

Министерство образования и науки Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Забайкальский государственный университет»

Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Институт природных ресурсов, экологии и криологии
Сибирского отделения Российской академии наук»
Лаборатория минералогии и геохимии ландшафта
Читинское отделение Российского минералогического общества

Г. А. Юргенсон

Типоморфизм и прогноз золотосеребряного оруденения

Монография

Чита Забайкальский государственный университет 2014 КЗЗ + КЗЗ-23.26+26.303.5 +26.325.14 Ю-66ББК 26.34 Ю 665

Рекомендовано к изданию советом по научной и инновационной деятельности Забайкальского государственного университета и учёным советом Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН

Рецензенты:

Б. Н. Абрамов, д-р геол.-минерал. наук,

Ин-т природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН;

Ф. И. Еникеев, д-р геол.-минерал. наук, Читагеолсъёмка МПР РФ

Юргенсон, Георгий Александрович

Ю 665

Типоморфизм и прогноз золотосеребряного оруденения : монография / Г. А. Юргенсон ; Забайкал. гос. ун-т; Ин-т природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН. – Чита: ЗабГУ, 2014. – 171 с. Табл. 49. Ил. 60. Библ. 181 назв.

ISBN 978-5-9293-1134-5

В монографии дан сравнительный анализ типоморфизма месторождений малоглубинной золотосеребряной и других золоторудных формаций, в которых оруденение связано с кварцевыми жилами. Выявлены основные типоморфные и типохимические признаки однозначной оценки принадлежности зон окварцевания, сульфидизации, аргиллизации и других околорудных изменений к надрудным частям месторождений этих формаций. Уточнена модель формирования золоторудных кварцевых жил. Определены количественные минералого-геохимические критерии локального прогноза, поисков и оценки месторождений золота и серебра и минералого-геохимическая методика и технология локального прогноза, поисков и оценки золотого оруденения, связанного с кварцевыми жилами на их основе. Охарактеризована новая малоглубинная золотосульфидно-кварц-флюоритовая формация. На примере объектов в Забайкалье и Монголии показано практическое использование методики и технологии локального прогноза, поисков и оценки золотосеребряного оруденения.

Работа предназначена для минералогов, геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и поисками месторождений золота и серебра, предпринимателей, студентов, аспирантов геологического профиля.

ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ КРАЕВАЯ БИБЛИОТЕКА им. А.С. Пушкина

5.61642

УДК 553.2 ББК 26.34

ISBN 978-5-9293-1134-5

© Забайкальский государственный университет, 2014

ФОНД КРАЕВЕДЕНИЯ

© Юргенсон Г. А., 2014

Оглавление

Список принятых сокращений	5
Предисловие	(
меродини и портини и	
Введение	8
Глава 1. Методика и объёмы исследований	10
1.1. Аналитический обзор	
1.1.1. Геохимические методы. Их достоинства и недостатки	
1.1.2. Минералого-геохимические методы, их достоинства и недостатки	
1.2. Методика научно-исследовательских работ.	
1.2.1. Рудно-формационная типизация объектов	
1.2.2. Методы отбора, подготовки и исследования проб	
1.2.3. Основные особенности подготовки проб к исследованию	
1.2.4. Виды аналитических работ	19
Глава 2. Особенности важнейших месторождений малоглубинной	
золотосеребряной формации	21
2.1. Особенности типоморфизма Балейского рудного поля	
2.2. Типоморфные особенности Многовершинного месторождения	
2.3. Типоморфные особенности Карамкенского месторождения	
2.4. Типоморфизм жильного кварца Агинского месторождения	
2.5. Типоморфные особенности других месторождений малоглубинной	
золотосеребряной формации	
2.6. Типоморфные признаки месторождений малоглубинной золотосеребряной формации	
Глава 3. Теоретическое обоснование использования явления типоморфизма	
для локального прогноза и глубинных поисков	
3.1. Общие замечания	
3.2. Обобщённая модель образования рудоносных кварцевых жил	
3.2.1. Требования к модели. 3.2.2. Основные физико-химические параметры.	
3.2.3. Геохимическая специализация жильного кварца как типоморфный признак источника вещества	
рудоносных жил и рудно-формационной принадлежности	
2241/4 1	
3.2.4. Морфоструктурные особенности кварцевых жил и механизм заполнения жильного пространства	
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил	
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил	
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил	83
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа	83
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов.	83
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ.	83 85 86
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе	83 85 86 . 87
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ.	83 85 86 . 87 88
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов 3.3.3. Типоморфический анализ.	83 85 86 . 87 88
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов 3.3.3. Типоморфизм основных рудообразующих минералов	83 85 86 . 87 88 90
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов 3.3.3. Типоморфизм основных рудообразующих минералов и вариации признаков с глубиной.	83 85 86 . 87 88 90
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе. 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов. 3.3.3. Типоморфический анализ. Глава 4. Типоморфизм основных рудообразующих минералов и вариации признаков с глубиной. 4.1. Общие замечания.	83 85 86 87 88 90 90
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе. 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов. 3.3.3. Типоморфический анализ. Глава 4. Типоморфизм основных рудообразующих минералов и вариации признаков с глубиной. 4.1. Общие замечания 4.2. Основные типоморфные признаки кварца, используемые при локальном прогнозе	83 85 86 88 90 90
3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил 3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад. 3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. 3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов. 3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ. 3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе. 3.3.2. Околорудноизменённые породы — носители геохимических эндогенных ореолов. 3.3.3. Типоморфический анализ. Глава 4. Типоморфизм основных рудообразующих минералов и вариации признаков с глубиной. 4.1. Общие замечания.	8385868788909090

4.3. Типоморфные особенности сульфидов и вариации признаков с глубиной 105 4.3.1. Типоморфизм пирита 105 4.3.2. Типоморфизм прочих сульфидов 106 4.4. Критерии принадлежности к надрудным или рудным зонам 107
Глава 5. Типоморфизм продуктивных минеральных комплексов и их изменчивость
в пространстве рудоносных жил
5.1. Общие замечания
5.2. Типоморфизм продуктивных минеральных комплексов 110 5.2.1. Малоглубинная золотосеребряная формация 110 5.2.2. Среднеглубинные формации 116 5.2.3. О минералого-геохимической зональности надрудной зоны 125 5.2.4. Об использовании статистических параметров концентраций элементов-примесей в тяжёлых фракциях продуктивного минерального комплекса 129 5.3. Статистические характеристики концентраций рудных элементов как критерии золотого оруденения на глубине 130
Глава 6. Типохимизм околорудноизменённых пород
и минералого-геохимическая зональность
6.1. Общие замечания 132 6.2. Малоглубинная золотосеребряная формация 132 6.3. Среднеглубинная формация 134 6.3.1. Малосульфидная золотокварцевая формация 134 6.3.2. Золотосульфидно-кварцевая формация 135 6.3.3. Золотокварцево-сульфидная формация 136 6.3.4. Некоторые индикаторные числа 136
Глава 7. О типохимизме эндогенных ореолов и возможных критериях связи с ними
промышленного оруденения
7.1. Замечания к геохимической классификации
7.2. О типохимических элементных ассоциациях и вертикальной зональности
эндогенных ореолов
7.3. О минералого-геохимических критериях рудно-формационной типизации
золоторудных месторождений и связанных с ними эндогенных ореолов
при глубинных поисках
Глава 8. Об основных принципах минералого-геохимической методики
и технологии глубинных поисков и оценки не выходящего на дневную
поверхность эндогенного золотосеребряного оруденения
8.1. Общие положения
8.2. Определение принадлежности к золоторудной формации
8.2.1. Методологический подход 144 8.2.2. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации 144
8.3. Отнесение к фации глубинности
8.4. Критерии принадлежности к объекту определённого минерального типа
золоторудной формации
8.5. Определение отношения к надрудной или подрудной зоне
8.6. Способ определения первоочередного объекта для организации
поисково-оценочных и разведочных работ
8.7. Внедрение усовершенствованного способа и технологии на примере
кварцево-жильных зон в Восточной Монголии
Заключение
Библиографический список

Список принятых сокращений

ГЖВ – газово-жидкое включение.

ДП – диэлектрическая проницаемость.

ЕТЛ - естественная термолюминесценция.

ЖК – жильный кварц.

ИКС, ИК-спектр – инфракрасная спектроскопия, инфракрасный спектр.

К – соотношение концентраций воды и углекислоты.

ЛФ – лёгкая фракция.

Мас. - массовый.

МГИ – минералогенетическая информация.

МЗСФ – малоглубинная золотосеребряная формация.

МР – минералообразующий расплав (раствор).

МС - минералообразующая система.

МФ – минералообразующий флюид.

ПМК – продуктивный минеральный комплекс.

РС – рудообразующая система.

РТЛ – рентгенстимулированная термолюминесценция.

РТХ – физико-химические параметры: давление, температура, концентрация.

СКС - совершенство кристаллического строения.

Т - температура гомогенизации.

ТЛ – термолюминесценция.

ТЛ-грамма - термолюмограмма.

УОМВ – уровни организации минерального вещества.

ФВ – флюидное включение.

ЭДЦ – электронно-дырочный центр.

ЭЯ, ПЭЯ – элементарная ячейка, параметры элементарной ячейки.

 \overline{x} – среднеарифметическое значение.

σ – среднеквадратичное отклонение.

В монографии использованы условные обозначения: в круглых скобках указано время проведения работ, в квадратные скобки заключены опубликованные источники, на которые ссылается автор.

Предисловие

В 2015 г. исполняется 120 лет со дня рождения академика Сергея Сергеевича Смирнова, внёсшего огромный вклад в познание рудных месторождений, обоснование минерагении, ставшей теоретической основой методологии их прогноза и поисков. Методы прогноза и поисков эндогенного оруденения относятся к самым важным и наукоёмким стадиям геолого-разведочных работ. От них зависит правильность выбранного направления и конечный результат. Особенно это стало важно теперь, когда фонд легко открываемых месторождений традиционными методами в значительной мере использован человечеством. Особенно это относится к месторождениям благородных металлов, широко используемых не только как мерило ценности, богатства и самодостаточности, но и во многих отраслях техники, прежде всего производства высокоточной и экономичной электроники. Доля золота и серебра, потребляемых в этих отраслях, с каждым годом возрастает и к настоящему времени достигла 12-14 %. Анализ запасов и технологических свойств руд месторождений благородных металлов, в частности золота и серебра, свидетельствует о том, что крупными запасами при стабильных высоких их содержаниях обладают месторождения малоглубинной золотосеребряной формации (Балейско-Тасеевское, Дукатское, Карамкенское, Многовершинное, Агинское и др. в России, месторождения Трансильвании, Калифорнии, Колорадо, Мексики, Японии, Индонезии и др.). Например, с 1929 по 1993 гг. Балейско-Тасеевское месторождение дало около 400 т золота при среднем содержании 20,5 г/т. При этом на отдельных участках содержание металла достигало 78-346 кг/т. В недрах этого месторождения числится ещё более 135 т золота.

В Забайкалье и на северо-востоке страны на этот формационный тип месторождений приходилось до половины запасов рудного золота. Особенности геолого-структурной позиции, условий локализации и руды этих месторождений достаточно хорошо изучены. Месторождения рассматриваемой формации характеризуются неглубоким залеганием от земной поверхности и концентрированной локализацией металла на вертикальном интервале 350 м. Это позволяет использовать наиболее дешёвые открытые способы разработки, а также процессы выщелачивания и др.

Всё вышесказанное свидетельствует о целесообразности прогноза малоглубинных золотосеребряных месторождений с целью вовлечения их в промышленную эксплуатацию, а также прогноз технологических свойств руд.

Прогноз этих месторождений строился в основном на использовании геолого-структурных и магматических факторов. Учитывались данные ореольной геохимии, а также особенности состава и строения рудоносных кварцевых жил. Для этого использовалось более 100 различных признаков. Но как показывает безуспешный опыт поисков аналога Балейско-Тасеевского месторождения в Забайкалье в течение более полувека, в основу его технологии были положены не важнейшие критерии, а лишь их набор без выделения главных, непосредственно связанных с особенностями геодинамических и физико-химических процессов формирования этих месторождений.

С целью разработки классификации рудных месторождений, создания универсальной модели образования месторождений, связанных с кварцевыми жилами, минералого-геохимических критериев локального прогноза любых месторождений полезных ископаемых, в том числе и МЗСФ, использовано явление типоморфизма минеральных тел [Юргенсон, 2003]. В результате были решены следующие задачи:

1) разработан и внедрён рациональный комплекс методов изучения типоморфизма; 2) изучено явление типоморфизма и усовершенствован типоморфический анализ; 3) выполнено сравнительное изучение жильного кварца и главных рудообразующих минералов жильных месторождений различных генетических и формационных типов для определения типоморфных для каждого из них устойчивых пределов вариаций численных значений характеристик их состава и свойств; 4) на основе типоморфизма выявлены объективные формализованные физико-химические рудогенетические признаки и критерии условий образования жильного кварца и парагенных с ним минералов рудоносных кварцевых жил и разработана обобщённая минералогенетическая модель минералогенетических систем, генерирующих кварцевые жилы и их сообщества; 5) разработаны минералого-геохимические критерии генетической и рудно-формационной типизации. Шестая задача состояла в том, чтобы разработать научные основы использования типоморфизма для поисков слепого оруденения и количественные минералого-геохимические критерии глубинных поисков и оценки оруденения, связанного с жильным кварцем.

