3.62 | - |
| Cr | 96.60 | 71.65 | 60.85 | 18.2 | - |
| V | 152.8 | 155.6 | 231.1 | 8.00 | - |
| Mo | 2.57 | 0.70 | 2.24 | 2.36 | - |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----|-------|-------|-------|-------|---|
| Cu | 40.1 | 29.9 | 44.3 | 127.9 | - |
| W | - | - | - | 2.21 | - |
| Sn | 0.63 | 0.67 | 5.06 | 4.28 | - |
| Pb | 9.59 | 11.33 | 15.02 | 20.16 | - |
| Zn | - | - | - | 44.0 | - |
| Th | 7.67 | 6.89 | 6.99 | 19.84 | - |
| U | 1.58 | 1.31 | 1.84 | 3.05 | - |
| Dy | 5.71 | 5.54 | 6.65 | 4.33 | - |
| Ho | 1.31 | 1.12 | 1.25 | 0.803 | - |
| Er | 3.00 | 3.02 | 3.51 | 2.28 | - |
| Tm | 0.60 | 0.44 | 0.50 | 0.350 | - |
| Yb | 2.65 | 2.68 | 3.49 | 2.67 | - |
| Lu | 0.63 | 0.41 | 0.52 | 0.361 | - |
| La | 37.12 | 41.47 | 18.52 | 22.32 | - |
| Ce | 81.61 | 88.36 | 46.51 | 60.72 | - |
| Pr | 9.79 | 10.51 | 6.51 | 6.09 | - |
| Nd | 37.33 | 40.83 | 28.00 | 22.06 | - |
| Sm | 6.96 | 7.49 | 6.50 | 4.79 | - |
| Eu | 2.61 | 2.17 | 1.76 | 0.213 | - |
| Gd | 6.91 | 6.79 | 6.34 | 4.31 | - |
| Tb | 1.17 | 0.97 | 1.07 | 0.653 | - |

Примечание: Примечание: Определения петрогенных и микроэлементов в породах проводились в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Содержания H_2O , п.п.п. и SiO_2 выполнено методом гравиметрии. Аналитики В.Н. Залевская, Л.И. Алексеева, Л.А. Авдеевна).

Содержания остальных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP-AES 6500 Duo. Аналитики Г.А. Горбач, Н.В. Хуркало, Е.А. Ткалина.

Содержание микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, Д.С. Остапенко, Ю.М. Иванова

Места отбора проб: Г-2 – верховье р. Малая Чертова лапа, канава К-15, трахибазальт карбонатизированный, хлоритизированный (Сахно и др., 2013); Г-4 – верховье р. Малая Чертова лапа, канава К-18, трахиандезиобазальт карбонатизированный, хлоритизированный (Сахно и др., 2013); Г-7 – верховье р. Малая Чертова лапа, канава К-19, трахиандезиобазальт карбонатизированный, хлоритизированный (Сахно и др., 2013); Р-77 – верховье р. Малая Чертова лапа, расчистка Р-77, риолит; К-9-34 – верховье р. Малая Чертова лапа, канава К-9-34, риолит.

игольчатыми микролитами плагиоклаза, погруженными в хлоритовый базис, содержащий дендритовидные скопления гематита, местами с примесью карбоната

и кварца. Ксеноморфные поры и вытянутые полости (до 1.5 мм) выполнены хлоритом и кальцитом. Характерны неровные, ветвящиеся трещины, выполненные кальцитом.

Андезибазальт. Структура бластогломеропорфировая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и темноцветным минералом (0.15-0.5 мм), превращенным в кварцевые псевдоморфозы. Плагиоклаз (таблицы, призмы 0.15-1 мм) почти нацело замещен мусковитом, по периферии зерен – хлоритом, серицитом. Основная масса интерсертальная с флюктуационной текстурой. Состоит из лейст (0.05-0.15 мм) деанортитизированного, хлоритизированного и серпентизированного плагиоклаза, выполняющих интерстиции кварца, калишпата хлорита, хлоритизированного мелкочешуйчатого биотита. Порода нередко насыщена сульфидами, образующими вкрапленность, гнезда (до 1 мм), выполняющими микротрещины. С крупными зернами, гнездами тесно ассоциируют красно-коричневый биотит, большей частью хлоритизированный, и калиевый полевой шпат в изометричных зернах, которые обрастают сульфиды.

Базальт. Структура интерсертальная текстура массивная. Порфировые выделения редки и представлены плагиоклазом. В породе встречаются единичные миндалины, выполненные хлоритом. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и девитрифицированным вулканическим стеклом. Микролейсты плагиоклаза альбитизированы, нередко сосюритизированные. Процесс замещения плагиоклаза сопровождался слабым изгибанием микролитов с весьма редкими следами их расщепления. На основании этого можно сделать вывод о спилитовой структуре вулканической породы и о том, что она претерпела процесс спилитизации. Вулканическое стекло, развитое в интерстициях между микролитами плагиоклаза, замещено хлоритом. Общее количество хлорита составляет 25-30%. По породе развит карбонат в виде отдельных индивидов. Его встречаемость оценивается в 5-7%. Рудный минерал представлен пиритом и титаномагнетитом, интенсивно развитым в интерстициях между микролитами плагиоклаза. Пирит на порядок превышает по размерам рудный минерал основной массы. Прожилки, развитые по породе, имеют почти мономинеральный

карбонатный состав и лишь в единичных случаях центральная часть прожилка выполнена кварцем, причем его доля в сложении прожилка значительно менее 1%.

Трахиандезибазальт. Структура гломеропорфировая. Вкрапленники представлены призматическим плагиоклазом и пироксеном, образующим сростки. Плагиоклаз зональный деанортитизирован, замещается серицитом, мусковитом, хлоритом, карбонатом. Пироксен нередко замещен хлоритом, карбонатом, амфиболом с образованием сложных псевдоморфоз.

Трахибазальт. Структура породы мелкопорфировая, иногда трахитоидная. Состоит, главным образом, из мелких лейст интенсивно соскюритизированного плагиоклаза, количество которого составляет 60-65% от общей массы. Промежуток между лейстами заполнен изометричными зернами карбонатизированного пироксена, рудного минерала (сфена) и стеклами. Порода рассечена тончайшими прожилками, выполненными карбонатами, хлоритом. Округлые пустоты заполнены кварцем и хлоритом.

Возраст и взаимоотношение с другими породами. К сожалению, определить абсолютный возраст субвулканических образований Дорофеевской свиты не удалось по причине интенсивного изменения этих пород. Дайки андезитов, андезибазальтов и базальтов прорывают монцониты Татибинского комплекса, возраст которых датируется 105.3 млн лет. На дайки наложена золотомедная минерализация.

Учитывая тесную пространственную взаимосвязь рудной минерализации с дайками Дорофеевского комплекса, можно предположить, что эти образования были сформированы в близком временном интервале, возраст которых оценивается менее 105 млн лет.

Богопольский комплекс трахириолит-риолитовый (λK_2-P_1 bg)

Породы Богопольского комплекса трахириолит-риолитового имеют ограниченное распространение и в основном локализованы в юго-западной части площади месторождения, пространственно тяготея к Орочено-Малиновской экструзии, расположенной южнее (см. рис. 2) (Родионов, 1988 ф). Это

маломощные дайки, мелкие субвулканические тела кислого состава сложной формы и площадью не более 0.02 км². Отмечается следующая закономерность. Дайки риолитов и риодацитов в юго-западной части месторождения метасоматически не изменены или изменены в незначительной степени. Подобные же дайки в пределах интрузии Водораздельной (зона Меридиональная), как правило, интенсивно березитизированы. В горных выработках и скважинах задокументирована серия субвулканических тел березитизированных риолитов с ясно выраженной флюидалностью, которые прорывают монциты под достаточно пологими углами 25-40°. Отличительной особенностью их является повышенные содержания меди (до 127.9 г/т). Химический состав пород Богопольского комплекса приведен в таблице 7.

Петрографические разности

Риолит. Структура порфировая, вкрапленники представлены идеоморфными зернами кварца и водянисто-прозрачного кислого плагиоклаза, который замещается кварцем, карбонатом, белой слюдой. Основная масса кварц-щелочнополевошпатовая пойкилитовая с реликтами перекристаллизованных феролитов, содержащих вроски лейст плагиоклаза, игольчатые пластины осветленного биотита. Нередки полости с крупными выделениями кварца и полевого шпата. Характерно разрастание кварца и развитие его по вкрапленникам полевых шпатов. Участки с первоначальной витрофировой структурой превращены в фельзит. Основная масса серицитизирована и карбонатизирована.

Риолит березитизированный. Структура реликтовая, порфировая, гломеропорфировая. Текстура пятнистая. Вкрапленники представлены кварцем, псевдоморфозами серицит-карбонатного, кварц-серицит-карбонатного состава. Реликты кристаллов призматической и шестоватой формы превращены в карбонатные, серицит-карбонатные, кварц-карбонатные псевдоморфозы по плагиоклазу и амфиболу. Основная масса – реликтовая, пойкилитовая, сферолитовая, состоит из кварца, серицита, карбоната, пирита, примеси мусковита. Характерно обилие игольчатого апатита. Сульфиды образуют скопления, приуроченные к псевдоморфозам по порфировым выделениям.

Трахиродацит. Структура гломеропорфировая. Вкрапленники представлены идиоморфными и оплавленными кристаллами кварца, калишпата-пертита и плагиоклаза. Калишпат содержит вросстки плагиоклаза. Основная масса кварц-щелочнополевошпатовая, содержит значительную примесь мелкочешуйчатых агрегатов светло-оливкового, желтого биотита, акцессорных циркона, апатита, сфена. Кварц, полевые шпаты находятся в сложных взаимоотношениях с образованием неоднородной структуры: сферолитовой, аксиолитовой с друзовидными агрегатами альбита, включающими зерна кварца, адуляра. Сферолиты (0.02-0.7 мм) сложены, в основном, мономинеральными волокнистыми, пластинчатыми агрегатами калиевого полевого шпата, которые содержат нередко включения ксеноморфных зерен плагиоклаза, кварца. Соединяясь, калишпатовые сферолиты образуют полосы (до 2.5 мм) с фестончатыми границами. Часто сферолиты образуются вокруг вкрапленников. Кроме калишпатовых сферолитов наблюдаются концентрические зональные кварцевые псевдосферолитовые образования, которые окружаются мелкозернистым мутным материалом, в котором выделяются микроромбики адуляра. Сферолитовые образования имеют как четкие, так и расплывчатые границы, окружены агрегатами пелитизированного плагиоклаза с примесью кварца. Характерно развитие слюды в виде скоплений и пленок вокруг сферолитов. Друзовидные агрегаты прозрачного альбита с примесью адуляра и кварца выполняют, по всей видимости, поры.

Возраст и взаимоотношение пород. Дайки и субвулканические образования риолитов Богопольского комплекса прорывают все известные геологические образования на площади Малиновского месторождения и являются самыми молодыми. В расчистке Р-61 на правом берегу реки Малиновки установлено, что риолиты прорывают одно из рудных тел зоны Медной (рис. 16). Согласно Государственной Геологической карте масштаба 1:200 000 (Белянский, 2011 ф) риолиты и риодациты отнесены к Богопольскому комплексу. Возраст риолитов установлен U-Pb (SHRIMP) методом по цирконам в Центре изотопных исследований ВСЕГИИ. Проба была отобрана из расчистки Р-77 в верховье р.

Малая Чертова Лапа. Средневзвешенный возраст составил 66.67 млн лет, что соответствует границе палеоцена и позднего мела (табл. 8, рис.17). В связи с этим относить дайки риолитов к образованиям Богопольского комплекса не корректно. Возможно, что их нужно относить к Сияновскому комплексу, однако эта проблема выходит за рамки данной работы и требует дополнительных исследований.

Дальнегорский гранитовый комплекс (γK_2d_3 - $\gamma\lambda K_2d_3$). Третья фаза

Единственный шток гранитов площадью около 3 км², расположен за пределами площади месторождения, в верховье ключа Скрытого (рис. 3). При составлении Государственной геологической карты масштаба 1: 200000 эта интрузия была отнесена к третьей фазе Дальнегорского гранитового комплекса (Михайлов и др., 1987 ф). Определение возраста пород не делалось. Петрографические разности пород представлены лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами. Химический состав пород приведен в таблице 5 (обр. СКР-1).



Рис. 16. Рудное тело кварц-лимонит-халькопирит-арсенопиритового состава (q-s-li), залегающее в алевролитах Журавлевской свиты (K_1zr) секут риолиты Богопольской свиты ($\lambda\lambda K_2$ - P_1bg). Расчистка Р-61.

2.2. Петрохимические особенности магматических пород

Петрохимические особенности пород различных вулcano-магматических комплексов Малиновского месторождения рассматриваются в сравнении с другими комплексами и интрузивами Приморья, с которыми генетически связана рудная минерализация.

По химическому составу гранитоиды относятся к кислому типу пород, а монцониты к среднему и основному (рис. 18). У гранитов можно отметить

Таблица 8

Результаты U–Pb (SHRIMD-II) датирование цирконов из риолитов, расчистка P-77

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_c$ % | U ppm | Th ppm | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ ppm | Возраст, млн лет | Соотношение изотопов | | | 1σ |
|---------------|--------------------------|----------|-----------|--|----------------------------|---------------------|---------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------|
| | | | | | | | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | |
| 1.1 | - | 1705 | 2586 | 1.57 | 15.1 | 66.16±0.46 | 0.0453±7.1 | 0.0644±7.1 | 0.010316±0.7 | 0.099 |
| 2.1 | 0.39 | 1379 | 1731 | 1.30 | 12.4 | 67.1±0.49 | 0.0446±5.1 | 0.0643±5.2 | 0.010464±0.73 | 0.142 |
| 3.1 | 0.95 | 664 | 471 | 0.73 | 5.93 | 66.02±0.75 | 0.0406±11 | 0.0576±11 | 0.01029±1.1 | 0.100 |
| 4.1 | - | 1487 | 1438 | 1.00 | 13.2 | 66.51±0.46 | 0.0495±3.6 | 0.0708±3.7 | 0.010371±0.7 | 0.189 |
| 5.1 | 0.35 | 1027 | 1147 | 1.15 | 15.9 | 66.27±0.51 | 0.0472±4.8 | 0.0672±4.8 | 0.010333±0.77 | 0.161 |
| 6.1 | 0.79 | 328 | 229 | 0.72 | 2.94 | 66.45±0.83 | 0.0498±8.9 | 0.0711±8.9 | 0.01036±1.3 | 0.140 |
| 7.1 | 0.00 | 816 | 664 | 0.84 | 7.24 | 66.31±0.55 | 0.0495±3.2 | 0.0706±3.3 | 0.010339±0.84 | 0.254 |
| 8.1 | 0.72 | 654 | 385 | 0.61 | 5.8 | 65.69±0.65 | 0.0404±9.2 | 0.057±9.3 | 0.01024±1.0 | 0.107 |
| 9.1 | 0.62 | 1317 | 1432 | 1.12 | 11.9 | 66.75±0.57 | 0.0412±9 | 0.0591±9.1 | 0.010408±0.86 | 0.095 |
| 10.1 | 0.54 | 2253 | 2025 | 0.93 | 20.5 | 67.52±0.46 | 0.046±4.3 | 0.0668±4.4 | 0.010528±0.69 | 0.159 |

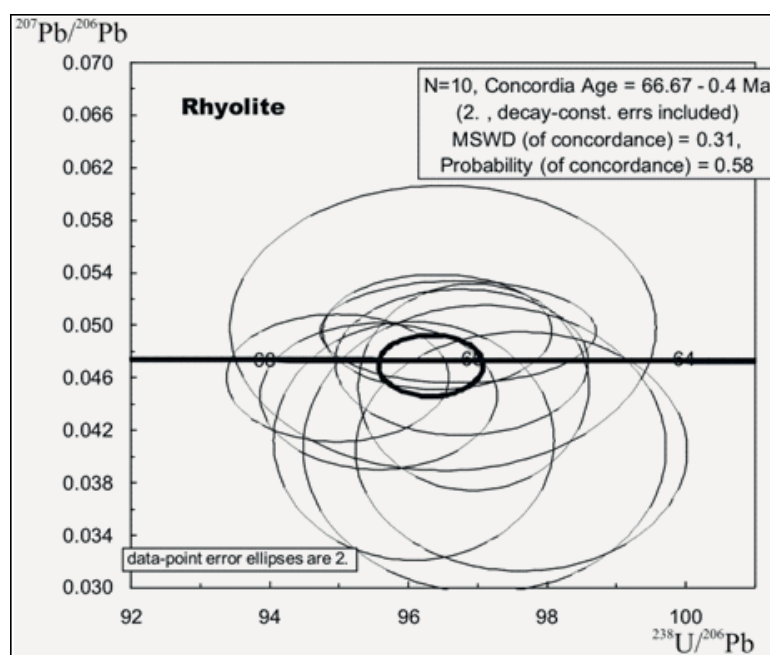


Рис. 17. Диаграмма конкордий цирконов из риолитов.

повышенные содержания щелочей и пониженную известковистость, а для монцонитов характерна повышенная известковистость. Средние содержания суммы редкоземельных элементов гранитоидов и монцонитов сравнительно высокие и составляют 139 г/т и 126 г/т соответственно. Химический и элементный состав проб магматических пород представлен в таблицах 3, 5, 7, а основные их характеристики отражены на классификационных диаграммах (рис. 18, 19, 20, 21). Анализ этих данных показывает, что все гранитоиды на месторождении можно отнести к S-типу магнетитовой серии, а монцониты Татибинского комплекса тяготеют к ильменитовой серии (рис. 22). Гранитоиды всех магматических комплексов близкие по петрохимическим характеристикам. Породы пресыщены глиноземом и по типу щелочности относятся к калиевой серии, за исключением метасоматически изменённых гранитов р. Намов (К-82), которые на всех диаграммах располагаются обособлено.

Графики нормированного по хондриту распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для гранитоидов Малиновского месторождения характеризуются отчетливо выраженным европейским минимумом. Исключение составляет проба из метасоматически измененной дайки гранитов р. Намов, у которой на графиках этот минимум отсутствует (рис. 23). Графики нормированного по хондриту распределения РЗЭ у монцонитов интрузива Водораздельного показывают отсутствие минимума европия. Еще одним отличием графиков гранитоидов от монцонитов является интенсивное уменьшение содержаний группы элементов от Sm до Lu у монцонитов.

Обращает на себя внимание положение точек Г-3, Г-5 и Г-9 Малиновского месторождения на диаграмме соотношения Rb-K₂O (рис. 24), где уже вынесены поля составов гранитоидов Приморского края, относящихся к золотоносной ассоциации (Гоневчук и др., 1999). На данной диаграмме гранитоиды попадают в поле оловоносной ассоциации или близки к ним, а монцонитоиды интрузива Водораздельного соответствуют золотоносной ассоциации и близки к гранитоидам месторождений Аскольд, Криничное.

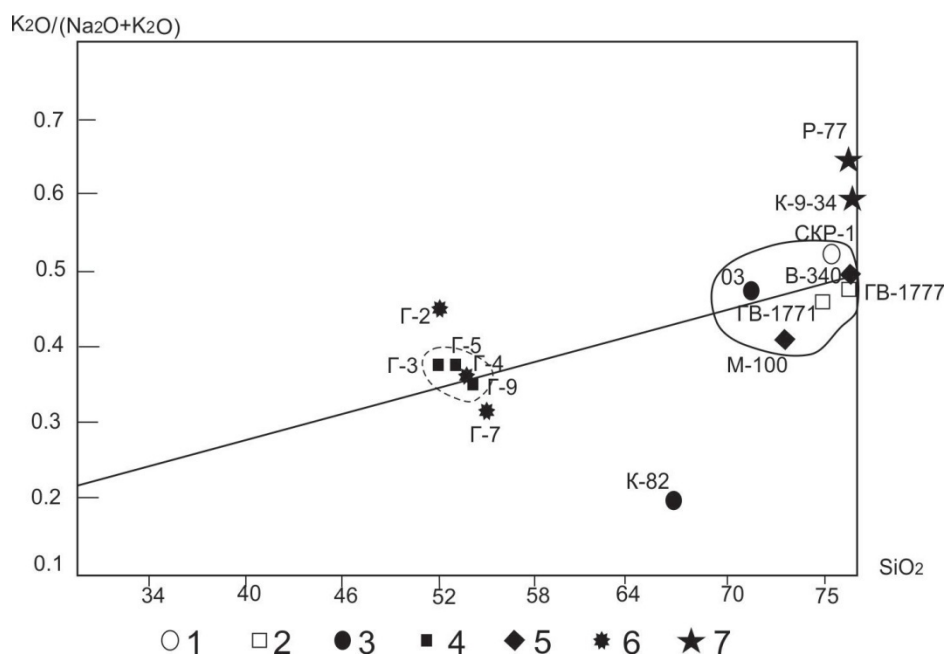


Рис. 18. Диаграмма зависимости содержания щелочей от кремнекислотности в магматических породах Малиновского месторождения. Нумерация проб соответствует данным таблиц 3, 5, 7.

1 – шток гранитов в верховье р. Скрытого (Дальнегорский комплекс); 2 – интрузия гранитов р. Ладошин ключ (Татибинский комплекс); 3 – дайки гранитов и гранодиоритов р. Намов (Татибинский комплекс); 4 – монцитоны Водораздельного интрузива (Татибинский комплекс); 5 – граниты Горного интрузива (Ореховский комплекс); 6 – дайки трахибазальтов, р. Малая Чертова лапа (Дорофеевский комплекс); 7 – дайки риолитов, р. Малая Чертова лапа (Богопольский комплекс).

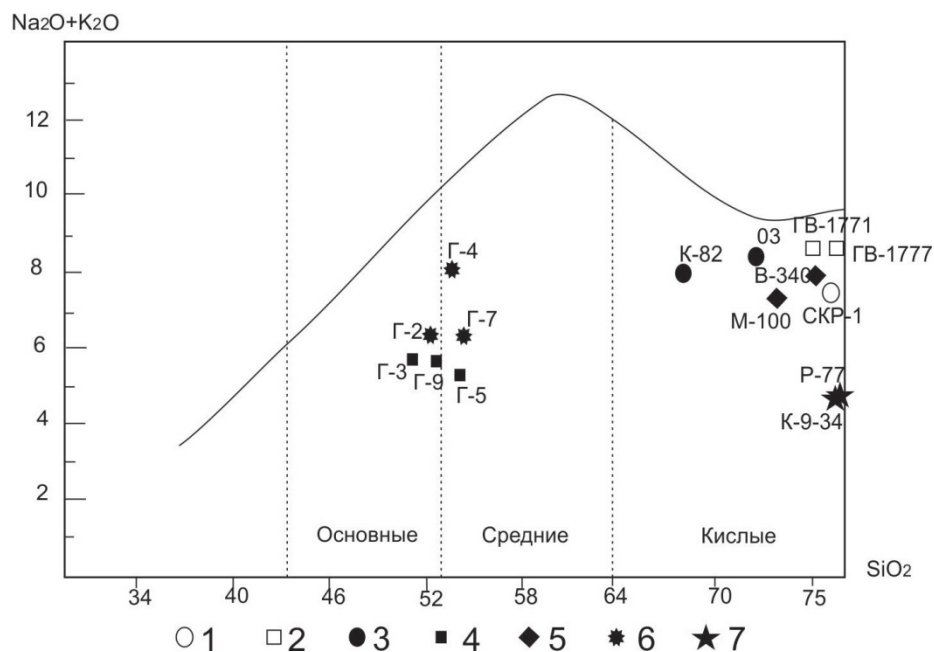


Рис.19. Диаграмма зависимости содержания щелочей от кремнекислотности в магматических породах Малиновского месторождения. Нумерация проб соответствует данным таблиц 3, 5, 7. Условные обозначения приведены на рис. 18.

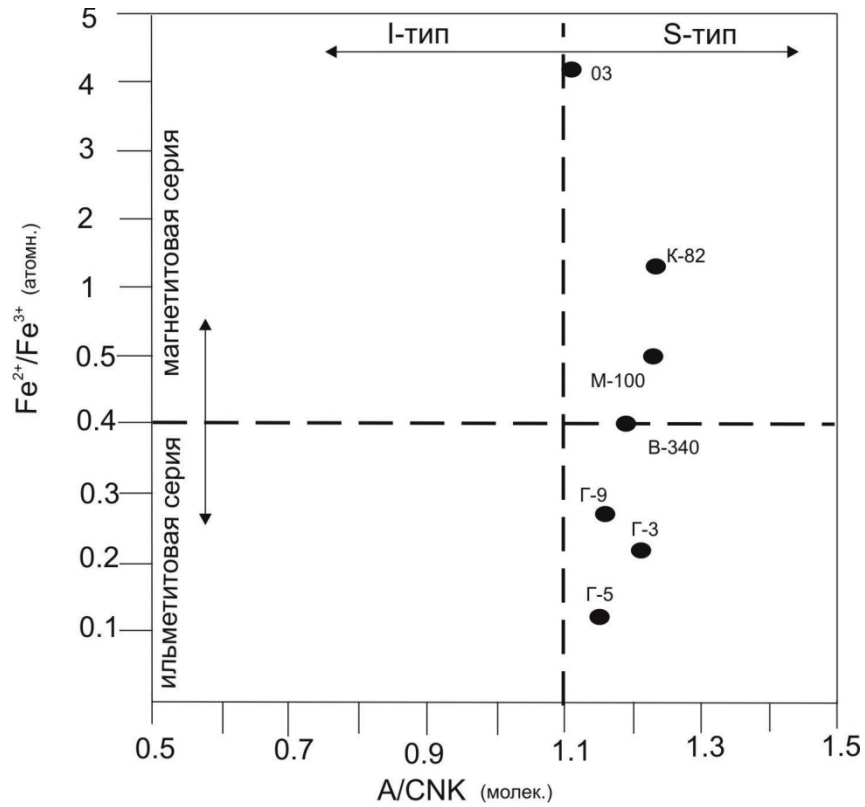


Рис. 20. Классификационная диаграмма магматических пород Малиновского месторождения: петрохимический тип-окисленность. Нумерация проб соответствует данным таблиц 3, 5, 7.

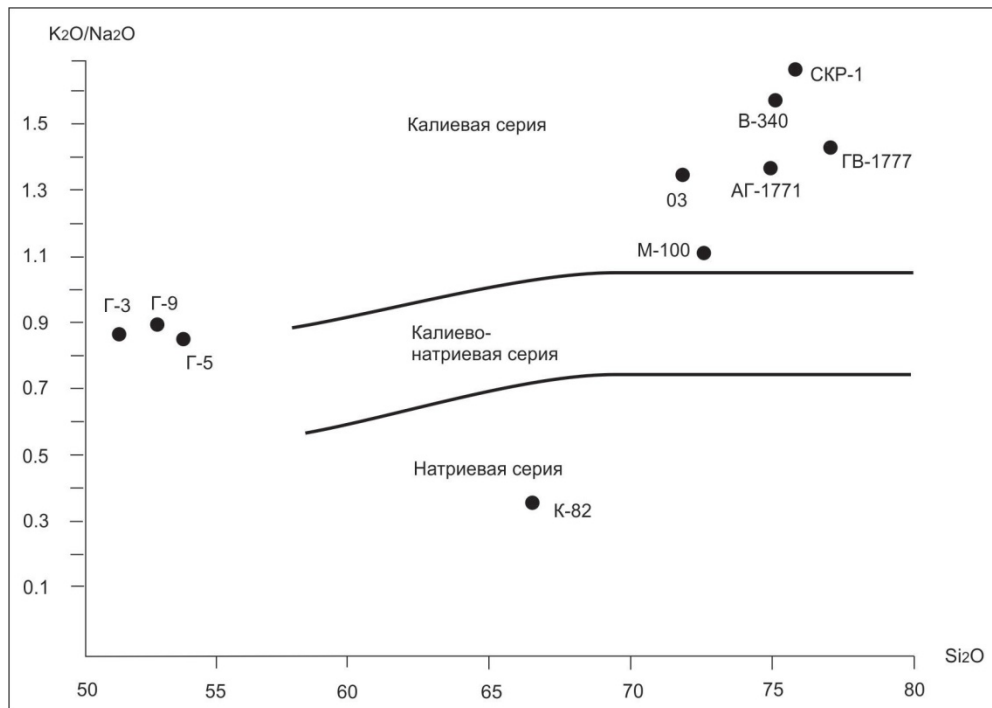


Рис. 21. Классификация магматических пород Малиновского месторождения по типу щелочности. Нумерация проб соответствует данным таблиц 3, 5, 7.

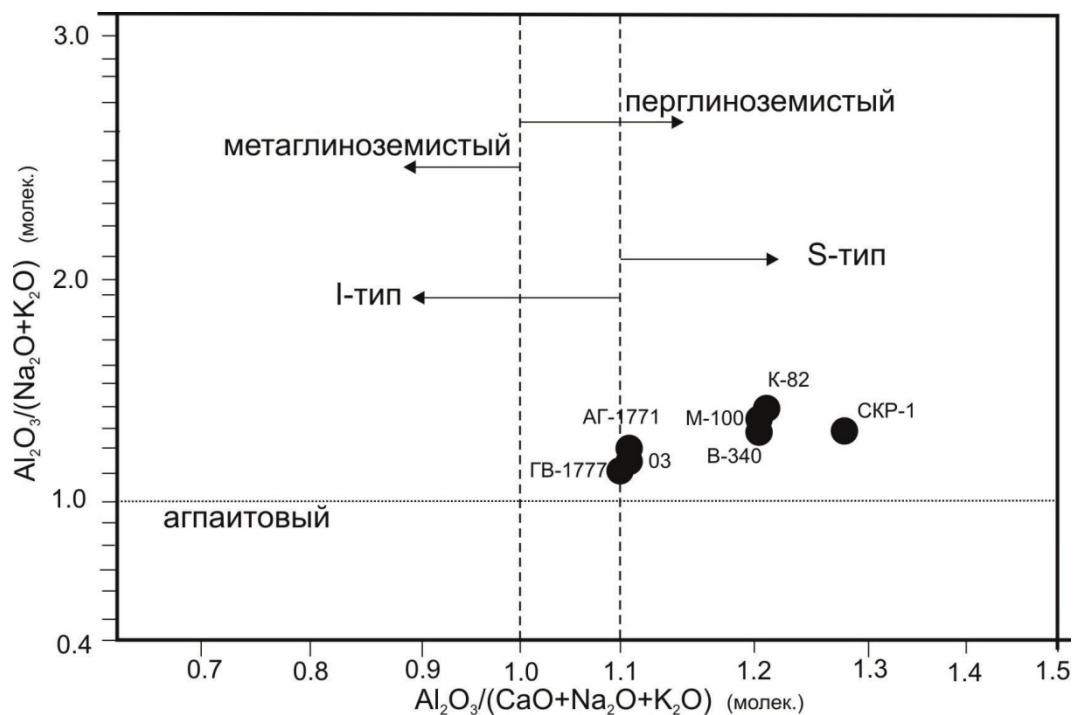


Рис. 22. Магматические породы по классификационной диаграмме ANK/CNK (Maniар, Piccolì, 1989). Нумерация проб соответствует данным таблиц 3, 5, 7.

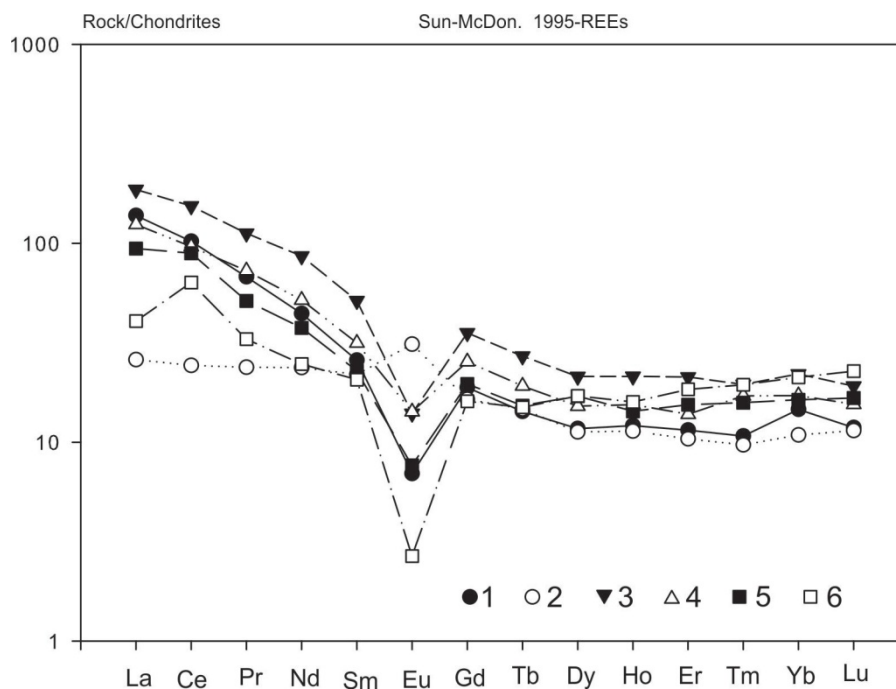


Рис. 23. Графики нормированного по хондриту распределения РЗЭ в гранитоидах Малиновского месторождения

1 – гранит лейкократовый (СКР-1, правый борт р. Скрытого); 2 – гранодиорит (К-82, правый борт р. Левого Намова); 3 – гранит-порфир (03, правый борт р. Намова); 4 – гранит биотитовый (М-100,) четвертый приток р. Намова); 5 – гранит биотитовый (АГ-1771, р. Ладошин ключ); 6 – гранит мелкозернистый (ГВ-1777 устье р. Ладошин ключ).

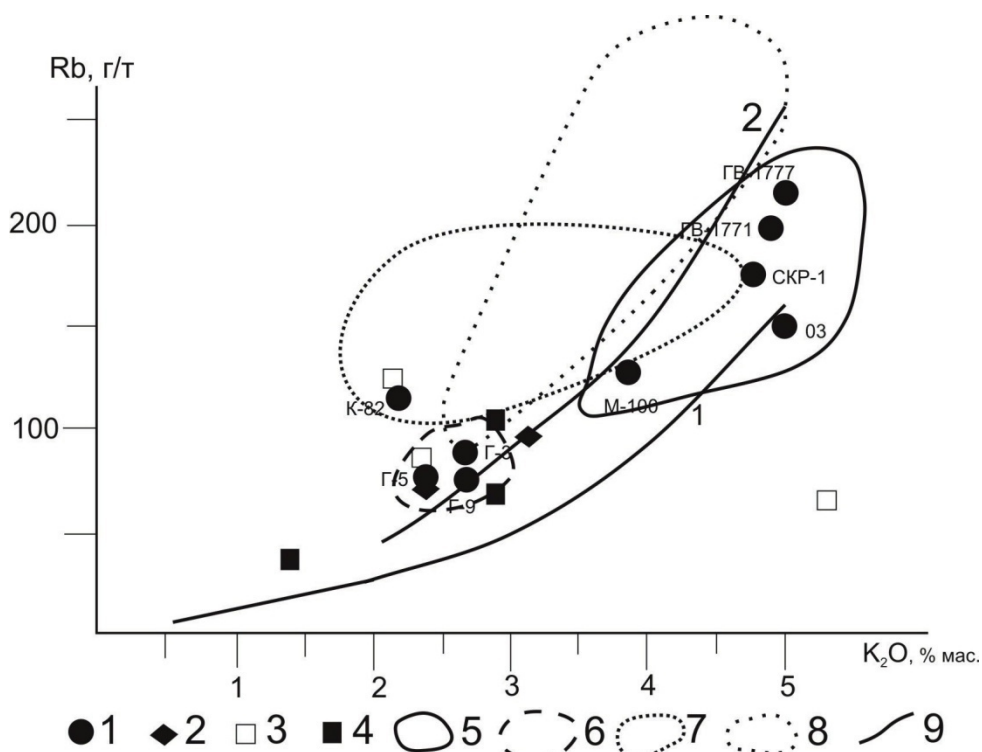


Рис. 24. Распределение составов монзонитов и гранитов Малиновского месторождения на диаграмме соотношения Rb-K₂O и их положение по отношению к гранитоидам оловоносных и золотоносных рудно-магматических систем Дальнего Востока России (Гоневчук и др., 1999 с добавлением автора).

1 – пробы отобранные на площади Малиновского месторождения и их номера; 2 – пробы из гранитоидов месторождения о. Аскольд (Гоневчук, и др., 1999); 3 – пробы из гранитоидов месторождения Соболиного (Кавалеровский р-он, Гоневчук и др., 1999); 4 – пробы из гранитоидов месторождения Криничного (юг Приморского края, Гоневчук и др., 1999); 5 – поле гранитоидов Малиновского месторождения; 6 – поле монзонитов Водораздельной интрузии; 7 – поле оловоносных гранитоидов Северо-востока Якутии (Трунилина, 1992); 8 – поле оловоносных гранитоидов Дальнего востока (Гоневчук и др., 1999); 9 – тренды гранитов базальтоидного и корового происхождения (Ферштатер, 1987)

Рудные тела с промышленными содержаниями полезных компонентов, как правило, расположены в монзонитах и повсеместно сопровождаются дайками трахибазальтов и трахиандезибазальтов Дорофеевского риолит-андезитового комплекса. Анализ полученных петрохимических данных показывает, что монзониты и дайки трахибазальтов имеют определенные отличия по сумме щелочей, отношения K/Na, по магниальности, а так же по содержанию кальция (Сахно и др., 2013). Дайки базальтоидов (трахибазальтов) характеризуются высокими содержаниями щелочей (особенно натрия), железистостью,

титанистостью, но они менее известковистые и магнезиальные (Сахно и др., 2013).

По микроэлементному и редкоземельному составу габброиды и базальтоиды так же существенно разнятся по концентрациям V, Cu, Rb, Nb, Mo, Ba, La, Ce и др. элементам. Повышенные концентрации V, Cu, Ni, Co и Mo свойственны для монцонитов, а для базальтов более высокие содержания отмечаются для LREE (рис. 25) (Сахно и др., 2013). Эти особенности составов можно объяснить более высокой степенью дифференциации для габброидов – резким повышением содержания плагиоклаза, темноцветных минералов и т.д. Для базальтоидов отмечается повышенные концентрации фосфора, что могло способствовать ликвационным процессам в расплавах в глубинном очаге. Это позволяет рассматривать базальтоиды как остаточные расплавы (Сахно и др., 2013). Влияния фосфорсодержащих флюидов на процессы ликвации в основных породах рассматривалось экспериментально (Горбачев, 1989). Ограниченные объемы базальтоидов, как остаточных расплавов в Малиновской РМС, внедрились в массив габброидов в виде даек.

Анализ изучения характера распределения РЗЭ (рис. 26, табл. 9) в цирконах показали характерный спектр – обеднение LREE относительно тяжелых, это свойственно магматическим породам, за исключением некоторых цирконов (8.1 и 5.1), для которых отмечается высокая концентрация La относительно Ce, что не согласуется со средними La/Ce отношениями и, возможно, является следствием воздействия флюидов относительно расплавов (Hoskin, 2003).

Этот факт можно объяснить с позиции высокого флюидного режима при генерации монцогаббро-диоритового расплава. В определенной мере это подтверждается содержанием магматических флюидов: воды, фтора и хлора в роговых обманках и биотитах (Сахно и др., 2013).

Изотопные соотношения гафния дают возможность судить о генерации расплава из мантии и возможной контаминации её породами коры (Фор, 1989). Изучение изотопных соотношений гафния для монцонитов Малиновского

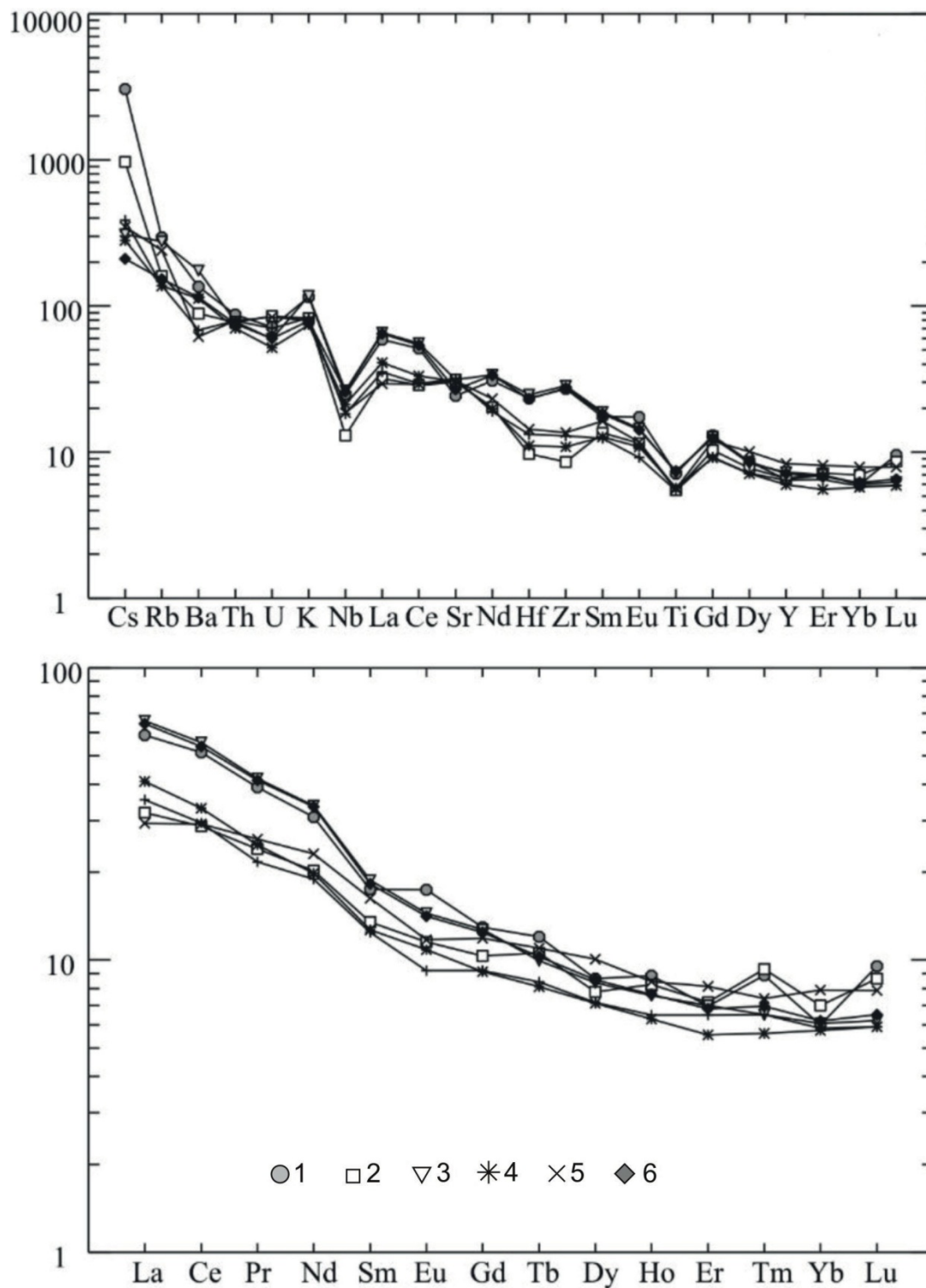


Рис. 25. Мультикомпонентные диаграммы распределения редкоземельных элементов в монцогаббро-диоритах и трахибазальтах Малиновской РМС, нормированных к примитивной мантии. Номера анализов соответствуют номерам в таблице 3 и 7 (Сахно и др., 2013).