В 2006 г. в ИПРЭК СО РАН были завершены НИР по проекту 28.5.4. «Факторы и критерии прогноза крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации, технологических свойств руд и совершенствование технологии их переработки методами выщелачивания и центробежной сепарации». В результате была уточнена геолого-структурная позиция, связь с магматизмом, состав и свойства горных пород околорудных и надрудных зон, жильного кварца Балейского, Тасеевского, Карамкенского, Многовершинного, Агинского и Дукатского месторождений, выявлены геодинамические, геолого-структурные, магматические, литолого-петрографические факторы локализации месторождений и условий формирования богатого оруденения.

Уточнена и доработана универсальная эволюционная минералогенетическая модель месторождений, связанных с кварцевыми жилами, построенная с учётом градиентов типоморфных признаков в объёме существенно кварцевых минеральных тел и их сообществ, на основе которой предложены минералого-геохимические критерии поисков и оценки принадлежности объекта к крупному месторождению. Определены структурно-текстурные особенности руд, определяющие их технологические свойства и скорость процессов преобразования в зоне окисления как в коренном залегании, так и в техногенных массивах. Кроме того, продолжались исследования, направленные на совершенствование методов прогнозирования и оценки новых объектов малоглубинной золотосеребряной формации. Обоснована возможность существования золотосеребряного оруденения на нижних горизонтах собственно флюоритовых месторождений и спрогнозирован коренной источник золотоносных россыпей в верховьях р. Кручина. В 2009—2011 гг. выполнено изучение халцедоновидного кварца в Восточной Монголии и обосновано направление геолого-разведочных работ на участке Их-Даагай.

Научные результаты, полученные в процессе решения шестой задачи, являются предметом предлагаемой читателю монографии.

Подготовка рукописи к изданию происходила на протяжении многих лет. Неоценимую помощь в сборе и творческой обработке первичного материала оказала Т. Н. Юргенсон, которой автор особо признателен. Техническая помощь постоянно оказывалась также со стороны ведущих инженеров ИПРЭК СО РАН Л. М. Бадьиной и Н. С. Балуева, а также младшего научного сотрудника Р. А. Филенко, которым автор выражает благодарность.

Введение

Наиболее наукоёмкими и труднорешаемыми задачами в геолого-разведочной практике являются глубинные поиски и оценка вероятной рудоносности не выходящих на дневную поверхность рудоносных минеральных тел.

Действующими инструкциями по глубинному картированию и глубинным поискам предусматривается проведение больших объёмов геохимических, геофизических и буровых работ. В практике реализации этих инструктивных документов исходят из необходимости анализа в первую очередь геолого-структурной позиции эталонных объектов, а также геофизических и геохимических данных. При этом носители основной информации о геофизических и геохимических полях — минеральные формы химических элементов, создающие геохимические аномалии, изучаются обычно фрагментарно и недостаточно используются для оценки прогнозных ресурсов оцениваемых площадей. Одна из причин этого заключается в том, что до последнего времени не была разработана теоретическая основа использования типоморфизма рудо- и ореолообразующих компонентов рудно-магматических систем, удовлетворительно объясняющая природу субконцентрической симметрично-асимметричной зональности рудоносных существенно кварцевых жил и их сообществ. Это же относится и к связанным с ними эндогенным геохимическим ореолам рассеяния, обусловливающим образование геохимических аномалий.

Вследствие работ Н. П. Юшкина [1977], А. И. Гинзбурга и др. [1981], Н. З. Евзиковой [1984], А. Г. Жабина и др. [1987], а также автора [Юргенсон, 1984а, б, 2003] разработаны современные представления о явлении типоморфизма и практические приёмы типоморфического анализа. В результате изучения изменения с глубиной пределов вариаций состава и свойств основных рудообразующих минералов, их комплексов в кварцевых жилах выявлены их типоморфные признаки, являющиеся количественными критериями условий образования и рудоносности, а также определения возможного продолжения оруденения на глубину или его прогнозирования, если оно не выходит на дневную поверхность.

Если в практике ГСР выявлены хотя бы единичные группы кварцевых, кварцево-сульфидных и иных кварцевосодержащих объектов, возможно решение следующих задач: 1) отнесение площади к потенциально рудоносной; 2) определение вероятной рудно-формационной принадлежности оруденения; 3) оценка масштабов оруденения; 4) определение уровня эрозионного среза.

Опыт использования явления типоморфизма, накопленный многими исследователями, позволяет надеяться, что оно с успехом может быть применимо для сравнительного анализа и классификации эндогенных геохимических ореолов в зависимости от того, связаны они с промышленными массами оруденения или нет. В этом заключается одна из ключевых и слабо разработанных проблем геохимии эндогенных ореолов. По сути дела, ставится задача использования приёмов, аналогичных типоморфическому анализу (в понимании А. Е. Ферсмана и его последователей), для выделения из общего числа геохимических аномалий, непосредственно связанных с промышленными месторождениями.

Использовавшиеся до настоящего времени представления об образовании эндогенных месторождений в результате достаточно длительной пульсационной миграции слабоконцентрированных гидротермальных растворов, когда предполагается последовательное наложение продуктов многочисленных стадий гидротермального процесса, не позволяют удовлетворительно объяснить фактически существующую в принципе однотипную зональность эндогенных орео-

лов независимо от типа эндогенного оруденения, что признаётся практически всеми исследователями. Различия заключаются лишь в абсолютных значениях чисел, характеризующих концентрацию тех или иных химических элементов, составляющих ореол, и вариациях последовательности зон концентрации относительно рудного тела.

Для удовлетворительного объяснения этого феномена необходимо использование иной модели образования кварцевых или сульфидных жил и их сообществ, учитывающей изначальную концентрацию главных жило- и рудообразующих компонентов, способ и форму миграции и выполнения пространства, обеспечивающих компактную кристаллизацию, субконцентрическую симметрично-асимметричную минералого-геохимическую зональность рудоносных минеральных тел и связанных с ними зонально построенных геохимических ореолов.

Только используя принципиально новую модель образования рудоносных кварцевых жил, разработанную автором [Юргенсон, 2003], удовлетворительно объясняющую главные свойства жильных рудных тел и связанных с ними эндогенных геохимических ореолов, можно разработать адекватные критерии поисков и локального прогноза на глубину и формационной типизации оруденения, а также и оценки его масштабов, т. е. локального прогноза. Основанный на ней методологический подход позволил разработать минералого-геохимическую методику и технологию глубинных поисков и оценки не выходящего на дневную поверхность эндогенного оруденения на основе изучения типоморфизма минералов, продуктивных минеральных комплексов и соответствующих им надрудных зон.

Основной целью предлагаемой работы является повышение эффективности и надёжности глубинных поисков эндогенного, прежде всего золотосеребряного, оруденения и разбраковки площадей и объектов на ранних стадиях их изучения.

Глава 1. Методика и объёмы исследований

1.1. Аналитический обзор

Одним из основополагающих критериев возможного оруденения в типичных геологоструктурных ситуациях является высокая контрастность геохимических ореолов. Опыт показывает, что в случае невскрытых эрозий рудных тел, находящихся на расстоянии всего 150–250 м от земной поверхности, контрастные ореолы могут не возникать, хотя спорадическое окварцевание, пиритизация и карбонатизация отмечаются. При этом содержания индикаторных элементов близки к кларковым либо незначительно их превышают, вторичные геохимические ореолы, как правило, смещены относительно локализации коренных рудных тел. Недостатком существующих методик, намного снижающих эффективность геолого-съёмочных и поисковых работ, является слабое использование основных носителей геохимической и генетической информации – рудообразующих минералов и их комплексов. Нередки пропуски рудных тел и жил вследствие неправильной оценки вероятной рудоносности той или иной зоны минерализации.

На территории страны известно множество неоценённых либо отрицательно оценённых традиционными методами выходов на дневную поверхность или уже вскрытых горными выработками, подсечённых буровыми скважинами кварцевых, кварцево-сульфидных, кварцево-флюоритовых и других жил либо минерализованных зон, которые контрастно в геохимических ореолах не выражены, и существенно повышенных концентраций рудных элементов, либо элементов-индикаторов оруденения не содержат. Использование для оценки их связей с не выходящими на дневную поверхность рудными телами традиционных методов, включая и комплексирование геохимических, геофизических, структурно-геологических и других подходов, зачастую не даёт возможности однозначно прогнозировать оруденение, не говоря об определении его рудно-формационной принадлежности и масштабах оруденения. Недостаточность информации о минеральной природе геохимических аномалий не позволяет уверенно судить о возможной рудно-формационной природе объектов, с которыми связана геохимическая аномалия. Например, геохимические аномалии концентраций фтора, полученные фторометрией, ассоциирующиеся с аномальными концентрациями бериллия, могут быть проинтерпретированы как связанные с пегматитами, апокарбонатными или апогранитными грейзенами, как с берилловыми, так и с фенакит-бертрандитовыми рудами. Предпочтительность фенакит-бертрандитовых руд перед берилловыми грейзенами и пегматитами очевидна, т. к. в берилле содержится 9-12 % BeO, а в фенаките и бертрандите - до 44 %.

По геохимическим аномалиям месторождения золота золотокварцево-сульфидные формации и свинцово-цинковые месторождения различаются несущественно. В то же время важность определения принадлежности ореола к месторождению золота либо полиметаллическому на ранних стадиях их оценки очевидна. Имеющийся опыт показывает, что решение задачи глубинных поисков и оценки на основе использования типоморфизма может быть достаточно эффективным [а. с. 1205655; а. с. 1010588; а. с. 1189244; Юргенсон, 1988, 1989; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991; Юргенсон, 2011–2013 и др.].

Для повышения эффективности и надёжности глубинных поисков, получения надёжной информации о рудно-формационной принадлежности объекта и разбраковки площадей на ранних стадиях изучения необходимо использование минералого-геохимических методик и технологий глубинных поисков и оценки не выходящего на дневную поверхность золотого и серебря-

ного оруденения, основанных на изучении типоморфизма минералов, прежде всего метрируемых типоморфных признаков жильного кварца, пирита, флюорита, слоистых силикатов и других минералов и устойчивых минеральных парагенезисов и их ассоциаций (комплексов).

1.1.1. Геохимические методы, Их достоинства и недостатки

Используемые геохимические методы поисков скрытого оруденения изложены во многих специальных работах и руководствах [Авдонин, 1996; Алексеенко, Войткевич, 1979; Геохимические..., 1988; Григоров, 1990; Григорян, 1987; Григорян, Янишевский, 1968; Григорян и др., 1983; Жабин и др., 1987; Китаев, 1982; Критерии..., 1986; Мельцер, 1995; Методика..., 1989; Научные..., 1979; Невструев, 1984 Методика..., 1989; Научные..., 1970, 1980 и др.] и широко используются при производстве ГРР. Однако они дают информацию лишь об элементном составе ореолов. Стандартные литохимические методы требуют значительных затрат на опробование и обработку проб, не давая возможности однозначно решать вопросы минеральной природы, а значит, и формационной принадлежности и уровня эрозионного среза объектов. Несмотря на то, что в результате работ С. В. Григоряна, Л. Н. Овчинникова, Е. М. Янишевского и других исследователей [Григоров, 1990; Григорян, 1987, 1990; Научные..., 1970] установлены геохимические ряды зональности эндогенных ореолов, которые в общем виде типичны для всех гидротермальных месторождений, они в значительной мере идеализированы. В идеале они характерны только для конкретных рудных тел, сформированных в результате одноактного внедрения порции раствора-расплава или одностадийного процесса в чистом виде.

Имеющиеся данные по геохимической зональности эндогенных ореолов и основанные на них поисково-оценочные критерии, учитывающие однонаправленно изменяющиеся ряды типичных химических элементов, в полной мере не учитывают ни меру симметричности-асимметричности жильных тел [Юргенсон, 1991, 1997а, 2003; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1989, 1991], ни наложенные процессы в пределах развития полистадийных систем. Лишь в конце XX в. И. В. Гольдмахером [1990] стала учитываться симметрично-асимметричная зональность первичных эндогенных ореолов.

Существенные осложнения известных рядов геохимической зональности образуются в связи с явлениями привноса-выноса определённых рудных и петрогенных элементов из околорудных пород и накопления их в надрудных зонах. Поэтому в надрудных зонах ряда месторождений отмечаются повышенные концентрации бария, стронция, фтора, иттрия, титана, никеля, бора, серебра, свинца, цинка независимо от вида оруденения.

В ряде геохимических полей, отображающих рудную зональность, многие авторы, вслед за А. С. Григоровым [1990], [Гольдмахер, 1991; Тупяков и др., 1995], выделяют три основных зоны: 1) ядерную, характеризующую основную геохимическую ассоциацию и непосредственно облегающую рудные тела; 2) зону транзита, окаймляющую ядерную и отличающуюся относительно высокими концентрациями сидерофилов (Со, Ni, Cr), иногда бария, иттрия, марганца; 3) крайнюю, фронтальную зону с близкой к ядерной ассоциацией рудных элементов, но с пре-имущественным концентрированием подвижных элементов.

Для объяснения возрастания или снижения концентраций некоторых из них (Ва, Со, Ni, Cr) нет необходимости рассматривать их как подвижные, в частности, в зоне транзита. Не абсолютное, а относительное обогащение этими компонентами, связанными с породообразующими темноцветными минералами (Со, Cr, Ni) либо с сульфидами (Со, Ni), происходит в так называемой зоне транзита не вследствие их привноса, а за счёт выноса подвижных элементов, образующихся при разложении полевых шпатов (Са, Na) и слоистых силикатов (К, Mg, частично Fe, редкие щёлочи). При этом в относительно щелочных обстановках образуются карбонаты Fe и Мп, а в слабокислых – кварц. В зонах с восстановительной обстановкой формируются сульфиды (пирит, реже – арсенопирит), фиксирующие высвободившиеся сидерофилы (Со, Ni, Cr. Fe). Поэтому представления об их привносе в зону транзита или выноса из неё халькофилов нуждаются в доказательствах.

Существенное значение для понимания зональности эндогенных геохимических полей и ореолов имеет знание их многоуровневой структуры, обусловленной как иерархией основных структурно-морфологических построек (минеральные тела – жилы или линзы, – их свиты и дру-

гие сообщества), являющихся продуктами одной или множества стадий, так и дискретностью компонентов рудно-магматических систем. Последние слагаются системами жил, жильных зон, даек и блоков вмещающих пород.

Примеры влияния полистадийности процесса на отклонения от типичной геохимической зональности приводят В. А. Алексеенко и Г. В. Войткевич [1979] при описании особенности строения ореолов на Тырныаузском вольфрамо-молибденовом месторождении. Ореолы шеелитмолибденового оруденения характеризуются накоплением в верхних частях бария, а в средних и нижних — молибдена, вольфрама и олова. Ореолы кварцево-молибденового оруденения в верхних частях обогащены барием, сурьмой и мышьяком, а нижние — молибденом и вольфрамом.

Надрудные ореолы близповерхностных месторождений золота и серебра содержат ртуть, сурьму, мышьяк, серебро, золото. Этот ряд элементов отражает вертикальную зональность в распределении ореолов с максимумами их концентраций. Для месторождений МЗСФ, как показано Р. В. Грабеклисом на примере Балейского рудного поля, указанная смена по вертикали фиксируется только в вертикальной полосе шириной около 40 м в надрудной части, а за пределами этой полосы до глубины 230 м существует лишь неконтрастный ореол ртути [Грабеклис, 1991]. И лишь с глубин 230 м появляется комплексный медно-серебряно-ртутно-мышьяковый ореол, который сам по себе не является типохимическим для месторождений этой формации, т. к. аналогичные ассоциации элементов характерны как для многих среднеглубинных месторождений золота, так и золотомолибденовых. Если же учесть данные Н. А. Китаева [1982] о том, что для месторождения Кортез в ассоциации с мышьяком, сурьмой, ртутью и золотом фиксируются необычно высокие содержания вольфрама, то и эти критерии в чистом виде не дают оснований для однозначных решений. Поэтому геохимические ореолы сами по себе далеко не всегда могут быть достаточным критерием для прогнозирования и тем более, — оценки конкретного эндогенного оруденения.

С. В. Григорян и Е. М. Янишевский в известной работе [1968, рис. 1, с. 6], которая представляется как основополагающая для всей геохимии эндогенных ореолов в практике литохимических поисков, однозначно показали невозможность надёжной интерпретации вероятной продуктивности возможных рудных тел через посредство продуктивности эндогенных ореолов. Отсюда вытекает одно из важнейших ограничений использования эндогенных геохимических ореолов для прогнозирования и оценки промышленного оруденения.

Анализ эффективности геохимических данных и способов их интерпретации показывает, что большинство известных к настоящему времени геохимических аномалий отражает результаты локально развитых процессов непромышленной минерализации либо отдельные зоны с повышенными, но непромышленными концентрациями полезных компонентов, либо остатки эродированных месторождений. И лишь незначительная часть аномалий соответствует рудным месторождениям.

Одним из слабо разработанных разделов прикладной геохимии в её классическом варианте [Алексеенко, Войткевич, 1979; Григорян, 1987; Григорян, Янишевский, 1968] до сих пор остаются способы выделения аномалий, имеющих отношение к рудным месторождениям и прогнозной оценки масштабов оруденения.

В результате НИР и опытно-методических работ на территории Восточного Забайкалья Р. А. Баумштейном (1979 г.), И. В. Гольдмахером (1982, 1998 гг.), В. Р. Грабеклисом (1991 г.), С. П. Карелиным и др. (1992 г.), Н. А. Китаевым (1967, 1990 гг.), В. А. Напартэ (1969 г.), Г. А. Юргенсоном и Т. Н. Юргенсон [1991], Г. А. Юргенсоном [1996, 2003–2013] для широкого спектра золоторудных месторождений изучено отображение их в геохимических полях. Определено, что важнейшим приёмом на ранних стадиях изучения вероятной промышленной золотоносности площадей является отнесение их к определённому минерально-геохимическому типу [Грабеклис и др., 1982]. Однако набор элементов-индикаторов в ореольном пространстве мало зависит от типа месторождения. Практически только Sb не является сквозным, что характерно для всех регионов [Гамянин, Горячев, 1983; Геохимические..., 1970, 1988].

Такие статистические признаки, как возрастание дисперсий в зависимости от средних значений концентраций [Смыслов, 1975; Таусон, 1977; наши данные, 1985—1996], увеличение дисперсий средних содержаний в околорудном пространстве промышленных рудных тел [Канцель, 1977] и т. д. также не всегда поддаются однозначной интерпретации в силу наложенности различных процессов, структурных осложнений зональности и т. д.

Г. А. Вострокнутовым в 1982 г. предложено использование комплексных критериев прогнозно-поисковой интерпретации литохимических данных с использованием нормирования заданных минимально рудных концентраций элементов. Способ позволяет оценивать вероятную рудоносность пород и вектор приближения к вероятному оруденению, исходя из заданного типа геохимической зональности. Но в этом и заключается недостаток метода, т. к. вид геохимического ряда зональности априори знать невозможно без определения рудно-формационной принадлежности искомого объекта. Этот же недостаток заложен и в способ определения прогнозируемого геохимического типа, пространственного положения (эрозионного среза) и масштабов оруденения. Весь известный опыт геохимических поисков рудных месторождений свидетельствует о том, что методы ореольной геохимии в чистом комплексе с геофизическими и геолого-структурными исследованиями наиболее целесообразно использовать лишь на ранних подготовительных средне- и крупномасштабных поисковых и поисково-оценочных стадиях работ при разбраковке площадей. Здесь они незаменимы и дают максимальную для метода эффективность.

Для решения задач, связанных с поисками и идентификацией рудных тел и их сообществ по эндогенным ореолам, необходима разработка типохимического анализа эндогенных ореолов на основе использования теории и приёмов типоморфического анализа в варианте, разработанном нами [Юргенсон, 1996а, 1996б, 2003; Юргенсон, Грабеклис, 1995; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1989, 1991]. Практически это требует выявления типоморфных признаков эндогенных ореолов, связанных с определёнными рудно-формационными типами промышленных эндогенных месторождений.

Вторичные ореолы не могут быть однозначно интерпретированы и адекватно отражать присутствие промышленных концентраций рудного вещества. Поэтому всё большее значение приобретают первичные ореолы и основанные на них критерии локального прогнозирования. Наиболее полно первичные геохимические ореолы золоторудных месторождений в Восточном Забайкалье изучены Р. А. Баумштейном, И. В. Гольдмахером (1982, 1991 гг.), Р. В. Грабеклисом и др. (1982, 1992 гг.).

Основной приём прогнозирования заключается в использовании принципа сравнения численных типоморфных признаков изучаемого объекта и эталона. Эти признаки выражаются через различные коэффициенты, которые получаются математической обработкой данных о концентрациях типоморфных ассоциаций элементов месторождений-эталонов формационных типов.

В соответствии со сложившимися представлениями они должны дать возможность, вопервых, относить геохимическое поле к одной из известных рудных формаций; во-вторых, оценивать вероятность принадлежности его к промышленному месторождению; в-третьих, определить уровень эрозионного среза. Если первая и вторая группы критериев должны отражать минералого-геохимический образ объектов на основе определённых формационных ассоциаций элементов и соотношений их концентраций, то третья — меру различий в концентрациях и их соотношениях, векторах и градиентах изменения в зависимости от минералого-геохимической зональности объекта.

Однако коэффициенты, отображающие концентрации элементов-примесей в эндогенных ореолах, далеко не всегда, как показано ниже и признаётся специалистами-геохимиками, дают возможность только по геохимическим данным провести формационную типизацию и однозначное решение всех перечисленных выше частных задач, связанных с глубинными поисками.

Более того, как справедливо считал И. В. Гольдмахер (1991 г.), однозначных методик интерпретации геохимических аномалий пока не существует. Опыт свидетельствует скорее об индивидуальности каждого объекта, естественно, при наличии многих общих черт.

Наиболее сложной проблемой при разработке методик оценки геохимических аномалий является, по И. В. Гольдмахеру, слабая разработанность понятия геохимического эталона рудного месторождения и практически отсутствие геохимической классификации месторождений. Этот автор предлагал методику геохимических поисков строить на анализе парагенетических ассоциаций химических элементов, типичных для конкретных месторождений. На примере Уконикского и Итакинского рудных полей в Восточном Забайкалье с использованием факторного анализа, позволяющего выделить факторные ассоциации, а в их составе – рудные факторные ассоциации (РФА), надрудные и подрудные, И. В. Гольдмахером подтверждено, что только рудные факторные ассоциации, а не все, отражают тип оруденения и уровень эрозионного среза рудных зон.

На этом основании им выделены типоморфные РФА, имеющие устойчивый элементный состав как в пределах отдельных рудных зон, так и месторождений в целом. При этом на «набор» элементов, входящих в их состав, как он справедливо считал, размеры рудных тел существенного влияния не оказывают. Этот вывод подтверждает приведённый нами выше тезис о том, что одна из важнейших задач, а именно определение отношения той или иной геохимической аномалии к промышленному месторождению, не нашла разрешения чисто геохимическими методами.

1.1.2. Минералого-геохимические методы, их достоинства и недостатки

Минералогические и минералого-геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений в самых различных вариантах разрабатываются и используются давно. Это, прежде всего, относится к классическому шлиховому методу со всеми его вариантами, включая шлихо-геохимический метод, предложенный Костериным; это относится к валунно-галечному методу, где основу также составляет минералого-петрографический подход.

Начиная с 1965 г., в СССР широко развивались методы и приёмы изучения типоморфизма минералов [а. с. 1189244; Гамянин, Горячев, 1983; Гинзбург и др., 1981; Горячев и др., 1988; Горячев, 1998; Гуреев, Гребенчиков, 1979; Доломанова, Власова, 1974; Евзикова, 1984; Кузьмин и др., 1979; Лазько и др., 1981; Методические..., 1983; Научные..., 1980; Петровская, 1973; Радиоспектроскопия..., 1987; Состав и ..., 1976; Типоморфизм..., 1981; Типоморфизм..., 1983; Типоморфизм..., 1987; Типоморфизм минералов, 1989; Юргенсон, 1984а, б, 1985, 1989, 1990, 1993, 1996б, 1997, 2003; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1987; Т. Н. Юргенсон, 1986, 1987, 1996; Юргенсон, Ехлаков, 1990; Юшкин, 1977]. Результаты изучения типоморфизма минералов легли в основу новых минералогических и минералого-геохимических поисково-оценочных критериев эндогенного оруденения [Гамянин, Горячев, 1983; Гинзбург и др., 1982; Горячев, 1985; Евзикова, 1984; Китаев, 1982; Кузьмин, 1999; Ляхович, 1968; Методические..., 1983; Типоморфизм..., 1987; Юргенсон, 1987а, б, 1988, 1993, 1997а, 1998, 2001, 2003, 2004, 20046, 2008, 20086, 2008в, 2011, 2012; Yurgenson, 2001 и др.], а также методик и способов поисков рудных месторождений [Юргенсон, 2004а, 2007, 2013; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991].