Пробы: 1 – Г-2; 2 – Г-3; 3 – Г-4; 4 – Г-5; 5 – Г-7; 6 – Г-9.

месторождения по соотношению $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ позволяет предположить, что генерация мантийных расплавов проходила при минимальном участии пород коры (Сахно и др., 2013). Изотопные отношения характеризуются

положительными значениями (ϵ_{Hf}). Это отражено на диаграмме и в таблице (рис. 27, табл. 10) изотопной эволюции гафния (Фор, 1989) и предполагает, что расплавы генерировались в условиях обедненной мантии, при высоком флюидном давлении. Кроме того, подтверждается водосодержащими минеральными ассоциациями в монцогаббро-диоритах (Saunders, 1987).

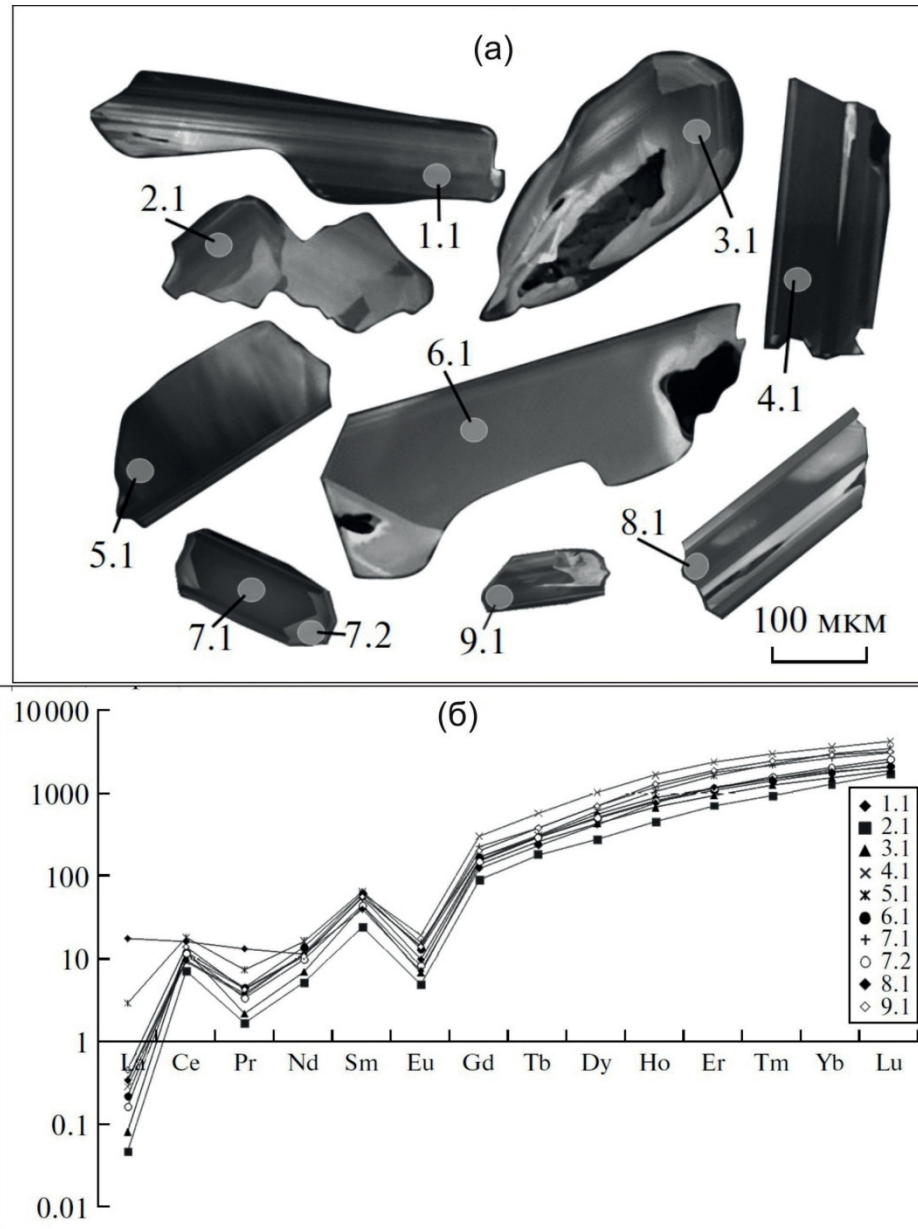


Рис. 26. Катодолюминесцентные изображения цирконов (а) и диаграмма распределения РЗЭ в цирконах из монцогаббро-диоритов (б). Проба Г-9. Концентрация элементов нормировано к хондриту. Номера проб соответствуют точкам анализов в таблице 9 (Сахно и др., 2013).

Концентрация редкоземельных элементов в цирконах монцогаббро-диоритах массива Водораздельный (проба Г-9)

| точки анали- зов | Концентрации элементов (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------|------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|---------|
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
| 1.1 | 0.080 | 5.781 | 0.357 | 5.331 | 8.230 | 0.573 | 31.744 | 11.102 | 139.503 | 49.853 | 190.896 | 37.590 | 323.956 | 60.897 |
| 2.1 | 0.011 | 4.282 | 0.159 | 2.391 | 3.673 | 0.282 | 18.116 | 6.754 | 69.541 | 25.439 | 116.803 | 23.601 | 219.271 | 43.345 |
| 3.1 | 0.019 | 7.567 | 0.206 | 3.215 | 6.618 | 0.392 | 28.281 | 9.840 | 108.060 | 37.949 | 153.991 | 31.780 | 258.426 | 47.021 |
| 4.1 | 0.067 | 5.714 | 0.333 | 5.421 | 9.322 | 1.118 | 62.716 | 21.406 | 256.733 | 93.359 | 389.670 | 75.940 | 610.951 | 108.385 |
| 5.1 | 0.683 | 11.055 | 0.696 | 7.604 | 9.866 | 0.908 | 34.653 | 11.694 | 153.038 | 58.814 | 271.507 | 56.767 | 508.284 | 87.488 |
| 6.1 | 0.052 | 7.257 | 0.427 | 6.375 | 9.179 | 0.768 | 34.919 | 10.867 | 124.676 | 44.927 | 178.305 | 35.841 | 299.984 | 52.822 |
| 7.1 | 0.082 | 6.458 | 0.412 | 5.183 | 8.583 | 0.818 | 45.767 | 14.395 | 174.929 | 66.754 | 289.684 | 55.593 | 458.087 | 77.795 |
| 7.2 | 0.039 | 7.071 | 0.315 | 4.541 | 6.726 | 0.483 | 31.126 | 10.988 | 126.932 | 46.023 | 188.694 | 39.667 | 349.255 | 65.661 |
| 8.1 | 4.139 | 9.927 | 1.251 | 5.212 | 6.005 | 0.412 | 25.289 | 8.592 | 106.662 | 43.790 | 196.953 | 37.580 | 305.081 | 51.430 |
| 9.1 | 0.107 | 8.395 | 0.400 | 4.915 | 8.567 | 0.812 | 41.564 | 14.055 | 179.407 | 72.778 | 311.371 | 62.821 | 488.051 | 80.989 |

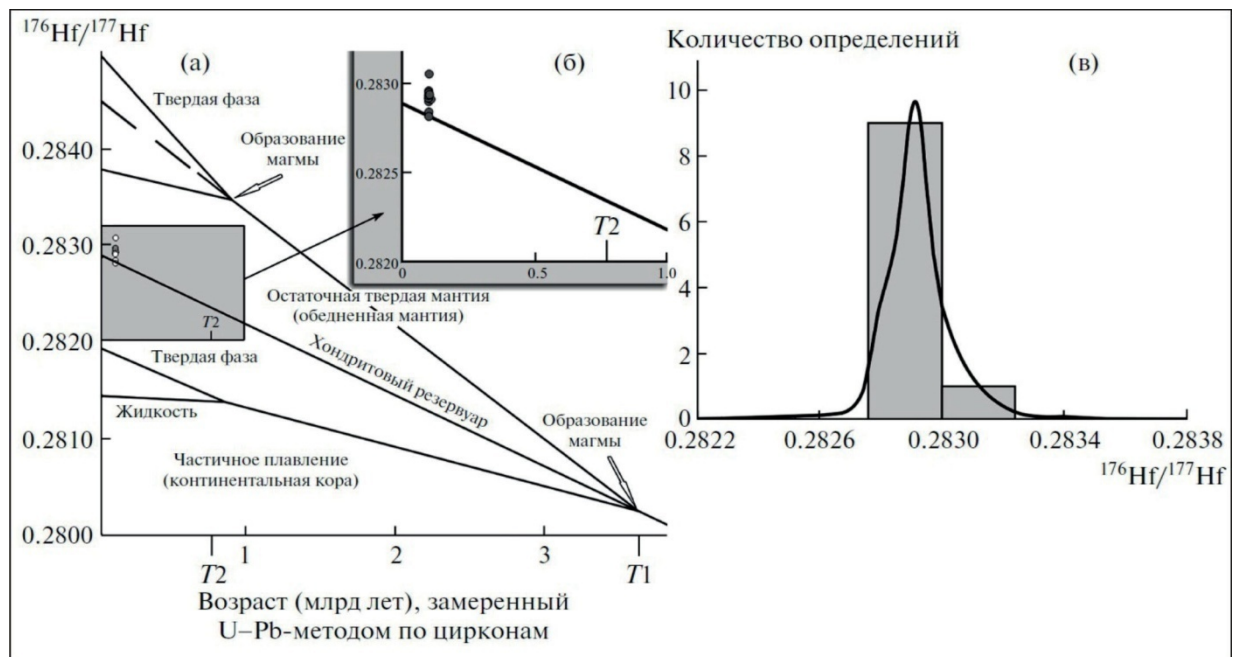


Рис. 27. Изотопная эволюция гафния в хондритовом резервуаре (Фор, 1989).

а – диаграмма частичного плавления в хондритовом резервуаре во время T_1 , дающая жизнь и остаточные фазы. Последующее плавление приводит к образованию магм с высоким $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Плавление коровых пород (T_2 -повторное плавление) порождает обеднение ^{176}Hf . Смешение этих расплавов определяет степень контаминированности мантийных магм, выраженную отношением изотопов Hf; б – отношение изотопов Hf в монцонитах Малиновской золоторудной РМС; в – диаграмма относительной вероятности значений Hf в породе (проба Г-9) (Сахно и др., 2013).

Анализ приведенных выше данных по изучению магматических образований Малиновского месторождения позволяет сделать следующие выводы:

1. Магматические образования Малиновского золоторудного месторождения формировались как единая рудно-магматическая система, приуроченная к левосторонним смещениям вдоль ЦСАР, и имеют мантийный источник.

2. Генерация расплавов проходила в условиях обедненного мантийного резервуара при высоком флюидном давлении с одновременным проявлением кристаллизационной дифференциации и участием ликвационных процессов, способствующих расслоению, где ликвантом является фосфор и, возможно, сера, концентрация которой возрастает в габброидах до 0,5-0,6 мас. %, а содержание фосфора достигало 0,5 мас. %.

Таблица 10

Изотопные отношения гафния $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах монцогаббро-диоритах массива Водораздельный (проба Г-9)

| Точки анализов | Возраст | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | Err | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | Err | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | Err |
|-------------------|---------|-----------------------------------|--------|-----------------------------------|----------|-----------------------------------|----------|
| 1.1 | 102 | 0,0547 | 0,0052 | 0,004010 | 0,000333 | 0,282914 | 0,000369 |
| 2.1 | 105 | 0,0269 | 0,0014 | 0,000965 | 0,000012 | 0,282931 | 0,000039 |
| 3.1 | 104 | 0,0107 | 0,0013 | 0,000421 | 0,000014 | 0,282915 | 0,000032 |
| 4.1 | 105 | 0,0620 | 0,0032 | 0,002503 | 0,000028 | 0,282957 | 0,000113 |
| 5.1 | 104 | 0,0520 | 0,0032 | 0,002134 | 0,000031 | 0,283053 | 0,000083 |
| 6.1 | 103 | 0,0261 | 0,0005 | 0,001103 | 0,000007 | 0,282812 | 0,000040 |
| 7.1 | 106 | 0,0247 | 0,0005 | 0,001069 | 0,000007 | 0,282837 | 0,000051 |
| 7.2 | 103 | 0,0204 | 0,0007 | 0,000722 | 0,000007 | 0,282899 | 0,000031 |
| 8.1 | 105 | 0,0401 | 0,0006 | 0,001725 | 0,000030 | 0,282945 | 0,000068 |
| 9.1 | 104 | 0,0407 | 0,0016 | 0,001763 | 0,000026 | 0,282930 | 0,000064 |

3. Можно предположить, что важную роль в магматогенном рудогенезе играла растворимость серы в расплаве, в широком интервале глубин верхней мантии при участии водосодержащих флюидов и фосфора. При высоких давлениях, этот эффект усиливается (Горбачев, 1989).

4. На основании данных U-Pb датирования магматических пород и учитывая данные по другим крупнообъемным рудно-магматическим системам (Восток-2, Лазурное), формирование Малиновского золоторудного месторождения проходило в близком временном интервале (Сахно и др., 2011; Сахно и др., 2012; Аленичева и др., 2008) соответствующего времени проявления магматизма Татибинской магматической серии.

ГЛАВА 3. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДЫ

3.1. Метасоматические породы

На всей площади месторождения геологические образования в той или иной степени подвержены метасоматическим изменениям, которые можно разделить на два типа: контактовый метаморфизм и околорудные изменения.

Контактовый метаморфизм. Терригенные породы нижнего мела практически на всей площади месторождения подвержены ороговикованию. Наиболее интенсивно оно развито вдоль контактов интрузива Водораздельного в виде полос северо-восточного простирания шириной от первых десятков метров до километра. Контактовый метаморфизм непосредственно связан с внедрением интрузии монцонитов и других более мелких тел и даек.

Ороговикование проявляется в виде перекристаллизации пород с развитием вторичного биотита, кварца, плагиоклаза, реже кордиерита, вплоть до образования сливных биотитовых роговиков (Родионов, 1988 ф). На эти участки вместе с интенсивным развитием биотитизации впоследствии накладывается сульфидизация, турмалин-кварцевое и серицит-хлорит-карбонатное замещение, с которыми нередко связана золоторудная минерализация. Как правило, такие площади характеризуются повышенными значениями сопротивления до 8000-10000 Ом.м. и отрицательными значениями магнитного поля (Родионов 1988 ф).

Околорудные метасоматические изменения характеризуются широким разнообразием, что связано с несколькими этапами формирования месторождения. Терригенные отложения в значительной степени подвержены сульфидизации и турмалинизации, а интрузивные породы основного и среднего состава – пропилитизации, аргиллизации, грейзенизации, турмалин-кварцевому, серицит-хлорит-карбонатному, хлорит-карбонатному метасоматозу. Дайки кислых пород на месторождении, как правило, березитизированны.

Сульфидизация характерна как для осадочных, так и для изверженных пород и имеет широкое распространение на всей площади месторождения. По мнению А.Н. Родионова, «сульфидизация пород формировалась в несколько этапов: а) собственно пиритовый, который хорошо коррелируется с зонами развития

карбонатных жил и прожилков; б) пиритовый с халькопиритом и арсенопиритом, проявленный среди биотитизированных, турмалинизированных и хлоритизированных пород эндо и экзоконтакта Водораздельного интрузива; в) арсенопирит-пиритовый с галенитом и сфалеритом, связанный в основном с зонами окварцевания и телами Богопольских риолитов и эксплозивных брекчий» (Родионов, 1988 ф). Исследования вещественного состава руд, приведенные в этой работе, подтвердили тот факт, что сульфидная минерализация присутствует на всех этапах рудообразования, а также заключительной, пострудной стадии. Обычно сульфидные минералы развиваются по трещинам и микротрещинам, нередко образуя гнезда размером до 1-2 мм. Иногда сульфидные минералы присутствуют в виде рассеянной вкрапленности в породе.

Полоса интенсивно турмалинизированных, окварцеванных и хлоритизированных осадочных пород мощностью до 500 м прослеживается от р. Малиновки, в р. Гутников и до устья кл. Лагерного, вдоль контакта интрузии монцонитов (см. рис. 4) (Родионов, 1988 ф). В них локализованы рудные тела золотомедной минерализации зоны Медной, Маячной и Контактной. Турмалин-кварцевые метасоматиты (турмалиниты) нередко наблюдаются в экзоконтакте сульфидно-кварцевых жил и прожилков. Визуально представляют собой черную сливную породу с редкими прожилками кварца серого цвета и вкрапленностью сульфидов. Порода состоит из неправильных зерен кварца и полихромного турмалина. Кварц иногда насыщен микровключениями, зернами циркона, апатита. Турмалин (шерл) представлен зернами столбчатой, шестоватой и игольчатой формы, иногда с неправильной пятнистой зональной буро-зелено-синей окраской. Его кучные скопления и радиально-лучистые сростки приурочены к границам кварцевых и полевошпатовых зерен.

В экзоконтакте интрузива Водораздельного конгломераты и граувакковые песчаники Журавлевской свиты нередко интенсивно окварцованные, местами до образования вторичных кварцитов. Гальки конгломератов замещены вторичным опаловидным кварцем, а по цементу развивается сульфидная минерализация, которая приурочена к микротрещинам в обломках пород (см. рис. 3). В районе г.

Маячной алевропесчаники и песчаники Журавлевской свиты осветлены и переработаны в кварц-серицитовые метасоматиты белесо-серого цвета, которые вмещают жилы и прожилки с убогой полиметаллической и серебряной минерализацией (зона Серебряная) (Родионов. 1988 ф).

Наиболее ранним метасоматическим изменением пород является грейзенизация, которая генетически связана с внедрением даек гранитов второй фазы Татибинского комплекса (Гвоздев и др., 2016). Она проявлена в экзоконтакте сульфидно-кварцевых прожилков с шеелитом в виде гнезд кварц-мусковитового состава с молибденитом размером до 1 см. Турмалин-кварцевый метасоматоз наблюдается в зальбандах сульфидно-карбонат-кварцевых прожилках и жил на ранней стадии золото-сульфидной минерализации. Мощность его не превышает первые сантиметры. Эти метасоматические изменения были в значительной степени уничтожены более поздним хлоритовым метасоматозом и в настоящий момент можно наблюдать только реликты грейзенизации и турмалин-кварцевого метасоматоза. Основной этап формирования руд на Малиновском месторождении сопровождался интенсивной хлоритизацией и пропититизацией монцонитов и даек андезибазальтов, с образованием хлорит-карбонатных и серицит-хлорит-карбонатных метасоматитов вдоль рудных тел. Их мощность составляет от первых метров до первых десятков метров. При хлоритовом метасоматозе плагиоклазы, как правило, замещаются серицитом с примесью карбоната, пироксены и амфиболы превращены в карбонат-хлоритные, серицит-хлоритные псевдоморфозы с вростками апатита. Почти неизменным остается биотит, который лишь частично замещается хлоритом. Следует также отметить, что хлоритовые метасоматиты повсеместно насыщены апатитом.

Детальное исследование околорудных метасоматитов было проведено по рудному телу Новое (с использованием материалов к.г.-м.н. А.В. Зинькова). В скважине № 24 на глубине 83-84 м отобрана серия образцов, начиная от слабо измененного монцогаббро (обр. 24-89) до кварц-карбонат-сульфидной жилы с промышленными содержаниями золота (обр. 24-100). Из каждого образца были

отобраны шлифы, выполнено подробное петрографическое описание и силикатный анализ.

Образец 24-89 представляет собой слабопроявленный карбонат-хлорит-серицитовый метасоматит. Эпиминеральный комплекс выражен очень тонкими прожилками хлорит-карбонатного состава и формированием редких агрегатных скоплений хлорита (возможно псевдоморфоз) и редким развитием серицита по плагиоклазу. В экзоконтакте хлорит-карбонатных прожилков проявляются метасоматические зонки мономинерального, существенно глинистого состава. В соответствии с классификацией Е.В. Плющева данный эпиминеральный комплекс позволяет отнести исследуемую горную породу к весьма слабопроявленным метасоматитам (Плющев Е.В. и др., 1981).

Учитывая то, что данная порода относительно слабо изменена, можно использовать ее химический анализ (табл. 11) с целью определения классификационной принадлежности исследуемой горной породы (рис. 28). Анализ показал, что данная горная порода принадлежит к петрохимическому ряду умереннощелочных пород и в соответствии с Петрографическим кодексом России (2008) относится к семейству и виду – монцогаббро.

Таким образом, данный образец является слабопроявленным карбонат-хлорит-серицитовый метасоматитом по монцогаббро.

Образец 24-94 характеризуется значительными метасоматическими изменениями: плагиоклаз замещается глинистым минералом и серицитом, по пироксенам и амфиболам наблюдается развитие глинисто-серицит-хлорит-пирит-кварцевой гидротермальной ассоциации. Проявлена апатит-мусковитовая ассоциация, где апатит имеет характерное зональное строение. Внутренняя и внешняя зоны отличаются по силе двупреломления. Отмечается интенсивное развитие кальцитовых и хлорит-лейкоксен-кварцевых прожилков, многие из которых деформированы со смещением (рис. 29). Под микроскопом не удалось установить реликты первичного кварца, поэтому исследуемый образец можно отнести к полнопроявленному апатит-пирит-хлорит-серицит-глинисто-кварцевому метасоматиту.

**Химический состав околорудных метасоматитов рудного тела Новое
Малиновского месторождения (в % мас.)**

| Формула | Кварц- карбонат- сульфидная жила (24-100), в % | Апатит-пирит- серицит- глинистый метасоматит по монцогаббро (24-96), в % | Апатит-пирит- хлорит- серицит- глинисто- кварцевый метасоматит по габбро (24-94), в % | Слабопроявленный карбонат-хлорит- серицитовый метасоматит по монцогаббро (24-89), в % |
|--------------------------------|--|---|--|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 84.34 | 44.36 | 45.74 | 47.41 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.94 | 0.73 | 0.96 |
| Al ₂ O ₃ | 0.74 | 17.39 | 17.09 | 13.25 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.72 | 12.32 | 9.35 | 9.61 |
| MnO | 0.03 | 0.13 | 0.09 | 0.13 |
| CaO | 1.69 | 5.81 | 5.77 | 8.52 |
| MgO | 1.20 | 3.88 | 3.11 | 3.97 |
| Na ₂ O | 0.33 | 0.15 | 0.18 | 2.43 |
| K ₂ O | 0.03 | 3.50 | 3.91 | 2.90 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.21 | 0.21 | 0.42 |
| S | 5.56 | 0.06 | 0.1 | 0.04 |
| F | 0.24 | 0.19 | 0.16 | 0.13 |
| Ba | - | 0.02 | 0.04 | 0.07 |
| Cr | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Cu | 2.17 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Zn | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Pb | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Co | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Sr | - | 0.01 | 0.03 | 0.06 |
| V | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.06 |
| Rb | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Sc | - | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Sn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Zr | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| As | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Y | - | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ga | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ge | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mo | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ппп | 9.55 | 7.48 | 4.04 | 5.73 |
| Сумма | 98.60 | 94.09 | 94.03 | 94.03 |

Примечание. Рентгенофлуоресцентная спектрометрия. Хабаровский инновационно-аналитический центр, аналитик Л.М. Ильин.



Рис. 28. Диаграмма зависимости соотношения щелочей от кремнекислотности. (Магматические горные породы, 1985; Зиньков, 2005):

1 – область распространения химических составов магматических горных пород; 2 – границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с полями «неопределенности»; 3-4 – нижние границы распространения фельдшпатоидных и бесфельдшпатоидных (4) щелочных пород; 5 – область распространения умеренно-щелочных пород; 6 – граница разделения подгрупп; 7 – позиция на диаграмме химического анализа образца.

Микроскопическое исследование показало, что порода образца 24-96 полностью изменена и представляет собой полнопроявленный метасоматит. По реликтам полевых шпатов установлена среднезернистая призматическизернистая структура. Метасоматические изменения по объему занимают 70-80%. Полевые шпаты породы нацело замещены серицитом и глинистыми минералами (рис. 30). Пренитизация проявилась в виде агрегатных псевдоморфоз по темноцветным минералам. Это определяется по ассоциации пренита с лейкоксеном. Трудно диагностируемая форма (возможно лейкоксен) выполняет внешние каймы

псевдоморфоз, центральная часть которых выполнена серицитом. Пренитизация проявилась в виде агрегатных псевдоморфоз по темноцветным минералам. Это



Рис. 29. Смещение карбонатного прожилка при пересечении его прожилком хлорит-лейкоксен-кварцевой ассоциации. Стереоскопический микроскоп Leica-E. Образец 24- 94.

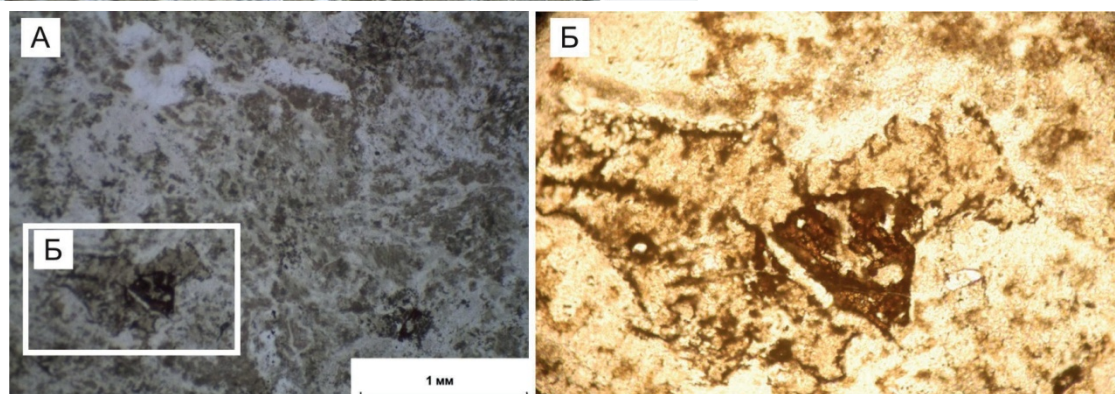


Рис. 30. Замещение полевых шпатов глинистыми минералами.

А – образец 24-96, врезка Б – увеличенный фрагмент. Стереоскопический микроскоп Leica-E.

определяется по ассоциации пренита с лейкоксеном. Внешние каймы псевдоморфоз выполняет трудно диагностируемая форма (возможно лейкоксен), центральная часть которых выполнена серицитом.

Наиболее сложным представляется вопрос о месте и роли апатита в составе метасоматических пород, количество которого достигает 1%. Апатит образует кристаллы до 0,5 мм в поперечнике и до 1-1,5 мм по длинной оси. Формирование апатита происходило в несколько этапов. В начале происходила перекристаллизация ранее сформированных кристаллов в процессе метасоматических процессов. Об этом свидетельствуют: диабластовые структуры роста апатита – пронизывание кристаллами апатита разнообразных (глинисто-серицитовой и серицит-кварцевой) метасоматических ассоциаций, включения в

центральную часть кристаллов апатита реликтов серицит-кварцевой ассоциации, а также деформационные разрушения и последующие смещения частей кристаллов апатита. Перекристаллизация апатита фиксируется его эффектом анизотропии. Таким образом, исследованный образец является полнопроявленным апатит-серицит-глинистый метасоматитом.

Образец 24-100 представляет собой халькопирит-карбонат-кварцевый прожилок. Кварц обладает эффектами анизотропии, что может свидетельствовать об испытанных им деформационных нагрузках. Метаморфизирующий подчеркивается многочисленными микропрожилками кварцевого состава, рассекающими первичный кварц. Карбонат тесно ассоциирует с рудным минералом и, судя по показателям, является кальцитом.

Таким образом, ряд зональности представлен следующим образом: кварц-карбонат-сульфидное рудное тело – апатит-серицит-глинистый метасоматит – апатит-пирит-хлорит-серицит-глинисто-кварцевый метасоматит – слабо проявленный карбонат-хлорит-серицитовый метасоматит по монцогаббро. Силикатные анализы образцов показывают, что при метасоматозе происходит значительный вынос CaO , Na_2O , MgO , P_2O_5 , менее значительный вынос SiO_2 , а также привнос Al_2O_3 , K_2O и Fe_2O_3 . На основании вышеприведенных исследований околорудные метасоматиты рудного тела Нового отнесены к аргиллизитам.

3.2. Руды

Изучение минерального состава руд и околорудных метасоматических пород месторождения выполнено по серии образцов разных рудных тел зон Меридиональной, Контактной и Медной, отобранных в поверхностных горных выработках (канава) и керна буровых скважин.

Руды Малиновского месторождения относятся к золото-сульфидно-кварцевому промышленному типу, в котором по текстурным признакам можно выделить два подтипа руд: прожилково-вкрапленные и массивные. Прожилково-вкрапленные руды составляют более 90% от общего количества всех руд. Массивные руды встречаются довольно редко, как правило, в раздувах или на сочленении нескольких жил.

Количество сульфидов в рудах меняется от 5-7 до 80%, составляя в среднем 10-15%. Среди них наиболее часто встречаются арсенопирит, пирит и халькопирит, в меньшем количестве распространен пирротин, сфалерит, марказит. К числу редких минералов относятся: галенит, глаукоdot, блеклая руда, висмутин, кобеллит, кобальтин, сульфосоли лиллианит-густавитовой серии, жозеит-А, молибденит, бурнонит, тетрадимит, хедлейит и другие. Золото тесно связано с сульфидными минералами и, как правило, с увеличением количества сульфидных минералов увеличиваются содержания золота в руде.

По минеральному составу сульфидные руды можно разделить на арсенопиритовые, халькопирит-арсенопиритовые, халькопиритовые и пиритовые разновидности.

Арсенопиритовая руда – это серая, темно-зеленая крупнозернистая (0,1- 2 мм) порода, сложенная преимущественно кварцем 55-65% и арсенопиритом 15-20% (в гнездах до 50%). В небольшом количестве встречаются халькопирит и единичные вкрапленники пирротина, блеклой руды, минералов висмута, галенита, сфалерита (с эмульсионной вкрапленностью халькопирита), самородных висмута и золота. Арсенопирит образует идиоморфные зерна размером до 2-3 мм. Он часто раздроблен; трещины зачастую выполнены кварцем изометричной формы с вкрапленниками халькопирита, блеклой руды, висмутовых минералов и самородного золота (рис 31). Размеры зерен блеклой руды не превышают 0,5 мм, висмутовых минералов – 0,2 мм, самородного висмута – 0,1 мм, золота – 0,05 мм. В розеткоподобных скоплениях мусковита находятся гнезда (до 0,5 мм), сложенные пластинками молибденита и длиннопризматическими метазернами (до 0,7 мм длиной) рутила.

Халькопирит-арсенопиритовая руда представлена кварцем с гнёздами и прожилками преимущественно халькопиритового или арсенопиритового состава. Размеры вкрапленников халькопирита и арсенопирита не превышают 2-3 мм. Арсенопирит образует идиоморфные зерна до 1 мм, которые часто раздроблены и замещены скородитом. Скопления халькопирита пространственно тяготеют к прожилкам арсенопирита. Халькопирит образует метавкрапленники (до 1-1,5 мм),

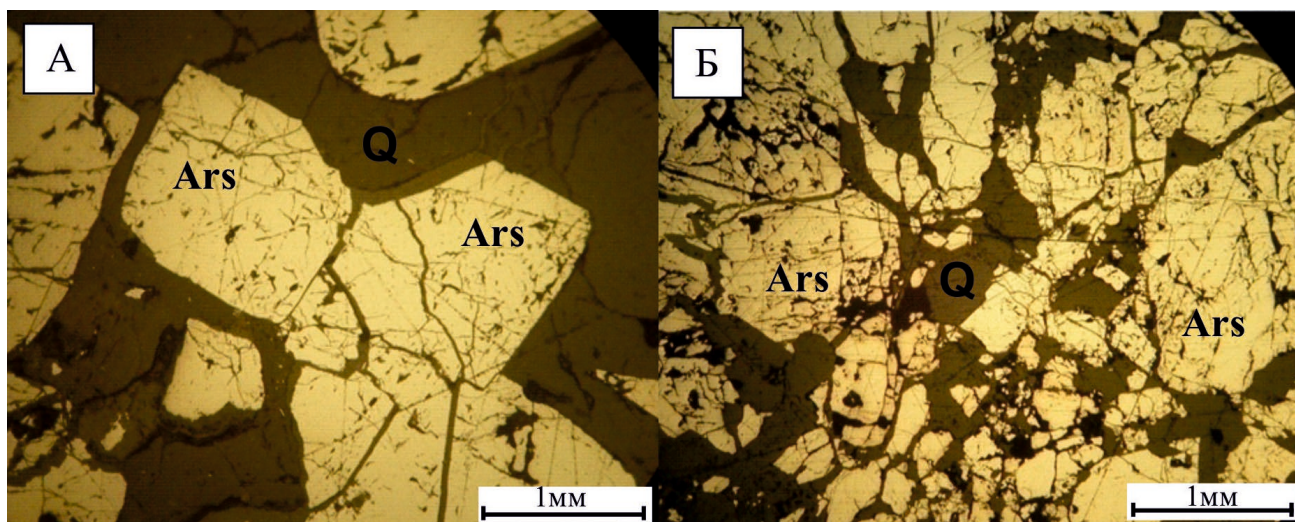


Рис. 31. Морфология выделений арсенопирита в кварцевом агрегате (Доброшевский и др., 2012 ф). А – идиоморфные агрегаты арсенопирита в кварце (Q); Б – интенсивно катаклизованные агрегаты арсенопирита (Ars) корродированы кварцем (Q). Рудное тело № 1. Образцы К-222-1 и К-222-2.

иногда идиоморфные зерна среди кварца размером до 0,2 мм. Халькопирит по границам зерен и трещинам часто замещен гидроксидами железа, магнетитом и минералами титана. В арсенопирите и халькопирите встречаются пирит, блеклые руды, сростки висмутовых минералов с самородным золотом. Размеры сростков редко превышают 0,05 мм. Текстура руды вкрапленная, неравномерновкрапленная, прожилковая. Структуры – гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфнозернистая, участками гипидиоморфнометазернистая, аллотриоморфнометазернистая, дробления, порфировая, порфирокластическая, обломочная, замещения, сетчатая, скелетная.

Халькопиритовая руда. Здесь преобладает халькопирит, менее распространен пирит, в небольшом количестве встречаются сфалерит, арсенопирит, пирротин, марказит, минералы титана и единичные зерна самородного золота. Из породообразующих минералов преобладают кварц серого, молочно-белого цвета, хлорит; менее распространены карбонат, слюды (мусковит, серицит). Халькопирит образует вкрапленники до 1-2 см в кварце или до 0,1-0,3 см в околожильных метасоматитах. В халькопирите часто присутствуют мелкие (до 0,03 мм), иногда в виде «звездочек» включения сфалерита (структуры распада твердого раствора сфалерита в халькопирите) и вкрапленники (до 0,06 мм) пирротина изометричной формы (напоминают грубопетельчатые структуры

распада твердого раствора пирротина в халькопирите). В более крупных (до 0,6 мм) вкрапленниках сфалерита часто наблюдается эмульсионная (менее 0,002 мм) вкрапленность халькопирита (эмульсионная структура распада твердого раствора). Пирит образует метавкрапленники (до 0,1 см) или цепочки метавкрапленников среди халькопирита или породообразующих минералов. Редко среди кварца встречаются идиоморфные зерна пирита (до 0,1 мм). Арсенопирит образует идиоморфные зерна (до 1-1,5 мм) среди кварца. Он часто рассечен микропрожилками с кварцем и халькопиритом (структуры дробления, замещения). Пирротин, арсенопирит и пирит замещаются марказитом. Среди кварца встречаются единичные зерна висмутовых минералов. Самородное золото образует округлой формы вкрапленники (до 0,008 мм) в халькопирите.

Пиритовая руда. В составе сульфидных минералов преобладает пирит, менее распространены арсенопирит и халькопирит; встречаются единичные зерна висмутовых минералов (менее 0,005 мм). Из породообразующих минералов присутствуют кварц, карбонат и хлорит. Пирит образует метазерна (0,1- 0,4 до 0,9 мм), иногда идиоморфные выделения (цементируются кварцем и карбонатом) или гнезда (до 1-1,5 см), где метазерна пирита находятся среди гидроксидов железа. Арсенопирит наблюдается в виде реликтов, интенсивно раздроблен и замещен скородитом. Халькопирит образует неравномерно рассеянную, тонкую вкрапленность ксеноморфных зерен (менее 0,07 мм) среди породообразующих минералов или выполняет микропрожилки (до 0,01 мм) в арсенопирите. Редко встречаются вкрапленники халькопирита размером до 0,5-0,6 мм. Висмутовые минералы и самородное золото крайне редки. Размеры их вкрапленников не превышают 0,003 мм. Из вторичных минералов отмечаются скородит, гидроксиды железа, а также ковеллин.

Вышеприведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

- рудные тела Малиновского месторождения сопровождаются широким спектром разнообразных метасоматических изменений пород: грейзенизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, турмалинизацией, сульфидизацией, а местами аргиллизацией;

- наиболее ранними метасоматическими изменениями пород является грейзенизация, которая проявлена в экзоконтакте сульфидно-кварцевых прожилков с шеелитом и молибденитом;
- турмалин-кварцевый метасоматоз наблюдается в зальбандах сульфидно-карбонат-кварцевых прожилках и жил;
- ранние метасоматические изменения были в значительной степени уничтожены более поздним хлоритовым метасоматозом;
- основной этап формирования руд сопровождался интенсивной хлоритизацией и пропицитизацией вмещающих пород с образованием хлорит-карбонатных и серицит-хлорит-карбонатных метасоматитов вдоль рудных тел;
- по текстурным признакам можно выделить два подтипа руд: прожилково-вкрапленные и массивные, где прожилково-вкрапленные руды составляют более 90% от общего количества;
- по составу околожильных пород (турмалиновые и хлоритовые метасоматиты) и присутствию в прожилках молибденита и шеелита руды месторождения следует считать производными рудно-магматических систем, генетически связанных с гранитоидными магматическими комплексами I-S типа (Горячев, Бердников, 2006), продуцирующих редкометальную минерализацию.

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела Малиновского месторождения характеризуется весьма сложным и разнообразным минералогическим составом (табл. 12), что в определенной степени коррелируется с вмещающими породами.

Таблица 12

Минеральный состав руд Малиновского месторождения

| Виды | Главные | Второстепенные | Редкие |
|----------|-------------------------------------|---|--|
| Нерудные | Кварц Хлорит | Турмалин Биотит Серицит Мусковит Кальцит Сидерокальцит Пироксен Плагиоклаз Калиевый полевой шпат Амфибол | |
| Рудные | Халькопирит Пирит Арсенопирит | Пирротин Сфалерит Висмутин | Самородное золото Шеелит Флюорит Рутил Апатит Молибденит Кобелит Козалит Галенит Лиллианит Кобальтин Густавит Жозеит Самородный висмут Ауростибит Мальдонит Хедлейит Тетраэдрит Магнетит Марказит Бурнонит |

Для рудных тел, расположенных в монзонитах интрузива Водораздельного, характерно обилие разнообразных сульфидных минералов, локализованных в сульфидно-кварцевых, сульфидно-карбонатно-кварцевых и сульфидных жилах и

прожилках. Именно здесь встречаются интервалы с массивной рудой. В терригенных породах это, как правило, минерализованные зоны, которые содержат вкрапленность и прожилки сульфидных минералов.

4.1. Нерудные минералы

По результатам полуколичественного рентгеноструктурного анализа, проведенного в Центральной лаборатории ИРГИРЕДМЕТ г. Иркутск, основными нерудными минералами в составе руд являются (в порядке убывания): кварц, хлорит, карбонат, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, слюда (биотит) (Перепелица и др., 2013 ф) (табл. 13).

Таблица 13

Количество нерудных минералов в рудах Малиновского месторождения

| Минералы, группы минералов | Массовая доля, % |
|---|------------------|
| Кварц | 30,8 |
| Хлорит | 29,0 |
| Слюда (биотит, серицит) | 4,0 |
| Глинисто – гидрослюдистые образования | 1,0 |
| Калиевый полевой шпат | 9,0 |
| Плагиоклаз | 12,0 |
| Карбонат | 8,0 |
| Пирит | 2,1 |
| Пироксен | 2,2 |
| Амфибол | 1,9 |
| Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил | Редкие зерна |
| Всего | 100,0 |

Кварц характерный для продуктивных, золотоносных стадий имеет светло-серый цвет, сливной, реже друзовидной формы. Для пострудной стадии свойственны опаловидные разновидности белого цвета. Реже встречается крупнокристаллический кварц (до 3 см), который выполняет жеоды. Поверхность кристаллов нередко покрыта окислами железа.