В ряде работ произошло смыкание собственно геохимических методов с минералогическими. Первые давали возможность с учётом уровней организации минерального вещества [Юргенсон, 1991, 2003, 2012; Юргенсон, Грабеклис, 1995] получить информацию о концентрациях химических элементов в минеральных телах, а вторые — понять природу носителей этих элементов и условия концентрации. Использование методов типоморфического анализа позволило получить метрируемые типоморфные (типохимические) признаки рудоносных или нерудоносных минеральных тел на разных пространственно-временных уровнях (зонах) их развития и на этой основе разработать и усовершенствовать соответствующий минералого-геохимический «Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений», защищённый авторским свидетельством СССР № 1189244, а также отраслевую «Минералого-геохимическую методику определения рудно-формационной принадлежности и оценки эрозионного среза среднеглубинных месторождений золота», одобренную и рекомендованную к внедрению Мингео СССР в 1991 г. Усовершенствованный способ успешно использован автором в 2009—2011гг. в Монголии при поисках золотого оруденения [Юргенсон, 2012, 2013]. В последние годы выдвинута концепция возможной связи малоглубинного золотосеребряного и флюоритового оруденения [Юргенсон, 2004, 2011, 2012].

К недостаткам минералогических методов с использованием типоморфизма минералов некоторые практики относят высокую наукоёмкость и необходимость использования современных инструментальных методов исследований, требующих высококвалифицированных специалистов и соответствующее аппаратурное обеспечение. Но эти недостатки, кажущиеся и при высокопрофессиональном их рассмотрении с позиций эффективности и надёжности, фактически оказываются достоинствами. Причина этого кроется в том, что точные инструментальные методы позволяют выявлять сущность минералогенетических процессов, раскрывая минералогенетическую информацию, заложенную в минералах, содержащих её в виде матричных и примесных рудных элементов и в качестве свойств этих минералов [Доломанова, Власова, 1974; Радиоспектроскопия..., 1987; Юргенсон, 1984а, 1988, 2003, 2011, 2012; Юргенсон и др., 1978; Юргенсон, Тумуров, 1980; Юргенсон, Ехлаков, 1990; Юшкин, 1977 и др.].

Так же, как и при решении задач определения эрозионного среза и отнесения того или иного объекта к надрудной зоне месторождения, нередко исходили из представлений о существовании однонаправленной вертикальной зональности рудных месторождений. Эти представления обосновывались длительным непрерывно-прерывистым поступлением гидротермальных растворов по системам ослабленных зон или трещин. Зональность при этом рассматривалась как следствие понижения температур при их движении снизу (от глубинных высокотемпературных очагов) вверх. Эта зональность рассматривалась, прежде всего, как температурная и вследствие этого – однонаправленная. На практике изучения, особенно при разведке и отработке рудных месторождений, она далеко не всегда выявлялась, а для отдельных объектов определялась как обратная. Попытки выстроить единую геохимическую и рудную зональность, типичную для всех объектов, приводили к противоречивым данным. Это обусловлено тем, что все изучаемые месторождения вскрыты эрозией в различных своих частях даже на одном гипсометрическом уровне. Поэтому даже в пределах одного рудного поля вследствие кулисообразного расположения конкретных жил в одних местах вскрывались и отрабатывались их рудные и нижнерудные части, например, собственно Балейское месторождение, а в других – надрудные и верхнерудные (верхние горизонты Тасеевского месторождения). Это же относится, например, к разным частям Итакинского, Дарасунского и других рудных полей.

Только в результате детального изучения конкретных жильных или линзовидных рудоносных тел методом минералогического картирования, теоретически обоснованного Н. П. Юшкиным в 70–90-х гг. ХХ в., была установлена субконцентрическая асимметрично-симметричная зональность большинства гидротермальных рудоносных жил. Субконцентрическая асимметрично-симметричная зональность пространственной изменчивости проявлена не только для минералогогеохимических признаков (минеральный состав, структуры и текстуры, элементы-примеси), но и в физических свойствах главных рудообразующих минералов: кварца, пирита, арсенопирита, касситерита, вольфрамита и др. Эти данные получены во многом благодаря исследованиям В. И. Красникова и др. [Методические..., 1983], В. И. Кузьмина и др. [1979], Н. З. Евзиковой [1984], других исследователей, а также благодаря нашим исследованиям [Юргенсон, 1984а, б, 2003 и др.; Т. Н. Юргенсон, 1986, 1987, 1996].

При этом закономерное пространственно-временное изменение состава и свойств главных рудообразующих минералов обусловлено центростремительной кристаллизацией минералов и их ассоциаций в рудоносных кварцевых жилах.

Субконцентрическая симметрично-асимметричная зональность рудных жил обусловливает подобие зональности эндогенных геохимических ореолов. Именно такой подход к интерпретации зональности аномальных геохимических полей позволяет, как это продемонстрировано И. В. Гольдмахером в 1991 г. на примере Уконикского и Итакинского рудных полей, надеяться на успешное использование комплексирования геохимических и минералогических методов локального прогноза и глубинных поисков.

1.1.3. Основные принципы нового подхода к решению задачи локального прогноза и глубинных поисков

Из приведённого выше краткого обзора состояния проблемы локального прогноза, глубинных поисков и оценки не выходящего на дневную поверхность эндогенного оруденения в части использования геохимических, минералогических и минералого-геохимических критериев оруденения, а также методов поисков вытекает необходимость разработки научной основы такой универсальной методики глубинных поисков, которая бы сочетала в себе экспрессность геохимических методов и надёжность минералогических, обусловленную фундаментальными подходами раскрытия сущности минералогенетических процессов. Методологической основой такой методики является типоморфический (типохимический) анализ, позволяющий на количественной основе выявить и использовать признаки и критерии, являющиеся типическими для определённого формационного типа объектов или его части (зоны рудных индикаторов, верхнерудной, рудной, подрудной) и отличительными от всех других [Юргенсон, 1993, 1997, 2003]. Теоретической основой такой методики является универсальная модель образования рудоносных кварцевых жил [Юргенсон, 2000, 2003].

1.2. Методика научно-исследовательских работ

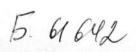
1.2.1. Рудно-формационная типизация объектов

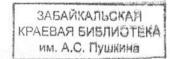
Исходя из опыта научно-исследовательских работ (НИР), выполнявшихся под руководством автора в 1969—2007 гг., а также с учётом использования критериев, основанных на изучении эндогенных геохимических ореолов [Алексеенко, Войткевич, 1979; Геохимические методы..., 1973; Григоров, 1990; Григорян, 1987; Григорян, Янишевский, 1968; Григорян и др., 1983, Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991], методика исследования предусматривала доработку базовой рудно-формационной типизации рудных месторождений на основе общепринятых представлений о рудных формациях. Вслед за Н. В. Петровской [1973], М. Б. Бородаевской и др. [Классификация..., 1987], Д. И. Горжевским и др. [1986], Д. В. Рундквистом и др. [Критерии..., 1986], учитывая данные В. А. Кузнецова, А. А. Оболенского, В. Т. Покалова и других исследователей, рудная формация автором понимается как совокупность месторождений, однотипных по условиям образования и нахождения, элементному и минеральному составу [Юргенсон, 2003]. Группы объектов в пределах определённой рудной формации объединяются по главному рудному и жильному компоненту, глубине образования, геолого-структурной позиции и мере генетической связи с магматизмом. Эти принципы заложены в базовую типизацию, которая использована для выработки минералого-геохимических критериев. Она представлена в табл. 1.1.

Таблица 1.1 Рудно-формационная систематика изученных месторождений золота

Рудная формация		Рудно-формационные признаки и месторождения				
	Фация глубинности	Связь с магматизмом, морфологический тип, вмещающая среда	Минеральный тип	Месторождение		
		В связи с близповерхностной гидротермальной деятельностью	Малосульфидный золото- серебряно-сульфосольно- силикатно-кварцевый	Балейско- Тасеевское		
		Без чётко выраженной связи	То же	Куниканское (непромышленное)		
		С чётко выраженной связью	То же	Агинское		
		То же	Малосульфидный золото- аргентитово-сульфосоль- но-адулярово-кварцевый	Карамкенское		
Золотосеребряная- халцедон(адуляр)- кварцевая	Малоглубинная	С чётко выраженной связью и наложенным пострудным магматизмом	Малосульфидно- золототеллуридно- сульфосольно-силикатно- кварцевый со скарновым комплексом	Многовершинное Хаканджинское		
g.		То же	Серебряно-аргентитово- сульфосольно-галенитово- сфалеритово-адулярово- кварцевый со скарновым комплексом	Дукатское		
		С чётко выраженной связью	Малосульфидный золото- аргентитово-сульфосоль- но-гематитово-пиритово- кварцевый	Малеевское Мютенбай		
Золотосульфидно- флюоритово-	Малоглубинная и переходная	Без видимой связи, на контактах палеозойских гранитов и биотитовых гнейсов и сланцев	Золотопетцитово- сульфидно-адулярово-	Верхне- кручининское		

		С чётко выраженной связью	Золотосульфосольно- антимонитово- арсенопиритово-	Итакинское
Золотосульфидно- кварцевая	Среднеглубинная		кварцевый Золотосульфидно- кварцевый	Карийское рудное поле (Пильненское, Дмитриевское, Сульфидная)
		Жилы в диафторированных породах амфиболитовой фации	То же	р. М. Столбовая В.Бахтарнак Кедровское Каролонская зона
		С чётко выраженной связью и локализацией в магматиче- ских породах или вулкано- генно-осадочных толщах, на контактах диабазов и песчани- ково-сланцевой толщи	золотокварцевый	Коммунаровское Саралинское Караль-Веемское
		В гранодиоритах, щелочных гранитах	То же	Фатимовское
		Парагенетические и генетические с диорит-монцонитами, диоритовыми порфиритами монцонитового ряда, щелочными диоритами и габбро	Умеренно-сульфидный (5–19 %) золотосульфидно- кварцевый	Среднеголготайское отдельные зоны Верхнеалиинского (Восточная, Западная) Сосновское, жила Алексеевская
		То же	Золотосеребряный сульфидно-кварцевый	Теремки
		То же	Золотоантимонитово-кварцевый	Сарылахское
		В связи с граносиенитами и щелочными гранитами	Золотокварцево- сульфидно-магнетитово- силикатный	Талатуйское Новинка
Золотокварцево- сульфидная		С чётко выраженной связью, жильный	Золотосульфосольно- кварцево-сульфидный (сульфидов до 50 % и более)	Дарасунское Ключевское Берёзовское Уконикское
	Среднеглубинная	Без четко выраженной связи, в песчаниково-сланцевых тол- щах, жильный, в сопровождении даек кислого состава	Малосульфидный золотокварцевый	Токурское
Золотокварцевая	16	То же	То же	Нежданинское Воскресенское Любавинское Николаевское Хавергинское
		В биотитовых сланцах, амфи- болитах, мраморах, минерали- зованные жилы и зоны	Золотошеелитово- арсенопиритово- кварцевый	Казаковское
	Переходная к глубинной и глубинная	В песчанико-сланцевых тол- щах биотитовой субфации фации зелёных сланцев, без чётко выраженной связи с маг- матизмом, кварцевые жилы, линзы, зоны штокверков	Малосульфидный золотокварцевый	Советское Мурунтау
		Без чётко выраженной связи, но с парагенетической связью с граносиенитами, жильные зоны, штокверки	То же	Бесапантау Мютенбай





Рудная формация	Рудно-формационные признаки и месторождения				
	Фация глубинности	Связь с магматизмом, морфологический тип, вмещающая среда	Минеральный тип	Месторождение	
Золотокварцевая	Глубинная	Жилы в диафторированных породах амфиболитовой фации		Ирокиндинское	
Медно-молибден- порфировая и переходные к ней	Среднеглубинная	С чётко выраженной связью с гранитным магматизмом, в нормальных и субщелочных гранитах	Золотосульфосольно- молибденитово- сульфидный	Давендинское Шахтаминское	
		То же	Золотошеелитово- молибденитово- халькопиритово- пиритово-пирротиново- кварцево-полевошпатовый	Бугдаинское	
			Молибденитово- халькопиритово- пиритово-кварцево- полевошпатовый	Жирекенское	
Шеелитово- сульфидно- силикатная		С видимой связью, в биотитовых сланцах, гнейсах	Шеелитово- арсенопиритово- силикатно-кварцевый	Кти-Тебердинское Пешковское	

Для получения типохимических признаков, позволяющих разработать однозначно работающие критерии, методикой НИР предусматривалось сравнительное изучение надрудных, рудных и подрудных зон широкого спектра рудных месторождений, особое внимание обращалось на те из них, где известны и по горнотехническим условиям могут быть опробованы не только все из перечисленных зон по вертикали, но и зоны рудных индикаторов и надрудных метасоматитов. С этой целью из широкого спектра объектов, представленных в табл. 1.1, проведено полевое изучение: рудовмещающих горных пород надрудной зоны (зоны рудных индикаторов) Тасеевского месторождения, вскрытых Опытным карьером; надрудных и околорудных пород Верхнеалиинского месторождения (Восточная зона); надрудных частей жил на юго-западном участке Дарасунского рудного поля; зоны рудного прожилкования в андезитах шадоронской серии над Андрюшкинским месторождением; надрудных участков в пределах Итакинского и Уконинкского рудных полей; зоны надрудных метасоматитов Ишиканского участка; надрудной зоны Нежданинского месторождения; околорудно-изменённых пород Токурского месторождения; околорудно-изменённых и рудовмещающих пород верхних частей новых участков месторождения Мурунтау (Узбекистан); флангов золотомолибденовых кварцевых жил Шахтаминского месторождения; надрудных метасоматически изменённых пород Александровского месторождения золота; надрудных зон одного из новых объектов в Монголии.