Хлорит образует три генерации. Первая генерация представлена мелкозернистым, чешуйчатыми агрегатами, которые участвовали в метасоматическом процессе, замещая темноцветные минералы. Крупночешуйчатый хлорит, тесно

ассоциирующийся с сульфидными минералами, представляет вторую генерацию. Мелкозернистый, бледно окрашенный хлорит в ассоциации с карбонатом характерен для более поздней, пострудной ассоциации.

Основная масса карбонатных минералов, представлена кальцитом и сидеро-кальцитом белого, светло-серого, реже розоватого цвета. Для метасоматически измененных пород (серицит-хлорит-карбонатные и хлорит-карбонатные метасоматиты) в большей степени характерны сидерит и мангано-сидерит. Минеральные ассоциации пострудной стадии нередко характеризуются крупнокристаллическим кальцитом (до 7 см), иногда в сростках с флюоритом. Карбонатные минералы совместно с кварцем часто слагают мономинеральные прожилки мощностью от миллиметра до первых сантиметров. Такие прожилки (в особенности карбонатные) имеют значительное распространение в монцонитах. Из слюдястых минералов распространены биотит (90%), серицит, мусковит и глинисто-гидрослюдистые образования, на долю которых приходится 5,0%.

4.2. Рудные минералы

Руды Малиновского месторождения являются многокомпонентными и содержат наряду с золотом высокие содержания серебра, меди, висмута, цинка, трехокси вольфрама (Гвоздев и др., 2016; Доброшевский и др., 2017). При изучении технологии извлечения металлов из руд было установлено, что рентабельно извлекать золото, серебро и медь.

Основной особенностью минерального состава руд является практически полное отсутствие собственно серебряных минералов при сравнительно высоких концентрациях его в рудах. Ранее отмечались редкие находки аргентита в виде тончайших вкрапленников в халькопирите и единичную находку в рудах самородного серебра, которые не были подтверждены анализами (Родионов, 1988 ф). В то же время ряд минералов содержит в своем составе в значительных количествах примеси серебра: самородное золото, тетраэдрит; Sb-козалит; Sb-лиллианит, галеновисмутит, висмутин и в ряде случаев – галенит. Однако основным источником серебра в рудах является самородное золото, которое

содержит в себе значительные концентрации (до 38 мас. % Ag). Описание рудных минералов представлено в порядке убывания.

Пирит является самым распространенным минералом в рудах. Он встречается на всех этапах рудообразования. Пробирный анализ монофракций пирита показал значительные содержания в нем золота (30.4 г/т), серебра (306.2 г/т) (табл.14). Подобные результаты были получены при проведении поисковых работ (Родионов, 1988 ф). Это объясняется наличием в пирите микровыделений самородного золота и серебросодержащих сульфосолей (рис. 32).

Выделяются четыре морфологические генерации пирита.

Первая генерация пирита кристаллизуется близко одновременно с арсенопиритом. Это идиоморфные зерна размером до 1-2 мм, в которых, как и в арсенопирите, наблюдается много трещин и микропрожилков, выполненных кварцем, халькопиритом и пиритом.

Вторая генерация пирита пространственно ассоциирует с прожилками халькопирита. В них пирит образует метазерна (до 0,2 мм) и кристаллизуется позднее халькопирита, с его множественными реликтами.

Третья генерация пирита слагает поздние (часто мономинеральные) прожилки и метасоматические зоны, которые наблюдались как во вмещающих породах, так и в арсенопиритовых и халькопиритовых рудах. Судя по тонкой (менее 0,001 мм) вкрапленности породообразующих минералов (по зонам роста) пирит этой генерации иногда имеет зональное строение. В составе этого пирита установлена примесь меди (табл. 15) (Доброшевский и др., 2012).

Четвертая генерация пирита наблюдается в более поздних флюорит-карбонат-кварцевых и кварц-карбонатных жилах пострудной, не продуктивной ассоциации.

Арсенопирит является одним из основных рудных минералов, с которым связано золото. Он кристаллизовался одним из первых, образовав идиоморфные зерна размером до 2-3 мм среди кварца и слагая периферийные участки рудных жил и сульфидно-кварцевых прожилков (структуры: гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфнозернистая и др.). Арсенопириты из сульфидно-кварцевых и

сульфидно-карбонатно-кварцевых жил имеют зональное строение (рис. 33), обусловленное вариациями соотношений в их составе концентраций мышьяка и серы, а также присутствием в нем примеси кобальта. Содержание кобальта в центральной части зерен редко превышает 1.0 мас. %, в то время как в периферийных частях – часто более 4 мас. % (см. табл. 15).

Таблица 14

Содержания золота и серебра в основных сульфидных минералах из рудных тел зоны Меридиональной Малиновского месторождения

| Номер пробы | Минералы | Содержания (г/т) | |
|-------------|------------------------|------------------|-------|
| | | Au | Ag |
| 1 | Пирит | 30.4 | 306.2 |
| 2 | Арсенопирит | 37.0 | 67.6 |
| 3 | Халькопирит | 46.1 | 277.3 |
| 4 | Пирротин | 99.3 | 94.8 |
| 5 | Пирротин + халькопирит | 57.3 | 82.8 |

Примечание. Пробирный анализ сульфидов выполнен в Центральной лаборатории АО «Дальгеофизика». Количество выполненных анализов по одному на каждый минерал.

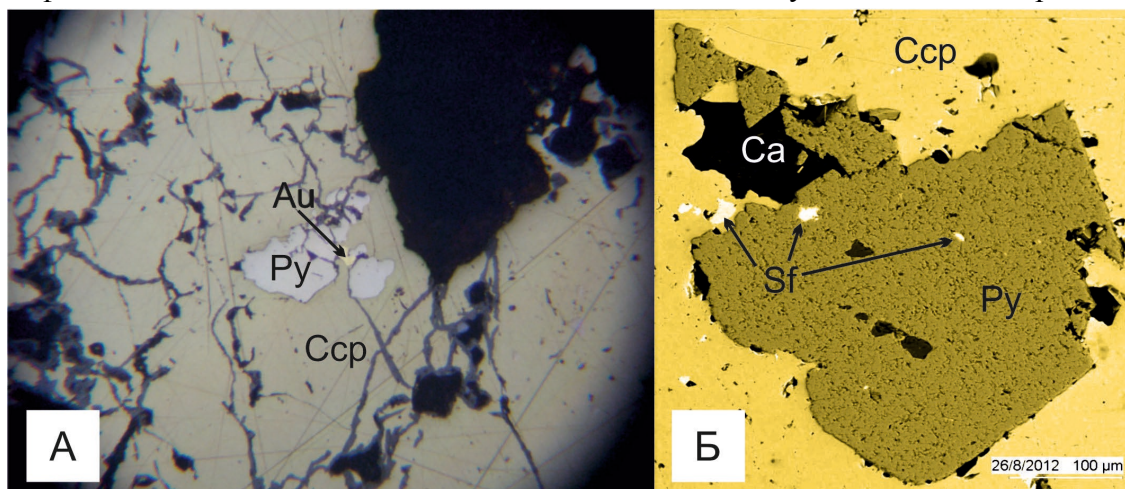


Рис. 32. Взаимоотношение рудных минералов с пиритом. Зона Меридиональная, рудное тело № 1. А – золото (Au) в халькопирите (Csp) в сростке с пиритом (Py) (анш. P-92); Б – зерно пирита (Py) с включениями сфалерита (Sf) в ассоциации с халькопиритом (Csp) и кальцитом (Ca), образец С-30т. Полированный шлиф.СамебахSX-50. Снимки в отраженных электронах.

В таких участках прожилков в арсенопиритах нередко наблюдаются глаукоdot, а иногда и кобальтин (табл. 16). В большинстве случаев арсенопирит катаклазирован. В нем наблюдается большое количество трещин и

**Химический состав арсенопирита, пирита, халькопирита и халькозина
Малиновского месторождения**

| | № обр. | Элементы (в масс.%) | | | | | |
|-----------------------------------|---------|---------------------|-------|-------|------|-------|--------|
| | | Fe | Cu | As | Co | S | Сумма |
| 1 | Ск-15-2 | 34.52 | - | 45.38 | - | 19.33 | 99.23 |
| 2 | Ск-15-2 | 35.29 | - | 45.82 | - | 20.30 | 101.41 |
| 3 | К-15 | 35.50 | - | 43.74 | - | 20.97 | 100.21 |
| 4 | К-15 | 31.02 | - | 44.58 | 4.48 | 19.97 | 100.05 |
| 5 | К-15 | 26.54 | - | 43.73 | 8.04 | 18.97 | 97.28 |
| 6 | К-222 | 34.42 | - | 43.98 | - | 21.20 | 99.60 |
| 7 | К-222 | 28.44 | - | 45.10 | 6.98 | 19.31 | 99.83 |
| 8 | Р-61 | 31.44 | - | 45.40 | 3.63 | 19.45 | 99.92 |
| 9 | Р-61 | 33.61 | - | 45.91 | - | 20.65 | 100.17 |
| 10 | С-30т | 33.58 | - | 45.25 | 1.36 | 20.22 | 100.41 |
| 11 | С-30т | 27.61 | - | 46.29 | 6.77 | 19.93 | 100.60 |
| 12 | Ск-15-2 | 33.39 | - | 44.78 | 1.82 | 19.80 | 99.79 |
| 13 | Ск-15-4 | 46.63 | 0.75 | - | - | 51.88 | 99.26 |
| 14 | Р-61 | 45.37 | - | 1.48 | - | 53.16 | 100.01 |
| 15 | Ск-15-2 | 30.87 | 34.01 | - | - | 34.05 | 98.93 |
| 16 | Ск-15-4 | 2.20 | 74.61 | 1.00 | - | 22.22 | 100.03 |
| Коэффициенты в формулах минералов | | | | | | | |
| 1 | Ск-15-2 | 1.02 | - | 0.99 | - | 0.99 | 3.00 |
| 2 | Ск-15-2 | 1.01 | - | 0.98 | - | 1.01 | 3.00 |
| 3 | К-15 | 1.02 | - | 0.93 | - | 1.05 | 3.00 |
| 4 | К-15 | 0.90 | - | 0.97 | 0.12 | 1.01 | 3.00 |
| 5 | К-15 | 0.80 | - | 0.98 | 0.23 | 0.99 | 3.00 |
| 6 | К-222 | 0.99 | - | 0.94 | - | 1.06 | 3.00 |
| 7 | К-222 | 0.83 | - | 0.99 | 0.19 | 0.99 | 3.00 |
| 8 | Р-61 | 0.92 | - | 0.99 | 0.10 | 0.99 | 3.00 |
| 9 | Р-61 | 0.97 | - | 0.99 | - | 1.04 | 3.00 |
| 10 | С-30т | 0.97 | - | 0.97 | 0.04 | 1.02 | 3.00 |
| 11 | С-30т | 0.80 | - | 1.00 | 0.19 | 1.01 | 3.00 |
| 12 | Ск-15-2 | 0.97 | - | 0.97 | 0.05 | 1.00 | 3.00 |
| 13 | Ск-15-4 | 1.02 | 0.01 | - | - | 1.97 | 3.00 |
| 14 | Р-61 | 0.98 | - | 0.02 | - | 2.00 | 3.00 |
| 15 | Ск-15-2 | 0.77 | 0.75 | - | - | 1.48 | 3.00 |
| 16 | Ск-15-4 | 0.06 | 1.83 | 0.02 | - | 1.08 | 3.00 |

Примечание. Минералы: 1-12 – арсенопирит; 13-14 – пирит; 15 – халькопирит; 16 – халькозин. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы Ск-15-2, Ск-15-4, К-15 отобраны из рудного тела Дайкового; пробы К-222, С-30т из рудного тела 1; проба Р-61 из апофизы зоны Медной.

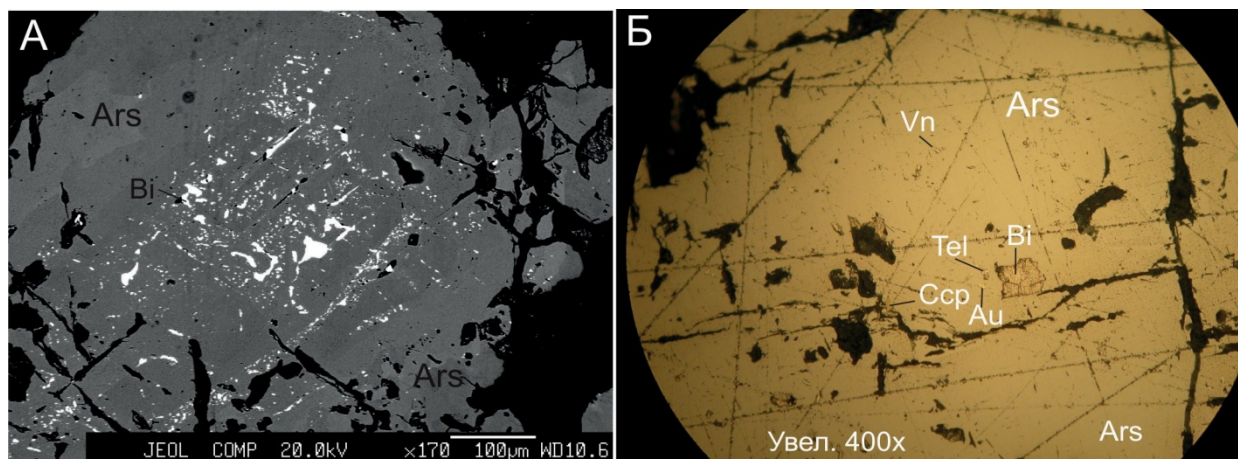


Рис. 33. Форма микровыделений висмутовых минералов в арсенопирите. Зона Меридиональная: образец К-222, рудное тело № 1; образец СК-15-2 рудное тело Дайковое.

А – скопления висмутовых минералов (преобладает самородный висмут) по зонам роста арсенопирита (более светлые участки по периферии зерна арсенопирита обогащены кобальтом). Образец К-222. Снимок в отраженных электронах (Гвоздев и др., 2016); Б – микровкрапленность самородного висмута (Bi), висмутитина (Vn), сульфотеллурида висмута (Tel), халькопирита (Ccp) и золота (Au) по микротрещинам в арсенопирите (Ars). Образец СК-15-2. Снимок в отраженном свете (Доброшевский и др., 2012 ф).

Таблица 16

Химический состав кобальтина и минералов системы Fe-Ni-Sb-S

Малиновского месторождения

| N/N | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|--------|-------------------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|--------|
| | | Fe | Cu | As | Co | Ni | Sb | Bi | Te | S | Сумма |
| 1 | P-61 | 8.26 | 2.34 | 39.47 | 26.84 | - | - | | | 24.51 | 101.42 |
| 2 | M-2 | 3.88 | 0.97 | 39.76 | 31.42 | - | - | | | 22.64 | 98.67 |
| 3 | C-35 | 1.59 | - | - | 25.58 | - | 56.75 | | | 14.68 | 98.60 |
| 4 | C-35 | 26.39 | - | - | - | - | 56.81 | | | 14.70 | 97.90 |
| 5 | C-35 | 0.64 | - | - | - | 30.87 | 66.17 | 3.03 | 1.01 | - | 101.72 |
| Кoeffициенты в формулах минералов | | | | | | | | | | | |
| 1 | P-61 | 0.23 | 0.06 | 0.82 | 0.71 | - | - | - | - | 1.19 | 3.00 |
| 2 | M-2 | 0.11 | 0.02 | 0.86 | 0.86 | - | - | - | - | 1.14 | 3.00 |
| 3 | C-35 | 0.06 | - | - | 0.94 | - | 1.01 | - | - | 0.99 | 3.00 |
| 4 | C-35 | 1.01 | - | - | - | - | 1.00 | - | - | 0.98 | 3.00 |
| 5 | C-35 | 0.02 | - | - | - | 0.95 | 0.99 | 0.03 | 0.01 | - | 2.00 |

Примечание. Минералы: 1-2 – кобальтин; 3 – паракостибит; 4 – гудмундит; 5 – брейтгаузит. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Проба М-2 отобрана из рудного тела 1; проба Р-61 отобрана из апофизы зоны Медной; проба С-35 отобрана из рудного тела Дайкового.

микропрожилков (до 0,1 мм), выполненных кварцем, пиритом и халькопиритом (см. рис. 31). Более мелкие (до 1 мм) зерна арсенопирита встречаются в кварцевых прожилках с турмалином.

В околожильных метасоматитах арсенопирит образует метазерна, в них кроме породообразующих минералов часто наблюдаются вкрапленники (менее 0,1 мм) пирротина и халькопирита, которые, как и висмутовые минералы, пространственно приурочены к микротрещинам и микропустоткам выщелачивания. В участках, где наблюдается пиритизация руд, арсенопирит интенсивно замещается скородитом. Установлено, что большая часть включений висмутовых минералов сосредоточена в микротрещинах в центральных частях зерен арсенопирита (см. рис. 33).

Халькопирит – главный рудный минерал изученного месторождения. С участками рудных тел, где зафиксированы значительные скопления халькопирита, связаны высокие содержания золота, висмута, серебра. Это объясняется тем, что нередко халькопириты содержат тонкую (0,01-0,001 мм) вкрапленность других минералов: самородного золота, сульфидов висмута. Пробирный анализ монофракций халькопирита показал наличие в нем высоких содержаний золота (до 46.1 г/т) и серебра (до 277 г/т) (см. табл.14).

Для халькопиритов характерны структуры распада твердого раствора, представленные эмульсионной или звездчатой вкрапленностью сфалерита (рис. 34). В крупных вкрапленниках халькопирита из арсенопирит-халькопирит-кварцевых прожилков количество сфалерита иногда превышает 10% (обр. Ст-4-2). Элементов-примесей в составе халькопирита не установлено (см. табл.15).

В зоне окисления халькопиритовых руд развиты халькозин, ковеллин, малахит. Халькозин и ковеллин по микротрещинам, границам зерен (вкрапленников) замещают халькопирит, образуя каемочные структуры замещения. Халькозин имеет белый цвет, иногда со слабовыраженным голубоватым оттенком, отражение – 35-40%; двуотражение и анизотропия – не наблюдались.

Пирротин – характерен по большей части для сульфидных жил и прожилков. Наблюдался как в сростках с халькопиритом (соотношение 1:1), где слагает

периферийные части прожилков. Для таких участков характерно самое низкопробное самородное золото (от 27 до 38 мас. % Ag) (рис. 35).

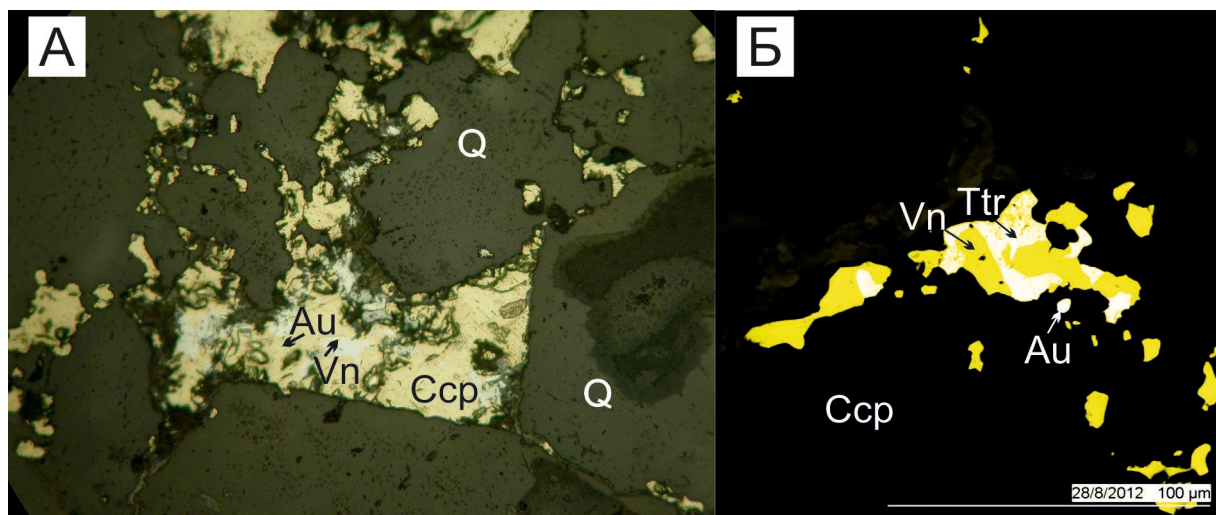


Рис. 34. Форма микровыделений рудных минералов в халькопирите. Зона Меридиональная: А – образец С-30т рудное тело № 1, Б – СК-15-4 рудное тело Дайковое
А – вкрапленность висмутита (Vn) и самородного золота (Au) в халькопирите (Ccp) (Гвоздев и др., 2016), Снимок в отраженном свете; Б – выделения тетраэдрита (Ttr); висмутит (Vn) и самородного золота (Au) в халькопирите (Ccp), обратно-рассеянные электроны.

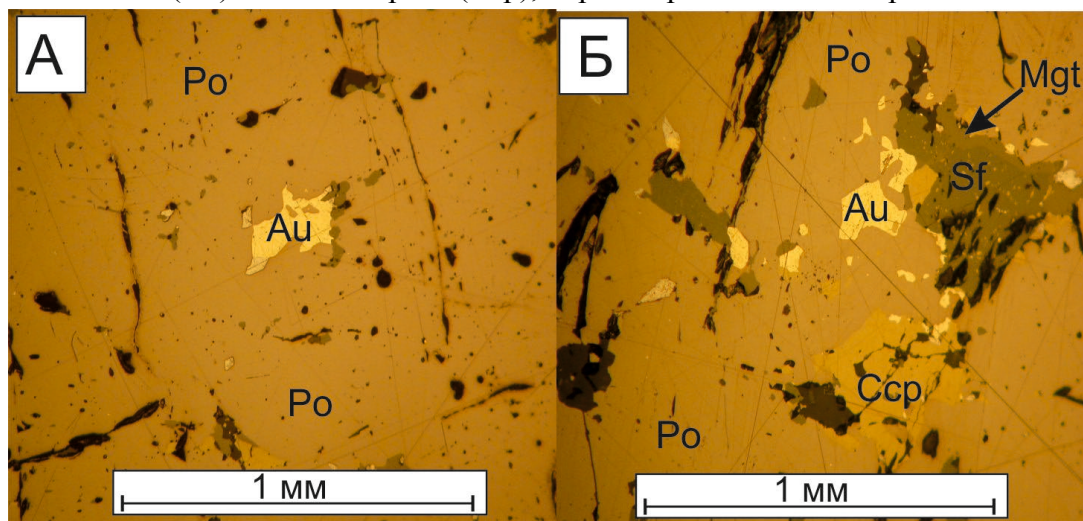


Рис. 35. Форма выделений агрегатов низкопробного золота в пирротине из халькопирит-пирротинных сульфидных жил (Гвоздев и др., 2016) Зона Меридиональная, рудное тело Дайковое, образец С-35; А – ксеноморфные вкрапленники самородного золота (Au) в пирротине (Po); Б – ксеноморфные вкрапленники самородного золота (Au) и сфалерита (Sf) в пирротин-халькопиритовой (Po-Ccp) основной массе. Снимки в отраженном свете.

В крупных вкрапленниках халькопирита из арсенопирит-халькопирит-кварцевых прожилков (обр. скв. 8-52) он образует единичные зерна изометричной формы размером до 0,06 мм или цепочки зерен, похожие на грубопетельчатые структуры распада твердого раствора пирротина в халькопирите. Судя по

наличию в окисленных рудах структур типа «птичий глаз» (обычно это результат дисульфидизации пирротина), количество пирротина в первичных (неокисленных) рудах значительно больше, чем в изученных образцах полуокисленных руд (Гваздев и др., 2016).

Сфалерит – встречается преимущественно в прожилках и жилах, содержащих халькопирит. Он наблюдается как в виде эмульсионных и звездчатых вкрапленников непосредственно в халькопирите (структуры распада твердого раствора), так и зерен изометричной формы, размером не превышающих 0,2 мм. В таких зернах часто наблюдается эмульсионная (менее 0,001 мм) вкрапленность халькопирита (структуры распада твердого раствора), что обуславливает присутствие в его составе примеси меди до 1,58 мас. % (табл. 17). По составу его можно отнести к железистой разновидности. Сфалерит из сульфидно-кварцевых прожилков содержит 8 мас. % Fe, из сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков – 6-9 мас. % Fe, из сульфидных – более 10 мас. % Fe.

Галенит – установлен в виде ксеноморфных микрозерен (менее 0,01 мм), иногда в сростании с самородным висмутом, в халькопирите (обр. 92-1) и арсенопирите (обр. СК-15-4). В сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилках галенит содержит повышенные концентрации висмута (до 6.71 мас. %), что обусловлено наличием в нем мельчайших включений самородного висмута (см. табл. 17). В галените из сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков присутствует примесь серебра (до 0.74 мас.%). Примечательно, что в минеральном составе «раздувов» рудных зон иногда появляются участки с высокими концентрациями галенита в сростках с такими редкими минералами как ауристибит и мальдонит.

Висмутин – самый распространенный среди висмутовых минералов на Малиновском месторождении. Его максимальные концентрации наблюдались в обр. К-222 и обр. СК-15-4. В первом образце висмутин образует скопления зерен (до 0,15 мм) удлиненной формы среди кварца или арсенопирита (рис. 36, А). Во втором образце – совместно с другими сульфосолями висмута, галенитом и самородным золотом находится в халькопирите (рис. 36, Б). В составе висмутина

отмечается постоянная примесь сурьмы (до 2.5%), часто присутствуют примеси меди и железа (табл. 18), реже – свинца.

Таблица 17

Химический состав сфалерита и галенита Малиновского месторождения

| N/N | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | | | Сумма |
|-----------------------------------|---------|-------------------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|--------|
| | | Zn | Fe | Cu | Cd | Pb | Bi | Ag | Se | S | |
| 1 | К-222 | 60.03 | 6.56 | - | - | - | - | - | - | 33.47 | 100.06 |
| 2 | Р-61 | 56.38 | 8.08 | 1.27 | 0.49 | - | - | - | - | 32.62 | 98.84 |
| 3 | С-30г | 60.19 | 6.89 | - | - | - | - | - | - | 33.41 | 100.49 |
| 4 | С-30г | 56.60 | 8.92 | 1.44 | 0.47 | - | - | - | - | 33.11 | 100.54 |
| 5 | С-35 | 54.92 | 11.66 | 0.59 | - | - | - | - | - | 33.40 | 100.57 |
| 6 | С-35 | 54.96 | 10.52 | 0.32 | 0.49 | - | - | - | - | 33.43 | 99.72 |
| 7 | Ск-15-4 | 57.97 | 8.45 | 1.58 | | | | | | 32.20 | 100.20 |
| 8 | С-35 | - | 0.63 | 0.47 | - | 82.47 | - | - | 1.22 | 13.23 | 98.02 |
| 9 | С-35 | - | 0.59 | 0.81 | - | 80.57 | 6.71 | - | 1.01 | 12.17 | 101.86 |
| 10 | С-30г | - | - | - | - | 83.91 | 2.90 | 0.68 | - | 13.11 | 100.60 |
| 11 | С-30г | - | - | - | - | 82.43 | 3.74 | 0.74 | - | 13.19 | 100.10 |
| 12 | К-222 | - | 1.26 | - | - | 80.98 | 5.22 | - | - | 13.13 | 100.59 |
| 13 | К-15 | - | - | - | - | 89.12 | - | - | - | 12.49 | 101.61 |
| Коэффициенты в формулах минералов | | | | | | | | | | | |
| 1 | К-222 | 0.88 | 0.11 | - | - | - | - | - | - | 1.00 | 2.00 |
| 2 | Р-61 | 0.84 | 0.14 | 0.02 | 0.00 | - | - | - | - | 0.99 | 2.00 |
| 3 | С-30г | 0.88 | 0.12 | - | - | - | - | - | - | 1.00 | 2.00 |
| 4 | С-30г | 0.83 | 0.15 | 0.02 | 0.00 | - | - | - | - | 0.99 | 2.00 |
| 5 | С-35 | 0.80 | 0.20 | 0.01 | - | - | - | - | - | 0.99 | 2.00 |
| 6 | С-35 | 0.81 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | - | - | - | - | 1.00 | 2.00 |
| 7 | Ск-15-4 | 0.86 | 0.15 | 0.02 | - | - | - | - | - | 0.97 | 2.00 |
| 8 | С-35 | - | 0.03 | 0.02 | - | 0.94 | - | - | 0.04 | 0.98 | 2.00 |
| 9 | С-35 | - | 0.03 | 0.03 | - | 0.93 | 0.08 | | 0.03 | 0.91 | 2.00 |
| 10 | С-30г | - | - | - | - | 0.97 | 0.03 | 0.02 | - | 0.98 | 2.00 |
| 11 | С-30г | - | - | - | - | 0.95 | 0.04 | 0.02 | - | 0.99 | 2.00 |
| 12 | К-222 | - | 0.05 | - | - | 0.92 | 0.06 | - | - | 0.97 | 2.00 |
| 13 | К-15 | - | - | - | - | 1.05 | - | - | - | 0.95 | 2.00 |

Примечание. Минералы: 1-7 – сфалерит; 8-13 – галенит. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы Ск-15-2, Ск-15-4, К-15 отобраны из рудного тела Дайкового; пробы К-222, С-30г из рудного тела 1; проба Р-61 из апофизы зоны Медной.

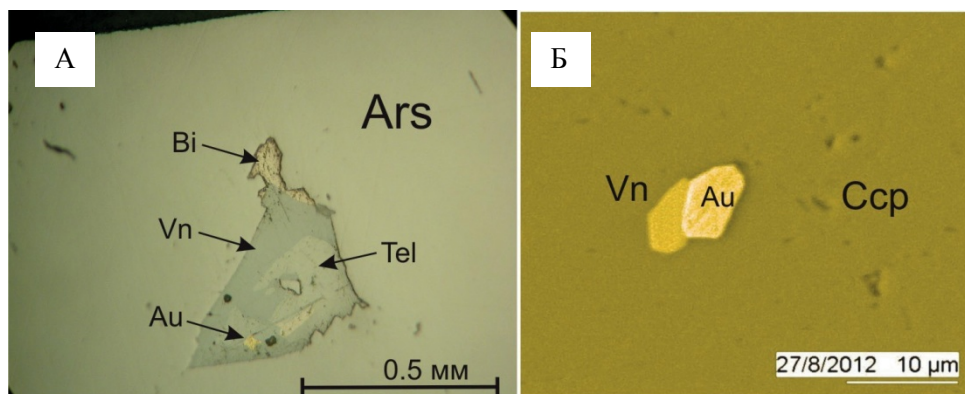


Рис. 36. Формы выделений висмутита и самородного висмута в сульфидных рудах. (А– Гвоздев и др., 2016), А – микровыделение в арсенопирите (Ars), представленное сростаниями висмутита (Vn), сульфотеллурида висмута (Tel), самородного висмута (Bi) и самородного золота (Au). Снимок в отраженном свете.

Б – агрегат висмутита (Vn) в сростках с самородным золотом (Au) в халькопирите (Ccp), обратно-рассеянные электроны.

Таблица 18

Химический состав самородного висмута и висмутита Малиновского месторождения

| N/N | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | |
|-----------------------------------|---------|-------------------|------|------|------|------|------|-------|--------|
| | | Bi | Sb | Fe | Cu | As | Pb | S | Сумма |
| 1 | К-15 | 98.51 | 1.80 | - | - | - | - | - | 100.31 |
| 2 | К-222 | 99.96 | 0.67 | - | - | - | - | - | 100.63 |
| 3 | Ск-15-4 | 78.08 | 1.18 | 0.71 | - | 4.05 | - | 17.92 | 101.94 |
| 4 | Ск-15-4 | 76.53 | 1.26 | 0.67 | - | 3.88 | - | 17.93 | 100.27 |
| 5 | Ск-15-4 | 78.17 | 1.10 | 0.96 | - | 2.18 | - | 17.38 | 99.79 |
| 6 | Ск-15-4 | 74.27 | 1.80 | 2.39 | 3.19 | - | - | 17.62 | 99.27 |
| 8 | Ск-15-4 | 76.92 | 2.54 | 0.41 | 0.92 | - | - | 18.20 | 98.99 |
| 9 | Ск-15-4 | 76.95 | 1.51 | 0.46 | 1.74 | - | - | 18.00 | 98.66 |
| 10 | Ск-15-4 | 75.13 | 1.54 | - | 1.22 | - | 3.56 | 18.02 | 99.47 |
| 11 | Ск-15-4 | 77.11 | 1.38 | 0.55 | 1.34 | - | - | 18.15 | 98.53 |
| 12 | Ск-15-2 | 79.91 | - | 0.48 | 0.80 | - | - | 17.81 | 99.00 |
| Коэффициенты в формулах минералов | | | | | | | | | |
| 1 | К-15 | 0.97 | 0.03 | - | - | - | - | - | 1 |
| 2 | К-222 | 0.99 | 0.01 | - | - | - | - | - | 1 |
| 3 | Ск-15-4 | 1.85 | 0.05 | 0.06 | - | 0.27 | - | 2.77 | 5 |
| 4 | Ск-15-4 | 1.83 | 0.05 | 0.06 | - | 0.26 | - | 2.80 | 5 |
| 5 | Ск-15-4 | 1.93 | 0.05 | 0.09 | - | 0.15 | - | 2.79 | 5 |
| 6 | Ск-15-4 | 1.75 | 0.07 | 0.21 | 0.25 | - | - | 2.71 | 5 |
| 8 | Ск-15-4 | 1.88 | 0.11 | 0.04 | 0.07 | - | - | 2.90 | 5 |
| 9 | Ск-15-4 | 1.88 | 0.06 | 0.04 | 0.14 | - | - | 2.87 | 5 |
| 10 | Ск-15-4 | 1.85 | 0.07 | - | 0.10 | - | 0.09 | 2.90 | 5 |
| 11 | Ск-15-4 | 1.89 | 0.06 | 0.05 | 0.11 | - | - | 2.90 | 5 |
| 12 | Ск-15-2 | 1.99 | - | 0.04 | 0.07 | - | - | 2.90 | 5 |

Примечание. Минералы: 1-2 – самородный висмут; 3-12 – висмутин. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы Ск-15-4, К-15 отобраны из рудного тела Дайкового; проба К-222 из рудного тела 1.

Интересно, что иногда в висмутине присутствует очень мелкие включения самородного висмута (обр. Р-93-2).

Самородный висмут – в небольшом количестве встречается довольно часто в арсенопиритовых прожилках. Он наблюдается в виде мономинеральных вкрапленников (до 0,05 мм) изометричной формы среди арсенопирита, реже кварца. Часто самородный висмут наблюдается в сростках с сульфотеллуридами висмута, висмутином, галенитом, самородным золотом. Иногда на контакте висмута с «пустоткам выщелачивания» появляются каемки окислов висмута (близкие к Bi_2O_3).

Теллуриды и сульфотеллуриды висмута – достаточно редкие минералы представлены жозеитом-А, жозеитом-В, хедлейитом и Рb-хедлейитом (табл. 19). На месторождении встречаются в виде микровкрапленников в арсенопирите в ассоциации с самородным золотом, висмутином и самородным висмутом (см. рис. 36). Из элементов-примесей в составе теллуридов и сульфотеллуридов висмута присутствует Se до 1.07%. В составе жозеита-А и жозеита-В присутствуют примеси мышьяка (до 4.47 мас. %) и железа (до 2.23 мас. %), что, по-видимому, отражает состав минерала – матрицы арсенопирита.

Самородное золото. Встречается в самородном виде, редко в виде интерметаллических соединений с висмутом (мальдонит) и сурьмой (ауростибит). В рудных прожилках оно ассоциируется с сульфидными минералами, реже кварцем, однако пространственно тяготеет к вкрапленникам висмутовых минералов, максимальные скопления которых отмечаются в арсенопирите и халькопирите (рис. 37). Наблюдались сростки золота с висмутином, галенитом, сульфотеллуридами висмута. Следует отметить, что максимальные концентрации самородного золота в рудах приурочены к участкам развития арсенопирита со значительной примесью кобальта. Агрегаты самородного золота часто имеют изометричную, реже дендритовидную, пластинчатую, амёбовидную форму. Форма золотинок, полученных из искусственных шлихов, удлиненно-неправильная, уплощенная, реже лепешковидно-неправильная, комковидная с бугристо-ямочной

поверхностью. Цвет тускло-бело-желтый, золотисто-желтый, реже соломенно-желтый, красновато-желтый.

Таблица 19

Химический состав теллуридов и сульфотеллуридов висмута Малиновского месторождения

| N/N | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | |
|-----------------------------------|--------|-------------------|-------|------|------|-------|------|------|--------|
| | | Bi | Pb | As | Fe | Te | Se | S | |
| 1 | К-15 | 79.90 | - | 0.47 | 2.23 | 11.12 | - | 6.24 | 99.96 |
| 2 | С-30г | 82.13 | - | 0.68 | 0.81 | 10.39 | 1.07 | 4.31 | 99.39 |
| 3 | С-30г | 79.12 | - | 0.96 | 1.04 | 14.64 | 0.94 | 3.32 | 100.02 |
| 4 | К-222 | 72.22 | - | 4.20 | 1.36 | 20.23 | - | 2.55 | 100.56 |
| 5 | К-222 | 71.60 | - | 4.47 | 1.44 | 20.44 | - | 2.48 | 100.43 |
| 6 | С-35 | 80.18 | - | - | 1.86 | 16.67 | 0.64 | - | 99.35 |
| 7 | С-35 | 82.09 | - | - | 1.01 | 17.66 | 0.79 | - | 101.55 |
| 8 | К-222 | 69.75 | 11.12 | - | - | 20.67 | - | - | 101.54 |
| Коэффициенты в формулах минералов | | | | | | | | | |
| 1 | К-15 | 0.06 | 0.39 | 0.86 | | 1.92 | 7 | 0.06 | 0.39 |
| 2 | С-30г | 0.10 | 0.16 | 0.88 | 0.15 | 1.46 | 7 | 0.10 | 0.16 |
| 3 | С-30г | 0.14 | 0.20 | 1.25 | 0.13 | 1.13 | 7 | 0.14 | 0.20 |
| 4 | К-222 | 0.59 | 0.26 | 1.67 | | 0.84 | 7 | 0.59 | 0.26 |
| 5 | К-222 | 0.63 | 0.27 | 1.68 | | 0.81 | 7 | 0.63 | 0.27 |
| 6 | С-35 | | 0.60 | 2.35 | 0.15 | | 10 | | 0.60 |
| 7 | С-35 | | 0.32 | 2.47 | 0.18 | | 10 | | 0.32 |
| 8 | К-222 | | | 2.95 | | | 10 | | |

Примечание. Минералы: 1-3 – жозеит-А; 4-5 – жозеит-В; 6-8 – хедлейит.

Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы К-15, С-35 отобраны из рудного тела Дайкового, пробы С-30г, К-222 отобраны из рудного тела 1.

Исследование гранулометрического состава показало, что самородное золото в руде в основном мелкое. Массовая доля золотинок, определенных как крупные (класс + 0,074 мм), незначительна и составляет 1,9% от общего содержания, а мелкие крупностью минус 0,074 мм – 98,1% (Перепелица и др., 2013 ф). Мелкое золото в большинстве своем имеет чешуйчатую форму. Из таблицы 20 видно, что золото по классам от минус 0,10 + 0,074 до минус 0,25 + 0,15 распределено равномерно. Однако небольшая доля золота, а именно 0,1%, наблюдается в классе крупности минус 0,5 + 0,25 мм.

Химический состав самородного золота месторождения приведен в таблице 21. В состав е самородного золота отмечается присутствие примесей (мас. %): меди –

до 3.75, мышьяка – до 2.87, Fe – 2.69 и Bi – до 1.50. Содержания серебра в составе самородного золота варьируют от 4.04 до 38.32 мас. %. Наиболее низкопробное золото (24-38 мас. % Ag) наблюдалось в сростках с кобеллитом; более высокопробное (16-20 мас. % Ag) – со Sb-козалитом, висмутином, сульфотеллуридами висмута и самородным висмутом; самое высокопробное – с аурустибитом (8 мас. % Ag) и мальдонитом (4 мас. % Ag).

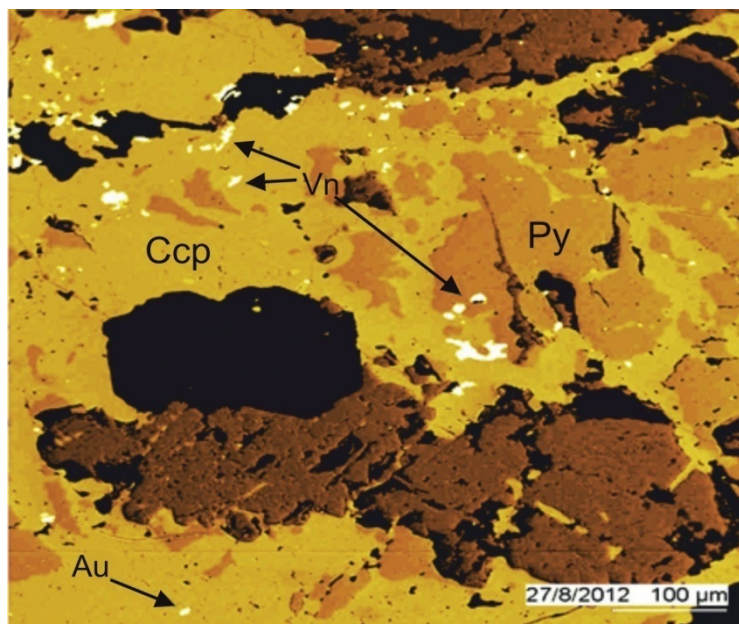


Рис. 37. Халькопирит (Ccp) и пирит (Py) с включениями висмутина (Vn) и самородного золота (Au). Образец С-30т, обратно-рассеянные электроны.

Таблица 20

Гранулометрический состав самородного золота в рудах Малиновского месторождения

| | | | | | | |
|-------------------------|---------------|----------------|----------------|-----------------|--------|--------|
| Классы крупности, мм | -0,5 +0,25 | -0,25 +0,15 | -0,15 +0,10 | -0,10 +0,074 | -0,074 | Всего: |
| Массовая доля золота, % | 0,1 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 98,1 | 100,0 |

Проба золота меняется в широких пределах – от 620 до 960 единиц. На гистограмме частоты встречаемости самородного золота месторождения отчетливо выделяются две генерации самородного золота с пробами 750-775‰ и 825-850 ‰ (рис. 38).

Химический состав самородного золота Малиновского месторождения

| N/N | № обр | Элементы (мас.%) | | | | | | | | Проба золота |
|-----|----------|------------------|-------|------|----|------|------|------|--------|--------------|
| | | Au | Ag | Bi | Pb | Cu | As | Fe | Сумма | |
| 1 | Ст-4-2 | 70.24 | 31.17 | - | - | - | - | - | 101.41 | 693 |
| 2 | Ст-4-2 | 69.47 | 27.92 | - | - | 0.79 | - | 0.91 | 99.09 | 708 |
| 3 | Ст-4-2 | 82.6 | 15.43 | - | - | - | 0.28 | 1.28 | 99.59 | 843 |
| 4 | Ст-4-2 | 71.20 | 28.46 | - | - | - | - | - | 100.29 | 714 |
| 5 | Ск-15-2 | 71.77 | 19.76 | 1.86 | - | - | 2.86 | 1.61 | 99.58 | 768 |
| 6 | Ск-15-2 | 72.21 | 19.24 | 1.5 | - | - | - | 1.60 | 99.09 | 777 |
| 7 | К-15 | 68.28 | 23.64 | - | - | - | 2.69 | 3.75 | 98.36 | 743 |
| 8 | К-15-4 | 69.35 | 25.86 | - | - | - | 1.92 | 2.99 | 100.12 | 728 |
| 9 | Скв.8-52 | 74.07 | 24.3 | - | - | - | - | - | 98.37 | 753 |
| 10 | К-222 | 83.63 | 17.77 | - | - | - | - | - | 101.4 | 825 |
| 11 | К-222 | 80.55 | 16.10 | - | - | 0.45 | 1.75 | 0.59 | 99.44 | 830 |
| 12 | К-222 | 83.07 | 16.01 | - | - | - | - | - | 99.07 | 838 |
| 13 | К-222 | 79.98 | 19.69 | - | - | - | - | - | 99.66 | 802 |
| 14 | К-222 | 84.8 | 16.13 | - | - | - | - | - | 100.94 | 840 |
| 15 | К-222 | 90.39 | 8.37 | - | - | - | - | 1.78 | 100.55 | 915 |
| 16 | К-222 | 94.26 | 4.07 | - | - | - | - | - | 98.33 | 959 |
| 17 | С-30Г | 83.24 | 15.78 | - | - | - | - | - | 99.02 | 841 |
| 18 | С-30Г | 84.04 | 15.78 | - | - | - | - | - | 99.82 | 842 |
| 19 | С-30Г | 78.29 | 19.98 | - | - | - | - | - | 98.27 | 797 |
| 20 | С-30Г | 83.35 | 17.54 | - | - | - | - | - | 100.89 | 826 |
| 21 | С-30Г | 77.49 | 20.36 | - | - | - | - | 0.58 | 98.43 | 792 |
| 22 | С-35 | 62.5 | 38.32 | - | - | - | - | - | 100.82 | 620 |
| 23 | С-35 | 67.72 | 31.29 | - | - | - | - | - | 99.63 | 684 |
| 24 | С-35 | 66.44 | 34.67 | - | - | - | - | - | 101.11 | 657 |
| 25 | С-35 | 72.45 | 27.18 | - | - | - | - | - | 99.63 | 727 |
| 26 | С-35 | 74.12 | 26.3 | - | - | - | - | - | 100.42 | 738 |
| 27 | Скв.8-52 | 74.94 | 24.34 | - | - | - | - | - | 99.28 | 755 |
| 28 | Скв.8-52 | 77.69 | 20.98 | - | - | - | - | - | 98.67 | 787 |
| 29 | Скв.8-52 | 75.65 | 23.78 | - | - | - | - | - | 99.43 | 761 |
| 30 | Скв.8-52 | 74.18 | 24.29 | - | - | - | - | - | 98.47 | 753 |

Примечание. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы С-30Г, Ст-4-2, К-222 отобраны из рудного тела 1; пробы Ск-4-2, С-35, К-15-2, К-15, Ск-15-2 из рудного тела Дайкового; пробы Скв. 8-52 из рудного тела Нового.

Средняя проба самородного золота месторождения, по данным 30 рентгеноспектральных определений, составляет 777 ‰. Согласно классификации Петровской, в среднем, самородное золото месторождения можно охарактеризовать как относительно низкопробное (Петровская, 1973).

Мальдонит и аурустибит. Очень редкие минералы, выявленные в единичных количествах в сульфидных рудах месторождения. Мальдонит выявлен в виде микровключений в арсенопирите, где он образует тесные сростания с самородным золотом (4.07 мас. % Ag), самородным висмутом и висмутином (рис. 39, А).

Размеры вкрапленников ксеноморфного облика не превышают 15 микрон в поперечнике.

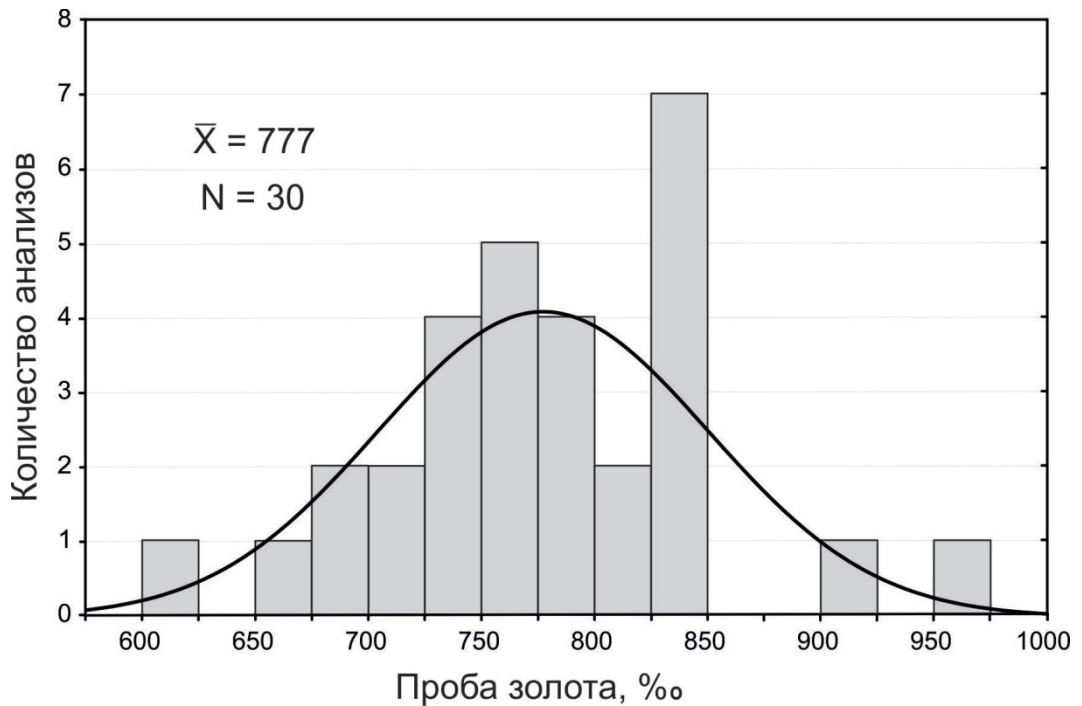


Рис. 38. Гистограмма частоты встречаемости самородного золота различной пробы Малиновского месторождения.

Минерал имеет белый цвет (по сравнению с висмутом и золотом – сероватый оттенок) и высокое отражение (но ниже, чем у золота), изотропный, низкая твердость (но, судя по толщине царапин – выше, чем у висмута и золота). Состав минерала близок теоретическому; в отдельных анализах отмечаются примеси серебра и свинца (табл. 22).

Аурустибит отмечался в рудах в сростаниях с самородным золотом, сульфотеллуридами висмута (жозеит-В), блеклой рудой (тетраэдритом),

сфалеритом и халькопиритом. Все перечисленные минералы выполняют микротрещины в арсенопирите, реже развиваются по его зонам роста. Наиболее часто аурустибит образует вкрапленники (до 10-12 микрон) изометричной формы по контакту высокопробного (до 8.37 мас. % Ag) самородного золота с тетраэдритом (рис. 39, Б). Минерал имеет белый цвет и высокое отражение (но ниже, чем у золота), изотропный, низкая твердость (но выше, чем у золота). Интересно отметить, что в составе изученного минерала присутствует значимое количество примеси висмута до 9.26 мас. % (см. табл. 22).

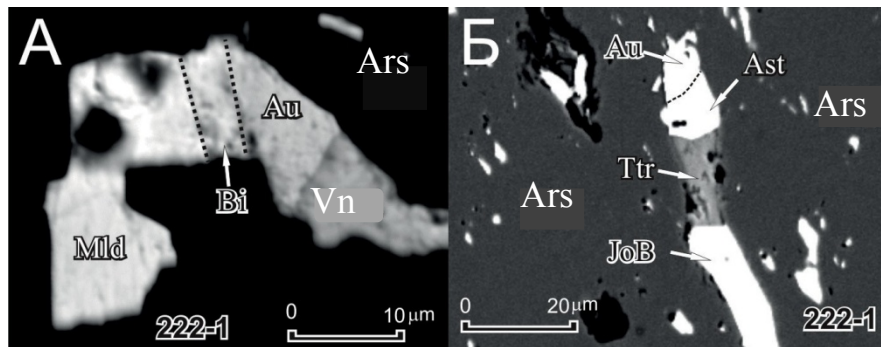


Рис. 39. Форма выделений мальдонита и аурустибита в рудах Малиновского месторождения. Образец К-222, зона Меридиональная, рудное тело № 1. А – микровыделения мальдонита (Mld) в арсенопирите (Ars) в тесных сростаниях с самородным золотом (Au), самородным висмутом (Bi) и висмутином (Vn). Б – аурустибит (Ast) в арсенопирите (Ars) в тесных сростаниях с самородным золотом (Au), тетраэдрит (Ttr) и жозеитом-В (JoB). Снимки в отраженных электронах.

Таблица 22

Химический состав мальдонита и аурустибита Малиновского месторождения

| N/N | № пробы | Элементы (% мас.) | | | | | Сумма |
|----------------------------------|---------|-------------------|------|-------|------|--------|--------|
| | | Au | Ag | Bi | Pb | Sb | |
| 1 | К-222 | 63.92 | 1.00 | 31.22 | 4.78 | - | 100.92 |
| 2 | К-222 | 64.16 | - | 35.58 | - | - | 99.74 |
| 3 | К-222 | 45.00 | - | 9.73 | - | 45.279 | 100.5 |
| 4 | К-222 | 44.80 | - | 9.48 | - | 45.72 | 100.64 |
| Коэффициенты в формуле минералов | | | | | | | |
| 1 | К-222 | 1.92 | 0.05 | 0.89 | 0.14 | | 3 |
| 2 | К-222 | 1.97 | | 1.03 | | | 3 |
| 3 | К-222 | 1.06 | | 0.22 | | 1.72 | 3 |
| 4 | К-222 | 1.05 | | 0.21 | | 1.74 | 3 |

Примечание. Минералы: 1-2 – мальдонит; 3-4 – аурустибит. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы отобраны из рудного тела 1.

Сложные сульфосоли свинца и меди (Pb-Bi-Sb, Pb-Cu-Sb, Pb-Bi-Ag) имеют значительное распространение в рудах месторождения. По составу выделяются следующие группы сульфосолой свинца и меди:

- 1) Сурьмяно-висмутовые сульфосоли свинца (бурсайт-буланжерит, Sb-козалит, кобеллит);
- 2) Сульфовисмутиты свинца и серебра (густавит-лиллианитовая серия);
- 3) Сульфоантимониды свинца и меди (бурнонит);
- 4) Блеклые руды (тетраэдрит).

Наиболее распространенные в рудах сурьмяно-висмутовые и висмут-серебряные сульфосоли свинца образуют самостоятельные микроагрегаты в кварце, выполняют позднее микротрещины и микропрожилки в арсенопирите, а также в виде микровключений отмечаются в халькопирите, арсенопирите и пирите (рис. 40). Сульфосоли часто находятся в тесных срастаниях между собой, имеют близкие оптические характеристики, широкий диапазон вариаций по элементному составу. По составу подразделяются на следующие минеральные виды сульфосолой: Sb-козалит; минералы переменного состава тинтинаит-кобеллитовой серии, менегинит-яскульскиитовой серии, изклейкит-гиссенитовой серии и густавит-лиллианитовая серии (табл. 23).

Положение сурьмяно-висмутовых сульфосолой свинца Малиновского месторождения показано на диаграмме составов в координатах $\text{Bi}_2\text{S}_3\text{-PbS-Sb}_2\text{S}_3$ (рис. 41). Минералы сложных сульфосолой свинца и висмута (Pb-Bi-Sb, Pb-Cu-Sb, Pb-Bi-Ag) имеют важное значение на месторождении. В сростках с минералами висмута-сурьмяных сульфосолой часто отмечается самородное золото, а сульфосоли густавит-лиллианитовой серии являются источником серебра на месторождении.

Блеклые руды в рудах месторождения отмечаются весьма редко. Выявлены в составе арсенопирит-кварцевой и пирит-халькопирит-кварцевой ассоциациях, в сростках с арсенопиритом и халькопиритом размером не более 0.1 мм. По составу представлены сурьмяной, отмечается примесь серебра до 1.24 мас. % (табл. 24).

Марказит – в небольшом количестве встречается довольно часто. Основной сульфидный минерал для пострудной, слабо золотоносной стадии минерализации. Крупные кристаллы (до 1.5 см) характерны для флюорит-кварц-карбонат-сульфидных брекчий. Марказит нередко по микротрещинам и по краям зерен замещает пирит, реже арсенопирит, а также образует криптокристаллические сростания с магнетитом в концентрических зонах структур «птичий глаз». От арсенопирита минерал отличается более сильным двуотражением и анизотропией с более ярко выраженными цветными эффектами.

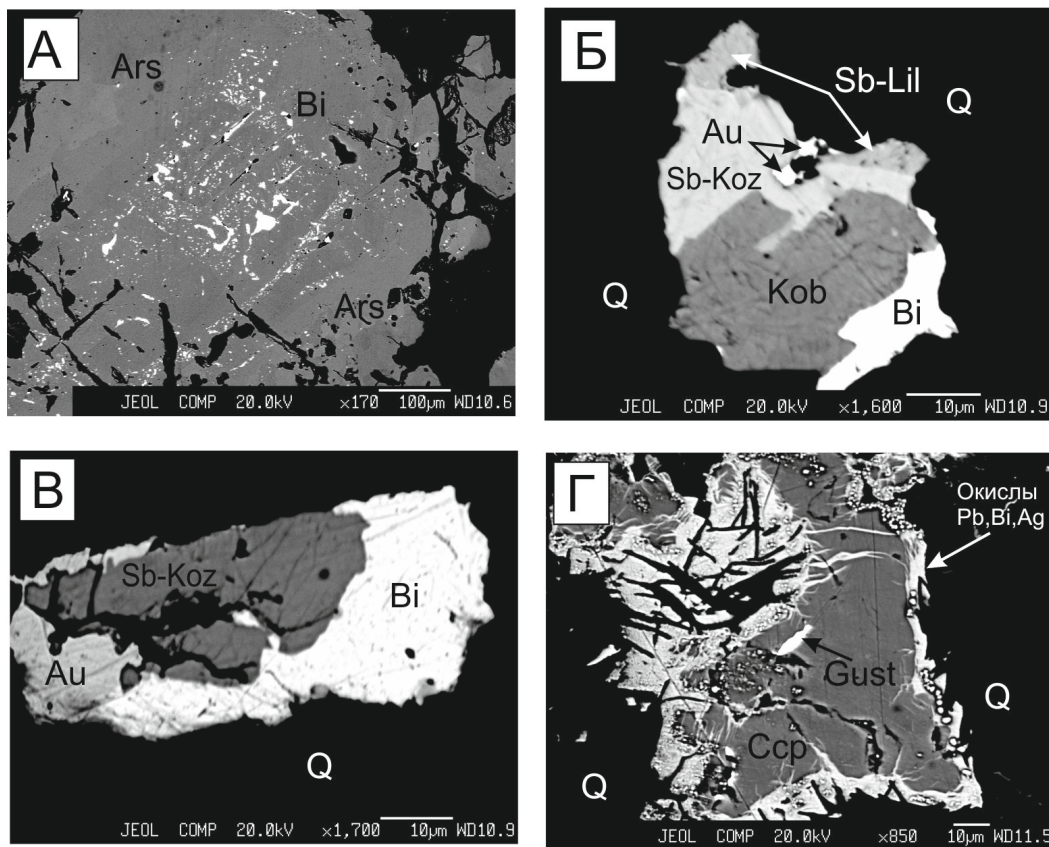


Рис. 40. Форма выделений сложных сульфосолей свинца и висмута в рудах Малиновского месторождения. Зона Меридиональная, рудное тело № 1, образец К-222 (Гвоздев и др., 2016). А – скопления висмутовых минералов (сурьяно-висмутовые сульфосоли свинца, висмутин и самородный висмут) по зонам роста и трещинам в арсенопирите (светлые участки арсенопирита обогащены кобальтом); Б – зерно совместно сросшихся сульфосолей, с ксеноморфными выделениями самородного золота (Au), представленных кобеллитом (Kbt), сурьянистым козалитом (Sb-Kzt), изоклейкитом (Izk) и самородным висмутом (Bi); В – выделения самородного золота в кварце в тесных сростаниях с самородным висмутом (Bi) и Sb-козалитом (Sb-Kzt); Г – вкрапленник сульфосолигуставит-лиллианитовой серии (Gst) в халькопирите (Ccp).

**Химический состав сульфосолей из группы сульфовисмутитов свинца
Малиновского месторождения**

| №п.п. | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | |
|----------------------------------|--------|-------------------|------|-------|-------|------|------|-------|--------|
| | | Pb | Ag | Bi | Sb | Fe | Cu | S | Сумма |
| 1 | К-222 | 37.52 | - | 23.03 | 19.13 | 2.53 | - | 17.89 | 100.10 |
| 2 | К-15 | 41.16 | - | 23.32 | 15.18 | 2.14 | 1.25 | 17.02 | 100.07 |
| 3 | К-222 | 37.59 | - | 36.61 | 9.08 | 0.96 | 1.16 | 16.52 | 101.92 |
| 4 | К-222 | 50.92 | - | 16.68 | 12.69 | 0.91 | 1.75 | 16.70 | 99.65 |
| 5 | Ст-4 | 49.38 | - | 17.27 | 15.13 | - | 0.67 | 17.16 | 99.61 |
| 6 | К-222 | 50.90 | - | 17.84 | 12.75 | 1.09 | 1.52 | 16.83 | 100.93 |
| 7 | К-222 | 48.49 | - | 24.98 | 8.12 | 0.47 | 2.44 | 15.60 | 100.10 |
| 8 | Ст-4 | 48.53 | 1.85 | 23.47 | 9.90 | - | 1.10 | 16.06 | 100.91 |
| 9 | К-222 | 50.52 | - | 24.00 | 8.03 | 0.69 | 2.20 | 15.68 | 101.12 |
| 10 | Ст-4 | 44.16 | 1.45 | 26.87 | 9.68 | - | 0.88 | 16.40 | 99.44 |
| 11 | С-30т | 45.16 | 1.48 | 28.10 | 8.35 | 0.21 | 0.93 | 15.94 | 100.17 |
| 12 | К-222 | 45.45 | 1.15 | 26.64 | 8.97 | 0.88 | 1.25 | 15.69 | 100.03 |
| 13 | К-222 | 42.41 | 1.08 | 35.39 | 5.66 | - | - | 15.69 | 100.23 |
| 14 | К-222 | 41.97 | 1.34 | 37.48 | 3.11 | 0.55 | 0.48 | 15.71 | 100.64 |
| 15 | К-222 | 42.17 | 1.36 | 34.83 | 5.96 | 0.78 | 0.66 | 15.50 | 101.26 |
| 16 | С-30т | 24.79 | 7.65 | 42.78 | 4.40 | 1.97 | - | 16.22 | 97.81 |
| 17 | С-30т | 25.98 | 7.78 | 50.06 | - | - | - | 14.74 | 98.56 |
| 18 | С-30т | 29.74 | 6.18 | 46.75 | - | 1.16 | - | 14.50 | 98.33 |
| 19 | С-30т | 28.20 | 7.08 | 45.97 | - | 1.44 | 1.44 | 14.45 | 98.58 |
| 20 | С-30т | 29.11 | 7.24 | 49.82 | - | - | - | 14.50 | 100.67 |
| Коэффициенты в формуле минералов | | | | | | | | | |
| 1 | К-222 | 10.85 | | 6.60 | 9.41 | 2.71 | | 33.43 | 63 |
| 2 | К-15 | 12.22 | | 6.87 | 7.67 | 2.36 | 1.21 | 32.67 | 63 |
| 3 | К-222 | 11.64 | | 11.24 | 4.78 | 1.10 | 1.17 | 33.06 | 63 |
| 4 | К-222 | 2.22 | | 0.72 | 0.94 | 0.15 | 0.25 | 4.71 | 9 |
| 5 | Ст-4 | 2.16 | | 0.75 | 1.13 | | 0.10 | 4.86 | 9 |
| 6 | К-222 | 2.20 | | 0.77 | 0.94 | 0.17 | 0.21 | 4.71 | 9 |
| 7 | К-222 | 25.77 | | 13.16 | 7.34 | 0.93 | 4.23 | 53.58 | 105 |
| 8 | Ст-4 | 25.53 | 1.87 | 12.24 | 8.86 | | 1.89 | 54.61 | 105 |
| 9 | К-222 | 26.65 | | 12.55 | 7.21 | 1.35 | 3.78 | 53.46 | 105 |
| 10 | Ст-4 | 23.31 | 1.47 | 14.06 | 8.70 | | 1.51 | 55.95 | 105 |
| 11 | С-30т | 24.08 | 1.52 | 14.86 | 7.58 | 0.42 | 1.62 | 54.94 | 105 |
| 12 | К-222 | 24.09 | 1.17 | 14.00 | 8.09 | 1.73 | 2.16 | 53.75 | 105 |
| 13 | К-222 | 2.00 | 0.10 | 1.66 | 0.45 | | | 4.79 | 9 |
| 14 | К-222 | 1.97 | 0.12 | 1.74 | 0.25 | 0.10 | 0.07 | 4.76 | 9 |
| 15 | К-222 | 1.95 | 0.12 | 1.60 | 0.47 | 0.13 | 0.10 | 4.63 | 9 |
| 16 | С-30т | 1.35 | 0.80 | 2.32 | 0.41 | 0.40 | | 5.72 | 11 |
| 17 | С-30т | 1.54 | 0.88 | 2.94 | | | | 5.64 | 11 |
| 18 | С-30т | 1.76 | 0.70 | 2.74 | | 0.25 | | 5.54 | 11 |
| 19 | С-30т | 1.63 | 0.78 | 2.63 | | 0.31 | 0.27 | 5.38 | 11 |
| 20 | С-30т | 1.72 | 0.82 | 2.92 | | | | 5.54 | 11 |

Примечание. Минералы: 1-3 – кобеллит; 4-6 – яскульскиит; 7-12 – изоклейкит; 13-15 – Sb-козалит; 16-20 – минералы густавит-лиллианитовой гомологической серии. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Пробы К-222, Ст-4, С-30т отобраны из рудного тела 1; проба К-15 из рудного тела Дайкового.

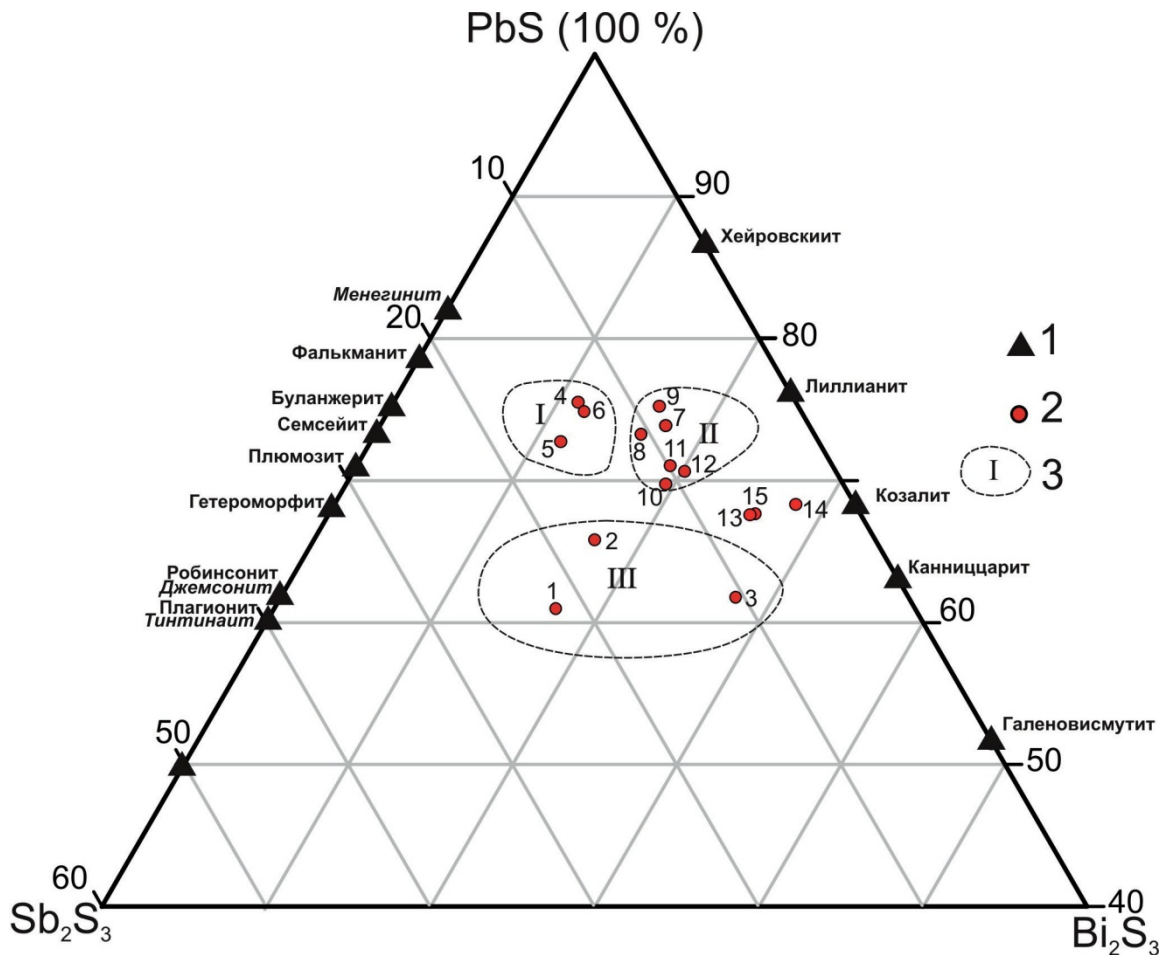


Рис. 41. Положение сурьмяно-висмутовых сульфосоели свинца на диаграмме составов PbS-Bi₂S₃-Sb₂S₃

1 — теоретические составы минералов: хейровскиит — Pb₆Bi₂S₉, лиллианит — Pb₃Bi₂S₆, козалит — Pb₂Bi₂S₅, канницарит — Pb₈Bi₁₀S₂₃, галеновисмутит — PbBi₂S₄, менегинит — CuPb₁₃Sb₇S₂₄, фалькманит — Pb₃Sb₂S₆, буланжерит — Pb₄Sb₅S₁₁, семсейит — Pb₉Sb₈S₂₁, плюмозит — Pb₂Sb₂S₅, гетероморфит — Pb₇Sb₈S₁₉, робинсонит — Pb₄Sb₆S₁₃, джемсонит — FePb₄Sb₆S₁₄, плагионит — Pb₅Sb₈S₁₇; тинтинаит — Cu₂Pb₁₀Sb₁₆S₃₅; 2 — сульфосоли месторождения Малиновского; 3 — поля составов сульфосоели по литературным данным: I — менегинит-яскульскиитовой серии; II — изоклейкит-гиссенитовой серии; III — кобеллит-тинтинаитовой серии. Номера точек на диаграмме соответствуют номерам анализов таблицы 23.

Шеелит — характерный минерал для ранней стадии формирования руд месторождения. Он встречается в сульфидно-кварцевых прожилках в ассоциации с мусковитом и нередко пространственно тяготеет к зальбандам прожилков и жил. Наиболее высокие содержания трехокси вольфрама локализованы в приконтактных частях рудных тел. Следует отметить, что шеелит, как правило, корродирован более поздней хлоритовой минерализацией (рис. 42).

Молибденит — редкий минерал для Малиновского месторождения. Характерен для ранней стадии формирования руд месторождения. Он образует

розеткоподобные скопления (до 0,5 мм), сложенные пластинками до 0,1 мм в длину в участках мусковит-кварцевого состава, которые пространственно тяготеют к периферии кварц-сульфидных прожилков. Для этого минерала характерны: белый цвет; отражение – 20-40%; сильное двуотражение и анизотропия.

Таблица 24

Химический состав бурнонита и тетраэдрита Малиновского месторождения

| N/N | № обр. | Элементы (% мас.) | | | | | | | | |
|----------------------------------|--------|-------------------|------|-------|------|-------|------|------|-------|--------|
| | | Pb | Ag | Cu | Fe | Sb | Bi | As | S | Сумма |
| 1 | K-222 | 38.49 | - | 12.46 | 2.39 | 23.99 | - | 3.78 | 17.74 | 99.85 |
| 2 | K-222 | 33.78 | - | 11.26 | 3.81 | 19.17 | 8.28 | 6.21 | 17.90 | 100.40 |
| 3 | K-222 | 39.50 | - | 12.46 | 2.26 | 23.53 | - | 3.31 | 18.14 | 99.20 |
| 4 | K-222 | 38.26 | - | 11.85 | 1.35 | 23.74 | - | 4.00 | 19.56 | 98.75 |
| 5 | K-222 | - | 3.11 | 35.02 | 6.74 | 28.93 | - | 1.15 | 24.96 | 99.91 |
| 6 | K-222 | - | 2.77 | 35.67 | 6.71 | 28.89 | - | 0.78 | 24.70 | 99.53 |
| 7 | K-222 | - | - | 36.62 | 5.71 | 28.75 | - | 1.02 | 24.82 | 99.84 |
| 8 | K-222 | - | - | 35.63 | 6.73 | 28.45 | - | 1.35 | 25.40 | 100.12 |
| 9 | K-222 | - | 1.24 | 36.53 | 4.19 | 29.26 | - | - | 24.84 | 99.03 |
| 10 | K-222 | - | 1.07 | 36.32 | 4.40 | 29.25 | - | - | 24.99 | 98.90 |
| Коэффициенты в формуле минералов | | | | | | | | | | |
| 1 | K-222 | 0.91 | - | 0.96 | 0.21 | 0.96 | - | 0.25 | 2.71 | 6 |
| 2 | K-222 | 0.78 | - | 0.85 | 0.33 | 0.76 | 0.19 | 0.40 | 2.69 | 6 |
| 3 | K-222 | 0.93 | - | 0.96 | 0.20 | 0.94 | - | 0.22 | 2.76 | 6 |
| 4 | K-222 | 0.88 | - | 0.89 | 0.12 | 0.93 | - | 0.26 | 2.92 | 6 |
| 5 | K-222 | - | 0.48 | 9.23 | 2.02 | 3.98 | - | 0.26 | 13.04 | 29 |
| 6 | K-222 | - | 0.43 | 9.43 | 2.02 | 3.99 | - | 0.18 | 12.95 | 29 |
| 7 | K-222 | - | - | 9.82 | 1.74 | 4.02 | - | 0.23 | 13.19 | 29 |
| 8 | K-222 | - | - | 9.43 | 2.03 | 3.93 | - | 0.30 | 13.32 | 29 |
| 9 | K-222 | - | 0.20 | 9.94 | 1.30 | 4.16 | - | - | 13.40 | 29 |
| 10 | K-222 | - | 0.17 | 9.87 | 1.36 | 4.15 | - | - | 13.46 | 29 |

Примечание. Минералы: 1-4 – бурнонит; 5-10 – тетраэдрит. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе GEOL JXA-8100. Аналитик Г.Б. Молчанова. Проба отобрана из рудного тела 1.

Анализ полученных результатов и сопоставление их с данными по золоторудным месторождениям Востока России позволяет сделать следующие выводы:

- по минералого-технологическим признакам (Спиридонов и др., 2006) руды месторождения следует относить к умеренно-сульфидному жильному и комбинированному геолого-промышленным типам;

- минеральный состав руды является комплексным на золото, серебро, вольфрам, медь, висмут и его следует относить к золото-висмутному типу;

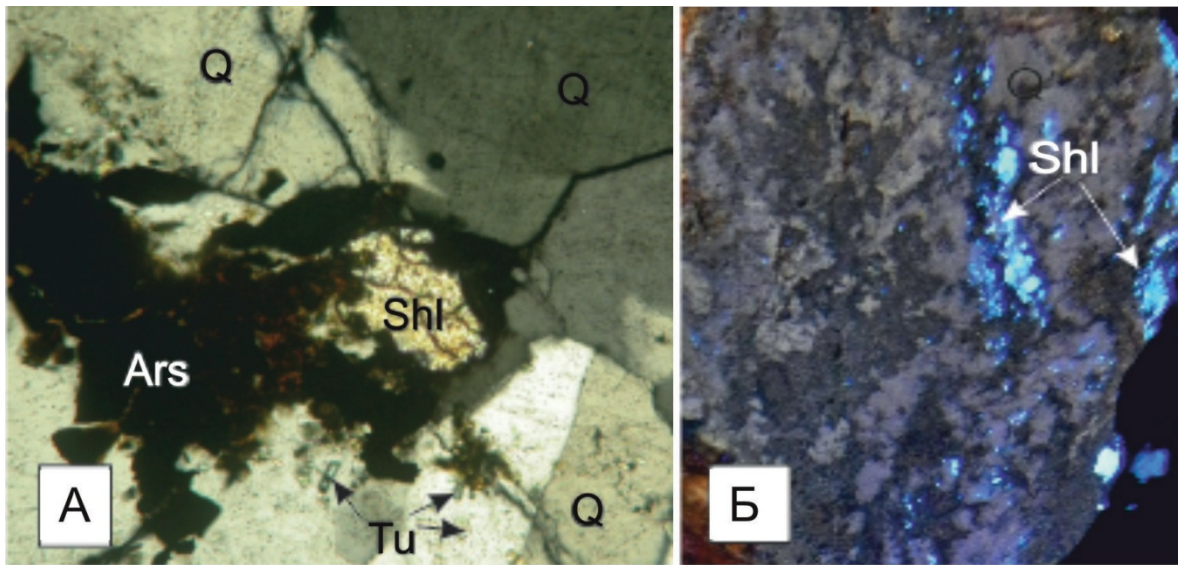


Рис. 42. Форма выделений агрегатов шеелита в рудах Малиновского месторождения. Зона Меридиональная, рудное тело № 1, образец СК-15-4 (Гвоздев и др., 2016). А – шеелит (Shl) в кварц-турмалиновой массе корродируется арсенопиритом; Б – распределение шеелита (Shl) в арсенопирит-кварцевом прожилке (в лучах люминисцентной лампы).

- золото относительно низкопробное и умеренно высокопробное, встречается в самородном виде (редко в виде интерметаллических соединений с висмутом и сурьмой), ассоциируется с сульфидными минералами, пространственно тяготея к вкрапленникам висмутовых минералов;

- серебро концентрируется в сульфидных минералах в виде примесей, редко образуя собственно серебряные минералы;

- по минеральному составу и типоморфным признакам минералов изученное месторождение имеет большое сходство с месторождением золото-сульфидно-кварцевого формационного типа Дарасунским. (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др. 2000);

- спецификой минералогического состава руд является широкое разнообразие минералов висмута, находящихся в тесной ассоциации с самородным золотом. Минералы висмута представлены самородным висмутом, висмутином, сульфосолями свинца и висмута, сульфотеллуридами и теллуридами висмута.

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

5.1. Методика геохимических исследований

Для понимания геохимической модели рудно-магматической системы (РМС) месторождения наиболее важными геохимическими параметрами являются геохимический фон вмещающих пород, коэффициенты корреляция элементов в рудных ассоциациях, *линейная продуктивность* элементов и коэффициент зональности. Всестороннее изучение этих характеристик позволяет объективно оценить перспективы месторождения на глубину. Все вышеперечисленные геохимические критерии определялись по методикам, предложенным А.И Бураго (Калягин, Бураго, 1979), (Бураго, Чуланов, 1974), и рекомендациям инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений (Григорян и др., 1983). Определение геохимического фона начинается с составления выборок разновидностей вмещающих пород. Основными рудовмещающими породами являются моцнодиориты и монцогаббродиориты Татибинского комплекса, терригенные породы Журавлевской свиты и андезибазальты и базальты Дорофеевского комплекса. Кроме того, на месторождении встречаются риолиты Богопольского комплекса. Незначительное распространение риолитов не позволяет набрать необходимое количество проб для статистической достоверности. Все вышеперечисленные породы в различной степени интенсивности изменены метасоматическими процессами или контактовым метаморфизмом. Поэтому за геохимически однородную систему в данном конкретном случае приняты петрографические разности пород только южной части интрузии Водораздельной и ее приконтактных частей, где локализованы зоны Меридиональная и Малахитовая. При определении фоновых значений элементов и минимального порога аномальности использовались статистические выборки керновых и бороздовых проб не менее 100 штук для каждого элемента. Для выборки отбирались пробы со сравнительно низкими и устойчивыми содержаниями элементов. На предварительной стадии исключались пробы с заведомо аномальными значениями.

Предварительно были определены следующие геохимические параметры:

1. Среднее содержание определяется как среднее арифметическое из всех полученных значений: $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n x_i$ (нормальный закон распределения, характерный для макроэлементов).

2. Стандартное отклонение – показатель неоднородности распределения химического элемента в изучаемом объекте:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

где, \bar{x} – среднеарифметическое выборки, n – объем выборки, x_i – элемент выборки;

3. Коэффициент вариации: $V = \frac{\sigma}{\bar{x}}$

где, σ – среднеквадратичное отклонение, \bar{x} – средняя величина; это отношение среднего квадратичного отклонения к средней величине. Данный показатель измеряется в процентах (при умножении на 100%) и должен быть не более 33%.

За геохимический фон принимается среднее или модальное содержание химического элемента в пределах однородной геохимической системы. Далее определяется среднее содержание и дисперсия.

Порог аномальности при нормальном законе распределения это величина, отличающаяся от среднего содержания на три среднеквадратичных отклонения: $C_a \geq C_f \pm 3\sigma$, где C_a – аномальное содержание, C_f – фоновое содержание элемента, σ – дисперсия или среднеквадратичное отклонение содержаний данного элемента.

Анализ *корреляционных связей* и определение геохимических ассоциаций элементов месторождения проводились по следующей методике. На первом этапе исследования вычислялись коэффициенты линейной парной корреляции между всеми химическими элементами по первичным ореолам рассеяния на различных гипсометрических уровнях. Для этого использовались керновые пробы с шести буровых профилей, пройденных вкост простирания зоны Меридиональной. Количество проб, вовлеченных в статистический анализ, составило не менее 172 штук по каждому горизонту. Коэффициент линейной парной корреляции (r)

основных элементов между собой вычислялся следующим образом. Использовался массив (n) из определенного количества проб $\{x_{1,i}, x_{2,i}\}$, где x_1 и x_2 элементы.

Рассчитываются средние значения для каждого параметра по формуле:

$$\bar{x}_1 = \frac{\sum x_{1j}}{n}, \quad \bar{x}_2 = \frac{\sum x_{2j}}{n}$$

а коэффициент линейной парной корреляции:

$$r = \frac{\sum (x_{1j} - \bar{x}_1) \cdot (x_{2j} - \bar{x}_2)}{\sqrt{\sum (x_{1j} - \bar{x}_1)^2} \cdot \sqrt{\sum (x_{2j} - \bar{x}_2)^2}}$$

где r изменяется в пределах от -1 до 1. Коэффициент корреляции показывает линейную взаимосвязь между элементами x_1 и x_2 . Если r равен 1 – связь линейна.

Вертикальная геохимическая зональность Малиновского месторождения. Выявление закономерного изменения соотношений содержаний и корреляционных связей элементов РМС месторождения является одной из важнейших задач данной работы, а также определение уровня эрозионного среза и соответственно оценка перспектив объекта. Первым шагом к выявлению вертикальной зональности месторождения стало определение линейной продуктивности элементов для всех гипсометрических уровней. Вычисление линейной продуктивности производилось на основе выборок кернового опробования равно интервальных участков с каждого горизонта. Длина каждого из участков составляла 180.4 м, количество проб участвующих в выборке – не менее 172 штуки. Выбор именно такой длины для подсчета был обусловлен ограниченным количеством проб опробованного участка на горизонте +500- 550 м. Вычисление линейной продуктивности элементов производилось по формуле:

$$M = \sum_{i=1}^n m_i \cdot (C_i - C_{\text{ф}})$$

где M – линейная продуктивность, m_i – длина интервалов опробования; C_i – содержание элементов в пробах; n – число проб, введенных в подсчет; $C_{\text{ф}}$ – среднефоновое содержание данного элемента.