1.2.2. Методы отбора, подготовки и исследования проб

В жильных телах небольшой мощности выборка формируется в виде последовательно отбираемых образцов в направлении от лежачего бока к висячему на всю мощность тела. При необходимости, для определения направлений наращивания слоёв или зон, образцы, слагающие пробу, ориентируются в пространстве. В случае больших мощностей жил (более 2,5–3 м) в выборке увеличивается число образцов (проб). Если мощность жилы составляет 20–30 м, отбирается 3–4 сечения одно под другим на расстоянии, зависящем от горнотехнических условий, но не ближе 1 м одно от другого. При опробовании жильных зон на полную мощность опробуется жила, а в околожильном пространстве обязательно берутся образцы, прилегающие к ней со стороны обоих контактов, далее в межжильном пространстве отбираются пробы (образцы) с интервалом 0,5–1,0 м. Общее число проб в сечении (выборке) должно быть не менее 22–23 шт. для достоверности данных, получаемых при статистической обработке.

Околорудноизменённые породы или зоны прожилково-вкрапленных руд опробуются на полную мощность. Интервалы отбора образцов определяются необходимостью иметь представительную выборку по каждой минералого-морфоструктурной разновидности руд или околорудно-изменённых пород. В маломощных телах (до 2–3 м) проводится сплошное опробование.

Минерализованные зоны опробуются исходя из требований, которые указаны выше для зон околорудноизменённых пород либо прожилково-вкраплённых руд. В тех случаях, когда мощности их велики (100 и более метров), в зависимости от частоты смены минерального состава, структурно-текстурных особенностей, видов изменяющихся горных пород опробование проводится в соответствии с требованием «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» [1983, разд. 5.7, § 39–109].

Каждый из изучаемых объектов по мере возможности (обнажённость на различных гипсометрических уровнях, наличие подземных и поверхностных горных выработок, наличие керна скважин) опробован на различных уровнях их подсечения с целью расчётов градиентов изменений признаков в зависимости от удалённости от рудного тела с промышленными содержаниями.

1.2.3. Основные особенности подготовки проб к исследованию

Штуфные пробы, отобранные при опробовании каждого конкретного сечения, подвергаются распиловке для изготовления прозрачных и полированных шлифов и пластин (для малых выборок — все, для выборок более 22 шт. — 50 %), дроблению и истиранию 1/4 дроблёного материала для проведения полного приближённо-качественного спектрального анализа методом испарения и просыпки, золотометрии, количественного анализа методом ISP MS, при содержаниях золота более 5 г/т — пробирным анализом для заверки полученных данных [Юргенсон, 1988, 2003, 2012; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991].

Дроблёный материал, не подвергающийся истиранию, используется в качестве протолочки, которая фракционируется общеизвестным способом на лёгкую и тяжёлую фракцию и подвергается минералогическому анализу с целью выявления минералов-индикаторов оруденения, являющихся носителями рудных элементов и минералогенетической информации. При необходимости, после анализа протолочки из неё извлекается монофракция минералов-индикаторов оруденения для их изучения.

При малом выходе тяжёлых фракций из серии проб визуально близких пород тяжёлые фракции объединяются, и одно сечение из 22–23 проб может быть охарактеризовано тремя минералогическими анализами объединённых тяжёлых фракций. Лёгкая фракция анализируется всеми видами инструментальных методов, включая методы определения степени совершенства кристаллического строения (СКС) согласно разработанной нами методике [Юргенсон, Тумуров, 1980; Юргенсон, 1996, 2003].

Шлифы и аншлифы также могут изготавливаться не из всех образцов, а только различающихся визуально. Из существенно кварцевых агрегатов изготавливаются пластинки для ИКспектрофотометрических и минералотермобарогеохимических исследований.

Сколковые пробы подвергаются тем же операциям и анализам, что и штуфные пробы. Сокращение числа протолочек, прозрачных и полированных шлифов, пластин проводятся согласно приведённым выше принципам.

1.2.4. Виды аналитических работ

Методикой работ предусматривалось выполнение приближённо-количественных спектральных анализов методами просыпки и испарения на 40 элементов, количественных спектральных и рентгеноспектральных анализов, определение K, Na, Li, Cs, Pb методом фотометрии пламени. Атомно-абсорбционный анализ 10-процентов проб на Au и Ag, а также ртути. Методом ISP MS выполнялась теллурометрия. В последние годы использованы современные методы ISP MS в различных вариантах. Выполнение дифференциального термовесового анализа необходимо для изучения карбонатсодержащих пород, а также для диагностики слоистых силикатов, а также тяжёлых и лёгких фракций, что повышает информативность получаемых результатов и их контрастность. При необходимости производится изучение и диагностика глин и полевых

шпатов методом РФКА. Методикой предусматривается раздельный анализ общих исходных проб и легких фракций. С целью определения фаций глубинности проведено определение ${\rm H_2O/CO_2}$ в кварце в толстых шлифах по разработанной авторами методике с использованием ИКС [Юргенсон, 1991, 2003].

Согласно утверждённым Мингео СССР 1988 г. методическим рекомендациям, предусмотренным в «Способе поисков и разведки близповерхностных месторождений» [а. с. 1189244, 1984; Юргенсон, 1988, 1991], для прогнозирования золотосеребряного оруденения на глубину по выходам надрудных зон используются также методы ЕТЛ и определение температурного диапазона выхода воды. Перечень видов анализов и их число приведены в табл. 1.2.

Виды и объёмы основных аналитических работ

Таблица 1.2

Виды анализа	Число проб
Приближённо-количественный и количественный спектральный анализ	22827
ISP MS	1238
Атомно-абсорбционный анализ	2478
Спектрозолотометрия	9120
Фотометрия пламени	3400
Определение фтора	370
Определение ртути	1720
Определение теллура	1470
Рентгено-спектральное определение урана, рубидия	582
Съёмка ИК-спектров	3190
Термолюминесцентный анализ	4730
Определение температур α-β-переходов в кварце	378
Определение степени СКС	2980
Минералогический анализ	1660
Разделение минералов	1660
Определение структурных примесей методом ЭПР	120
Рентгеноструктурный анализ слоистых силикатов	126
Пробирный анализ на золото и серебро	3280

Для изучения зон окварцевания с халцедоновидным кварцем предусматривается проведение термолюминесцентных и термовесовых анализов. В 2012 г. способ дополнен термогравиметрическим определением фазовых переходов второго рода в кварце.

Для оперативного и однозначного определения принадлежности пирита надрудных зон к золоторудной формации использовалось электронно-микроскопическое определение микровключений петцита или выполнение теллурометрии [Т. Н. Юргенсон, 1996; Юргенсон, 2003].

Глава 2. Особенности важнейших месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

Покажем на примере наиболее типичных Балейско-Тасеевского, Карамкенского, Многовершинного, Агинского и Дукатского месторождений типоморфные особенности малоглубинной золотосеребряной формации (МЗСФ).

2.1. Особенности типоморфизма Балейского рудного поля

Балейское рудное поле включает два крупных месторождения золота — Балейское и Тасеевское, которые связаны единством геолого-структурного положения и особенностями рудообразующего процесса, варьирующими в зависимости от глубины образования и литологических особенностей вмещающей среды [Юргенсон, Грабеклис, 1995]. Для Балейского месторождения — это блок гранодиоритов каменноугольного возраста со спецификой физико-механических свойств, для Тасеевского — толща слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных пород юрско-мелового возраста (рис. 2.1, 2.2). Наименования свит даны в соответствии с [Балейское..., 1984] с изменениями [Юргенсон, 2011].

Геолого-структурная позиция. Рудные объекты МЗСФ в Балейском рудном районе приурочены к Ундинской депрессионной зоне, совмещённой в пределах района с зоной регионального глубинного Борщовочного разлома (рис. 2.1). По результатам определения абсолютного возраста адуляра калий-аргоновым методом из балейских золоторудных жил (120–114 млн лет) [Юргенсон, Грабеклис, 1995] и датировки вмещающих и перекрывающих пород палеонтологическими методами, время образования рудных объектов балейского типа приходится на меловой период. Заложение и максимум активности рудоконцентрирующих структур связаны со структурной перестройкой, означавшей начало этого времени (баррем).

Система рудовмещающих структур Балейского рудного поля, образующая близповерхностную ловушку золотоносных водно-силикатных расплавов, сформировалась на пересечении нетипичных купольно-складчатых дислокаций грабена и типичных дизьюнктивных нарушений, окаймляющих Борщовочный массив и Дутурульский блок, представляющих собою сочетание структурных элементов северозападного фланга зоны высокой тектоно-магматической активности в пределах кристаллического фундамента и элементов локальной Балейской вулкано-купольной кольцевой структуры.

Весь Балейский рудный узел, включающий Балейскую вулкано-купольную структуру, находится в обрамлении древних метаморфических толщ кулиндинской (джорольской) свиты. По данным В. Д. Пампуры [Балейское..., 1984], они обогащены золотом $(0,37-2,06\times10^{-2}~\text{г/т})$, ртутью (до $4,2\times1^{-2}~\text{г/т}$). В результате ультраметаморфических преобразований фрагментов этой толщи под воздействием магм киммерийской фазы активизации могли образоваться золотоносные магмы. Другим источником рудного вещества в магме могут быть продукты переплавления корового материала мантийным веществом. Однако достаточных доказательств этого пока не выявлено и вопрос источников рудного вещества огромного Балейского рудного района остаётся открытым.

Балейское рудное поле (рис. 2.2) составляет в пределах Ундинской зоны лишь небольшую часть площади распространения золотой минерализации балейского типа. Оно занимает площадь Балейского грабена с ближайшим его обрамлением. Среда, в которой формировались объекты Балейского рудного поля, литологически и химически неоднородна [Юргенсон, Грабеклис, 1995].

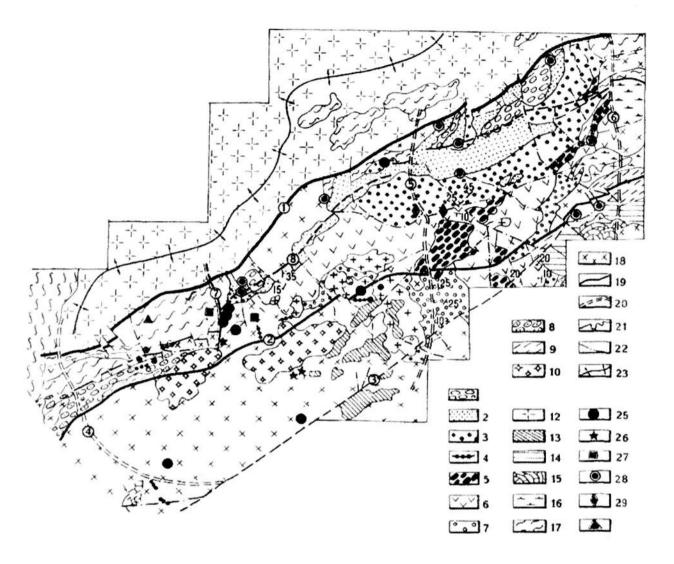


Рис. 2.1. Геолого-структурная карта Балейского района [по: Балейское..., 1984]:

І-4 – верхний структурный этаж: І – ундино-шилкинская серия (К, us) – конгломераты; 2 – новотроицкая серия (K, nt): песчаники, брекчии, конгломераты, с покровами андезито-базальтов и прослоями туфов; 3 - балейская серия (J, - K, bl): алевролиты, песчаники, конгломераты, брекчии с прослоями туфов, трахиандезиты; 4 — дайки кварцевых порфиров ($\lambda \pi K_1$); 5–12 — средний структурный этаж; 5–7 — шадоронская серия (J,sd): 5 – верхняя туфогенно-осадочная толща (J, sd^2) ; 6 – средняя эффузивная толща (J, sd^2) ; 7 – нижняя эффузивно-осадочная толща (J,sd1) - конгломераты, гравелиты, песчаники, андезиты, латиты; 8 - верхнегазимурская свита (J,vg) - валунногалечные конгломераты, гравелиты, песчаники; 9 - онтагаинская свита (Jon) - аргиллиты, алевролиты, песчаники; 10 – амуджикано-сретенский интрузивный комплекс (Jas) – штоки резко порфировидных гранитов, дайки гранодиорит-порфиров и гибридных лампрофиров; 11 - субвулканический комплекс преимущественно диоритовых порфиритов ($\delta\mu$ Ј,); 12 – борщовочный гранитоидный комплекс (γ Ј,br); 13–18 – нижний структурный этаж: 13 – газимурозаводская свита (C,gs) - ороговикованные песчаники и алевролиты, известняки; 14 - алтачинская свита (C,a1) - филлиты, песчаники, кварциты, известняки; 15 - быстринская свита (C_ibs) - известняки, доломиты, сланцы; 16 - уровская свита (C,ur) - гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты; 17 - кулиндинская свита (PRkl) - сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты; 18 – ундинский гранитоидный комплекс (убС); 19-25 – элементы структуры: 19 – крупные разломы (пунктиром – предполагаемые): 1 – Борщовочный; 2 – Петровский; 3 – Синдуинский; 20 – тектонические зоны: 4 - Калангуйская; 5 - Талангуйская; 6 - Куренгинская; 7 - Дутурульская; 21 - стратиграфические, интрузивные контакты; 22 – разломы высоких порядков; 23 – оси складок; 24 – элементы залегания полосчатости и слоистости; 25-27 - проявления позднеюрской минерализации: 25 - золота; 26 - молибдена; 27 - флюорита; 28-30 - проявления раннемелового оруденения: 28 - золота; 29 - ртути; 30 - сурьмы

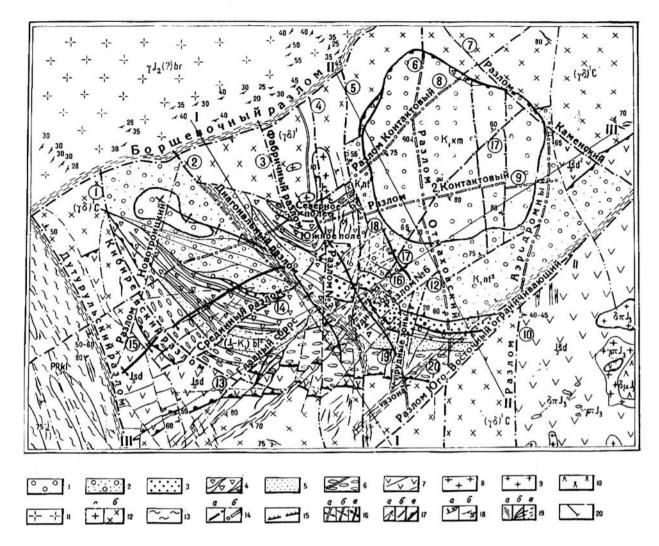


Рис. 2.2. Геолого-структурная карта Балейского рудного поля [по: Балейское..., 1984]: 1-6 – верхний структурный этаж; 1-3 – нижнемеловые свиты: 1 – нижнеундино-шилкинская (каменская) конгломератовая (K, us); 2 - верхненовотроицкая (K, nt2): дресвяники, конгломераты, мусорные породы, брекчии, песчаники, алевролиты; 3 – нижненовотроицкая (K_1 nt¹) – вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники; 4–6 – верхнеюрско-нижнемеловые свиты: 4 – верхнебалейская ($J_3 - K_1$ bl 3) – конгломерато-брекчии с прослоями конгломератов, песчаников, алевролитов; 5 – среднебалейская (J_3 – K_1 bl^2) – песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов, алевролитов; 6 – нижнебалейская (J_3 – K_1 bl^3) – конгломераты с прослоями песчаников; 7–11 – средний структурный этаж: 7 - шадоронская серия (J,sd) нерасчленённая - туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, туфы, туфо- и лавобрекчии среднего состава, андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 8-10 – субвулканический комплекс: 8 – гранодиорит-порфиры (у $\delta\pi J_1$); 9 — диоритовые порфириты ($\sigma\pi J_1$); 10 — диорит-монцониты ($\delta\mu J_1$); 11 — борщовочный комплекс $(\gamma J_0 br)$ порфировидных гранитов; 12-13 – нижний структурный этаж: 12 – ундинский гранитоидный комплекс $(\gamma \delta C)$; лейкократовые граниты и гранит-аплиты (a), диориты, гранодиориты, граниты (6); 13 – метаморфические образования кулиндинской свиты (PRkI); 14-18 - элементы структуры: 14-15 - разломы I порядка и II-III порядков: 14 - установленные, выходящие на поверхность (a), перекрытые (b); 15 – пологие тектонические зоны; 16 – оси складок – в нижнем (a), среднем (b), верхнем (b) структурных этажах; 17 – границы горизонтов (a), свит (b) и структурных этажах; жей (а); 18 — элементы залегания – слоистости, контактов пород, нарушений (а), полосчатости интрузивных пород (б); 19 — оруденение (жилы, жильные зоны): a — кварц-турмалиновые; сульфидно-кварцевые, флюорит-кварцевые; 6—a золотохалцедон-кварцевые жилы: δ – выходящие на эрозионный уровень; ϵ – слепые и перекрытые; 20 – линии разрезов; цифрами обозначены разломы: I – Кибиревский; 2 – Диагональный; 3 – Фабричный; 4 – Разлом № 3; 5 – Разлом № 1; 6 — Отмаховский; 7 — Каменский; 8 — Контактовый; 9 — II Контактовый; 10 — Аэродромный, 11— Юго-Восточный ограничивающий; 12 - Разлом № 6; 13 - Главный сброс; 14 - Срединный разлом; 15 - Новотроицкий; 16 - III зона; 17 – Промежуточная зона; 18 – IV зона; 19 – V–VI зоны; 20 – VIII зона

Основание и обрамление грабена сложены гранитоидами ундинского комплекса (карбон) и вулканитами (юра). Гранитоиды являются фундаментом рудного поля. В северной части рудного поля они имеют состав диоритов и кварцевых диоритов, к югу постепенно переходят в гранодиориты. Среди них отмечаются небольшие тела гранитов, дайки и мелкие штоки диоритовых порфиритов. Вулканиты залегают полосой широтного направления по южному краю грабена. В

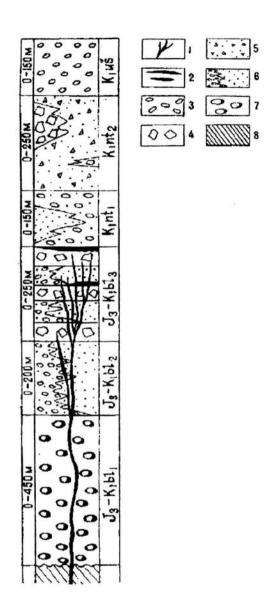


Рис. 2.3. Стратиграфическая схема терригенных отложений и положение в них золотоносных жил в Балейском грабене [по: Балейское..., 1984]:

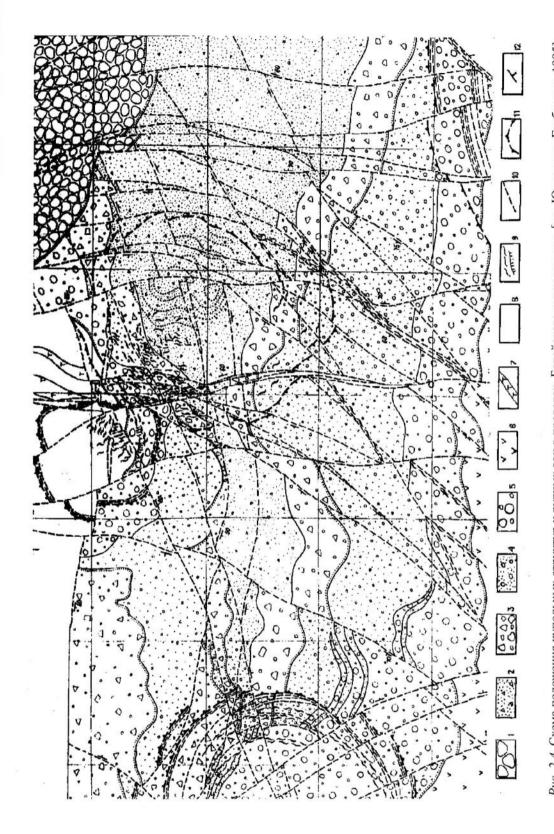
I — золотокварцевые жилы; 2 — тела существенно кремнезёмистых пород; 3 — золотоносные конгломераты; 4 — конгломерато-брекчии; 5 — гравелиты, дресвяники, мусорные породы; 6— песчаники, гравелиты; 7 — конгломераты; 8 — породы основания впадины

основном это породы андезитового состава (лавы, лавобрекчии, разнообразные пирокластические образования от глыбовых туфобрекчий до тонкозернистых туфов); встречаются породы дацитового состава, конгломераты, песчаники, алевролиты. Мощность толщи вулканитов в пределах рудного поля не превышает 200 м. Заполнен грабен главным образом терригенными осадочными образованиями (поздняя юра, ранний мел). Разрез их имеет ритмичное строение (рис. 2.3) [Юргенсон, Грабеклис, 1995]. Выявлена система купольных структур, связанных с процессом внедрения гранитоидов и последующего наложенного на них Балейского штокверка (рис. 2.4).

В Северном карьере, обнажающем собственно Балейское месторождение, большую роль в структуре Балейского штокверка и, следовательно, собственно Балейского месторождения в целом, играют пологие зоны. В карьере они наблюдаются и прослеживаются отчётливо; простираются согласованно и в плане образуют концентрическую систему. Углы падения их варьируют в широких пределах, азимут падения варьирует, но в целом направлены от центра системы, образуя купольную структуру. Её центральную часть занимает шток лейкократовых гранитов. Положение штока и то, что направление концентрических зон согласуется с его конфигурацией, несомненно, свидетельствуют о генетической связи формирования купола (а значит, и соответствующей системы нарушений) и внедрения штока гранитов. Структуры Балейского штокверка и собственно Балейского месторождения в целом составляют основу его структурной модели. Сведения о наличии купола на площади Балейского месторождения имеются в работах В. Г. Гладкова, В. Г. Хомича, Ю. И. Симонова, Р. В. Грабеклиса и других исследователей.

Домезозойский и мезозойский купола совпадают по местоположению и почти идентичны по морфологии, что свидетельствует о преемственности и длительности куполообразования как следствия долгоживущей структуры, с которой связано всё мезозойское рудообразование, включая Балейское. Об этом однозначно свидетельствует концентрически-зональное распределение золота

в плане структуры (рис. 2.4, 2.5) собственно Балейского месторождения. Балейское и Тасеевское месторождения представляют собою различные тектонически разделённые части единой рудномагматической системы (рис. 2.6).



I - каменская свита (К₁), валунно-галечные конгломераты, в том числе золотоносные; 2 - новотроицкая свита (К₁), дресвяные песчаники, песчаники, смешанные и мусорные породы (хлидолиты), брекчии; 3 - верхнебалейская - нижненовотроицкая (К,) свита, конгломератобрекчии, брекчии. Конгломераты, прослои песчаников; 4 - среднебалейская свита (К,), песчаники, алевролиты. прослои конгломератов, гравелитов, конгломерато-брекчии; 5 – нижнебалейская свита (К,),неравномерно-галечные конгломераты, прослои песчаников; 6 – шадоронская серия $(J_{2,3})$, порфириты, лаво- и туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты; 7 — диоритовые порфириты, дайки $(J_{2,3})$; 8 — граниты, гранодиориты (C); 9 — кварцевые жилы, жильные зоны Рис. 2.4. Схема положения купольных структур и рудных зон в пределах Балейского рудного поля [по: Юргенсон, Грабеклис, 1995]: и зоны окварцевания, в том числе золотоносные; 10 - зоны разломов; 11 - границы купольных структур; 12 - элементы залегания

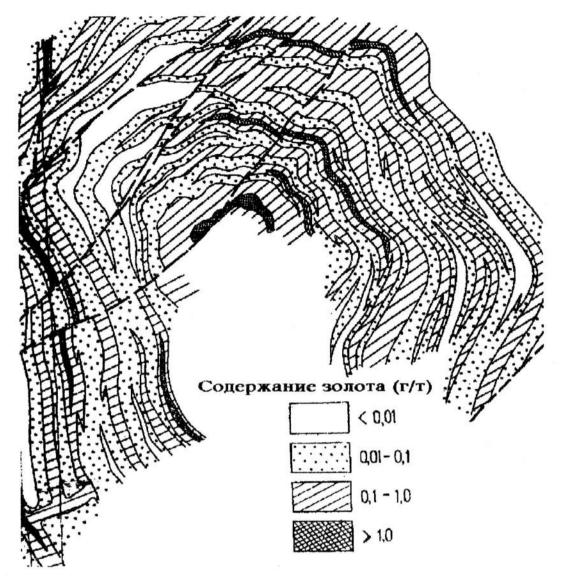


Рис. 2.5. Распределение золота в коренных породах Балейского месторождения (Северный карьер) [по: Юргенсон, Грабеклис, 1995]

Локализация и строение рудных тел. Среди рудных тел и их сообществ выделяют 2 группы. Первая — рудные тела в каркасных трещинах купольных структур (собственно Балейское месторождение). Вторая (Тасеевское месторождение) — рудные тела в разломах, рассекающих купольные структуры. Эти разломы являются элементами более крупных региональных структур и имеют большую глубинность и протяженность, чем элементы локальных купольных структур, о которых шла речь выше. Рудные тела в них более мощные и протяжённые. В разломах с небольшим количеством хорошо оформленных швов (крупноамплитудные разломы Ундинско-Борщовочной системы) рудные тела имеют сравнительно простую форму.