Ранжирование максимумов линейной продуктивности элементов на различных горизонтах позволило установить ряд вертикальной зональности. В случае, когда максимумы значений линейной продуктивности для нескольких элементов были установлены на одном горизонте, для уточнения их местоположения рассчитывался градиент продуктивности по формуле:

$$G = \sum_i^n \frac{D_{max}}{D_i}$$

где G – градиент продуктивности; D_{max} – максимальное значение показателя продуктивности элемента, D_i – значение показателя на данном горизонте; n – число горизонтов (не считая горизонта максимального накопления).

5.2. Геохимические особенности рудовмещающих пород и руд

Фоновые показатели пород являются важной геохимической характеристикой исследуемой площади. Они не только используются для выделения различных уровней рудных аномалий, но и являются важной составляющей при определении линейной продуктивности первичного ореола. Данные о фоновых содержаниях элементов в рудовмещающих породах Малиновского месторождения по результатам спектрального анализа керновых и бороздовых проб приведены в таблицах 25-27. Сравнительный анализ кларка содержаний и фоновых значений пород на месторождении позволяет говорить о значительном обогащении их различными рудными элементами: золотом, серебром, мышьяком, вольфрамом. Исключения составляют медь, содержания которой в монцонитах и андезитах в несколько ниже кларка основных пород, а также кобальта, значения которого в монцонитах почти в пять раз ниже. Отмечается группа элементов, значения которых устойчиво ниже кларка. В монцогаббро-диоритах это в первую очередь – ванадий, хром, марганец. В терригенных породах Журавлевской свиты это ванадий, марганец.

Установление корреляционных связей элементов на различных гипсометрических уровнях является важным фактором для определения основных геохимических ассоциаций месторождения и исследования РМС. Результаты расчетов парной линейной корреляции между элементами по каждому горизонту приведены в таблицах 28-32.

**Концентраций элементов в монцогаббро-диоритах и монцодиоритах
Татибинского комплекса (г/т)**

| № | Химический элемент | Кларк литосферы (по Виноградову А.И.) | Кларк основных пород (по Виноградову А.И.) | Фоновое значение | Среднее арифметическое значение | Порог аномальности |
|----|--------------------|---------------------------------------|--|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------|
| 1 | Au | 0.00017 | 0.00036 | 0.005 | 0.0039 | 0.0086 |
| 2 | Ag | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.062 | 0.13 |
| 3 | Bi | 0.008 | 0.007 | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 4 | Cu | 65 | 87 | 60 | 66 | 120 |
| 5 | As | 1.9 | 2.0 | 30 | 39 | 64 |
| 6 | Co | 34 | 48 | 10 | 12 | 21 |
| 7 | W | 1.1 | 0.7 | 5 | 5 | 8 |
| 8 | Pb | 9 | 6 | 10 | 15 | 24 |
| 9 | Zn | 87 | 105 | 60 | 76 | 102 |
| 10 | Sb | 0.2 | 0.2 | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 11 | Mo | 1.3 | 1.5 | 1.0 | 1.5 | 2.4 |
| 12 | Sn | 1.9 | 1.5 | 1.0 | 1.4 | 2.3 |
| 13 | Sr | 380 | 470 | 40 | 40 | 71 |
| 14 | Ti | 6000 | 8000 | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 15 | Be | 1.5 | 0.4 | 1 | 1.2 | 2.2 |
| 16 | Mn | 900 | 1200 | 600 | 708 | 1281 |
| 17 | V | 190 | 250 | 80 | 89 | 163 |
| 18 | Cr | 120 | 170 | 20 | 23 | 48 |
| 19 | Ni | 95 | 13 | 20 | 25 | 43 |
| 20 | Ba | 450 | 330 | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 21 | Li | 20 | 15 | 30 | 38 | 66 |

Анализ результатов парной линейной корреляции элементов позволяет выделить несколько групп элементов.

Первая группа: Au, Ag, Bi, Cu. По всей вертикали рудно-магматической системы эта группа элементов имеет между собой сильные устойчивые корреляционные связи. Именно они являются рудообразующими и присутствуют во всех разновидностях руд на месторождении. Каждый из этих элементов на всех гипсометрических уровнях имеет устойчивые связи с другими элементами, образуя присущую только этому месторождению геохимическую ассоциацию.

Вторая группа: As, Co. Эти элементы имеют устойчивые корреляционные связи между собой на большинстве горизонтах. Это обусловлено наличием на

месторождении арсенопирита с высоким (до 8%) содержанием кобальта. С первой группой элементов устойчивые корреляционные связи наблюдается на нижних (+ 500-550 м) и верхних (+ 650-750 м) горизонтах.

Таблица 26

**Концентрации элементов в песчаниках и алевролитах
Журавлевской свиты (г/т)**

| № | Химический элемент | Кларк значение литосферы (по Виноградову) | Кларк значение в песчаниках и алевролитах | Фоновое значение | Среднее арифметическое значение | Порог аномальности |
|----|--------------------|---|---|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------|
| 1 | Au | 0.00017 | 0.0001 | 0.005 | 0.0055 | 0.01 |
| 2 | Ag | 0.09 | 0.01 | 0.1 | 0.08 | 0.17 |
| 3 | Bi | 0.008 | - | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 4 | Cu | 65 | 1.0 | 40 | 40 | 80 |
| 5 | As | 1.9 | 1.0 | 40 | 45 | 80 |
| 6 | Co | 34 | 0.3 | 6 | 8 | 13 |
| 7 | W | 1.1 | 1.6 | 3 | 4.2 | 9 |
| 8 | Pb | 9 | 7 | 10 | 13 | 22 |
| 9 | Zn | 87 | 16 | 40 | 50 | 80 |
| 10 | Sb | 0.2 | 0.01 | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 11 | Mo | 1.3 | 0.2 | 1 | 1.3 | 2 |
| 12 | Sn | 1.9 | 0.1 | 1.6 | 2 | 3.5 |
| 13 | Sr | 380 | 20 | 30 | 36 | 60 |
| 14 | Ti | 6000 | 3000 | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 15 | Be | 1.5 | 0.1 | 2 | 1.8 | 3.3 |
| 16 | Mn | 900 | 400 | 300 | 335 | 552 |
| 17 | V | 190 | 200 | 80 | 71 | 130 |
| 18 | Cr | 120 | 35 | 40 | 46 | 80 |
| 19 | Ni | 95 | 2 | 18 | 23 | 37 |
| 20 | Ba | 450 | 10 | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 21 | Li | 20 | 15 | 30 | 39 | 64 |

Третья группа: Pb, Zn. Также образуют устойчивые корреляционные связи между собой на значительной части гипсометрической колонны. Свинец и цинк с золотом ассоциируется лишь на горизонтах +500-550 и 650-700 метров. На многих гипсометрических уровнях РМС они образуют устойчивые корреляционные связи с основными рудообразующими элементами, что обусловлено наличием в рудах значительного количество свинцовых сульфосолей, блеклых руд, галенита и сфалерита.

**Концентрации элементов в андезитах и андезибазальтах
Дорофеевского комплекса (г/т)**

| № | Химический элемент | Кларк значение литосферы (по Виноградову) | Кларк значение в андезитах | Фоновое значение | Среднее арифметическое значение | Порог аномальности |
|----|--------------------|---|----------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|--------------------|
| 1 | Au | 0.00017 | 0.00028 | 0.005 | 0.0064 | 0.011 |
| 2 | Ag | 0.009 | 0.007 | 0.06 | 0.064 | 0.12 |
| 3 | Bi | 0.008 | - | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 4 | Cu | 65 | 40 | 20 | 25 | 43 |
| 5 | As | 1.9 | 2.0 | 30 | 32 | 45 |
| 6 | Co | 34 | 7.0 | 10 | 9.3 | 19 |
| 7 | W | 1.1 | 1.2 | 5 | 4.8 | 9.2 |
| 8 | Pb | 9 | 12 | 10 | 15 | 25 |
| 9 | Zn | 87 | 75 | 40 | 56 | 94 |
| 10 | Sb | 0.2 | - | ниже порога чувствительности анализа | | |
| 11 | Mo | 1.3 | 1.1 | 1 | 1.2 | 2.1 |
| 12 | Sn | 1.9 | 1.6 | 2 | 1.6 | 3.5 |
| 13 | Sr | 380 | 450 | 200 | 153 | 350 |
| 14 | Ti | 6000 | - | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 15 | Be | 1.5 | 1.8 | 2 | 1.5 | 3.5 |
| 16 | Mn | 900 | 1200 | 600 | 661 | 1210 |
| 17 | V | 190 | 150 | 60 | 76 | 129 |
| 18 | Cr | 120 | 55 | 40 | 38 | 76 |
| 19 | Ni | 95 | 50 | 20 | 19 | 39 |
| 20 | Ba | 450 | - | низкий порог чувствительности анализа | | |
| 21 | Li | 20 | 25 | 30 | 31 | 60 |

Четвертая группа: Sn, Mo. Элементы этой группы практически не имеют корреляционных связей с другими элементами на месторождении. Исключение составляет горизонт +550-600 м, где молибден ассоциируется с вольфрамом. Минеральной формой молибдена на месторождении является молибденит.

Сурьма имеет сильные корреляционные связи со свинцом и мышьяком преимущественно в верхних горизонтах РМС. Минеральные образования, содержащие сурьму в рудах месторождения, представлены сурьмяно-висмутовыми сульфосолями свинца. На горизонте +650-700 м установлены её устойчивые корреляционные связи с золотом, что соотносится с наличием в рудах месторождения ауристита.

Таблица 28

Коэффициенты линейной парной корреляции между содержаниями химических элементов по первичным ореолам рассеяния на горизонте 500-550 м

| | Au | Ag | Cu | Bi | As | Mo | Pb | Zn | Sb | Co | W | Mn | Cr | Ni | V | Sn | Sr | Ti | Ba |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Au | 1.00 | 0.87 | 0.82 | 0.69 | 0.83 | 0 | 0.64 | 0.65 | 0 | 0.83 | 0.68 | 0 | -0.23 | 0 | -0.38 | 0 | 0 | -0.3 | -0.15 |
| Ag | 0.87 | 1.00 | 0.95 | 0.93 | 0.97 | 0 | 0.89 | 0.67 | 0 | 0.51 | 0.92 | 0 | 0 | 0.1 | -0.34 | 0 | 0.16 | -0.29 | -0.16 |
| Cu | 0.82 | 0.95 | 1.00 | 0.62 | 0.7 | 0 | 0.49 | 0.68 | 0 | 0.89 | 0.54 | 0 | -0.21 | 0 | -0.36 | 0 | 0 | -0.28 | -0.14 |
| Bi | 0.69 | 0.93 | 0.62 | 1.00 | 0.87 | 0 | 0.87 | 0.69 | 0 | 0.31 | 0.85 | 0 | -0.15 | 0.13 | -0.25 | 0 | 0.19 | -0.25 | -0.15 |
| As | 0.83 | 0.97 | 0.7 | 0.87 | 1.00 | 0 | 0.92 | 0.56 | 0.1 | 0.45 | 0.96 | 0 | -0.22 | 0.1 | -0.35 | -0.12 | 0.2 | -0.29 | -0.14 |
| Mo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1.00 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0 | 0.13 | 0.18 | 0.4 | 0 | 0 | 0.23 | 0.27 | 0.12 |
| Pb | 0.64 | 0.89 | 0.49 | 0.87 | 0.92 | 0 | 1.00 | 0.54 | 0 | 0.22 | 0.95 | 0 | 0.1 | 0.17 | -0.23 | -0.11 | 0.28 | -0.22 | -0.1 |
| Zn | 0.65 | 0.67 | 0.68 | 0.69 | 0.56 | 0 | 0.54 | 1.00 | 0.1 | 0.55 | 0.49 | 0.15 | 0 | 0.1 | -0.19 | 0 | 0 | -0.17 | -0.1 |
| Sb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0 | 0.1 | 1.00 | 0 | 0.1 | -0.24 | -0.18 | 0 | 0.22 | 0 | -0.19 | 0 | -0.19 |
| Co | 0.83 | 0.51 | 0.89 | 0.31 | 0.45 | 0 | 0.22 | 0.55 | 0 | 1.00 | 0.26 | 0.11 | -0.14 | 0 | -0.24 | 0 | -0.15 | -0.28 | 0.1 |
| W | 0.68 | 0.92 | 0.54 | 0.85 | 0.96 | 0 | 0.95 | 0.49 | 0.1 | 0.26 | 1.00 | 0 | -0.18 | 0.13 | -0.28 | -0.12 | 0.23 | -0.23 | -0.12 |
| Mn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.13 | 0 | 0.15 | -0.24 | 0.11 | 0 | 1.00 | -0.1 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | -0.11 | 0.11 |
| Cr | -0.23 | 0 | -0.21 | -0.15 | -0.22 | 0.18 | 0.1 | 0 | -0.18 | -0.14 | -0.18 | -0.1 | 1.00 | 0.52 | 0 | 0.21 | 0.31 | 0.19 | 0 |
| Ni | 0 | 0.1 | 0 | 0.13 | 0.1 | 0.4 | 0.17 | 0.1 | 0 | 0 | 0.13 | 0.1 | 0.52 | 1.00 | 0 | 0 | 0.39 | 0.15 | 0 |
| V | -0.38 | -0.34 | -0.36 | -0.25 | -0.35 | 0 | -0.23 | -0.19 | 0.22 | -0.24 | -0.28 | 0.1 | 0 | 0 | 1.00 | 0.1 | -0.1 | 0.17 | 0.1 |
| Sn | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.12 | 0 | -0.11 | 0 | 0 | 0 | -0.12 | 0 | 0.21 | 0 | 0.1 | 1.00 | 0 | 0 | 0 |
| Sr | 0 | 0.16 | 0 | 0.19 | 0.2 | 0.23 | 0.28 | 0 | -0.19 | -0.15 | 0.23 | 0 | 0.31 | 0.39 | -0.1 | 0 | 1.00 | 0.24 | 0.23 |
| Ti | -0.3 | -0.29 | -0.28 | -0.25 | -0.29 | 0.27 | -0.22 | -0.17 | 0 | -0.28 | -0.23 | -0.11 | 0.19 | 0.15 | 0.17 | 0 | 0.24 | 1.00 | 0.13 |
| Ba | -0.15 | -0.16 | -0.14 | -0.15 | -0.14 | 0.12 | -0.1 | -0.1 | -0.19 | 0.1 | -0.12 | 0.11 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0.23 | 0.13 | 1.00 |

Примечание. Зона Меридиональная. Объем выборки – 172 пробы. Красным цветом выделены сильные корреляционные связи (>0.7), зеленым цветом – средние корреляционные связи (0.5-0.7), черным – слабые (0.4-0.5).

Таблица 29

Коэффициенты линейной парной корреляции между содержаниями химических элементов по первичным ореолам рассеяния на горизонте+ 550-600 м

| | Au | Ag | Cu | Bi | As | Mo | Pb | Zn | Sb | Co | W | Mn | Cr | Ni | V | Sn | Sr | Ti | Ba |
|----|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Au | 1.00 | 0.84 | 0.9 | 0.9 | 0.24 | 0 | 0.35 | 0.33 | 0.14 | 0.48 | 0.1 | 0 | -0.2 | 0.1 | -0.17 | 0 | -0.12 | -0.18 | -0.12 |
| Ag | 0.84 | 1.00 | 0.89 | 0.73 | 0.17 | 0 | 0.4 | 0.43 | 0.11 | 0.5 | 0 | 0 | -0.22 | 0.19 | -0.2 | 0 | -0.16 | -0.18 | -0.14 |
| Cu | 0.9 | 0.89 | 1.00 | 0.77 | 0.2 | 0 | 0.35 | 0.26 | 0.14 | 0.41 | 0.1 | 0 | -0.24 | 0.1 | -0.19 | 0 | -0.13 | -0.22 | -0.11 |
| Bi | 0.9 | 0.73 | 0.77 | 1.00 | 0.22 | 0 | 0.26 | 0.2 | 0.11 | 0.53 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | -0.11 | -0.16 | -0.1 | -0.1 | -0.1 |
| As | 0.24 | 0.17 | 0.2 | 0.22 | 1.00 | 0 | 0.39 | 0.25 | 0.52 | 0.56 | 0.17 | 0 | -0.1 | 0 | -0.2 | 0 | -0.15 | -0.15 | -0.17 |
| Mo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1.00 | 0.17 | 0 | 0.36 | 0 | 0.62 | 0.16 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 |
| Pb | 0.35 | 0.4 | 0.35 | 0.26 | 0.39 | 0.17 | 1.00 | 0.68 | 0.6 | 0.37 | 0.28 | 0.11 | 0 | 0.17 | -0.1 | 0.1 | 0 | -0.1 | -0.12 |
| Zn | 0.33 | 0.43 | 0.26 | 0.2 | 0.25 | 0 | 0.68 | 1.00 | 0.36 | 0.24 | 0.1 | 0 | -0.1 | 0.23 | 0 | 0 | -0.12 | -0.13 | -0.13 |
| Sb | 0.14 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.52 | 0.36 | 0.6 | 0.36 | 1.00 | 0.31 | 0.35 | 0.19 | -0.1 | 0.12 | -0.14 | 0 | -0.11 | -0.15 | -0.15 |
| Co | 0.48 | 0.5 | 0.41 | 0.53 | 0.56 | 0 | 0.37 | 0.24 | 0.31 | 1.00 | 0.18 | 0.2 | -0.11 | 0.11 | -0.1 | 0 | -0.11 | -0.15 | -0.1 |
| W | 0.1 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0.17 | 0.62 | 0.28 | 0.1 | 0.35 | 0.18 | 1.00 | 0.21 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0 | 0 | -0.1 |
| Mn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.16 | 0.11 | 0 | 0.19 | 0.2 | 0.21 | 1.00 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cr | -0.2 | -0.22 | -0.24 | -0.16 | -0.1 | 0 | 0 | -0.1 | -0.1 | -0.11 | 0 | 0 | 1.00 | 0.32 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.24 | 0 |
| Ni | 0.1 | 0.19 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.17 | 0.23 | 0.12 | 0.11 | 0 | 0 | 0.32 | 1.00 | 0.13 | 0.1 | 0.1 | 0.17 | 0 |
| V | -0.17 | -0.2 | -0.19 | -0.11 | -0.2 | 0 | -0.1 | 0 | -0.14 | -0.1 | -0.1 | 0 | 0.15 | 0.13 | 1.00 | 0.1 | 0.12 | 0.26 | 0 |
| Sn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.14 | 0.1 | 0.1 | 1.00 | 0.25 | -0.1 | 0 |
| Sr | -0.12 | -0.16 | -0.13 | -0.1 | -0.15 | 0 | 0 | -0.12 | -0.11 | -0.11 | 0 | 0 | 0.16 | 0.1 | 0.12 | 0.25 | 1.00 | 0.1 | 0.18 |
| Ti | -0.18 | -0.18 | -0.22 | -0.1 | -0.15 | 0 | -0.1 | -0.13 | -0.15 | -0.15 | 0 | 0 | 0.24 | 0.17 | 0.26 | -0.1 | 0.1 | 1.00 | 0.21 |
| Ba | -0.12 | -0.14 | -0.11 | -0.1 | -0.17 | 0 | -0.12 | -0.13 | -0.15 | -0.1 | -0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.18 | 0.21 | 1.00 |

Примечание. Зона Меридиональная. Объем выборки – 649 проб. Красным цветом выделены сильные корреляционные связи (>0.7), зеленым цветом – средние корреляционные связи (0.5-0.7), черным – слабые (0.4-0.5).

Таблица 30

Коэффициенты линейной парной корреляции между содержаниями химических элементов по первичным ореолам рассеяния на горизонте +600-650 м

| | Au | Ag | Cu | Bi | As | Mo | Pb | Zn | Sb | Co | W | Mn | Cr | Ni | V | Sn | Sr | Ti | Ba |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| Au | 1.00 | 0.77 | 0.62 | 0.81 | 0.25 | 0.1 | 0.38 | 0.3 | 0.25 | 0.14 | 0 | 0 | -0.16 | 0 | -0.18 | 0 | -0.1 | -0.25 | 0 |
| Ag | 0.77 | 1.00 | 0.84 | 0.84 | 0.36 | 0.12 | 0.37 | 0.36 | 0.32 | 0.16 | 0 | 0 | -0.18 | 0.15 | -0.2 | 0 | -0.12 | -0.25 | -0.1 |
| Cu | 0.62 | 0.84 | 1.00 | 0.67 | 0.12 | 0.21 | 0.24 | 0.37 | 0.15 | 0.1 | 0 | 0 | -0.16 | 0.27 | -0.19 | 0 | -0.12 | -0.26 | 0 |
| Bi | 0.81 | 0.84 | 0.67 | 1.00 | 0.24 | 0.12 | 0.32 | 0.23 | 0.17 | 0.16 | 0.1 | 0 | -0.13 | 0 | -0.15 | 0 | -0.11 | -0.25 | 0.1 |
| As | 0.25 | 0.36 | 0.12 | 0.24 | 1.00 | 0 | 0.23 | 0.18 | 0.4 | 0.54 | 0.1 | 0 | 0 | 0.1 | -0.14 | 0 | -0.11 | -0.17 | -0.14 |
| Mo | 0.1 | 0.12 | 0.21 | 0.12 | 0 | 1.00 | 0 | 0.12 | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.1 | 0.18 | -0.1 | 0.1 | 0 | -0.1 | 0 |
| Pb | 0.38 | 0.37 | 0.24 | 0.32 | 0.23 | 0 | 1.00 | 0.61 | 0.54 | 0.13 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0 | -0.12 | 0 | 0 | -0.14 | -0.1 |
| Zn | 0.3 | 0.36 | 0.37 | 0.23 | 0.18 | 0.12 | 0.61 | 1.00 | 0.35 | 0.11 | 0 | 0.16 | -0.11 | 0.15 | -0.12 | 0 | -0.1 | -0.16 | -0.1 |
| Sb | 0.25 | 0.32 | 0.15 | 0.17 | 0.4 | 0 | 0.54 | 0.35 | 1.00 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | -0.11 | 0 | -0.17 | 0 | -0.11 | -0.2 | -0.14 |
| Co | 0.14 | 0.16 | 0.1 | 0.16 | 0.54 | 0 | 0.13 | 0.11 | 0.1 | 1.00 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 |
| W | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 1.00 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.16 | 0.1 | 0.1 | 0 | 1.00 | 0 | 0 | 0.13 | -0.1 | 0 | 0.11 | 0.1 |
| Cr | -0.16 | -0.18 | -0.16 | -0.13 | 0 | -0.1 | -0.1 | -0.11 | -0.11 | 0 | 0 | 0 | 1.00 | 0.29 | 0.42 | 0.19 | 0.1 | 0 | 0.1 |
| Ni | 0 | 0.15 | 0.27 | 0 | 0.1 | 0.18 | 0 | 0.15 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0.29 | 1.00 | 0.11 | 0.15 | 0 | 0 | 0 |
| V | -0.18 | -0.2 | -0.19 | -0.15 | -0.14 | -0.1 | -0.12 | -0.12 | -0.17 | 0 | 0 | 0.13 | 0.42 | 0.11 | 1.00 | 0 | 0.11 | 0.29 | 0.16 |
| Sn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.1 | 0.19 | 0.15 | 0 | 1.00 | 0.12 | 0 | 0 |
| Sr | -0.1 | -0.12 | -0.12 | -0.11 | -0.11 | 0 | 0 | -0.1 | -0.11 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0.11 | 0.12 | 1.00 | 0.19 | 0.21 |
| Ti | -0.25 | -0.25 | -0.26 | -0.25 | -0.17 | -0.1 | -0.14 | -0.16 | -0.2 | 0.1 | 0 | 0.11 | 0 | 0 | 0.29 | 0 | 0.19 | 1.00 | 0.22 |
| Ba | 0 | -0.1 | 0 | 0.1 | -0.14 | 0 | -0.1 | -0.1 | -0.14 | 0 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0 | 0.16 | 0 | 0.21 | 0.22 | 1.00 |

Примечание. Зона Меридиональная. Объем выборки – 931 проба. Красным цветом выделены сильные корреляционные связи (>0.7), зеленым цветом – средние корреляционные связи (0.5-0.7), черным – слабые (0.4-0.5).

Таблица 31

Коэффициенты линейной парной корреляции между содержаниями химических элементов по первичным ореолам рассеяния на горизонте +650-700 м

| | Au | Ag | Cu | Bi | As | Mo | Pb | Zn | Sb | Co | W | Mn | Cr | Ni | V | Sn | Sr | Ti | Ba |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| Au | 1.00 | 0.86 | 0.84 | 0.75 | 0.48 | 0 | 0.52 | 0.76 | 0.46 | 0.34 | 0.1 | 0 | -0.23 | 0 | -0.25 | 0 | -0.1 | -0.24 | 0 |
| Ag | 0.86 | 1.00 | 0.91 | 0.78 | 0.38 | 0.1 | 0.49 | 0.72 | 0.44 | 0.41 | 0.1 | 0.1 | -0.24 | 0.1 | -0.27 | 0 | -0.1 | -0.27 | 0 |
| Cu | 0.84 | 0.91 | 1.00 | 0.66 | 0.22 | 0.19 | 0.35 | 0.68 | 0.25 | 0.35 | 0.1 | 0 | -0.23 | 0.1 | -0.23 | 0 | -0.1 | -0.23 | 0 |
| Bi | 0.75 | 0.78 | 0.66 | 1.00 | 0.21 | 0 | 0.4 | 0.53 | 0.27 | 0.31 | 0.13 | 0 | -0.17 | 0 | -0.21 | 0 | -0.1 | -0.22 | 0 |
| As | 0.48 | 0.38 | 0.22 | 0.21 | 1.00 | 0 | 0.68 | 0.41 | 0.84 | 0.27 | 0.15 | -0.1 | -0.13 | 0.1 | -0.15 | 0 | 0 | -0.12 | 0 |
| Mo | 0 | 0.1 | 0.19 | 0 | 0 | 1.00 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.26 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0 | 0 |
| Pb | 0.52 | 0.49 | 0.35 | 0.4 | 0.68 | 0 | 1.00 | 0.59 | 0.63 | 0.22 | 0 | 0 | -0.12 | 0.1 | -0.14 | 0.11 | -0.1 | -0.19 | 0 |
| Zn | 0.76 | 0.72 | 0.68 | 0.53 | 0.41 | 0.1 | 0.59 | 1.00 | 0.37 | 0.39 | 0 | 0 | -0.15 | 0.12 | -0.16 | 0 | -0.12 | -0.28 | 0 |
| Sb | 0.46 | 0.44 | 0.25 | 0.27 | 0.84 | 0 | 0.63 | 0.37 | 1.00 | 0.1 | 0.11 | 0.15 | -0.14 | 0.1 | -0.13 | 0 | 0 | -0.11 | 0 |
| Co | 0.34 | 0.41 | 0.35 | 0.31 | 0.27 | 0 | 0.22 | 0.39 | 0.1 | 1.00 | 0 | 0 | -0.13 | 0.11 | -0.1 | 0 | -0.1 | -0.13 | 0 |
| W | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.13 | 0.15 | 0 | 0 | 0 | 0.11 | 0 | 1.00 | 0 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0 | -0.1 | 0 |
| Mn | 0 | 0.1 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.15 | 0 | 0 | 1.00 | -0.13 | 0 | -0.1 | -0.13 | 0.1 | 0.12 | 0 |
| Cr | -0.23 | -0.24 | -0.23 | -0.17 | -0.13 | 0 | -0.12 | -0.15 | -0.14 | -0.13 | 0 | -0.13 | 1.00 | 0.28 | 0.24 | 0.1 | 0 | -0.13 | 0 |
| Ni | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0.26 | 0.1 | 0.12 | 0.1 | 0.11 | 0 | 0 | 0.28 | 1.00 | 0.14 | 0 | 0 | 0.1 | -0.1 |
| V | -0.25 | -0.27 | -0.23 | -0.21 | -0.15 | 0 | -0.14 | -0.16 | -0.13 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | 0.24 | 0.14 | 1.00 | 0 | 0.1 | 0.12 | -0.1 |
| Sn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.11 | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.13 | 0.1 | 0 | 0 | 1.00 | 0.1 | -0.15 | 0 |
| Sr | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | 0 | -0.1 | -0.1 | -0.12 | 0 | -0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 1.00 | 0.14 | 0.1 |
| Ti | -0.24 | -0.27 | -0.23 | -0.22 | -0.12 | 0 | -0.19 | -0.28 | -0.11 | -0.13 | -0.1 | 0.12 | -0.13 | 0.1 | 0.12 | -0.15 | 0.14 | 1.00 | 0.1 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.1 | -0.1 | 0 | 0.1 | 0.1 | 1.00 |

Примечание. Зона Меридиональная. Объем выборки – 893 пробы. Красным цветом выделены сильные корреляционные связи (>0.7), зеленым цветом – средние корреляционные связи (0.5-0.7), черным – слабые (0.4-0.5).

Таблица 32.

Коэффициенты линейной парной корреляции между содержаниями химических элементов по первичным ореолам рассеяния на горизонте +700-750 м. Зона Меридиональная, 805 проб.

| | Au | Ag | Cu | Bi | As | Mo | Pb | Zn | Sb | Co | W | Mn | Cr | Ni | V | Sn | Sr | Ti | Ba |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| Au | 1.00 | 0.52 | 0.78 | 0.78 | 0.4 | 0.11 | 0.37 | 0.23 | 0.29 | 0.49 | 0.42 | 0.15 | -0.19 | 0 | -0.27 | 0 | -0.13 | -0.23 | 0 |
| Ag | 0.52 | 1.00 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.14 | 0.39 | 0.22 | 0.25 | 0.21 | 0.16 | 0.1 | -0.21 | 0.2 | -0.32 | 0 | -0.14 | -0.33 | -0.1 |
| Cu | 0.78 | 0.5 | 1.00 | 0.63 | 0.37 | 0 | 0.14 | 0.11 | 0.1 | 0.22 | 0.75 | 0 | -0.18 | 0 | -0.25 | 0 | -0.13 | -0.18 | 0.1 |
| Bi | 0.78 | 0.4 | 0.63 | 1.00 | 0.4 | 0.1 | 0.2 | 0.11 | 0.13 | 0.32 | 0 | 0 | -0.15 | 0 | -0.2 | 0 | -0.12 | -0.18 | 0 |
| As | 0.4 | 0.4 | 0.37 | 0.4 | 1.00 | 0.1 | 0.39 | 0.32 | 0.5 | 0.4 | 0.15 | 0 | -0.18 | 0 | -0.18 | 0 | -0.15 | -0.27 | 0 |
| Mo | 0.11 | 0.14 | 0 | 0.1 | 0.1 | 1.00 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.16 | -0.1 | 0 | 0 | -0.1 | -0.1 |
| Pb | 0.37 | 0.39 | 0.14 | 0.2 | 0.39 | 0.2 | 1.00 | 0.17 | 0.36 | 0.13 | 0 | 0 | -0.11 | 0 | -0.18 | 0 | -0.11 | -0.2 | 0 |
| Zn | 0.23 | 0.22 | 0.11 | 0.11 | 0.32 | 0.1 | 0.17 | 1.00 | 0.53 | 0 | 0 | 0.16 | -0.1 | 0 | -0.1 | 0 | 0 | -0.23 | -0.1 |
| Sb | 0.29 | 0.25 | 0.1 | 0.13 | 0.5 | 0.1 | 0.36 | 0.53 | 1.00 | 0.21 | 0 | 0.18 | -0.13 | 0 | -0.17 | 0 | 0 | -0.23 | -0.11 |
| Co | 0.49 | 0.21 | 0.22 | 0.32 | 0.4 | 0 | 0.13 | 0 | 0.21 | 1.00 | 0.1 | 0.14 | -0.1 | 0.1 | -0.1 | 0 | -0.1 | -0.15 | 0 |
| W | 0.42 | 0.16 | 0.75 | 0 | 0.15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 1.00 | 0 | -0.1 | -0.1 | -0.12 | 0 | 0 | 0 | 0.11 |
| Mn | 0.15 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.16 | 0.18 | 0.14 | 0 | 1.00 | 0 | 0.1 | -0.1 | -0.1 | 0.1 | 0 | 0 |
| Cr | -0.19 | -0.21 | -0.18 | -0.15 | -0.18 | 0 | -0.11 | -0.1 | -0.13 | -0.1 | -0.1 | 0 | 1.00 | 0.1 | 0.28 | 0 | -0.1 | 0 | 0 |
| Ni | 0 | 0.2 | 0 | 0 | 0 | 0.16 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0.1 | 0.1 | 1.00 | 0.1 | 0.18 | 0.2 | 0 | 0 |
| V | -0.27 | -0.32 | -0.25 | -0.2 | -0.18 | -0.1 | -0.18 | -0.1 | -0.17 | -0.1 | -0.12 | -0.1 | 0.28 | 0.1 | 1.00 | 0 | 0 | 0.17 | 0.1 |
| Sn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0.18 | 0 | 1.00 | 0.19 | 0 | -0.1 |
| Sr | -0.13 | -0.14 | -0.13 | -0.12 | -0.15 | 0 | -0.11 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0.2 | 0 | 0.19 | 1.00 | 0.11 | 0 |
| Ti | -0.23 | -0.33 | -0.18 | -0.18 | -0.27 | -0.1 | -0.2 | -0.23 | -0.23 | -0.15 | 0 | 0 | 9 | 0 | 0.17 | 0 | 0.11 | 1.00 | 0.24 |
| Ba | 0 | -0.1 | 0.1 | 0 | 0 | -0.1 | 0 | -0.1 | -0.11 | 0 | 0.11 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | -0.1 | 0 | 0.24 | 1.00 |

Примечание. Зона Меридиональная. Объем выборки – 805 проб. Красным цветом выделены сильные корреляционные связи (>0.7), зеленым цветом – средние корреляционные связи (0.5-0.7), черным – слабые (0.4-0.5).

Вольфрам образует самостоятельную рудную ассоциацию и имеет сильные корреляционные связи с золотом, медью, серебром, висмутом, мышьяком, свинцом и цинком на горизонте + 500-550 м. В верхней части РМС вольфрам устойчиво коррелируется с медью и золотом. Основная минеральная форма вольфрама на месторождении это шеелит, который иногда образует значительные скопления.

Пятая группа: Ba, Ti, Sr, V, Cr, Ni, Mn. Эта группа породообразующих элементов, в большинстве своем, имеет слабые корреляционные связи между собой на разных горизонтах месторождения. Они не коррелируются с рудоносными элементами и зачастую имеют отрицательные корреляционные связи с элементами первой, второй и третьей групп, что может указывать на их отсутствие в рудном процессе.

Все вышеперечисленные факты позволяют предположить наличие на Малиновском месторождении двух продуктивных геохимических ассоциаций: Au-Ag-Bi-Cu-As-Co и W-Au-Ag-Cu-Bi-As. Наиболее перспективной является Au-Ag-Bi-Cu-As-Co ассоциация и основные ресурсы полезных компонентов связаны именно с ней. Распределение корреляционных связей элементов по вертикали РМС иллюстрируют графики на рисунке 43.

Графики средних, сильных корреляционных связей и суммированного количества в общих чертах повторяют форму друг друга. По форме графиков можно выделить три зоны, отвечающие различным уровням гидротермальной колонны: от +500 м до +600 м – прикорневая зона; от +600 м до +650 м – прифронтальная зона; + 650 м до +750 м – фронтальная зона. Прикорневая зона характеризуется интенсивным ростом количества корреляционных связей. Прифронтальная зона характеризуется резким падением количества связей и их умеренным количеством на всем протяжении зоны. Фронтальная часть отмечается заметным ростом и значительным количеством связей. Наибольшее количество положительных корреляционных связей отмечается на горизонтах + 500-550 м. Как правило, это корреляционные связи основных рудообразующих элементов. Морфология и вещественный состав рудных тел на Малиновском месторождении

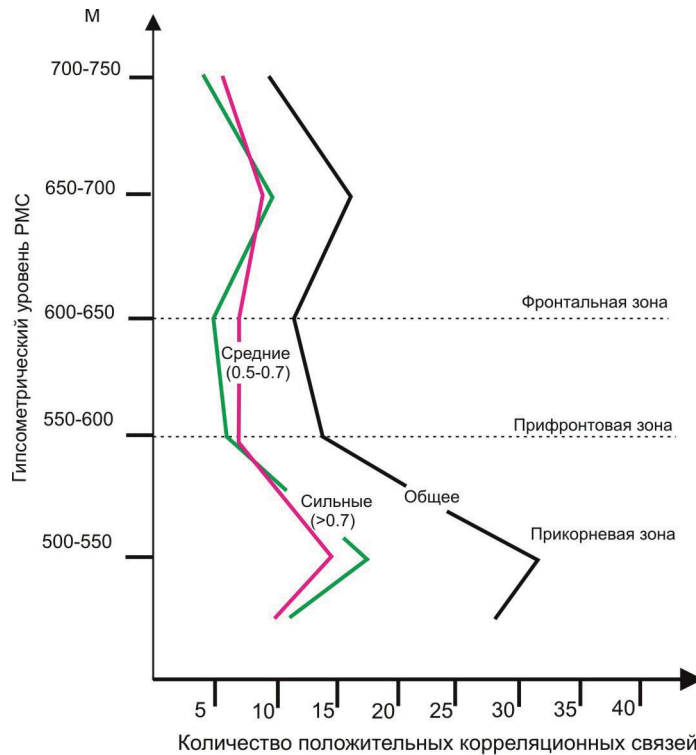


Рис. 43. Распределение корреляционных связей элементов по вертикали в рудных телах Малиновского месторождения.

неоднородные и характеризуются наличием обогащенных участков. Обычно это раздувы или сочленения сульфидно-кварцевых или сульфидно-кварц-карбонатных жил с содержанием сульфидных минералов до 80%. На таких обогащенных участках отмечается многообразие минеральных форм и соответственно высокие показатели парной линейной корреляции элементов и количества связей. В местах, где обогащенные участки сменяются вкрапленностью и кварц-сульфидными прожилками во вмещающих породах, показатели парной линейной корреляции элементов падают и количество связей сокращается. Этим можно объяснить различную силу линейной парной корреляции основных рудообразующих элементов на разных гипсометрических уровнях.

Средние содержания основных рудных элементов в рудных телах месторождения приведены в таблице 33.

В целом руды зоны Меридиональной Малиновского месторождения характеризуются высокими содержаниями меди и висмута и сравнительно низкими содержаниями серебра. Высокие средние содержания висмута в рудных

телах 3 и 4 закономерно коррелируются с содержаниями золота. Рудное тело 2 характеризуется очень высоким средним содержанием вольфрама (420 г/т), что связано с распространением в рудном теле сульфидно-кварцевых (с шеелитом) прожилков. Значительная часть этого рудного тела (около 60 м) представлена сульфидно-кварцевой жилой с высокими содержаниями трехоксида вольфрама (0.1-0.36%).

Таблица 33

**Средневзвешенные содержания основных рудных элементов в рудах
Малиновского месторождения**

| № | Название рудного тела | Элементы (г/т) | | | | | | | | | | | Au/ Ag |
|---|-----------------------|----------------|-------|-------|-----|-----|-----|------|----|------|-------|------|-----------|
| | | Au | Ag | Cu | Bi | Pb | Zn | As | Co | Mo | W | Sb | |
| 1 | № 1 | 3.91 | 7.22 | 3040 | 108 | 68 | 233 | 307 | 19 | 1.8 | 7.6 | 6.6 | 1.87 |
| 2 | № 2 | 2.83 | 11.79 | 2045 | 132 | 245 | 638 | 910 | 65 | 2.7 | 420.0 | 38.0 | 4.17 |
| 3 | № 3 | 11.98 | 20.92 | 9054 | 276 | 118 | 219 | 138 | 82 | 16.0 | 72.0 | 18.0 | 1.74 |
| 4 | № 4 | 5.60 | 7.85 | 9157 | 261 | 53 | 169 | 1410 | 50 | 10.0 | 9.5 | 16.0 | 1.40 |
| 5 | Дайковое | 3.30 | 8.37 | 3056 | 105 | 52 | 746 | 1804 | 78 | 6.1 | 61.0 | 33.0 | 2.80 |
| 6 | Новое | 3.67 | 30.94 | 10556 | 112 | 33 | 406 | 662 | 41 | 19.0 | 36.0 | 13.0 | 8.43 |
| 7 | Маленькое | 3.33 | 7.74 | 2604 | 102 | 51 | 136 | 202 | 30 | 15.0 | 9.0 | 8.4 | 2.32 |

Для изучения особенностей распределения содержаний основных элементов в золотосодержащих рудах были выделены четыре группы проб с различными содержаниями золота: убогие Au 0.1-1 г/т (341 шт.); бедные 1.1-4 г/т (163 шт.); средние 4.1-16 г/т (101 шт.); богатые 16.1-90 г/т (63 шт.). Количество проб для выборок из средних и богатых по содержаниям руд определялись наличием количества анализов с такими содержаниями. Графики распределения средних содержаний основных элементов в рудах в зависимости от содержания в них золота представлены на рисунках 44-47.