В многошовных зонах разломов рудные тела представляют собой прожилково-жильные серии. Примерами таких тел являются рудные зоны № 1, 3, 5, 6. Ширина рудных зон этого типа — 100—200 м, протяжённость по простиранию — от 600 м до 4 км. Особенности строения их состоят в том, что они обычно имеют главное рудное тело (стволовую жилу) и многочисленные сопровождающие маломощные жилы, апофизы, серии прожилков. На рис 2.6 дано самое общее представление о строении жил, секущих разрез терригенных отложений Балейского грабена. Видно, что золото и серебро образуют максимальные концентрации на интервале глубин 100—350 м, а затем постепенно уменьшаются. В надрудной зоне их содержания низки, содержания мышьяка и сурьмы максимальны.

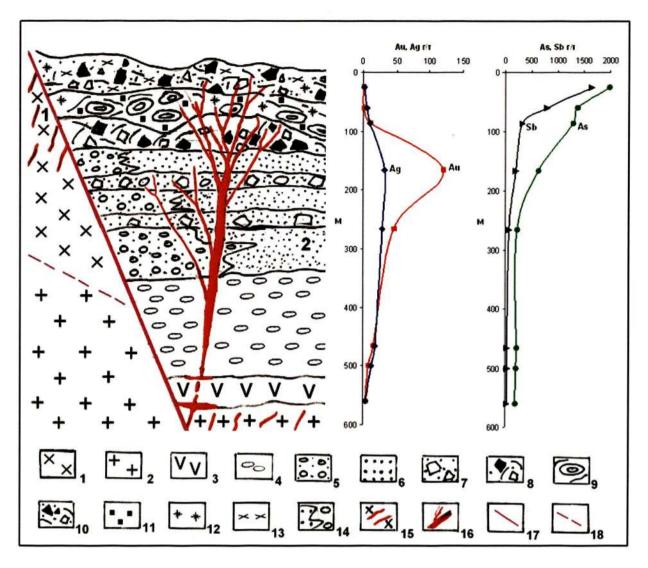


Рис. 2.6. Схематический разрез Балейского (1) и Тасеевского (2) месторождений:

I—гранодиориты, вмещающие Балейское месторождение; 2—палеозойские ундинские граниты фундамента Балейского грабена в основании Тасеевского месторождения; 3— юрские вулканиты шадоронской серии; 4— верхнеюрские конгломераты тургинской свиты; 5— мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники; 6— песчаники; 7— конгломерато-брекчии; 8— вулканические брекчии, сцементированные опал-халцедоновым материалом; 9— гейзериты и опалиты; 10— брекчированные опалиты и гейзериты с пирит-мельниковитом, аурипигментом, реальгаром, антимонитом; 11— пирит-мельниковит; 12— антимонит; 13— аурипигмент и реальгар; 14— фациальные границы; 15—16— золоторудные жилы месторождений: 15— Балейского; 16—Тасеевского; 17—18— тектонические границы: 17— установленные; 18— предполагаемые

Разнообразие форм разрывных нарушений обусловило различные морфологические типы жил. Протяжённые жилы находятся в сколовых трещинах северо-восточного простирания, а часть их апофиз и прожилков более позднего кварца в пределах самих жил связана с трещинами отрыва. По направлению к поверхности в породах с меньшей прочностью число ветвящихся прожилков увеличивается, а мощность уменьшается вплоть до появления волосяных прожилков.

По восстанию минерализация в сколовых трещинах выклинивается до полного исчезновения (рис. 2.7). Далее прослеживаются лишь швы дизьюнктивных нарушений. По наблюдениям В. И. Лозовского [1967], апофизы мощностью до 1,0 м обычно примерно через 100 м по восстанию переходят в рудную зону мощностью до 100 м, представляющую собой сеть сближенных выклинивающихся и вновь возникающих прожилков мощностью до 5–10 см. Иногда крутое падение апофиз северо-восточного простирания меняется на пологое. Рудные зоны имеют северо-восточное склонение, как и находящиеся в их контурах рудные столбы и верхняя граница оруденения [Юргенсон, Грабеклис, 1995]. Последняя обусловливается также склонением контакта толщ с различными ли-

тологическими особенностями. Современное положение верхних границ оруденения определяется также ступенчатым погружением фрагментов жил в северо-восточном направлении в результате поперечных (по отношению к простиранию жил) послерудных крутопадающих сбросов. Пример соотношения основной и смещённой частей наиболее богатой по содержанию золота (до десятков кг на 1 т жильной массы) жилы 28, а также стволовой жилы и апофиз приведены на рис. 2.8.

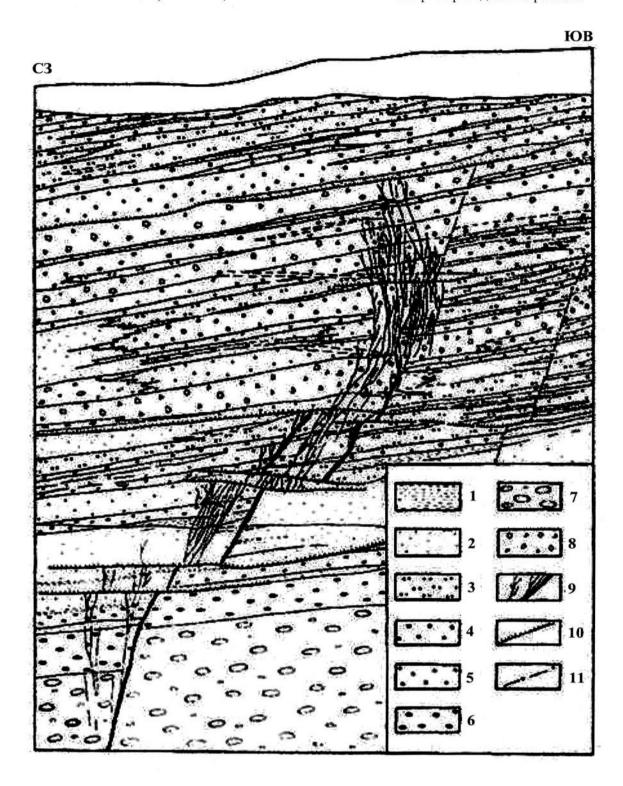


Рис. 2.7. Морфология жильной зоны сложного строения на верхних и средних горизонтах Тасеевского месторождения [по: Балейское..., 1984]:

¹ — алевролиты и аргиллиты; 2—4 — песчаники: 2 — мелкозернистые; 3 — среднезернистые; 4 — крупнозернистые; 5 — гравелиты; 6—7 — конгломераты; 6 — мелко- и среднегалечные; 7 — крупногалечные, с валунами; 8 — осадочные брекчии и конгломерато-брекчии; 9 — золоторудные жилы; 10 — пологие нарушения; 11 — крутопадающие разрывы

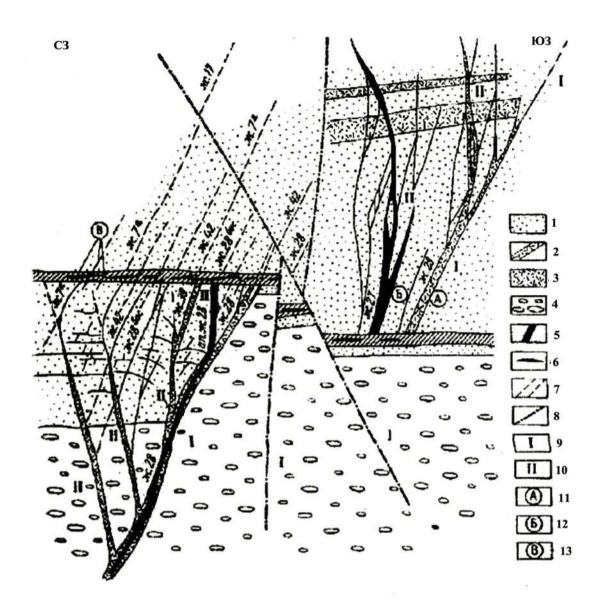


Рис. 2.8. Взаимоотношение трещин скола и отрыва [по: Лозовский, 1967]: I – песчаники балейской свиты; 2 – массивный кварц; 3 – кремневидный кварц; 4 – конгломерат; 5 – полосчатый кварц; 6 - зона дробления с линзовидными прожилками кварца; 7 - предполагаемое продолжение жилы; 8 - сбросы; 9 - тре-

щины скола; 10 – трещины отрыва; 11 – первый этап формирования апофиз; 12 – второй этап формирования апофиз; 13 - поздний этап минерализации

Несмотря на относительно большую протяжённость (до 400-600 м) существенно кварцевых жил по падению, присутствие золота и других рудных элементов на всём их протяжении, повышенные (промышленные) их концентрации приурочены только к определённому гипсометрическому уровню и ограничены интервалом 250-300 м по вертикали. В пределах контура зоны промышленного оруденения содержание золота возрастает от флангов жилы к её срединной части, где оно может превышать среднее содержание по всей зоне рудных столбов в 20 и более раз. Максимальное содержание золота в жилах достигало 346 кг/т. Фото фрагмента образца рудного кварца приведено на рис. 2.9.



Рис. 2.9. Фото образца из богатого золотом участка жилы

Околорудноизменённые породы. Характер и типы преобразований рудовмещающих пород детально изучены [Китаев, 1967, 1990, 1982; Хомич и др., 1974; Балейское..., 1984 и др.]. Отметим лишь ряд наиболее важных черт околорудных метасоматитов и приведём некоторые новые данные. Общая схема последовательности метасоматических, в том числе и околорудных, изменений в разрезе Балейского грабена дана на рис. 2.10.