Основные рудообразующие элементы (Ag, Cu, Bi, As, Co, Pb, Zn, Sb) прогнозируемо характеризуются повышением содержаний с увеличением золотоносности руд. Как правило, резкий скачок содержаний наблюдается при переходе от средних к богатым рудам (см. рис. 44). Исключение составляет висмут, содержание которого резко возрастает от бедных руд к средним и затем

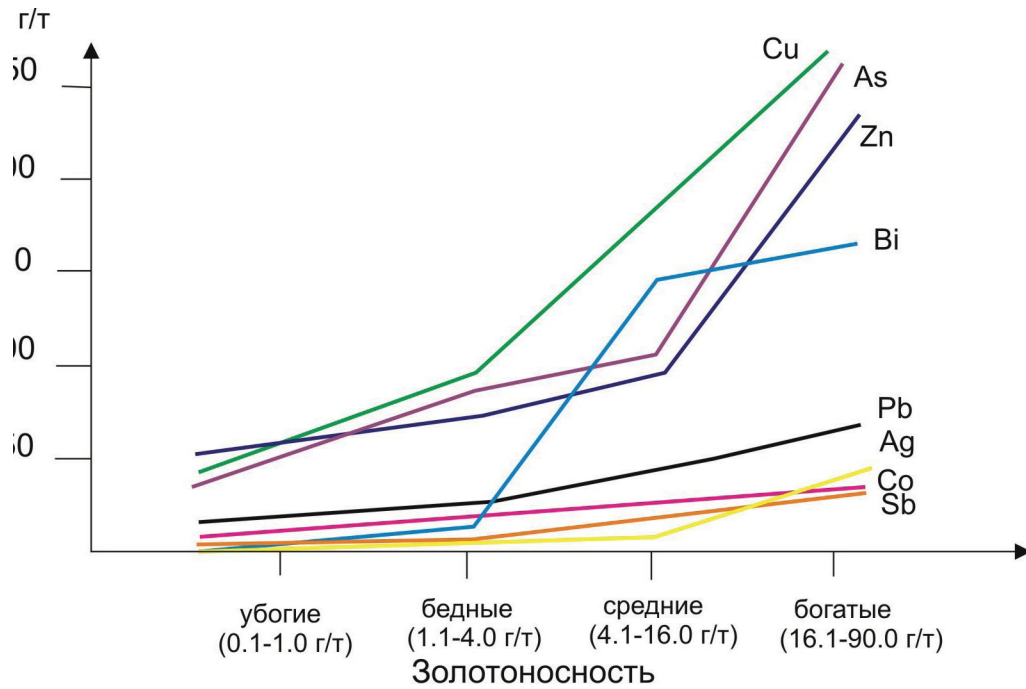


Рис. 44. Графики зависимости средних содержаний меди, мышьяка, цинка, висмута, свинца, серебра, кобальта, сурьмы от содержаний золота в руде.

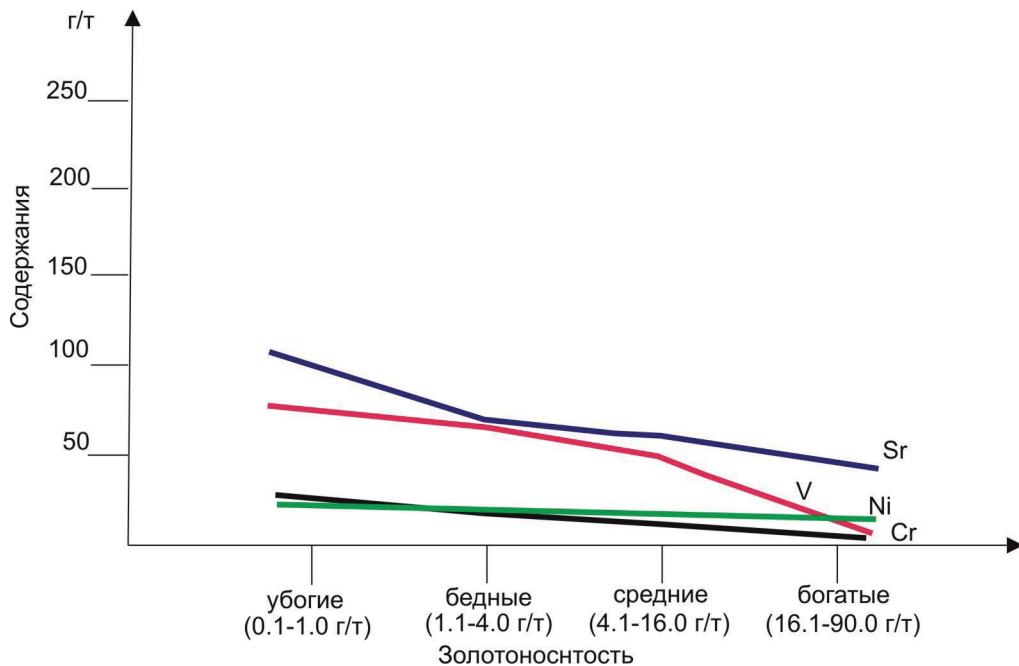


Рис. 45. Графики зависимости средних содержаний стронция, никеля, ванадия, хрома от содержаний золота в руде.

незначительно повышается при переходе к богатым. Особняком стоят вольфрам и молибден, которые отличаются отсутствием какого-либо устойчивого повышения содержаний этих элементов при повышении в рудах содержания золота (см. рис. 46). Такую ситуацию можно объяснить тем, что эти элементы входят в золото-

вольфрамовую геохимическую ассоциацию, где содержания золота сравнительно не высокие.

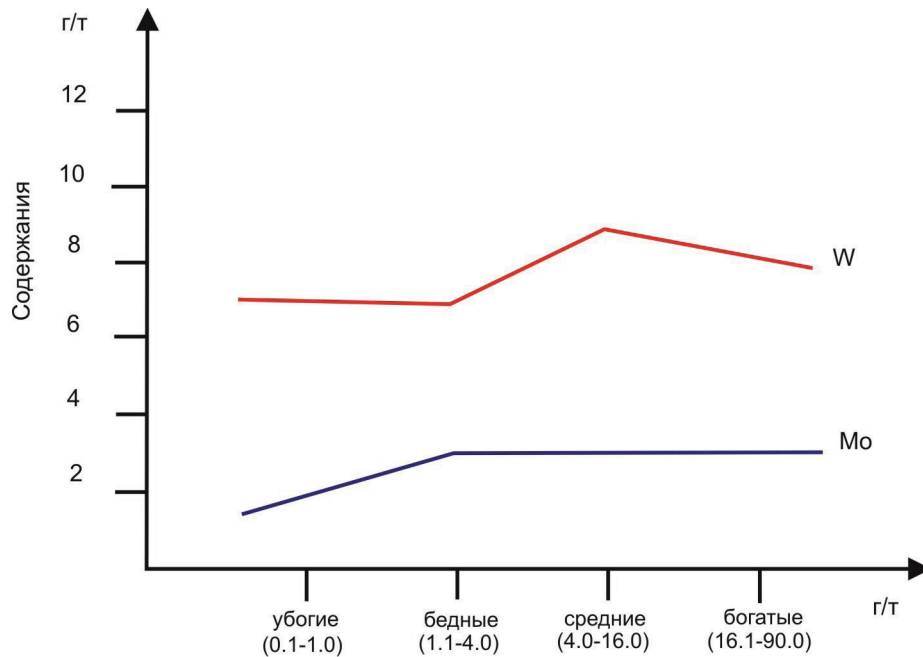


Рис. 46. Графики зависимости средних содержаний вольфрама и молибдена от содержаний золота в руде.

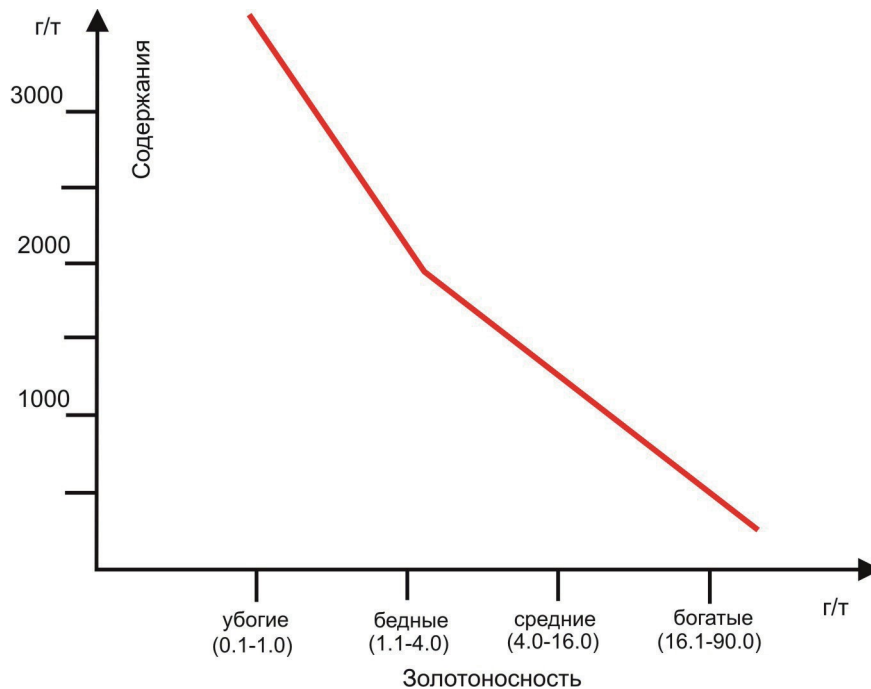


Рис. 47. Графики зависимости среднего содержания титана от содержаний золота в руде.

Следует отметить группу элементов, содержания которых падают с повышением в руде золота. Как правило, это породообразующие элементы, не участвующие в рудном процессе – никель, хром, ванадий, стронций, титан (см. рис. 45 и 47). Особенно резкое падение содержания наблюдается у титана и ванадия. Золотоносные руды отличаются не высокой концентрацией этих

элементов, содержание которых резко падает в богатых рудах. Концентрации остальных элементов: хрома, никеля, стронция плавно уменьшаются от бедных к богатым, но падение не такое резкое.

Коэффициент соотношения серебра к золоту (Ag/Au) в различных рудных телах Малиновского месторождения и на разных гипсометрических уровнях составляет не более 3, исключение составляет рудное тело Новое, где средние содержания серебра заметно выше, чем в среднем по месторождению. Это можно объяснить дефицитом на месторождении собственно серебряных минералов. Данные по соотношению Ag/Au приведены в таблице 33.

Какой-либо тенденции к увеличению или уменьшению соотношения серебра к золоту с глубиной в рудах Малиновского месторождения не наблюдается. Отмечается резкое увеличение соотношения Ag/Au только в поверхностных горных выработках до 14.6, что, по-видимому, связано с гипергенными процессами.

5.3. Оценка уровня эрозионного среза рудных тел

Определение уровня эрозионного среза является основной задачей при изучении перспектив месторождения на глубину. Ранжирование графиков линейной продуктивности элементов позволило установить, ряд вертикальной геохимической зональности и определить уровень эрозионного среза месторождения. Графики значений линейной продуктивности элементов приведены на рисунках 48-55.

Анализ графиков по горизонтной линейной продуктивности элементов позволяет сделать следующие выводы.

Графики основных рудообразующих элементов имеют схожий облик. Они имеют два максимума: один располагается в интервале + 550-650 м, а другой на горизонте +700-750 м. Предшествующие максимумам горизонты характеризуются максимальным количеством положительных корреляционных связей элементов. Наличие двух максимумов на графиках линейной продуктивности элементов объясняется присутствием на месторождении двух геохимических ассоциаций.

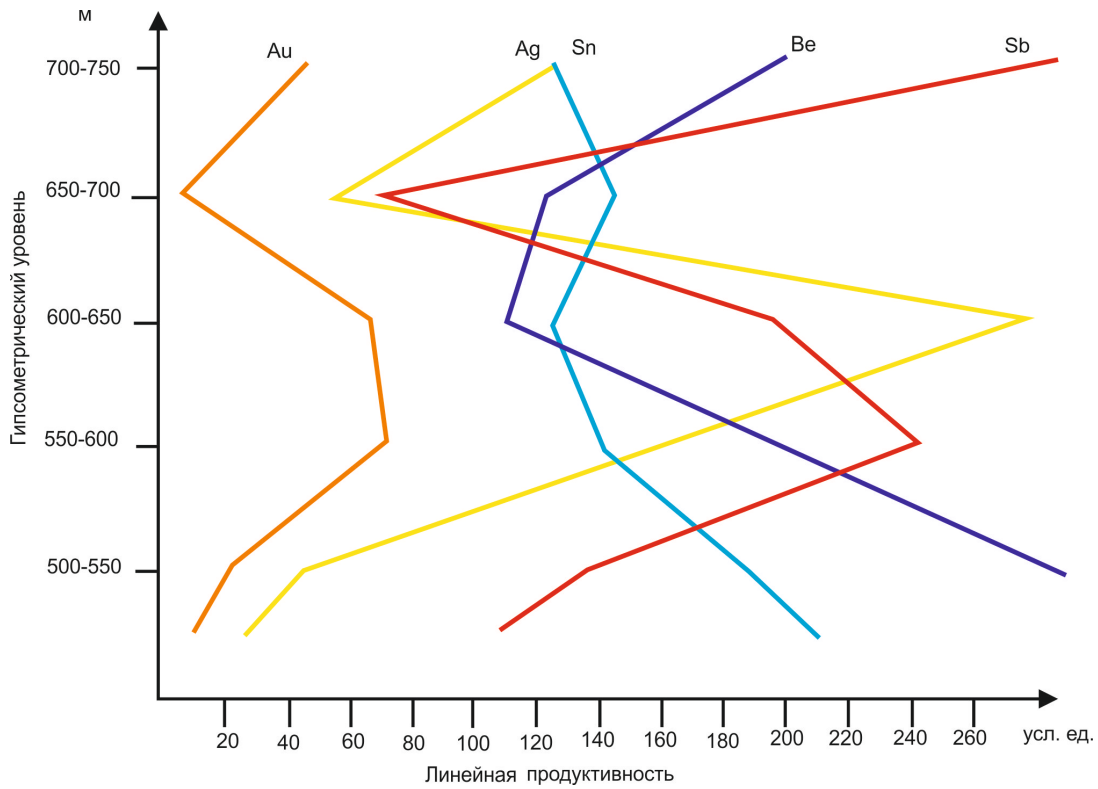


Рис. 48. Графики изменения линейной продуктивности золота, серебра, олова, бериллия, сурьмы с глубиной.

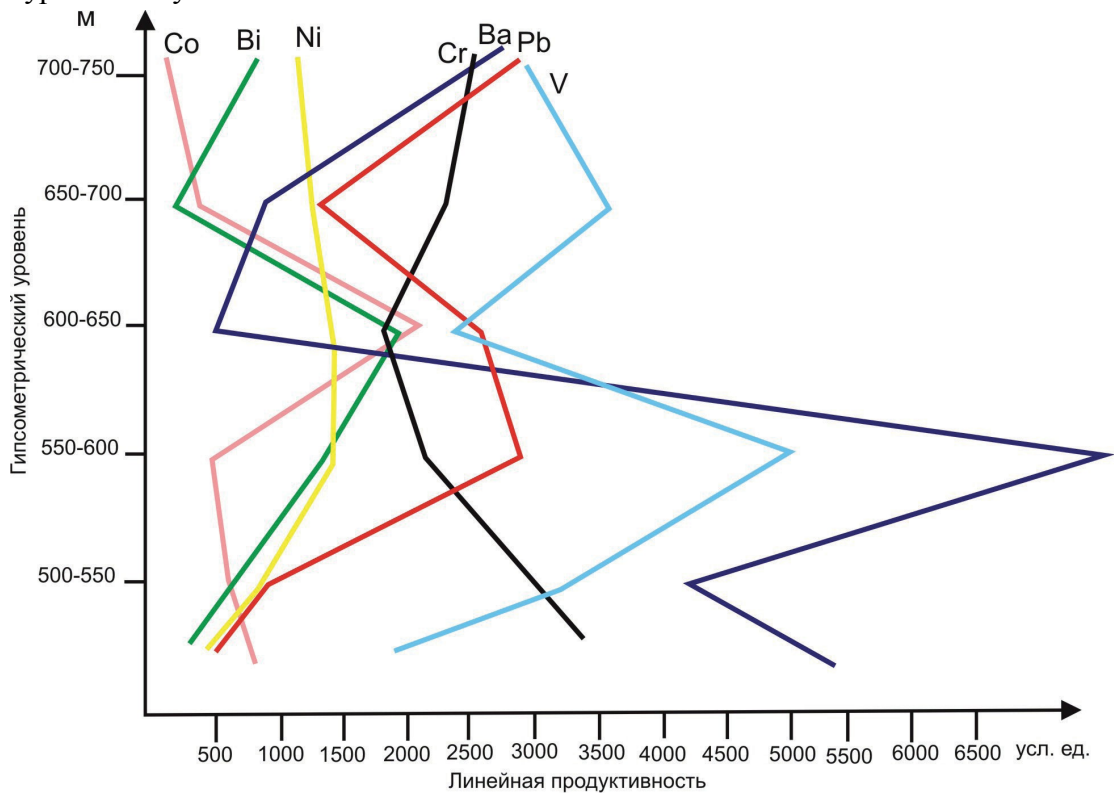


Рис. 49. Графики изменения линейной продуктивности кобальта, висмута, никеля, хрома, бария, свинца, ванадия с глубиной.

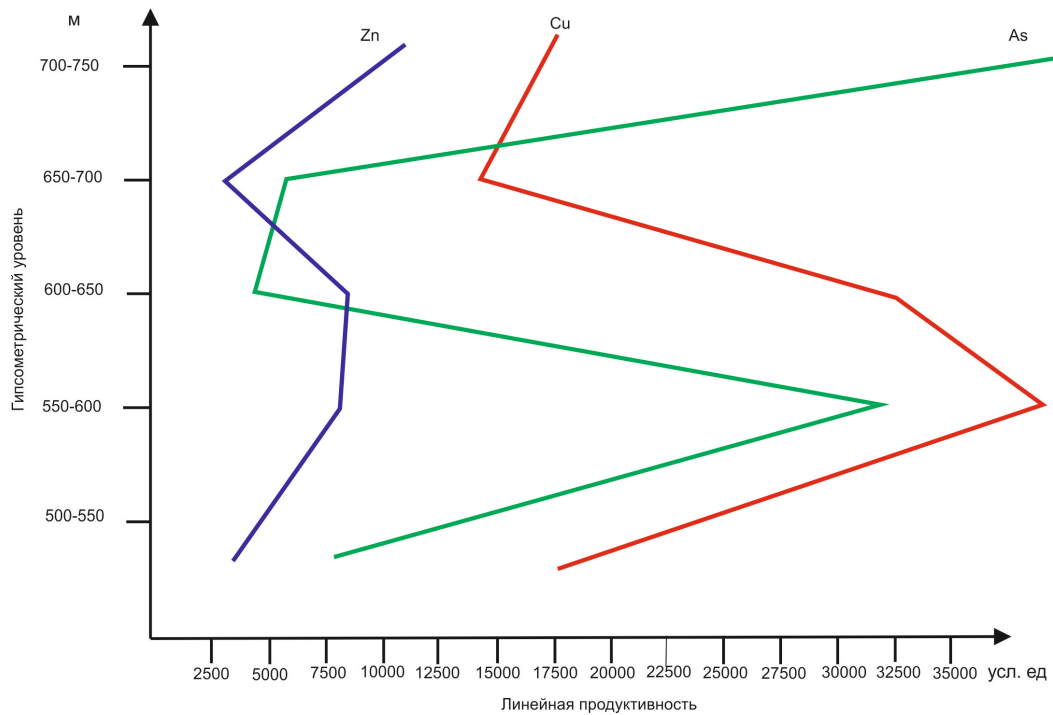


Рис. 50. Графики изменения линейной продуктивности цинка, меди и мышьяка с глубиной.

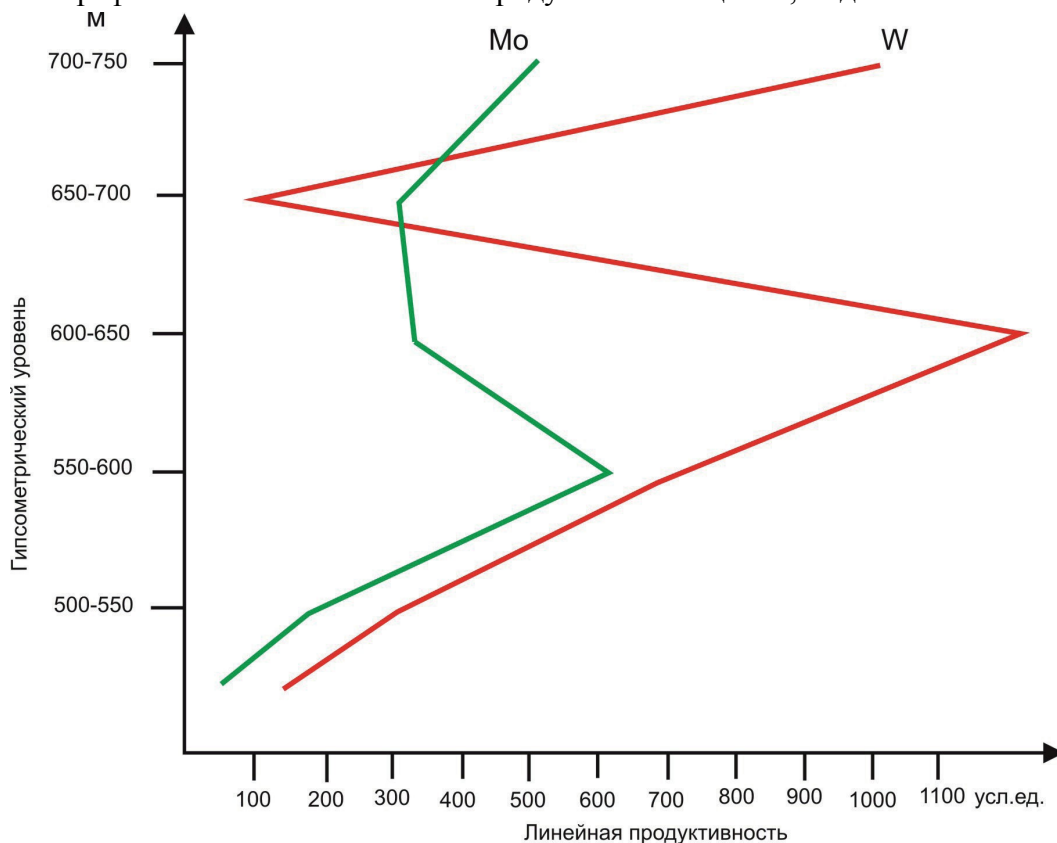


Рис. 51. Графики изменения линейной продуктивности вольфрама и молибдена с глубиной.

Максимум на горизонтах +550-650 м соответствует первой, наиболее продуктивной золото-висмутовой (Au-Ag-Bi-Cu-As-Co) ассоциации. Руды этой ассоциации слабо эродированы, что значительно увеличивает перспективы месторождения. Второй максимум соответствует золото-вольфрамовой (W-Au-

Ag-Cu-Bi-As) геохимической ассоциации, руды которой в значительной степени уничтожены более поздним метасоматозом.

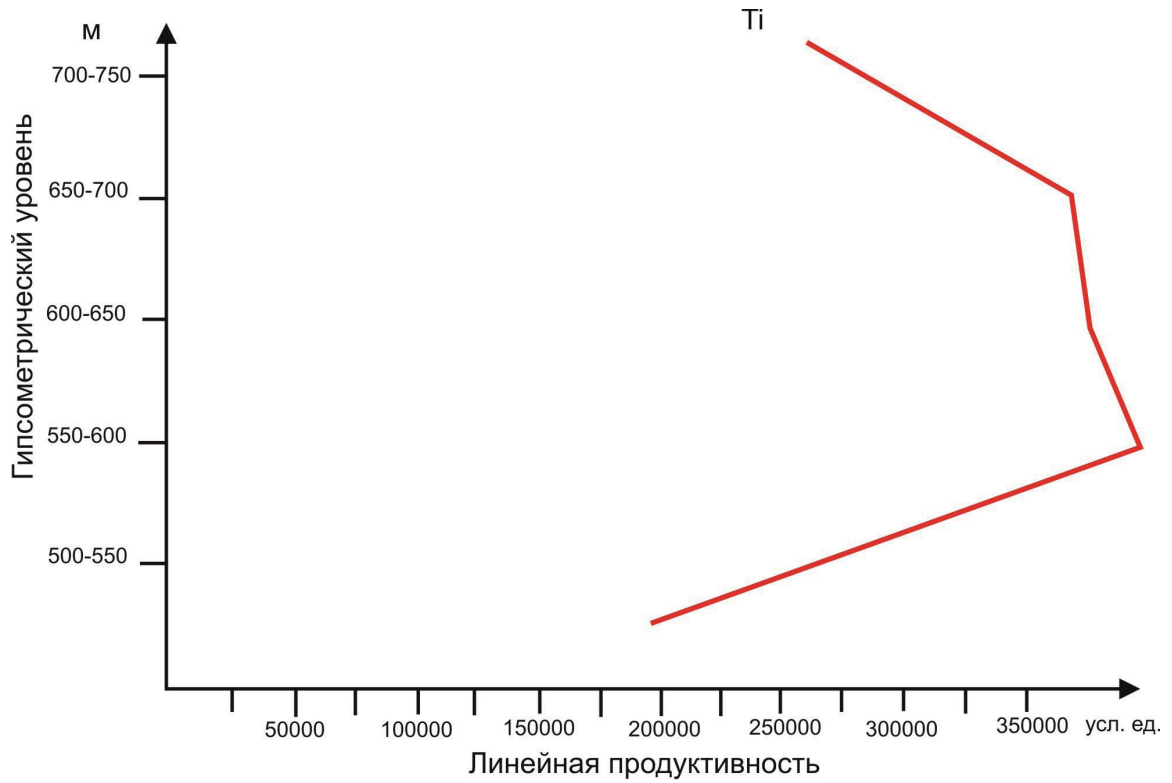


Рис. 52. Графики изменения линейной продуктивности титана с глубиной.

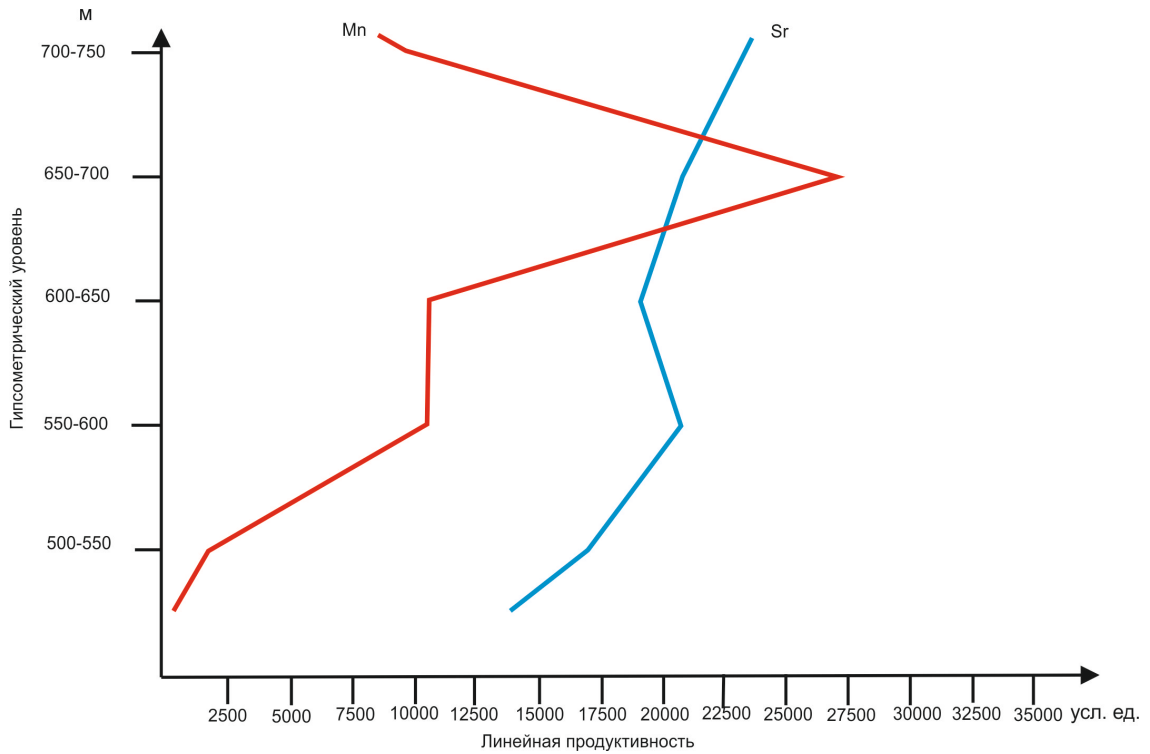


Рис. 53. Графики изменений линейной продуктивности стронция и марганца с глубиной.

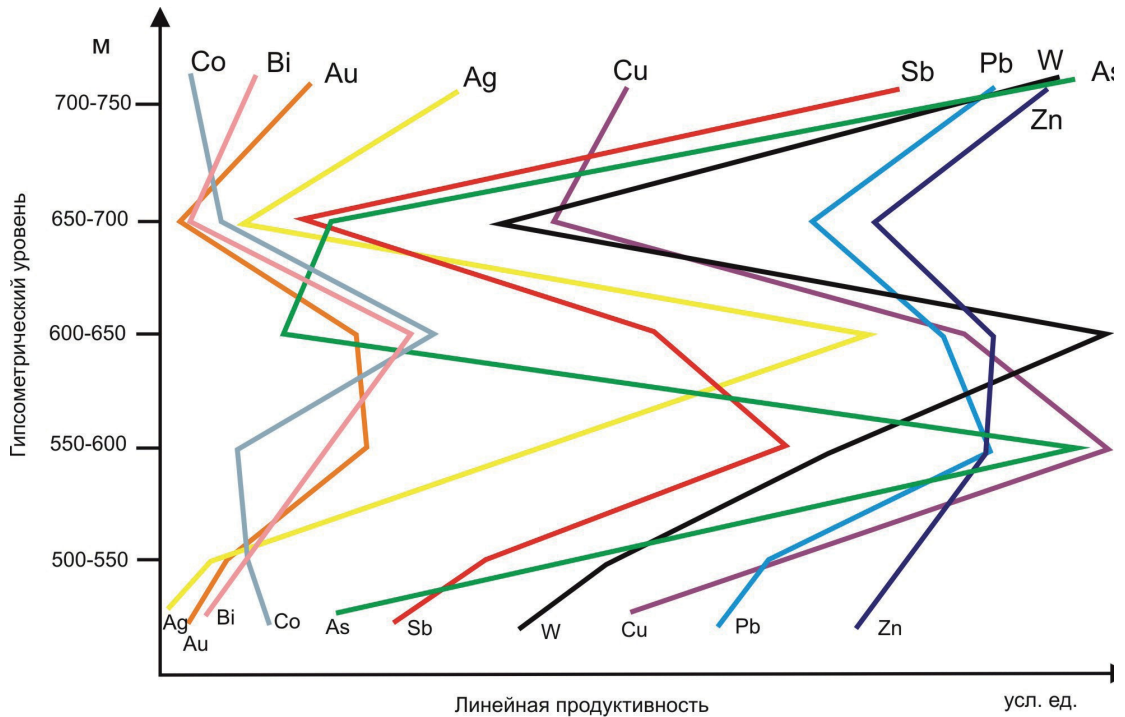


Рис. 54. Совмещенные графики изменения линейной продуктивности основных рудообразующих элементов с глубиной.

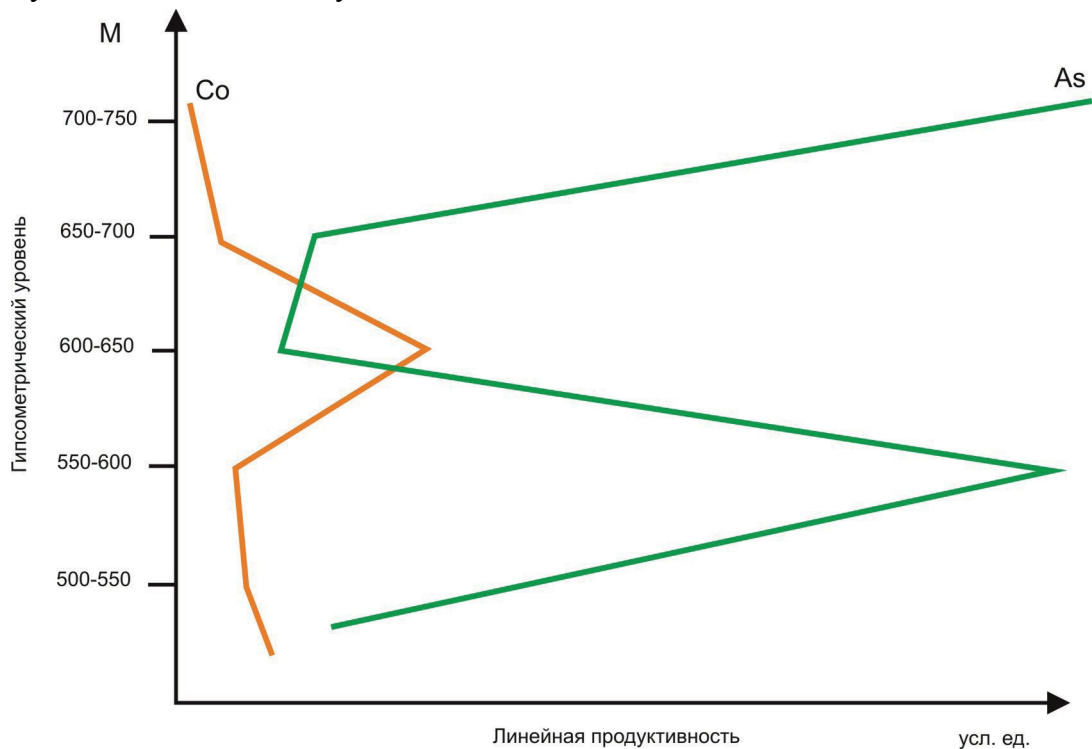


Рис. 55. Совмещенные графики изменения линейной продуктивности мышьяка и кобальта с глубиной.

Несколько иначе ведет себя график линейной продуктивности кобальта (см. рис. 55). График кобальта в общих чертах соотносится с графиками элементов Au-Ag-Bi-Cu-As-Co ассоциации, однако на горизонте + 700-750 м наблюдается падение продуктивности. Это связано с тем, что арсенопириты W-Au-Ag-Cu-Bi-

As ассоциации не содержат какие-либо значительные содержания кобальта в отличие от арсенопиритов основной, продуктивной ассоциации. При наличии высоких корреляционных связей максимумы продуктивности этих элементов не совпадают, что связано с наличием на месторождении нескольких разновидностей арсенопирита, который присутствует практически во всех в продуктивных минеральных ассоциациях. По результатам ранжирования максимумов линейной продуктивности, предлагается следующий ряд вертикальной зональности элементов: W-Be-Sn- Au-Bi-Cu-Ag-Mo-Mn-Ni-Pb-Cr-Co-As-Zn-Sb. Этот ряд имеет значительное сходство с рядом зональности предложенный С.В. Григорьяном для золоторудного типа месторождений средне- и высокотемпературных формаций.

Детальное изучение месторождения проводилось в интервале 250 м, на горизонтах от + 500 м до + 750 м и не охватывает всю РМС. Предлагаемый коэффициент зональности требует уточнения при дальнейшем изучении месторождения на более глубоких горизонтах.

Принятый выше ряд вертикальной зональности позволяет использовать следующий коэффициент для оценки уровня эрозионного среза: $K = \frac{As * Zn * Sb * Pb}{W * Be * Sn * Cu}$. В качестве коэффициента зональности принимаются отношения произведений среднегеометрического значения элементов, где в числитель помещаются элементы, концентрирующиеся в надрудных, а в знаменатель - преимущественно в центральных и подрудных частях первичного ореола. Результаты расчетов приведены ниже.

Расчет коэффициента зональности для рудных тел зоны Меридиональной:

$$\begin{array}{l}
 \frac{As * Zn * Sb * Pb}{W * Be * Sn * Cu} \\
 700 - 750 \quad \frac{46 * 83.7 * 8.6 * 17}{6.1 * 1.84 * 1.75 * 90.7} = \frac{562899.2}{1781.5} = 316 \\
 650 - 700 \text{ м} \quad \frac{40.8 * 78.4 * 8.3 * 14.7}{5.44 * 1.81 * 1.73 * 81.9} = \frac{390275.8}{1395.1} = 279.8 \\
 600 - 650 \text{ м} \quad \frac{49.12 * 81.9 * 8.51 * 15.9}{6.2 * 1.8 * 1.7 * 54.98} = \frac{544338.4}{1043.1} = 521.8 \\
 550 - 600 \text{ м} \quad \frac{49.6 * 81.8 * 8.7 * 16.4}{6 * 1.93 * 1.8 * 59.7} = \frac{578892.7}{1244.4} = 465.2
 \end{array}$$

$$500 - 550 \text{ м} \frac{38.5 * 77.9 * 8.4 * 13.7}{6 * 2.1 * 8.4 * 68.2} = \frac{345142.2}{7218.3} = 47.8$$

Предложенный коэффициент использовался при оценке уровня эрозионного среза зон Меридиональной и Малахитовой, где результаты работ подтверждены разведочным бурением. Предлагаемое соответствие величины показателей коэффициента зональности и уровня эрозионного среза приведены в таблице 34.

Таблица 34

Величины показателей соответствия коэффициента зональности и уровня эрозионного среза

| Величина коэффициента зональности | Уровень эрозионного среза |
|-----------------------------------|---------------------------|
| >500 | верхнерудный |
| 299-499 | среднерудный 1 |
| 100-299 | среднерудный 2 |
| <100 | нижнерудный |

Проведенные геохимические исследования показали, что зона Меридиональная слабо эродирована и характеризуется высокими значениями коэффициента зональности (табл. 35).

Таблица 35

**Оценка уровня эрозионного среза по зоне Меридиональной
Малиновского месторождения**

| №№ | Горизонт, м | Величина показателей коэффициента зональности | Принятый уровень эрозионного среза |
|----|-------------|---|------------------------------------|
| 1 | + 700-750 | 316 | среднерудный 1 |
| 2 | + 650-700 | 280 | среднерудный 2 |
| 3 | + 600-650 | 522 | верхнерудный |
| 4 | + 550-600 | 465 | среднерудный 1 |
| 5 | + 500-550 | 48 | нижнерудный |

Величина коэффициента зональности от горизонта +500 м постоянно возрастает, достигая своего максимума на горизонте + 600-650 м (см. рис. 54). Этот максимум соответствует верхнерудному уровню эрозионного среза для основной, золото-висмутовой (Au-Ag-Bi-Cu-As-Co) геохимической ассоциации.

На верхних горизонтах +700-750 м мы видим снова повышение величины коэффициента зональности. Это повышение связано с золото-вольфрамовой (W-Au-Ag-Cu-Bi-As) ассоциацией, которая в значительной степени проявлена в рудах рудного тела № 2 и на настоящий момент значительно эродирована.

На Малиновском месторождении установлено две продуктивных геохимических ассоциаций: золото-висмутовая (Au-Ag-Bi-Cu-As-Co) и золото-вольфрамовая (W-Au-Ag-Cu-Bi-As). Наиболее перспективной является золото-висмутовая (Au-Ag-Bi-Cu-As-Co) ассоциация и основные ресурсы полезных компонентов связаны с ней.

Уровень эрозионного среза установлен как верхнерудный, что хорошо увязывается с результатами бурения. Косвенным геологическим признаком, подтверждающим этот вывод, является отсутствие каких-либо значимых россыпей в аллювии ключа Малая Чертова Лапа и реки Малиновки, дренирующих верхнюю часть золотого оруденения.

ГЛАВА 6. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

6.1. Структурные условия формирования рудных тел

Малиновское месторождение относится к типу гидротермальных плутоногенных месторождений с золото-сульфидно-кварцевым составом руд. Его формирование обусловлено совпадением благоприятных факторов и совмещением в пространстве нескольких стадий минерализации. Важной особенностью локализации месторождения является его нахождение в пределах зоны сдвигового растяжения, ограниченной несоосными ветвями ЦСАР. Основным фактором является наличие в непосредственной близости от месторождения зоны ЦСАР, который представляет собой важнейшую структуру генерации глубинных расплавов и проявления гранитоидного и монцонитового магматизма.

Сопряженные с ЦСАР разрывы северо-восточного простирания Намовский, Геофизический и Лево-Приманковский разломы являются левосторонними сдвигами, вдоль которых происходит смешение. Экспериментальные данные Риделя (Riedel, 1929) и других исследователей (Стоянов, 1977; Sylvester, 1988) иллюстрируют процесс формирования подобных зон (рис.56).

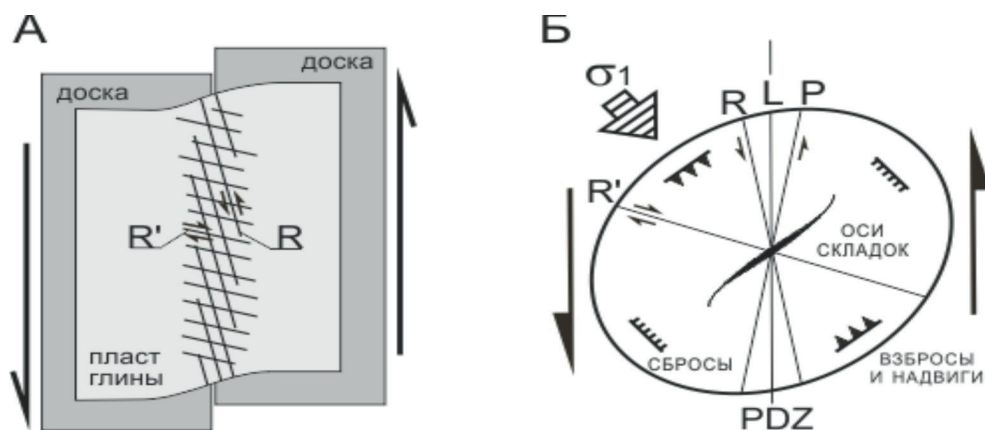


Рис. 56. Схема эксперимента Риделя (Riedel, 1929) (А) и парагенезис структурных элементов в условиях левосдвиговых дислокаций (Б) (Стоянов, 1977, Sylvester, 1988).

R и 'R– сопряженные сколы Риделя, P – сколы, L – сколы; PDZ – генеральное направление сдвиговой зоны; стрелки направление смещения вдоль сдвигов; σ_1 – ориентировка сжатия.

Специальных структурно-тектонических исследований на месторождении не проводилось, однако при документации горных выработок проводились замеры

разрывных нарушений, контактов даек, рудных жил и прожилков (всего 1165 замеров). Анализ их позволил выявить благоприятные для рудоотложения направления и провести реконструкцию геодинамической обстановки на Малиновском месторождении.

Кластерным методом замеры были разделены на четыре класса: разрывные нарушения (865 замеров), рудные прожилки и жилы (248 замеров), дайки андезибазальтов и базальтов Дорофеевского комплекса (41 замер), дайки риолитов Богопольского комплекса (11 замеров). Для различных геодинамических обстановок были построены диаграммы их ориентировки в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа, а также розы диаграммы, где использовались структурные элементы с углами падения более 60° .

Анализ суммарной диаграммы ориентировки разрывов (рис. 57) показывает, что на месторождении отчетливо выделяются три основных системы разрывов, характеристика которых приведена в таблице 36.

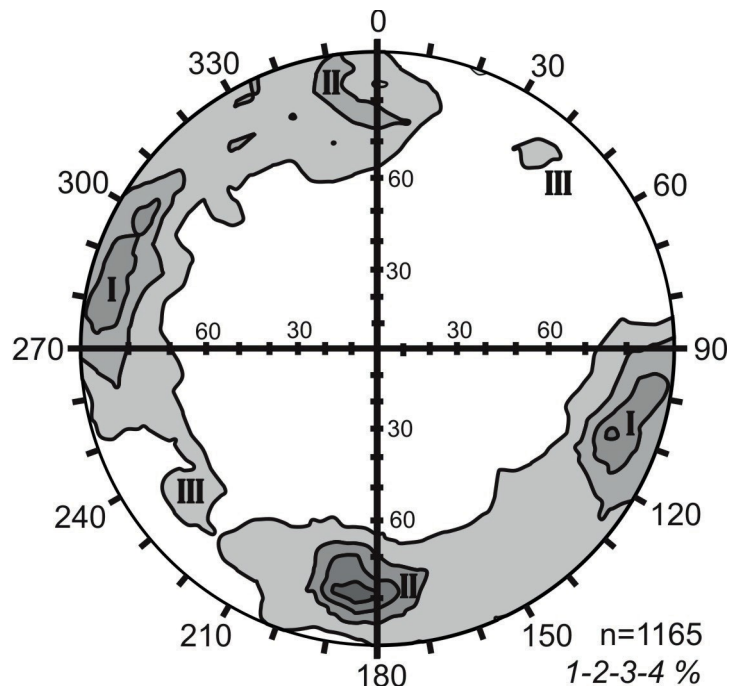


Рис. 57. Суммарная диаграмма ориентировки разрывов зоны Меридиональной.

В проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изображены изолинии плотности в процентах; n = количество замеров.

Первая система – рудные прожилки, жилы и зоны рассланцевания, которые нередко сопровождают рудные тела. По плоскостям разрывов – зеркала, штрихи и борозды скольжения.

Пространственно-генетические параметры систем разрывов

| Индексы систем | Параметры ориентировки систем, град. | | Краткая характеристика |
|----------------|--------------------------------------|--|---|
| | азимут простирания | угол падения | |
| I | ССВ 350-40 | СЗ 75-90 ЮВ 75-90 | Рудные прожилки и жилы, рассланцевание по монцонитам, разрывные нарушения |
| II | СВ, В 75-95 | СЗ 75-90 СВ 75-80 ЮВ 70-85 ЮЗ 65-85 | Дайки риолитов, сульфидно-кварц-карбонатные брекчии, карбонатные прожилки, разрывные нарушения. |
| III | СЗ 305-330 | СВ 75-85 ЮЗ 70-85 | Дайки андезитов и андезибазальтов, разрывные нарушения |

Вторая система представлена разрывами близширотного простирания, карбонатными прожилками, зонами флюорит-сульфидно-кварц-карбонатных брекчий и дайками риолитов Богопольского комплекса, которые разрывают со смещением рудные тела.

Третья система характеризует многочисленные дайки андезитов и андезибазальтов Дорофеевского комплекса, разрывы северо-западного простирания.

Для исследования эволюции развития сдвиговых дислокаций на месторождении использовался анализ простираний различных по возрасту и составу инъекционных образований рудно-магматической системы. Основные этапы развития сдвиговых дислокаций показаны на рис. 58.

На первом этапе под действием ССЗ сжатия в условиях левосдвиговых дислокаций формировались эшелонированные структуры сосдвигового растяжения, которые позднее были залечены дайками андезибазальтов и базальтов Дорофеевского комплекса.

На втором этапе продолжающееся развитие левосдвиговых дислокаций способствовало образованию ССЗ-ССВ разрывов, которое совпало с поступлением рудных раствором и формированием продуктивных сульфидных,

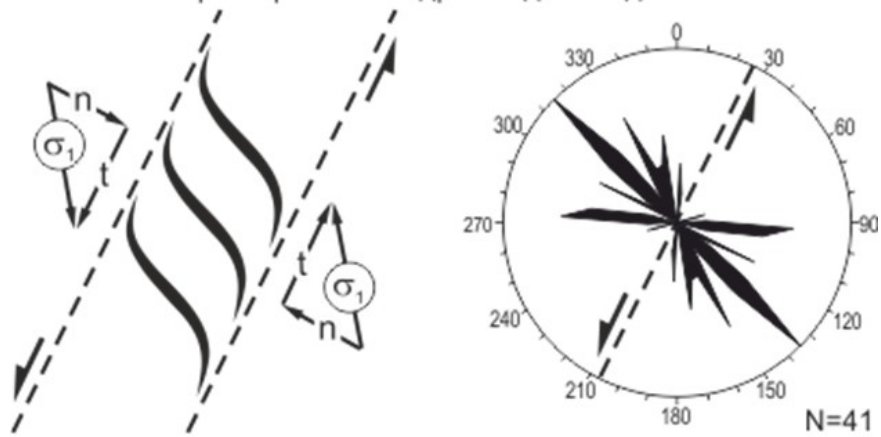
сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков и жил. В условиях ограниченного пространства рудоносные растворы отлагались в трещинах отрыва и сопутствующих им зонах трещиноватости и рассланцевания. Этим объясняется небольшая мощность богатых золотоносных жил и прожилков. Золоторудная минерализация также наложена на дайки андезибазальтов и базальтов Дорофеевского комплекса, как правило, в экзо- и эндоконтакте с вмещающими габбро-диоритами позднемелового возраста.

На третьем, завершающем этапе, образовавшиеся ВСВ разрывы выполнялись молодыми риолитами Богопольского комплекса. К ним можно отнести близширотные трещины и разрывы, секущие с небольшой амплитудой смещения (от первых сантиметров до первых метров) продуктивные рудные тела и отдельные прожилки.

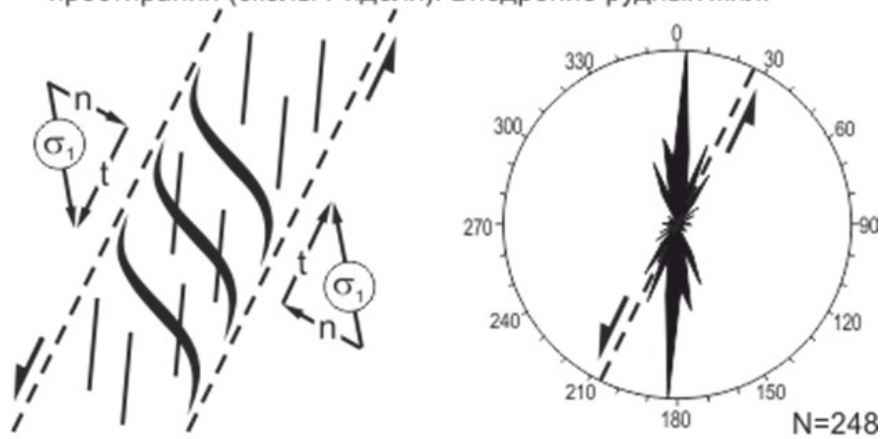
Сульфидно-кварц-карбонатные и карбонатные прожилки и жилы близширотной ориентировки, которые или слабо золотоносные, или не несут золотой минерализации, завершали процесс рудообразования (рис. 59).

Однако это только теоретическая модель, которая максимально приближена к реальной структурно-тектонической ситуации на месторождении. В реальности все, по-видимому, гораздо сложнее. Это иллюстрирует фотография фрагмента полотна траншеи № 92 (рис. 60). Эта система трещин находится в непосредственной близости от стволовой жилы рудного тела № 1 (см. рис. 60, А). Сколовые трещины СВ простирания выполнены лимонит-сульфидными с золотом прожилками точно так же, как и трещины растяжения близширотного направления. Прожилки в трещинах растяжения имеют большую мощность, чем прожилки трещин скалывания, и в местах сочленения образуют раздувы (до 0.8 м). На рисунке 60 (врезка Б и В) показаны этапы формирования системы трещин и выполнения их рудным материалом. Можно предположить, что процесс рудообразования растянут по времени и совпал с формированием трещин скола и трещин растяжения. Соответственно, существует вероятность обнаружения подобных раздувов более крупного масштаба, что при дальнейшей разведке может существенно увеличить потенциал месторождения.

1 этап. Формирование кулисообразных структур растяжения СЗ простирания. Внедрение даек андезито-базальтов.



2 этап. Формирование разрывов субмеридионального простирания (сколы Риделя). Внедрение рудных жил.



3 этап. Формирования трещин отрыва ЗСЗ простирания. Внедрение даек риолитов.

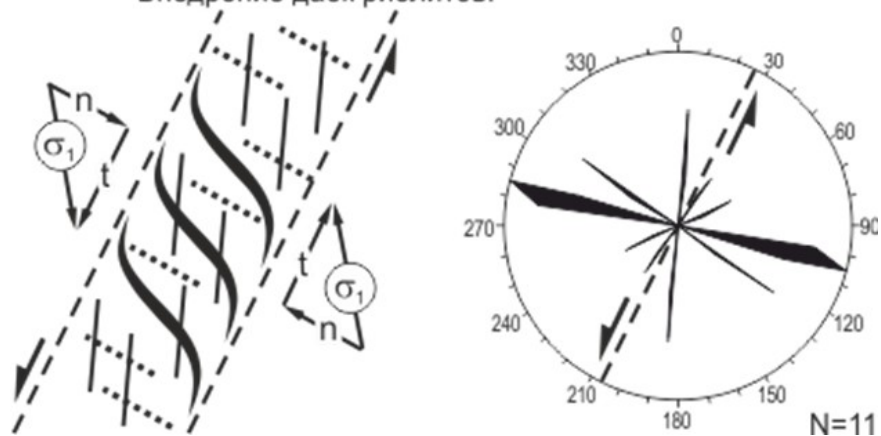


Рис. 58. Основные этапы развития инъекционных структур на площади Малиновского месторождения (зона Меридиональная). N = количество замеров.

При исследовании наиболее благоприятных для рудоотложения направлений проанализировано 248 замеров рудных прожилков и минерализованных зон из горных выработок. Анализ диаграммы соотношения простирания рудных

прожилков и их мощности (рис. 61) позволяет утверждать, что наиболее благоприятное простирание для рудоотложения находится в интервале 0° - 30° . Пик 270° связан, по-видимому, с более поздней, сульфидно-кварц-карбонатной минерализацией, которая характеризуется слабой золотоносностью. Диаграмма соотношения простираний и содержаний золота в рудных прожилках показывает, что наиболее богатые имеют простирание ССЗ 350° - ССВ 30° (рис. 62). Прожилки с содержаниями золота 4-16 г/т локализируются в диапазоне 0° - 25° , а с более бедными содержаниями располагаются в интервале 10° - 20° .

Таким образом, наиболее благоприятным для рудовмещающих структур направлением является простирание 0 - 30° .

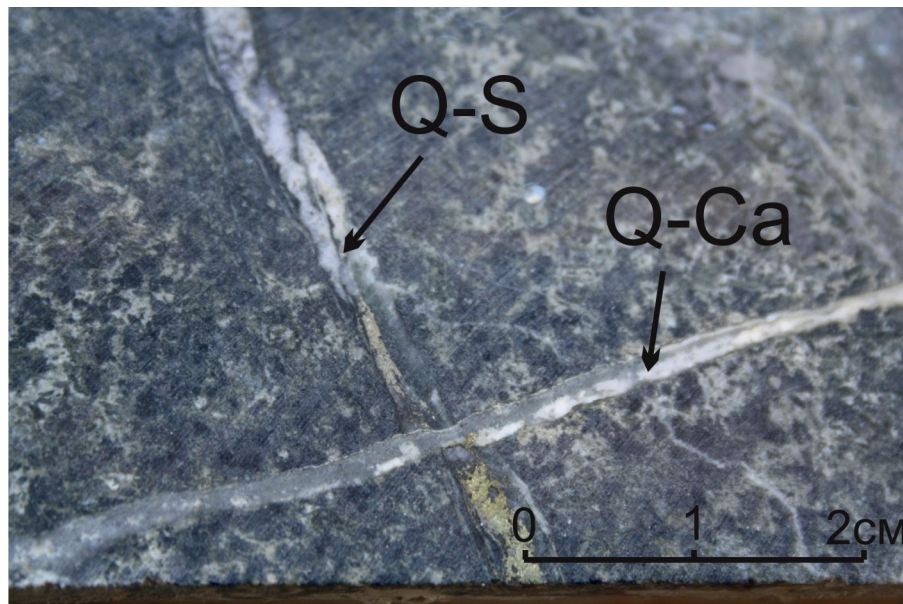


Рис. 59. Кварц-карбонатный прожилок рассекает со смещением сульфидно-кварцевый прожилок продуктивной стадии. Скважина № 54, отм. 102 м.

6.2. Стадийность минералообразования и физико-химические условия формирования метасоматических пород и руд

Детальное изучение руд Малиновского месторождения показало, что их формирование происходило в пределах одного рудного этапа, в составе которого выделяются три продуктивные и заключительная пострудная стадии. Внедрение минерализованных растворов происходило по одним и тем же рудоподводящим каналам, которые подновлялись в процессе формирования месторождения.

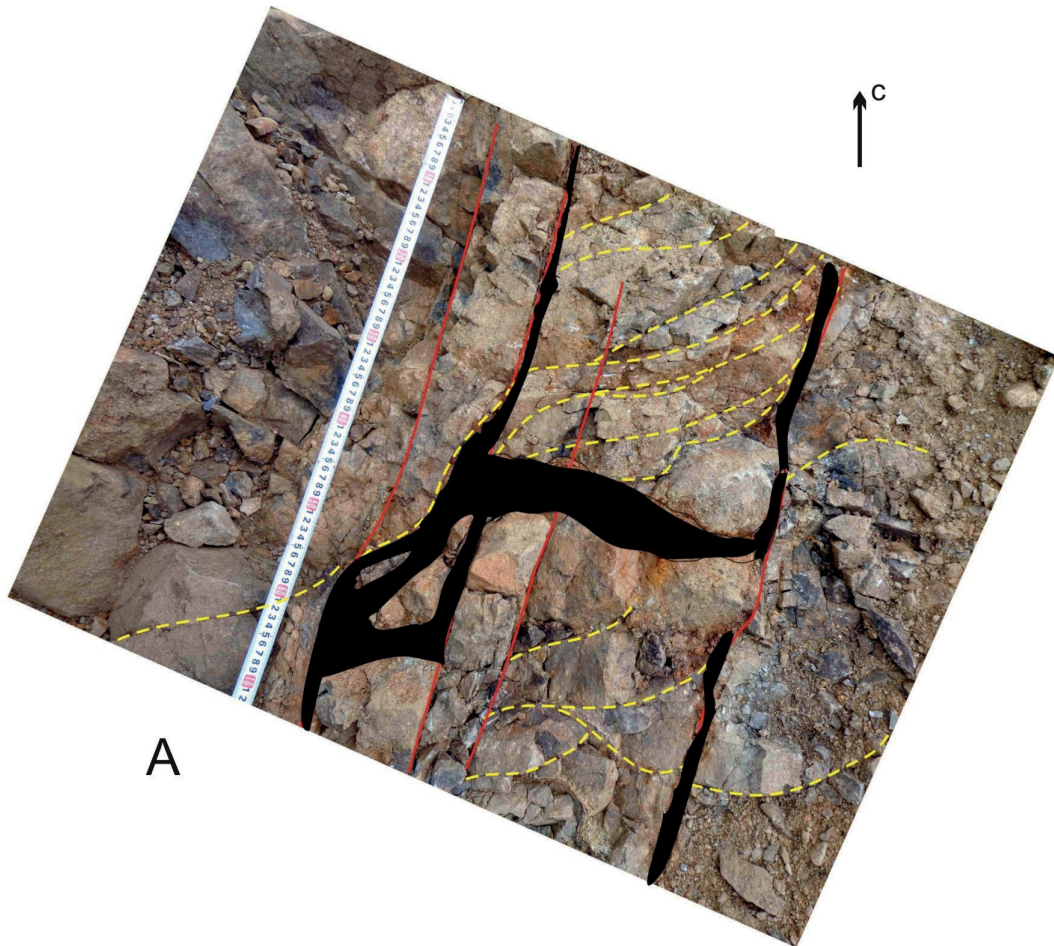
Следует отметить, что во всех изученных прожилках последовательность кристаллизации сульфидных минералов одинаковая. Одним из первых

кристаллизуются арсенопирит (реже пирит), халькопирит со «звездочками» сфалерита (структура распада твердого раствора) и пирротин; чуть позднее – тетраэдрит и сложные Pb-Bi-Sb (кобеллит), Pb-Cu-Sb (бурнонит) сульфосоли; еще позднее выполняют микротрещины в арсенопирите – пирит, сфалерит (с эмульсионной вкрапленностью халькопирита), Pb-Bi (Sb-козалит) и Pb-Bi-Ag (Sb-лиллианит, густавит) сульфосоли, галенит, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута, самородный висмут и золото, мальдонит, ауристибит (Гвоздев и др., 2016).

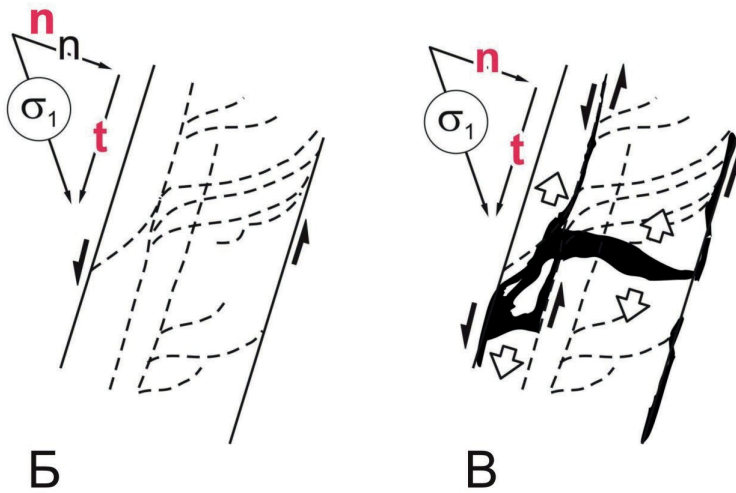
На ранней стадии рудного процесса формировались преимущественно прожилки сульфидно-кварцевого состава (рис. 63), представленные молибденит-кварцевой, шеелит-кварцевой, арсенопирит-турмалин-кварцевой и пирит-халькопирит-кварцевой минеральными ассоциациями.

Кристаллизация минералов начиналась с молибденит-кварцевой и шеелит-кварцевой ассоциаций (с мусковитом) из растворов повышенной фосфорноности (часто встречается фторапатит, содержащий более 3 мас.% F), при температурах более 350 °С и вариациями рН от 6.3 до 7.7 (присутствие шеелита) (Брызгалин, 1958). Чуть позднее, в эту же стадию, кристаллизуется арсенопирит-кварцевая ассоциация с турмалином, висмутовыми минералами (висмутин, сульфотеллуриды висмута, самородный висмут) и самородным золотом (15-20 мас. % Ag). Арсенопирит этой ассоциации обычно не содержит примеси кобальта, а в висмутовых минералах фиксируются низкие концентрации сурьмы (не более 0.5 мас. % Sb).

По перечисленным выше показателям эти ассоциации очень похожи на ассоциации, наблюдаемые на скарных шеелит-сульфидных месторождениях Приморского края (Лермонтовском, Восток-2, Скрытое) (Гвоздев, 2010), где медь, золото и висмут являются сопутствующими компонентами руд. Еще позднее кристаллизуется пирит-халькопирит-кварцевая ассоциация с хлоритом. В халькопиритах этой ассоциации наблюдаются включения сфалерита и идиоморфные зерна кобальтсодержащих минералов (глаукодота, кобальтина).



А



Б

В

σ_1 - генеральная ориентировка сжатия
 n - нормальная
 t - тангенциальная

Рис. 60. Морфология золотоносных лимонит-сульфидных прожилков выполняющих систему трещин скалывания и растяжения в зоне левосдвиговых дислокаций. Фрагмент траншеи 92, отм. 102 м. Рудное тело 1 (А); развитие трещин в процессе сдвиговых дислокаций (Б); выполнение трещин рудным материалом (В).

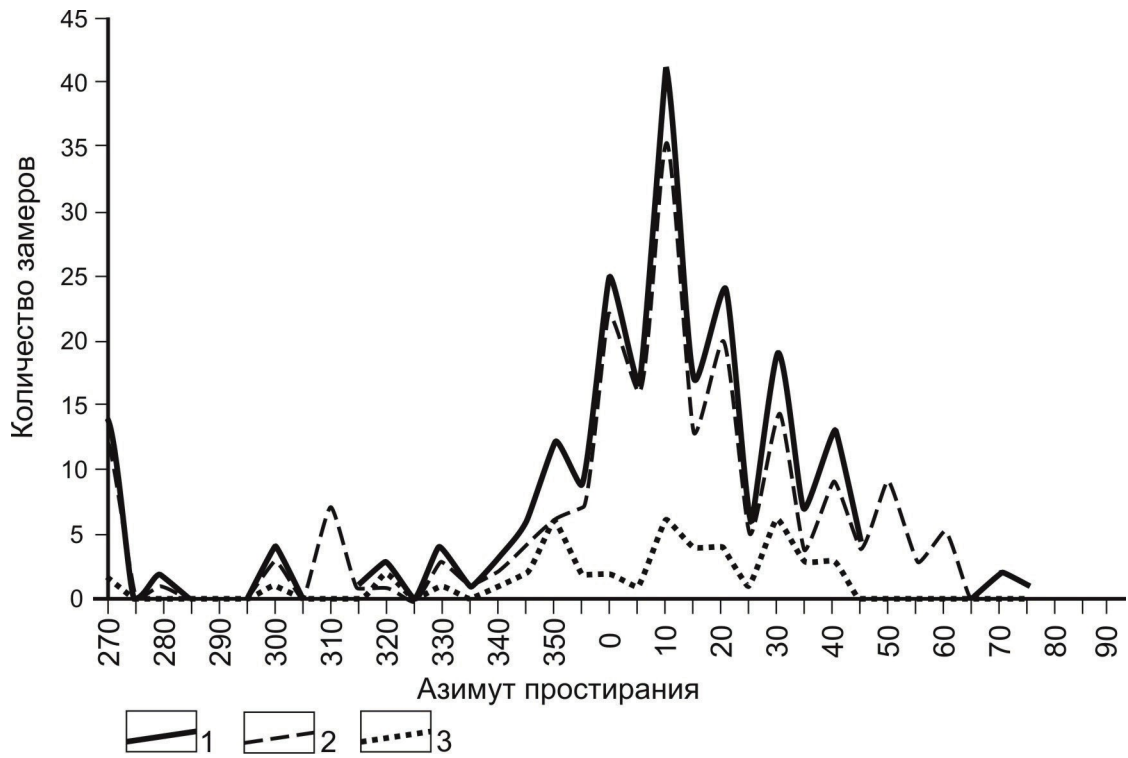


Рис. 61. Диаграмма соотношения простираения рудных прожилков от мощности
1 – рудные прожилки и жилы, общее; 2 – мощность рудных прожилков 0.01-0.19 см; 3 –
мощность рудных прожилков 0.2-0.8 см.

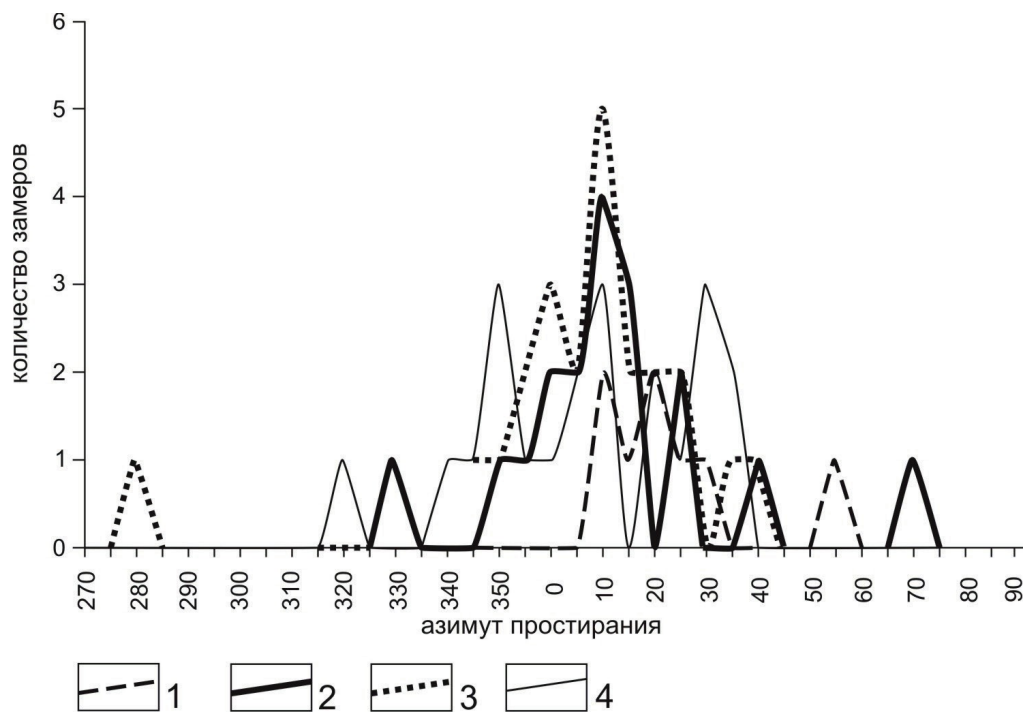


Рис. 62. Диаграмма соотношения простираения рудных прожилков и жил и содержания в них
золота. 1 – <1 г/т; 2 – 1-4 г/т; 3 – 4-16 г/т; 4 – 16-90 г/т.

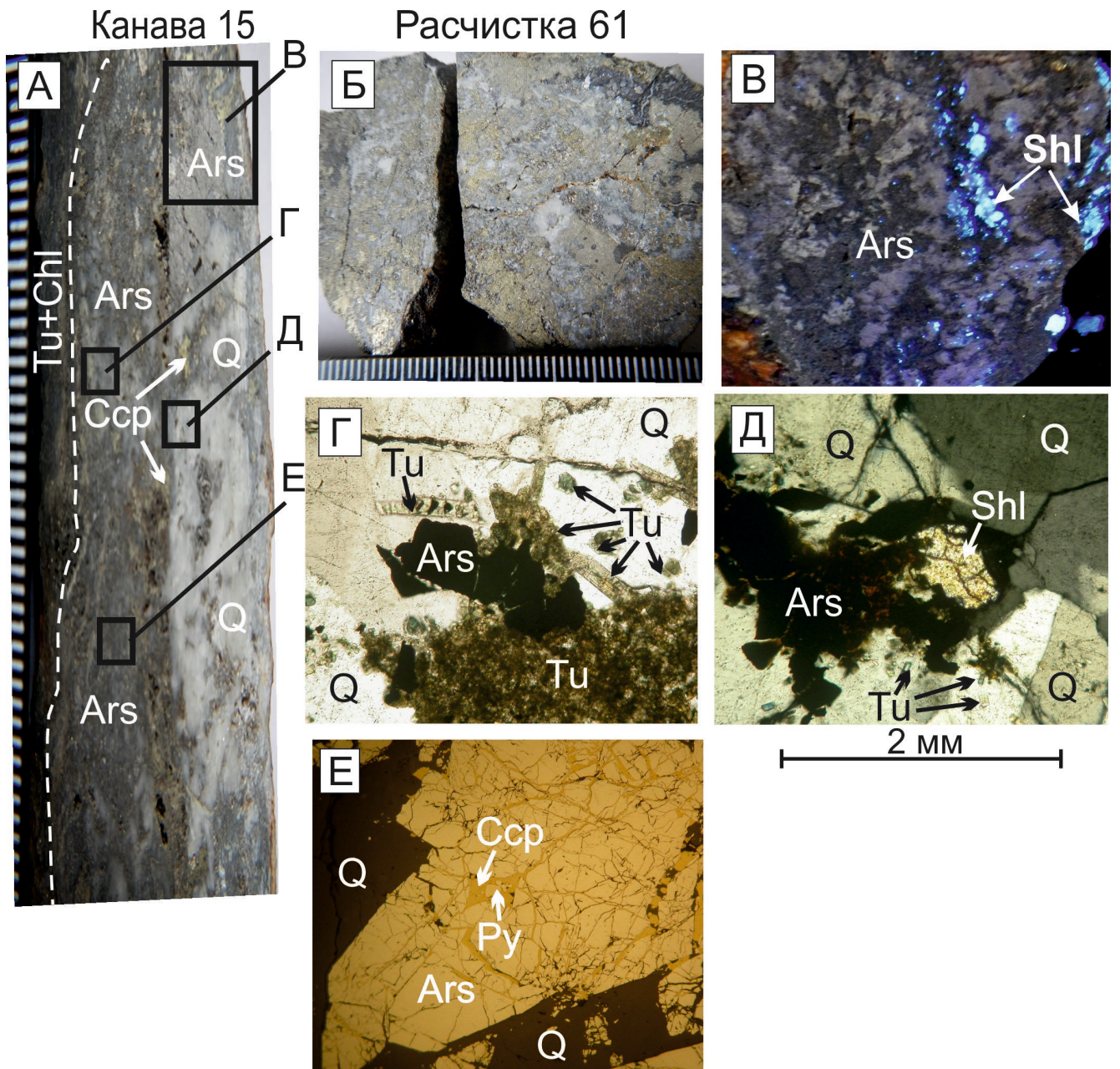


Рис. 63. Строение сульфидно-кварцевых прожилков и характерные взаимоотношения минералов. К-15 рудное тело Дайковое, Р-61 из апофизы зоны Медная (Гвоздев и др., 2016 с дополнениями автора).

А – прожилок арсенопирит-кварцевого состава с околожильным турмалин-хлоритовым метасоматитом (контакт показан пунктиром – рудное тело Дайковое); Б – густо вкрапленные сульфидно-кварцевые руды (рудная зона Медная); В – распределение шеелита (белое) в арсенопирит-кварцевом прожилке (в лучах люминесцентной лампы); Г– идиоморфные зерна арсенопирита и турмалина среди кварца (вблизи контакта прожилка); Д – шеелит корродируется арсенопиритом; Е – микротрещины в арсенопирите выполняются пиритом и халькопиритом (редко пирротинном).

Во вторую стадию формировались преимущественно сульфидно-карбонатно-кварцевые жилы, в околожильных метасоматитах которых часто преобладает турмалин, а хлорит и кварц имеют подчиненное распространение (рис. 64). Здесь

шеелит-кварцевая ассоциация имеет подчиненное распространение, а преобладает арсенопирит-кварцевая и пирит-халькопирит-кварцевая ассоциации с бурнонитом, блеклыми рудами, висмутовыми минералами (кобеллитом, Sb-козалитом, висмутином, самородным висмутом и др.) и золотом. В арсенопирите этой стадии постоянно присутствует примесь кобальта (более 1 до 8 мас. %); в халькопирите – вкрапленность сфалерита; в сфалерите – эмульсионная вкрапленность халькопирита (структуры распада твердого раствора). Судя по наличию структур распада твердых растворов сфалерита и халькопирита, а так же присутствие в рудах самородного висмута (кристаллизуется одним из последних) температура кристаллизации минералов на уровне этой стадии – 270-300-400°C (Колонин, 1971; Sugaki, Yamae, 1952).

В третью стадию формировались сульфидные жилы и микропрожилки. В них кристаллизация минералов начиналась с образования околожильных метасоматических пород турмалин-мусковит-кварцевого состава, которые в последствии были практически полностью замещены хлоритовыми метасоматитами с редкой вкрапленностью Ni-Sb-Co минералов (рис. 65). Судя по присутствию большого количеству пирротина, халькопирита (со звездочками сфалерита), самородного висмута, флюорита, присутствию в хедлейите примеси селена такие жилы формировались из высокосернистых фтористых восстановленных растворов при относительно более низких температурах от 200 до 350°C (Колонин, 1971; Sugaki, Yamae, 1952). Для этой стадии характерно наличие низкопробного золота (26 до 38 мас.% Ag) и практически полное отсутствие минералов мышьяка.

Пострудная стадия характеризуется образованием зон флюорит-карбонат-кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых брекчий, приуроченных к разрывным нарушениям близширотной ориентировки. Содержания золота в них не превышают 1 г/т. Для этой стадии характерно наличие пустот, выполненных крупными кристаллами кальцита, кварца, реже флюорита (размером до 5 см). Сульфидные минералы: марказит (иногда крупнокристаллический, до 3 см), пирит. Кварц нередко опаловидный, скрытокристаллический.

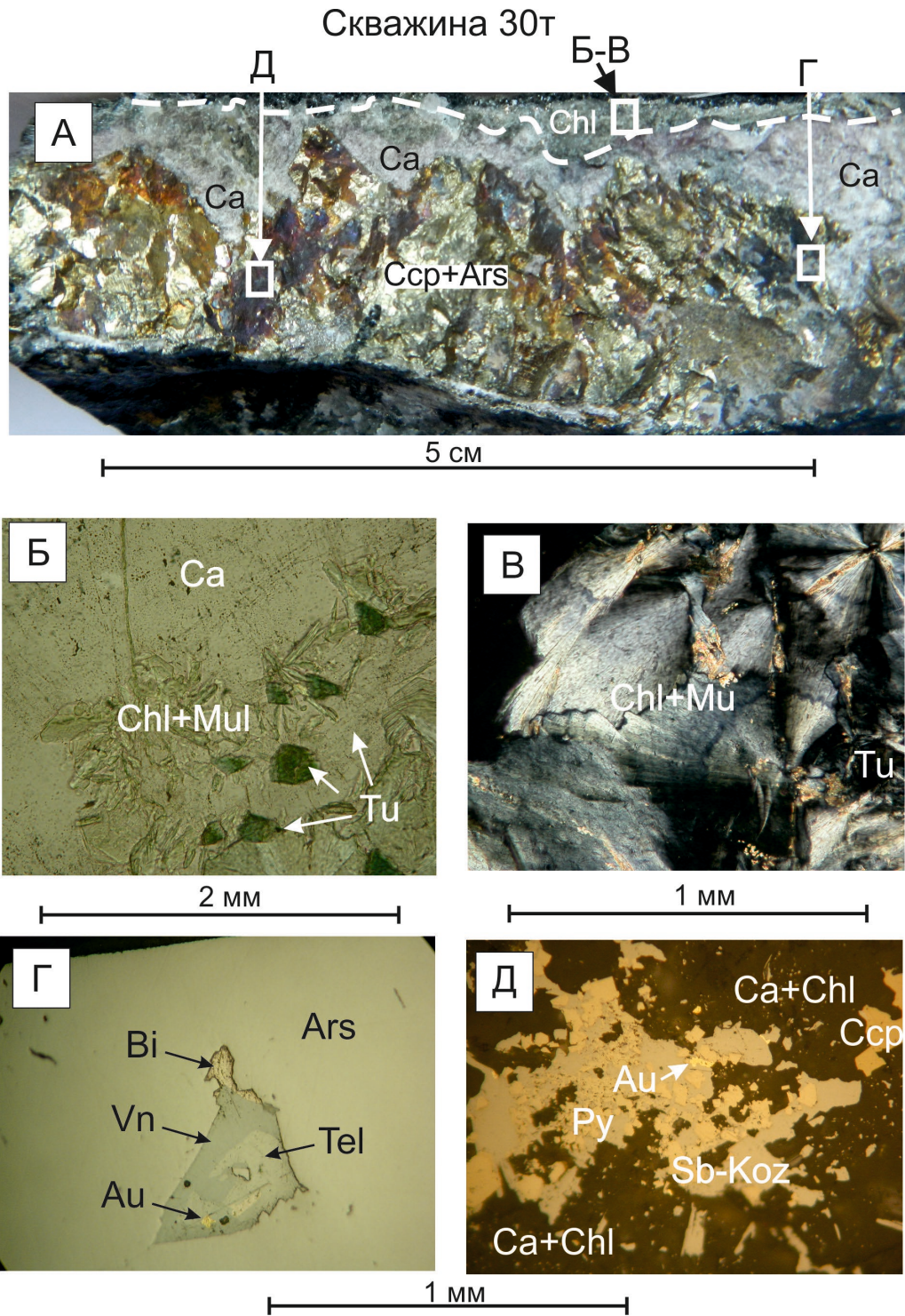


Рис. 64. Строение сульфидно-карбонатно-кварцевых прожилков и характерные взаимоотношения минералов. С-30т – рудное тело № 1, отм. 28.8 метров (Гвоздев и др., 2016). А – гнездо халькопирит-арсенопирит-кварцевого состава в центральной части сульфидно-карбонат-кварцевого прожилка (пунктиром отмечен контакт прожилка с хлоритовым околожильным метасоматитом); Б – гнездо хлорит-мусковитового состава с турмалином; В – то же самое, увеличенный фрагмент; Г – в арсенопирите ксеноморфный вкрапленник висмутовых минералов (висмутин, сульфотеллурид висмута, самородный висмут) с самородным золотом; Д – сростания пирита со Sb-козалитом и самородным золотом в карбонат хлоритовом метасоматите.

Схема последовательности минералообразования месторождения Малиновского приведена на рисунке 66.

6.3. Возраст рудообразования

Возраст процессов рудообразования определялся по совокупности геологических и изотопно-геохимических данных. Анализ полученной в процессе геологоразведочных работ на месторождении новой геологической информации показывает, что золоторудная минерализация наложена на дайки андезибазальтов Дорофеевского комплекса, которые пересекают монциты Татибинского диорит-гранитового комплекса (возраст 105.3 млн лет ± 1 млн. лет).

Вместе с тем рудные тела рассечены дайками трахириолитов и риолитов (см. рис. 14), возраст которых установлен 66.67 ± 0.4 млн лет. Следовательно, формирование золоторудной минерализации происходило в интервале $105.3 \pm 1 - 66.67 \pm 0.4$ млн лет. Схема взаимоотношения основных магматических пород с рудной минерализацией и их возрастные характеристики представлены на рис. 67. Более узкий возрастной интервал процессов рудообразования был установлен по данным Re-Os изотопного анализа монофракций парагенных сульфидных минералов месторождения – 77-93 млн лет (табл. 37).

Полученные изотопные данные полностью соответствует U-Pb геохронологическим данным. Учитывая совпадения данных по арсенопириту можно уверенно говорить, что возрастной интервал формирования золоторудной минерализации Малиновского месторождения составляет 93 – 90 млн. лет, что соответствует позднему мелу и вполне сопоставимо с возрастными датировками формирования золоторудных месторождений золото-висмутового типа Южного Приморья, тесно связанных гранитоидным магматизмом. Например, для месторождения Криничное возраст рудообразования составляет 84.2 ± 1.9 млн лет, а для месторождения Аскольд 83.3 ± 0.3 млн лет (Саядян и др., 1996, Иванов и др., 1997).

Установленный период рудообразования совпадает по времени со сменой геодинамической обстановки в регионе. Согласно расчетам Д. Энгебретсона (Engebretson et al., 1985), выполненных на основании анализа линейных

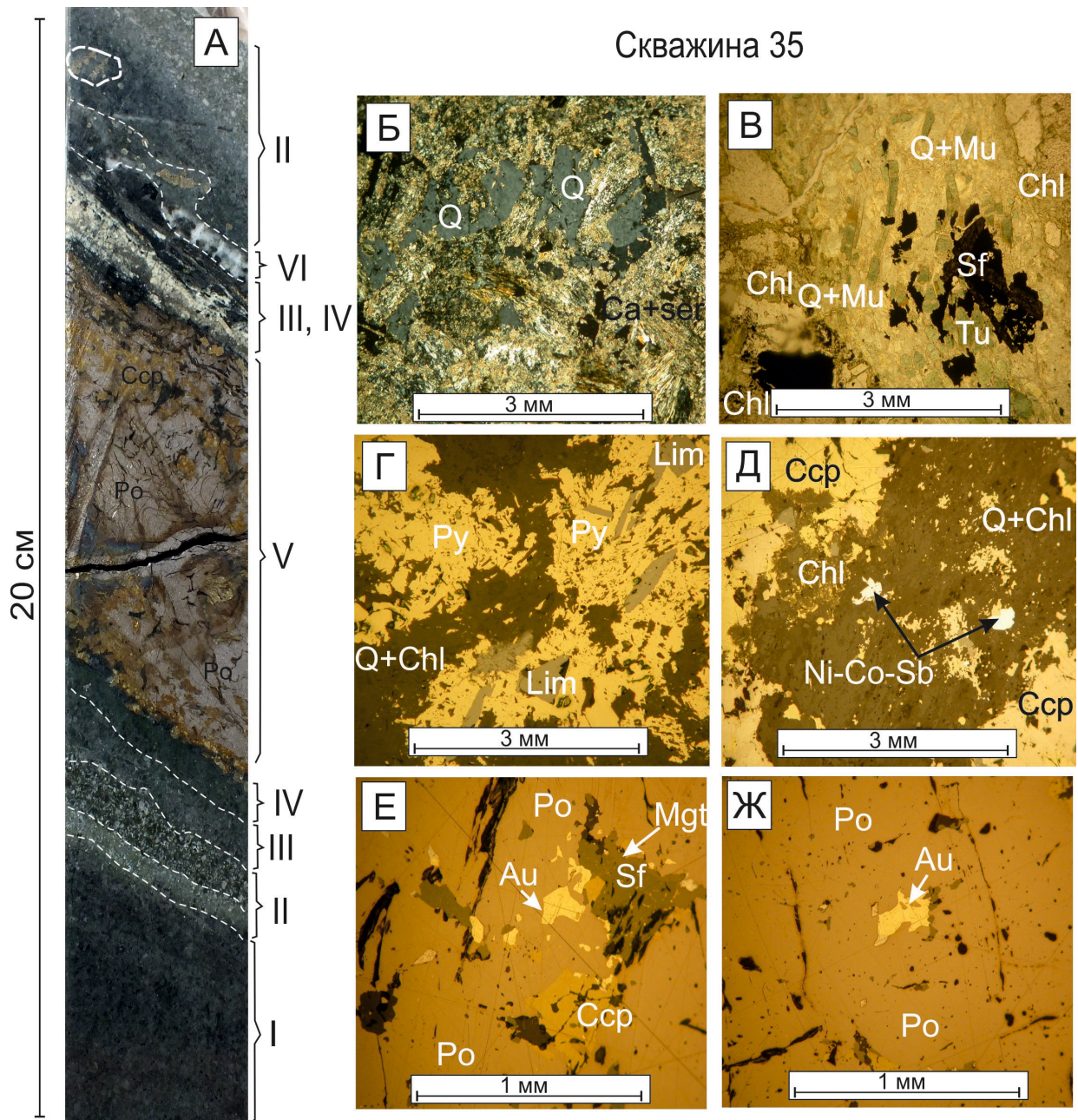


Рис. 65. Строение сульфидной жилы и характерные взаимоотношения минералов. С-35 – рудное тело Дайковое, инт. 150.4-150.7 метров (Гвоздев и др., 2016). А – строение сульфидного прожилка в монцогаббро-диоритах: I – зона слабоизмененных монцогаббро-диоритов, II – зона в разной степени карбонатизированных монцогаббро-диоритов, III – зона хлоритовых метасоматитов, IV – зона хлоритовых метасоматитов с гнездами (реликтами) турмалин-мусковит-кварцевого состава, V – зона сплошных сульфидных (халькопирит-пирротиновых) руд; VI – зона окварцевания с гнездами пирита; Б – взаимоотношения минералов в зоне II; В – взаимоотношения минералов в зоне IV; Г – взаимоотношения минералов в зоне VI; Д-Е – взаимоотношения минералов в зоне V (Д – гнездо кварц-хлоритового метасоматита с вкрапленниками, сложенными Ni-Co-Sb минералами паракостибитом, гудмундитом и брейтгауптитом; Е – в пирротин-халькопиритовой массе ксеноморфные вкрапленники сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита по периферии замещаются магнетитом; Ж – ксеноморфные вкрапленники самородного золота в пирротине, центральная часть сульфидного прожилка).

| ЭТАП | Меловой | | | | | | Позднемеловой-палеогеновый | | | | |
|--------------------------|---------|---------|-------------------------|---------|-------|--------------------------------|----------------------------|--------------------------|----------|------------|-------------|
| | СТАДИЯ | | Сульфидно-кварцевая | | | Сульфидно-карбонатно-кварцевая | | Сульфидная | Магм-III | Пострудная | Гипергенный |
| | Магм-I | Магм-II | Mo-Q | Shl-Q | Ars-Q | Py-Cp-Po-Q | Cp-Po | | Py-Q | Fl-Ca-Q | |
| АССОЦИАЦИЯ | | | | | | | | | | | |
| Кварц | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Пол.шпат | | | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Мусковит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Карбонат | | | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Турмалин | г | X | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Хлорит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Магнетит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Fe-Ti-минер. | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Апатит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Флюорит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Шеелит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Молибденит | г | X | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Арсенопирит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Халькопирит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Пирротин | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Пирит | г | X | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Сфалерит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Fe-Sb-Co-минер. | г | X | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Со-минер. | г | X | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Галенит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Кобеллит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Sb-козалит | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Бурнонит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Блекл. руда | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Густавит | г | X | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Висмутин | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Жозеит | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | | |
| Хедлейит | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Висмут | г | X | V | ————— | | | | V / | ————— | | |
| Золото | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Ауростибит | г | + | V | ————— | | | | \ V | ————— | | |
| Мальдонит | г | X | V | ————— | | | | V \ | ————— | | |
| Fe-окислы | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | ————— | |
| Cu-окислы | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | ————— | |
| As-окислы | г | + | V | ————— | | | | / V | ————— | ————— | |
| T °C | >700 | | >350 | 400-300 | | <350-270 | | 350-200 | <250 | | |
| Ph | | | <6 | 6.3-7.7 | | | | | | | |
| Элементная специализация | | | P,Mo,W,As,Fe (Cu,Bi,Au) | | | B,As,Fe,Cu (Sb,Co,Bi,Ag,Au) | | B,Fe,Cu (Ni,Sb,Co,Bi,Au) | | | |

1 $\begin{matrix} \Gamma & \Gamma & \Gamma \\ \Gamma & \Gamma & \Gamma \end{matrix}$ 2 $\begin{matrix} X & + \\ + & X \end{matrix}$ 3 $\begin{matrix} V & V \\ V & V \end{matrix}$ 4 $\begin{matrix} \backslash & / \\ V & / \end{matrix}$ 5 10%Fe

Рис. 66. Схема последовательности минералообразования месторождения Малиновского. 1 – монцогаббродиориты Татибинского комплекса; 2 – граниты, гранодиориты Татибинского комплекса; 3 – вулканогенные породы среднего-кислого состава Дорофеевского риолит-андезитового комплекса; 4 – риолиты Богопольского трахириолит-риолитового комплекса; 5- типоморфный элемент-примесь и его содержание в минерале.

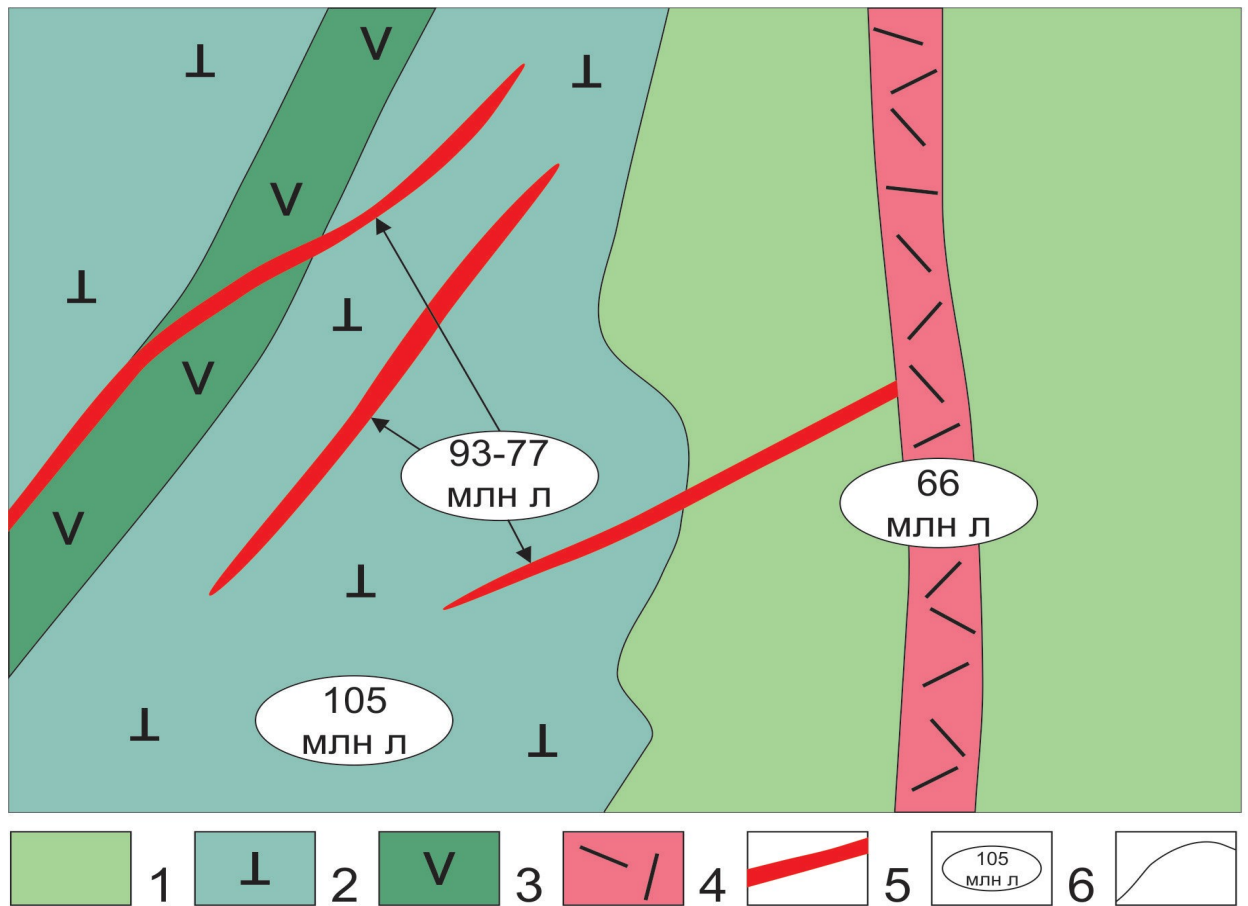


Рис. 67. Схема взаимоотношения основных магматических пород с рудной минерализацией.

1 – терригенные породы; 2 – монцодиориты; 3 – андезиты; 4 – риолиты; 5 – рудные тела; 6 – возраст; 7 – контакты пород.

Таблица 37

Данные Re-Os изотопного анализа парагенных сульфидных минералов Малиновского месторождения

| №№ | Минерал | m.g | ^{187}Re , ppb | ^{187}Os , ppb | $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ | 2σ% | $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ | 2σ% | 2σ abs | $T_{\text{mod.}}$, Ma |
|----|-------------|---------|-------------------------|-------------------------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|---------|------------------------|
| 1 | Пирит | 0.18307 | 0.850 | 0.0587 | 70.51 | 0.856 | 0.21799 | 0.587 | 0.00128 | 77 |
| 2 | Арсенопирит | 0.35186 | 1.064 | 0.0265 | 200.25 | 0.644 | 0.42753 | 0.568 | 0.00243 | 90 |
| 3 | Арсенопирит | 0.49098 | 1.517 | 0.0520 | 158.71 | 0.337 | 0.38681 | 0.863 | | 93 |

Примечание. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Москва).

палеомагнитных аномалий и поведения океанической плиты относительно горячих точек показали, что в течение мелового времени плита Изнаги перемещалась в субмеридиональном ($338-9^\circ$) и северо-западном (294°) направлениях (рис. 68).

Движение в субмеридиональном направлении обусловило развитие левосдвиговых дислокаций вдоль ССВ системы разломов Сихотэ-Алиня. Затем, в сантоне (85 млн. лет), направление движения изменилось на северо-западное, то

есть океаническая плита по отношению к континентальной стала двигаться более ортогонально, что послужило широкому развитию надсубдукционного магматизма. Другими словами, в сантоне произошла региональная смена геодинамической обстановки из-за изменения взаимодействия плит от скольжения к субдукции.

Анализ геологической истории развития Сихотэ-Алинского орогенного пояса позволяет предположить, что резкая смена регионального поля напряжений обусловила сочетание благоприятных факторов и специфичность формирования сети рудоподводящих каналов и, как следствие, поступление рудоносных растворов.

Модель формирования Малиновского месторождения.

Первый этап. Данные, полученной в процессе геологоразведочных работ на месторождении, показывают, что золоторудная минерализация наложена на дайки андезибазальтов Дорофеевского комплекса, которые пересекают монцониты Татибинского диорит-гранитового комплекса (возраст 105.3 млн лет \pm 1 млн. лет). Рудные тела рассечены дайками трахириолитов и риолитов, возраст которых установлен 66.67 ± 0.4 млн лет. Следовательно, начало формирования Малиновского месторождения относится к раннемеловому периоду. В этот период завершается формирование комплексов пород Журавлевского террейна, представляющего собой турбидитовый бассейн трансформной континентальной окраины. (Ханчук, 2000; Голозубов, 2006). Основным фактором, способствовавшим формированию месторождения, является наличие крупного трансформного сдвига (ЦСАС) вдоль границы скольжения плит. По данным сейсмических исследований, «корни» его «уходят» в мантию, смещая границу "М" (Аргентов и др., 1976). Основные признаки – это пестрота магматизма, ассоциация монцонитоидов и гранитов S типа, комплексный корово-мантийный профиль минерализации сопутствующей магматизму. Анализ петрохимических данных показывает, что все гранитоиды в районе месторождения можно отнести к S-типу магнетитовой серии, а монцониты Татибинского комплекса тяготеют к ильменитовой серии.

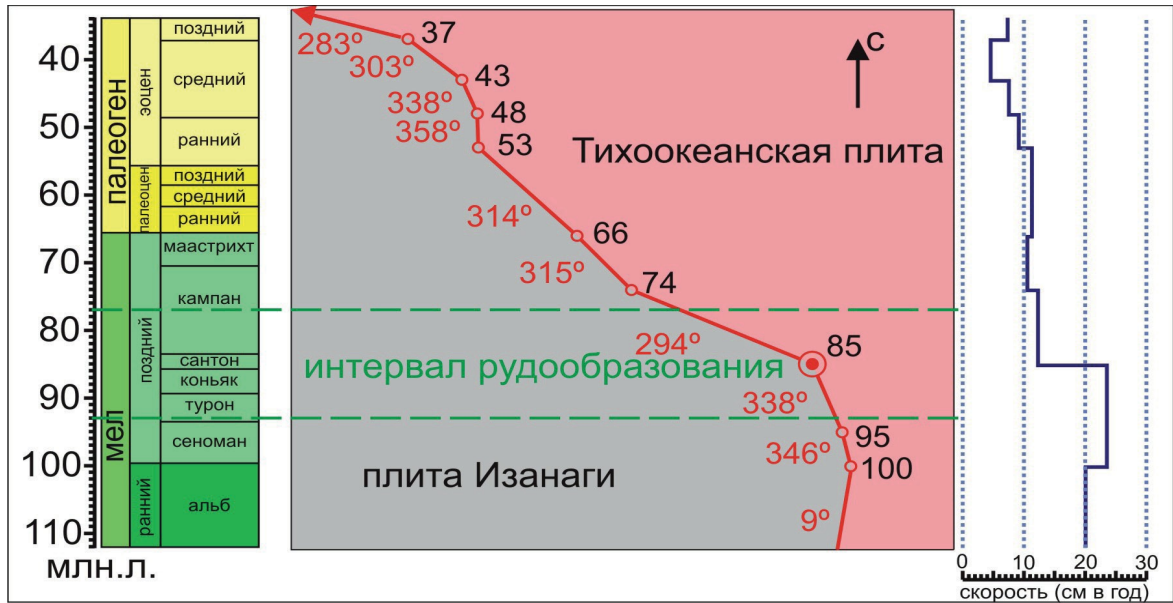


Рис. 68. Схема динамической обстановки региона в период рудообразования (по данным Engebretson et al, 1985).

Графики нормированного по хондриту распределения РЗЭ для гранитоидов Малиновского месторождения характеризуются отчетливо выраженным европейским минимумом, в то время как графики нормированного по хондриту распределения РЗЭ у монзонитов интрузива Водораздельного показывают отсутствие минимума европия. Состав околожильных пород (турмалиновые и хлоритовые метасоматиты), присутствие в прожилках молибденита и шеелита, Р-Т параметры минералообразования, позволяют считать руды месторождения производными рудно-магматических систем генетически связанных с гранитоидными магматическими комплексами I-S типа (Горячев, Гамянин, 2006), продуцирующих редкометальную минерализацию.

В этих условиях происходило формирование монзонитоидов (105 млн л) и гранитоидов Татибинской магматической серии и сопровождающую их молибден-вольфрамовую минерализацию первой стадии рудообразования месторождения.

Второй этап. В дальнейшем, смена геодинамической обстановки от скольжения к субдукции привела к максимальной проницаемости коры для мантийных производных. В этот период формируются дайки трахибазальтов и трахиандезибазальтов Дорофеевского риолит-андезитового комплекса, имеющего

мантийные изотопно-геохимические характеристики (Сахно и др., 2013). Рудные тела с промышленными содержаниями полезных компонентов, как правило, расположены в монцонитах и сопровождаются дайками трахибазальтов и трахиандезибазальтов Дорофеевского риолит-андезитового комплекса, на которые наложена золоторудная минерализация. Дайки секут интрузив Водораздельный и сами по себе являются дорудными. Анализ полученных петрохимических данных показывает, что монцониты и дайки трахибазальтов имеют определенные отличия по сумме щелочей, отношения K/Na, по магнезиальности, а так же по содержанию кальция. Дайки базальтоидов (трахибазальтов) характеризуются высокими содержаниями щелочей (особенно натрия), железистостью, титанистостью, но они менее известковистые и магнезиальные. Это позволяет рассматривать базальтоиды как остаточные расплавы (Сахно и др., 2013).

Изучение изотопных соотношений гафния для монцонитов Малиновского месторождения по соотношению $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ позволяет предположить, что генерация мантийных расплавов проходила при минимальном участии пород коры (Сахно и др., 2013), с наложением на них продуктов второй (турмалин-пирит-халькопирит-пирротин-кварцевой) и третьей (халькопирит-пирротиновой) стадий минерализации, возраст которых определен 93-90 млн лет.

Третий этап. Характеризуется сменой геодинамической обстановки и переходом к обстановке активной континентальной окраины, который сопровождается внедрением типично субдукционных гранитоидов Дальнегорского комплекса и даек риолитов и трахириолитов (66.7 млн л), которые секут рудные тела. В этот период формируются пострудные флюорит-карбонат-кварцевые и сульфидно-карбонат-кварцевые брекчии, которые завершали процесс формирования Малиновского месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя полученные результаты и сопоставляя их с данными по золоторудным месторождениям Востока России, можно сделать следующие выводы:

– геолого-структурная позиция и геодинамическая обстановка (формирование очагово-купольных структур с гранитоидным магматизмом в зоне влияния Центрального Сихотэ-Алинского левого сдвига), широкое распространение в метасоматических породах и рудах минералов, обогащенных калием, летучими (F, B, Cl, CO₂ и др.), элементами семейства железа (Ni, Co и др.) и литофильными (W, Mo, Pb и др.), а также стадийность минералообразования и типоморфные признаки минералов, указывают на то, что изученное Малиновское месторождение имеет сходство с крупными по запасам месторождениями Забайкалья и Амурской области, такими как Дарасунское, Дмитриевское, Ключевское (Прокофьев и др., 2000; Спиридонов и др., 2006; Гвоздев и др., 2014; Степанов и др., 2014);

– геолого-структурными исследованиями установлено, что наиболее благоприятным для рудоотложения являлись трещины северо-восточного простирания, оперяющие главный Сихотэ-Алинский шов и сформировавшиеся в условиях левосдвиговых дислокаций;

– на основании данных U-Pb датирования магматических пород и учитывая данные по другим крупнообъемным рудно-магматическим системам (Восток-2, Лазурное), формирование Малиновского золоторудного месторождения проходило в близком временном интервале (Аленичева и др., 2008; Сахно и др., 2011; Сахно и др., 2013) соответствующего времени проявления монцонитоидного магматизма Татибинской магматической серии; период рудообразования (93-90 млн л.) совпадает по времени со сменой геодинамической обстановки в регионе (Engebretson, 1985);

– состав околожильных пород (турмалиновые и хлоритовые метасоматиты), присутствие в прожилках молибденита и шеелита, P-T параметры минералообразования позволяют считать руды месторождения производными

рудно-магматических систем, генетически связанных с гранитоидными магматическими комплексами (Горячев, Берденников, 2006), продуцирующих редкометальную минерализацию, а комплексность руд (Au Bi W Cu) позволяет относить их к золото-висмутовому типу (Гамянин, Горячев, 1998; Гвоздев, 2010);

- по минералого-технологическим признакам (Спиридонов и др., 2006) руды месторождения относятся к умеренно-сульфидному жильному и комбинированному геолого-промышленным типам;
- рудная минерализация Малиновского месторождения характеризуется закономерным изменением по вертикали геохимических параметров (ряд вертикальной зональности, линейная продуктивность, корреляция элементов), комплексом геохимических исследований установлен геохимический фон вмещающих пород, определен уровень эрозионного среза месторождения как верхнерудный, выделены наиболее продуктивные горизонты;

На основании вышесказанного месторождение Малиновское следует относить к перспективным золоторудным объектам, ранее не известным на территории Приморского края.

Список сокращений

| | | | |
|-------------|--------|---------------------|----------|
| Арсенопирит | - Ars | Мусковит | -Mu |
| Ауростибит | - Ast | Пирит | - Py |
| Висмутин | - Vn | Пирротин | - Po |
| Галенит | - Ga | Самородный висмут | - Bi |
| Густавит | - Gst | Самородное золото | - Au |
| Жозеит-В | - Jo-B | Серицит | - Ser |
| Изоклейцит | - Izk | Сульфидные минералы | - S |
| Кальцит | - Ca | Сурмянистый козалит | - Sb-Koz |
| Кварц | - Q | Сфалерит | - Sf |
| Кобеллит | - Kob | Теллуриды | - Tel |
| Козалит | - Koz | Тетраэдрит | -Ttr |
| Лиллианит | - Lill | Турмалин | -Tu |
| Лимонит | - Lim | Халькопирит | - Ccp |
| Магнетит | - Mgt | Хлорит | - Chl |
| Мальдонит | - Mld | Шеелит | - Shl |

ВП – вызванная поляризация

г/т – грамм на тонну

ЕП – естественная поляризация

мас.% – массовые проценты

мол. – молекулярные количества

LREE – легкие редкоземельные элементы

РЗЭ – редкоземельные элементы

РМС – рудно-магматическая система

р.т. – рудное тело

ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский разлом

ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**Изданная**

1. Абрамов Б.Н. Условия образования, петрохимические и геохимические особенности пород и руд Дельмачиковского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) / Литосфера. - 2014. - Т. 3. - С. 93-101.
2. Алексеев В.И. Тектоническое развитие и гранитоидный магматизм Северо-восточной Азии в позднем мезозое // Записки Горного института. - Санкт-Петербург: Геология, 2016. - С. 5-11.
3. Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2008. – Т. 420. – №1. – С. 70-75.
4. Анерт Э.Э. Относительное значение золотоносных районов России по данным статистики //Естественные полезные ископаемые. – Т.IV. Петроград, 1918.
5. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья. – М.: Наука, 1976.
6. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) // сборник трудов ЦНИГРИ. – М., 1984. – 267с.
7. Берман Ю.С. Серебро и золото в сульфидах полиметаллов близповерхностных золото-серебряных месторождений // Колыма. – 1979. – №5. – С.31-37.
8. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н. О висмуто-сурьмяных сульфосолях свинца Почкуевского месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. – 1975. – № 2. – С.47-59.
9. Бортников Н.С., Цепин А.И. Сурьмяно-висмутовые сульфосоли Средне-Голтайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Известия АН СССР. – 1987. – Серия геол. № 1. – С.86-95.
10. Брызгалин Д.В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа // Геохимия. – 1958. – № 3. – С.195-204.

11. Бураго А.И. Геохимические основы прогнозирования и оценки оловянного оруденения Южного Сихотэ-Алиня: автореф. дис. канд. г.-м. наук. – М., 1979. – С. 3-17.
12. Бураго А.И., Чуланов Э.В. Количественная оценка оловянного оруденения по первичным ореолам // Информационный листок. – № 97-74. – Владивосток: ДВЦНТИ, 1974. – С.3.
13. Буряк В.А. Основы минерагении золота. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 261с.
14. Вах А.С. Золотая и полиметаллическая минерализация одного из месторождений Дальнего Востока (соотношение и основные минералогическо-геохимические особенности). – Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. – С.121-154.
15. Вах А.С. Формы нахождения и распространенность самородного золота в минералах Березитового золото-полиметаллического месторождения Верхнего Приамурья. Наногеохимия золота // Труды Симпозиума. – Владивосток: Дальнаука. – С.175-176.
16. Вах А.С., Карабанов А.А., Новые данные по минералогии золотосульфидных руд Березитового месторождения Верхнего Приамурья / Вологдинские чтения. – 2008. – № 5. – С.41-43.
17. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золото-редкометальное оруденение Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. – 1998. – № 3. – С. 88-94.
18. Гвоздев В.И. Магматические породы рудообразующих систем скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы научной конференции. – Иркутск: Изд-во Ин-та СО РАН, 2005. – Т.1.– С.33-36.
19. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 338с.
20. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной

минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология. – 2016. – № 1. – С.37-53.

21. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Степанов В.А., Горячев Н.А., Вах А.С. Минералогия и вопросы генезиса Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край Россия). Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток 17-20 сентября 2014 г. – Владивосток: Дальнаука, 2014. – С. 307-309.

22. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. – М.: Наука, 1977. – 251с.

23. Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983. –647с.

24. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 239 с.

25. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтманн Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса. Геодинамика и металлогения. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 109-119.

26. Горбачев Н.С. Флюидно-магматические взаимодействия в сульфидно-силикатных системах. – М.: Наука, 1989. – 128 с.

27. Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитоидов юго-восточной части мезозоид Северо-Востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – №3. – С. 40-52.

28. Горячев Н.А., Борисенко А.С., Спиридонов А.М., Вах А.С., Гвоздев В.И., Будяк А.Е. Металлогения золота Монголо-Охотского орогенного пояса // Золото Монголо-Охотского орогена: геология, геохимия, минералогия, генезис. Иркутск 26-27 сентября 2016 г. Материалы рабочего совещания. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2016. – С. 27-30.

29. Горячев Н.А., Вах А.С., Спиридонов А.М., Гвоздев В.И., Будяк А.Е. Монголо-Охотский орогенный пояс и связанное с ним золотое оруденение // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские

чтения. Материалы Всероссийской конференции. – Владивосток: Дальнаука, 2013. – С. 239-241.

30. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. – С. 50-62.

31. Горячев Н.А., Спиридонов А.М., Вах А.С., Гвоздев В.И., Будяк А.Е. Монголо-Охотский орогенный пояс: структурный каркас, эндогенные события, специфика магматизма и металлогении // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного Сопевания. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2014. – С. 35-36.

32. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья / под редакцией С.С. Зимины. – М.: Наука, 1980. –160 с.

33. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового ингимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. –2014. – Т. 33. – № 1. – С. 41-57.

34. Григорян С.В., Соловьев А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1983.

35. Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И., Шлыков С.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Вещественный состав и геохимические особенности руд Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край Россия) // Тихоокеанская геология. – 2017. – Т. 36. – № 5. – С.59-74.

36. Доброшевский К.Н. Малиновское золоторудное месторождение: геологическое строение, закономерности размещения, геохимические особенности и вещественный состав рудных тел // Третья Российская молодежная Школа с международным участием: сборник материалов. – М., 2013. – С. 99-101.

37. Доброшевский К.Н. Геохимические особенности и вещественный состав руд Малиновского месторождения // Четвертая Российская молодежная научно-

практическая Школа с международным участием: сборник материалов. – М., 2014. – С. 113-116.

38. Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Гришин Г.К. Золото-висмутовая минерализация в месторождениях Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Золото Монголо-Охотского орогена: геология, геохимия, минералогия, генезис. Материалы рабочего совещания Иркутск, 25-28 сентября 2016 г. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2016. –С. 32-34.

39. Зиньков А.В. Петрография магматических горных пород. – Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2005.

40. Зорина Л.Д., Куликова З.И. Рудогенерирующий магматизм и золотое оруденение Дарасунского рудного узла в Восточном Забайкалье. Проблемы петрогенеза и рудообразования: Тез. докл. чтения имени А.Н. Заврицкого. – Екатеринбург, 1998. – С.68-70.

41. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // ДАН СССР, 1961. – Т.138. – № 4.

42. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. – Книжное издательство, 1972.

43. Иванов В.В. О минералогии золота близповерхностных золоторудных месторождений Нижнего Приамурья // Магматизм и металлогения Дальнего Востока. – Владивосток, 1982. – С.84-85.

44. Иванов В.В. Новое о природе самородного золота гидротермальных месторождений // Доклады Академии СССР. – 1986. – Т.291. – № 3. – С.669-671.

45. Иванов В.В., Leier P. Возраст и типы золотой и золото-серебряной минерализации в гранитоидах южного Приморья // Золотая минерализация и гранитоидный магматизм в северной части Тихого океана: Материалы Всероссийской конференции. – Магадан, 1997. –С.104-106.

46. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. – М.: Недра, 1974. – 213с.

47. Ивин В.В., Родионов А.Н., Хомич В.Г., Симаненко Л.Ф., Борискина Н.Г. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного

- рудного узла (Приморье) // Тихоокеанская геология. – 2006. – № 3. – Т. 25. – С.81-87.
48. Калягин А.Н., Бураго А.И. Прогнозная оценка геохимических аномалий. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1979. –С. 46-61.
49. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое: диссертация доктора геолого-минералогических наук. – Владивосток, 2003.
50. Кемкин И.В. Сравнительная характеристика террейнов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня и Японии и корреляции основных юрских событий на восточной окраине Палеоазиатского континента // Вестник Краунц. Науки о Земле. – 2008. – № 2. – вып. 12. – С.103-115.
51. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. – Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1971. – Т. VI. – С.15-25.
52. Куликова З.И., Зорина Л.Д. Рудогенерирующие гранитоиды Амуджиканского комплекса Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье). – Иркутск: Институт геохимии А.П. Виноградова СО РАН, 2012. – С. 87-90.
53. Лаверов Н.П., Петровская Н.В., Нарсеев Ю.Г., Сафонов Ю.Г. Балеysкое рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). – М.: ЦНИГРИ, 1984. – 269 с.
54. Мозгова Н.Н. Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей: дис. д-ра геол.-мин. наук. – М., 1985. – Т. II. – 345 с.
55. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия олоторудных районов Дальнего Востока. – М. : Наука, 1977. – 304 с.
56. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. – М.: Наука, 1982. – 191 с.
57. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Хомич В.Г., Малахов В.В. Вулканизм, флюиды и оруденение в зоне перехода от Тихого океана к континентам //

Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. – Владивосток, 1982. – С.94-99.

58. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996. – 352 с.

59. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. О сколовом механизме мезозойской складчатости и контроле ею золотого оруденения в Сихотэ-Алине // Тихоокеанская геология . –2016. – Т. 36. – № 5. – С. 59-74.

60. Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И., Родионов А.Н. О полигенности и полихромности Ороченско-Приманкинского вулканического поля Центрального Сихотэ-Алиня // Соотношение разных типов оруденения вулкано-плутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. – Владивосток:ДВО АН СССР, 1991. – С. 95-110.

61. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.–200 с.

62. Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. – М.: Наука, 1973. – 347 с.

63. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981. –262 с.

64. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. –2000. –№ 6. –С. 526-548.

65. Радкевич Е.А. Металлогенетические провинции Тихоокеанского рудного пояса. – М.: Наука, 1977. – 176 с.

66. Ростовский Ф.И. Эоценовый вулканизм и особенности золото-серебряного оруденения Северного Приморья // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. – Владивосток, 1976. – С.430-432.

67. Рязанцева М.Д. Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки

месторождений Дальнего Востока: сборник статей. – Хабаровск: изд-во ДВИМС. – С. 64-75.

68. Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений. – 1973. – № 4. – С. 56-70.

69. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 452. – № 1. – С. 1-8.

70. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP) датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // Доклады РАН. – 2011. – Т. 438. – № 1. – С. 82-90.

71. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Аленичева А.А. Монцитонитоидный магматизм медно-порфирового месторождения: геохронология по результатам U-Pb и K-Ar датирование и особенности генезиса рудоносных магм по данным изотопно-геохимических исследований (Приморье, Россия) // Доклады РАН. – 2011. – Т. 438. – № 1. – С. 82-90.

72. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля. – Дальнаука, 1996. – С. 93-105.

73. Соловьев С.Г. Геолого-генетические особенности вольфрамового месторождения Скрытое в Центральном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37. – № 2. – С. 142-158.

74. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2006. – 291 с.

75. Спиридонов А.М. Золотометалльные рудно-магматические системы Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса (геодинамическая позиция, модельные типы, генезис, прогноз): дис. д-ра геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2003.
76. Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И. Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край // Руды и металлы. – 2013. – № 3. – С. 26-34.
77. Степанов В.А. Металлогения золота Приморского края // Вестник Амурского Государственного Университета, серия: естественные и экономические науки. – Благовещенск, 2012. – С.112-119.
78. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Наука, 1977. – 144 с.
79. Тимофеева П.П., Алексеева М.Н. Англо-русский геологический словарь. – М.: «Руссо», 2002. – 540с.
80. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. ЦНИГРИ. вып. 98. – М., Недра, 1972. – 260 с.
81. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. – М.: Наука, 1992. – 256с.
82. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. – М.: Наука, 1980. –144 с.
83. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1989. – 166 с.
84. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. – 232 с.
85. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
86. Ханчук А.И., Родионов С.М., Горячев Н.А., Попов В.К., Голозубов В.В., Наумова В.В. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 981 с.

87. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1635-1645.
88. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. – Владивосток: Дальнаука, 1995. – 66 с.
89. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 5-34.
90. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. – Владивосток: ДВО РАН, 1988. – 56с.
91. Хомич В.Г. Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеанская геология. – 1982. – № 3. – С.70-83.
92. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 292с.
93. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Крупные золоторудные районы юго-востока России: особенности позиции и строения / Литосфера. – 2013. – № 1. – С.128-135.
94. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). – Хабаровск, 2003. – 148с.
95. Bortnikov N.S., Nekrasov N.Ya., Mozgova N.N., Tsepin A.I. Phases and phase relations in the central portion of system Fe-Pb-Sb-S between 300 and 5000 in relation to lead-antimony sulphosalts // Neues-Jahrb. Mineral.Abh.. –1981. –V. 1. – P. 37-60.
96. Chung L.L.Y., Walia D.S., Knowles C.R. Phase relationship the system PbS-Sb₂S₃-Bi₂S₃ and PbS-FeS-Sb₂S₃-Bi₂S₃. // Econ. Geol. – 1980. – V. 75. – № 8. – P. 317-328.
97. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 1985. – Vol. 206. – P. 1-59.

98. Harris D.C., Jambor J.L., Lachanct G.R., Thorpe R.J. Tintinait, the antimony analogue of kobellit // *Canad. Mineral.* –1968. –V. 9. –Pt. 3. – P. 371-382.
99. Hoskin P.V., Schaltegger U. // *Miner. Sol. Amer.* –2003. – V. 53. –P. 27-62.
100. MC Dounough W.F., Sun S.S. // *Chem. Geol.* –1995. – V.120. –P. 223-253.
101. Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F., et. al. // *Volcanol. Geotherm. Res.* – 1987. – V. 32. –P. 233-245.
102. Spiridonov E.B. Granitic Rocks and Gold Mineralization of North Kazakhstan // *Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas.* – St/ Petersburg, 1996. – P. 197-218.
103. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1988. – V. 100. – P. 1666-1703.
104. Sugaki A., Yamae N. Thermal studies in the intergrowth of chalcopyrite and sphalerite // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai.* – 1952. – P. 103-110.
105. Wood D.A. // *J. Geol.* – 1979. – №3. – P. 499-503.
106. Willims J.S. // *Revs Econ. Geol.* – 1988. –V. 7. –P. 1–35.
107. Zakrzewski M.A. Jaskolskiite, a new Pb-Cu-Sb-Bi sulfosalt from the Vena deposit, Sweden // *Canad. Mineralogist.* – 1984. –V. 22. – Pt. 4. – P. 481-495.

Фондовая

1. Антонов Ю.М., Добин М.А. Отчет о работах Приморской аэромагнитной партии за 1958 год. – Западный геофизический трест, 1958.
2. Беляевский Н.А., Ганешин Г.С. Геология и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Уссури. (Отчет о результатах работ Даубихинской группы летом 1950 года). – ВСЕГЕИ, 1951.
3. Белянский Г.С. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновки, Журавлевки и Горной. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа L-53-XXVII (Малиновская площадь)» за 2009-2011 г.г. – Владивосток, 2011.
4. Волошникова Н.С., Коблов А.Ю. и др. Отчет о научно - исследовательской работе: «Исследование вещественного состава и технологических свойств двух малых технологических проб руд месторождения Малиновское». – Иркутск, 2012.

5. Гетманская Т.И. Генетико-формационный анализ, вещественный состав руд проявления Кордонное; разработка геолого-поисковой модели «стратиформного» месторождения. – М., 2012.
6. Доброшевский К.Н., Степанов В.А. Филипась Л.Г. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на золото и серебро по зоне Меридиональная на Малиновском месторождении в Дальнереченском районе (Приморский край) за 2010-2012 г.г. – Владивосток, 2012.
7. Дудко А.Г., Ципигин Ф.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна реки Ороченка, бассейнов верхнего течения рек Правая Синанча, Тудо-Вака, Табайча и Березовая. (Отчет Верхне-Иманской геологосъемочной партии за 1968-1970г.г.), (лист L-53-103-В,Г). – ПГУ, 1972.
8. Карпушкин В.Т., Мельников Н.Г. и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1:50000 Аэрогеофизической партии за 1968 г. – ПГУ, 1969.
9. Картавенко А.В., Соколовский И.О., Доброшевский К.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ореховки и Горной. – Владивосток, 1987.
10. Катаев А.Г., Горбунова Л.Я. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Левая, Правая, Нижняя Синанча и Тудо-Вака. (Отчет Лево-Синанчинской геологосъемочной партии за 1969-1971г.г.). – ПГУ, 1972.
11. Ключев В.К., Галаур А.П. Отчет о результатах работ Сихотэ-Алинской геофизической партии за 1960-1963 г.г. – Геофизическая экспедиция, 1964.
12. Кянно А.И. Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото Приморской ГРП за 1976-78 г.г. – Хабаровск: Приморзолото , 1980.
13. Лосив В.М., Доброшевский К.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновки, Крыловки и Малой Откосной. – Владивосток, 1990.
14. Максименко Ю.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Эльдо-Ваки. – Владивосток, 1970.

15. Михайлов В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50000, Серия Дальнегорская. – Владивосток, 1987.
16. Найденко А.Н. Прогнозно-поисковые работы по оценке ресурсного потенциала вольфрама Малиновской перспективной площади. (Приморский край). – Владивосток, 2007.
17. Найденко А.Н., Талвинский А.В., Королева И.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые работы на медно-молибденовое с золотом оруденение порфиорового типа Соболиной перспективной площади Приморского края». – Владивосток, 2014.
18. Ознобихин Е.А. Отчет о результатах работ Дальней геофизической партии за 1969-1971 г.г. – ПГУ, 1971.
19. Перепелица К.А., Никанюк Т. и др. Отчет о научно - исследовательской работе: «Разработка извлечения золота и серебра из неокисленной пробы руды месторождения Малиновское». – Иркутск, 2013.
20. Прощаев А.П., Ключев В.К. Промежуточный отчет о результатах работ Сихотэ-Алинской партии за 1960 год. – ПГУ, 1961.
21. Родионов А.Н., Зенин А.Л. Отчёт о результатах общих поисков, проведенных Приморской поисковой партией на участке р. Заломной в 1981-83 г.г. – Владивосток, 1983.
22. Родионов А.Н. Результаты поисковых работ на участке Малиновском. Отчёт Приморской партии за 1985-88 г.г. в двух книгах. – Владивосток, 1988.
23. Родионов А.Н. Результаты поисковых работ на участке Намовском. Отчёт Приморской партии за 1988-91 гг. – Владивосток, 1991 .
24. Садкин С.И. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на вольфрам на проявлении Кордонном Скрытого рудного узла» за 2009-2011 г.г. – Рошино, 2012.
25. Силантьев В.Н. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя южной части центрального Сихотэ-Алиня. (Материалы к государственной геологической карте масштаба 1: 200000; отчет Ноттинской партии за 1960 г.). – ПГУ. 1960.

26. Углова Н.И., Рязанцева М.Д. Государственная геологическая карта Приморского края масштаб 1: 1000000. – Владивосток, 2007.
27. Шамин В.И., Ефремов В.Б. Отчет о результатах общих поисков масштаба 1: 50000 на участке Мартыново-Полянском (L-53-10-102-А, Б): Отчет Хрустальненской партии Геофизической экспедиции за 1981-84 г.г. – Владивосток: ППГО, 1984.
28. Худолей К.М., Быковская Е.В. Материалы по геологическому строению и полезным ископаемым западного склона Сихотэ-Алиня в пределах листов L-53-А и западной части L-53-Б. (Отчет о геологических и поисковых работах партии № 12 за 1952 год). – ВАГТ, 1952.
29. Шлыков С.А., Челпанов В.А. Результаты обработки геохимических данных по территории аномалии Кольцевой и структуры зоны Меридиональной участка Малиновского. «Экоцентр». – Владивосток, 2010.
30. Шило Г.К. Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии (Та), масштаб 1:200000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XV. – ПГУ, 1970.