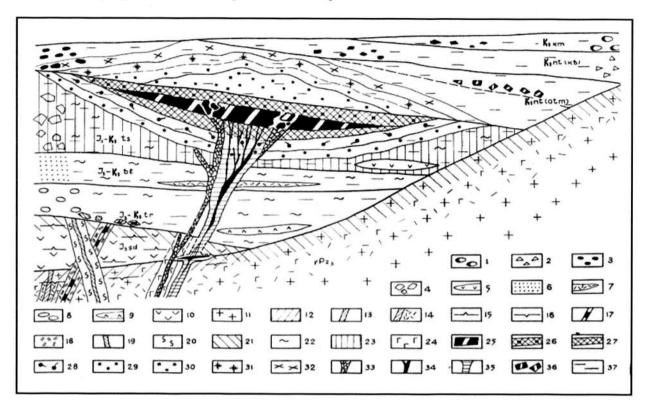


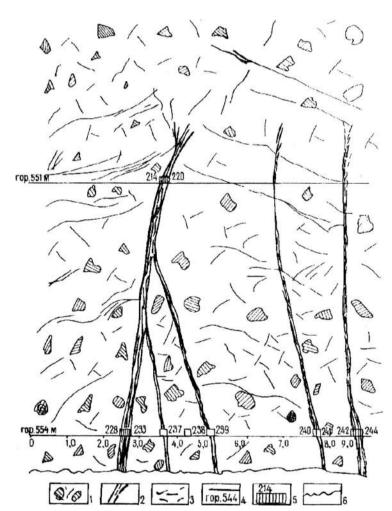
Рис. 2.10. Последовательность залегания и преобразований горных пород Тасеевского месторождения: I-9 – верхний структурный этаж (K,); I-2 – послерудный ярус: I – валунно-галечные конгломераты, каменская свита: 2 – гравелиты, грубозернистые песчаники, новотроицкая свита, кибиревская подсвита; 3 – синрудный ярус, мелкогалечные вулканомиктовые конгломераты, новотроицкая свита, отмаховская подсвита; 4-9 - дорудный ярус: 4 - фангломераты, тасеевская свита; 5 – туфобрекчии андезитового состава; 6 – разнозернистые песчаники, балейская свита; 7 - пепловые туфы кислого состава; 8 - валунно-галечные конгломераты, тергенская свита; 9 - андезибазальты и порфириты; 10 – средний структурный этаж (J_0) – осадочно-вулканогенные образования, шадоронская серия; 11 – нижний структурный этаж (Pz₁) – верхнепалеозойские гранитоиды, ундинский интрузивный комплекс; 12-37 – преобразования пород и оруденение: 12 – предверхнеюрское выветривание, гидросдюдисто-хлорит-монтмориллонитовая и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовая ассоциации; 13-14 – раннекиммерийская эпоха: 13 – кварц-модибденитовые и золотосульфидно-кварцевые жилы; 14 - окварцевание гранитоидов; 15 - автометасоматоз вулканитов, серицитизация и карбонатизация плагиоклазов; 16 - контактовый метаморфизм гранитоидов, перекристаллизация минералов предверхнеюрской коры выветривания; 17-20 – позднекиммерийская эпоха: 17 – кварц-турмалин-сульфидные жилы; 18 - березитизация гранитоидов; 19 - флюорит-халцедон-кварцевые жилы; 20 - аргиллизация гранитоидов и вулканитов; 21 - преднижнемеловое выветривание, гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовая ассоциация, карбонатизация, обохривание; 22 - эпигенез осадочной толщи, региональные постседиментационные преобразования, регенерация кварца, гидрослюдизация биотита и полевых шпатов; 23 - формация кор выветривания, переотложенные минералы древних кор выветривания; 24 - пропилитизация, связанная с нижнемеловым вулканизмом; 25-32 - комплекс предрудных и синрудных надрудных метасоматитов гезеритов близповерхностного малоглубинного рудогенеза: 25 - кремневидные кварцы; 26 - пористые кварцевые и опал-халцедоновые гейзериты с сульфидами; 27 - пористые кварцевые и опал-халцедоновые гейзериты; 28 – кварц-каолинитовые образования; 29 – аргиллизация; 30 – пиритизация; 31 - антимонит; 32 - реальгар и аурипигмент; 33-37 - этап формирования оруденения малоглубинной золотосеребряной формации (предрудные брекчии, жильные тела, околожильные метасоматиты и продукты преобразования рудных тел): 33 - раннерудные эксплозивно-инъекционные брекчии; 34 - золотохалцедон-кварцевые жильные тела; 35 - околожильные изменения (адуляризация, сульфидизация, окварцевание, аргиллизация карбонатизация); 36 – эрозионные обломки кварцевых жил ранней среднеглубинной формации и поздних, наложенных на них жил МЗСФ; 37 – послерудные преобразования (карбонатизация, гипергенез)

С наиболее ранними процессами формирования месторождения связаны березиты и пропилиты, с последующими – аргиллизиты, среди которых по преобладающему компоненту выделяются агрегаты, относящиеся к каолинитовой, диккит-каолинитовой, монтмориллонитовой, селадонитовой и гидрослюдистой субфациям. Перечисление соответствует положению зон по глубине и

относительно контактов жил по мере удаления от них. Песчаники в непосредственной близости от жил окварцованы, пиритизированы, аргиллизированы. Характерно, что песчаники окварцованы и аргиллизированы на расстоянии не более 100 м от стволовых жил, конгломераты – 2-3 м, с глубиной ширина зоны уменьшается. В гранодиоритах Северо-Балейского карьера, по В. И. Лозовскому [1967], околорудные изменения наблюдаются до глубины 40-50 м, глубже гранодиориты на контактах с жилами практически не изменены. Последнее обстоятельство может свидетельствовать о достаточно высоких (400-500 °C) температурах рудообразующих растворов в этой части месторождения. Палеореконструкции Балейской впадины, выполненные Ю. И. Симоновым и В. Г. Хомичем [Балейское..., 1984] для начала нижненовотроицкого времени, убеждают, что именно к этому отрезку геологической истории приурочено функционирование рудно-магматической системы, породившей весь сложный комплекс золоторудных жил, гидротермально изменённых и кремнистых пород, залегающих в виде асимметричных сильно уплощённых конусовидных тел над верхними частями рудных зон. Как показано ниже, верхние части рудных зон секут их. Резкий переход от озёрных алевролитов и аргиллитов к конгломератам, содержащим в цементе вулканомиктовый материал, свидетельствует о вулкано-тектонической активизации с образованием трубчатых приповерхностных тел эксплозивно-инъекционных брекчий, с размещением которых связаны предрудные гейзериты, в том числе существенно кварцевые (опал-халцедоновые) породы [Максимов, Юргенсон, 1969, 1969а; Юргенсон, Грабеклис, 1995; Юргенсон, 1998, 2003, 2011].

В юго-западной части Опытного карьера присутствуют полосчатые породы, представляющие собой переслаивания опаловидного кварца и песчано-глинистого материала, содержащего пепловые

частицы. Всё это свидетельствует о том, что, по крайней мере, юго-западная часть толщи кремневидных тел, считавшихся метасоматическими образованиями, представляет собой частично гейзериты (этот термин для верхнерудных кремневидных тел был предложен в 50-е гг. В. М. Ляхницким), частично продукты затвердевания существенно силикатного грязелавового потока на поверхности, частично продукт осаждения его в водоёме, образованном деятельностью изливавшихся на дневную поверхность гидротерм, обогащённых кремнезёмом и рудными элементами. Наличие пустот-отстойников в массе кремнистых пород, а также специфических существенно опалово-халцедоновых миндалин, поверхностей раздела кремнезёма различной степени раскристаллизации, похожих на ониксы в агатовых миндалинах и являющихся своеобразными индикаторами уровней палеоповерхности, свидетельствует о раскристаллизации больших неоднородных густых кремнезёмных масс и не может быть объяснено процессами замещения. Скорее всего, они



Puc. 2.11. Разрез по жиле № 1 Тасеевского месторождения в северо-восточной стенке опытного карьера:

I — опал-халцедоновые грязевулканобрекчии; 2 — опал-халцедоновая жила; 3 — флюидальность; 4 — отметка горизонта; 5 — место и номер пробы; 6 — рельеф полотна

представляют собой своеобразные продукты существенно кремнезёмных потоков из верхней части вулкана, где потоки водно-силикатного расплава-раствора захватывали большое количество измельчённого вещества вмещающих пород, а также пепла и другого вулканогенного вещества.



Рис. 2.12. Слабо раскристаллизованный тонкополосчатый опал-халцедоновый материал в жиле мощностью до 2 см (левое фото) и в цементе терригенного материала. Натуральная величина. Фото автора



Рис. 2.13. Серия тонких тонкополосчатых жилок кварц-халцедонового состава, секущих хлидолит.

Фото автора

В северо-восточной стенке карьера обнажены самые верхние фрагменты ветвящейся стволовой жилы Первой рудной зоны (рис. 2.11). Содержания большинства элементов-примесей в кварце здесь меньше среднего по зоне: золота – в 16 раз, серебра – в 2,5 раза, меди – в 2,2 раза, свинца – в 3,1 раза, цинка – в 3,7, лития – в 2,7; больше: мышьяка – в 9,5, сурьмы – в 9,6, натрия – в 1,3 раза.

Здесь вскрыты две разновидности секущих кварцевых тел. Одна из них представляет собой кавернозные полосы бурого (в шлифе) и прозрачного халцедона, переходящего в кварц. Кварц — мелкие радиально-лучистые агрегаты, обрастающие голубой опал. В опале присутствуют участки раскристаллизации силикатного стекла. Полосчатость обусловлена различной степенью раскристаллизации силикатного стекла, в котором по тонким трещинкам усыхания развиты гетерокристаллические до тонкозернистых кварцевые сферолиты и относительно крупные (0,1 мм) кристаллы кварца (рис. 2.12–2.14). Содержания золота, серебра, калия, лития в жилах находятся в пределах, типичных для месторождения в целом.

Другая группа крутопадающих жил не имеет строгой упорядоченности в распределении слагающих их элементов. В составе жильного материала присутствуют обломки турмалиново-кварцевых с пиритом агрегатов, находящихся во взвешенном состоянии, что свидетельствует об их выносе с глубоких горизонтов в относительно густом потоке, загрязнённом обломками боковых пород, который в близповерхностных условиях быстро затвердевал, претерпевая лишь очень незначительную дифференциацию. Вертикальная полосчатость в этих условиях отражает ламинарно-турбулентное движение в грязевулканической системе. Выше по разрезу развита зона гейзеритов-опалитов (рис. 2.15). Характерно повышенное содержание индикаторных элементов: мышьяка и сурьмы, типичных для надрудных зон. Тела кремневидного кварца являются, вероятно, аналогами допродуктивного кварца в понимании Н. В. Петровской [Балейское..., 1984].

Геохимические особенности. Геохимические особенности Балейского рудного поля и других месторождений МЗСФ широко обсуждались в литературе [Балейское..., 1984; Григорян, 1987; Поликарпочкин и др., 1970; Пампура и др., 1970; Юргенсон, 1984, 1987, 1998, 2011; Юргенсон, Грабеклис, 1995; Грабеклис, 1991 и др., Спиридонов и др., 2006]. В результате установлено, что вертикальная и латеральная геохимическая зональность Балейского и других месторождений МЗСФ выражается соответственно в рядах Мо-Рb-(Sn)-W-Сu-Au-Ag-As-Sb-(Cu)-Нg снизу вверх и Мо-Рb-Sn-W-(Cu, Zn)-Sb-As-Ag-Au (от периферии к богатым рудам).

В целом рудные зоны от участков богатого оруденения к бедному имеют субконцентрическую центробежную зональность: Au-Ag-As-Sb-Cu-Zn-W-Sn-Pb-Mo-Co-Ni. Субконцентрическая вертикальная зональность в плоскости жилы № 1, типичная для распределения золота, сурьмы и се-

ребра, дана на рис. 2.6, 2.16. Видно, что содержание свинца с глубиной возрастает, а меди – уменьшается. В ореольном пространстве эта закономерность в принципе сохраняется, но для верхних надрудных их частей характерен ряд с преобладанием Au-Ag-As-Sb-Hg, иногда Ва.

При этом в узких полосах, окаймляющих зоны окварцевания, содержание Au 0,01–0,1 г/т, а в ореоле купольных структур в 5–10 раз меньше. Эти зоны сопровождаются повышенным содержанием Li (0,05–0,07%), а в купольных частях содержание его в 10 раз меньше [Грабеклис, 1991]. По данным Р. В. Грабеклиса [1991], чётко разделяются геохимический фон купольной структуры, превышающий общий геохимический фон, и контрастные узкие ореолы, связанные непосредственно с рудными жилами и зонами.

Первичные геохимические ореолы, сопровождающие рудные зоны Тасеевского месторождения, характеризуются следующим рядом зональности: Au-Ag-As-Sb-Pb-Cu-Hg. Для Балейского месторождения выявлено концентрически-зональное распределение зон концентрации каждого из элементов при сохранении указанного ряда для ореолов в целом (рис. 2.16).

Минеральный состав руд. Минералогия руд Балейского рудного поля детально изучена [Петровская и др., 1961, Балейское..., 1984; Юргенсон, 1984а, 1987, 1988, 2003]. Основную долю объёма жильного выполнения составляет кварц (50-99 %). Постоянно в разном количестве встречаются карбонаты (0,1-20 %, кальцит, доломит, анкерит), глинистые минералы (0,1-20 %, каолинит, диккит, гидрослюды, монтмориллонит и др.), преимущественно в промышленных участках жил присутствует адуляр (0,1-20 %). Рудные минералы, наряду с золотом, представлены сульфидами и сульфосолями. Среди них распространены сульфиды железа (пирит, марказит, бертьерит), мышьяка (арсенопирит), меди (халькозин, халькопирит, бурнонит), серебра (пираргирит, миаргирит, фрейбергит, стефанит), сурьмы (антимонит, тетраэдрит), в меньшей мере, свинца (галенит, геокронит) и цинка (сфалерит). Спорадически встречаются теллуриды серебра (гессит), золота (калаверит), висмута. Количество сульфидов в балейских рудах в среднем равно 0,5-1,5 %, лишь изредка оно достигает 3-5 %.

Золото наиболее часто ассоциируется с блёклой рудой (главным образом серебряной) и сульфосолями серебра и меди (рис. 2.17, 2.18). Из числа рудных минералов золото является самым распространённым минералом. Постоянный спутник золота – серебро. Отношение золота к серебру в пределах рудных столбов колеблется от 1:2 до 3:1, составляя в среднем 1,5:2,1. За пределами обогащённых участков преобладают соотношения 1:2–1:4. Содержание золота варьирует в широких пределах, достигая, как указывалось выше, сотен килограммов

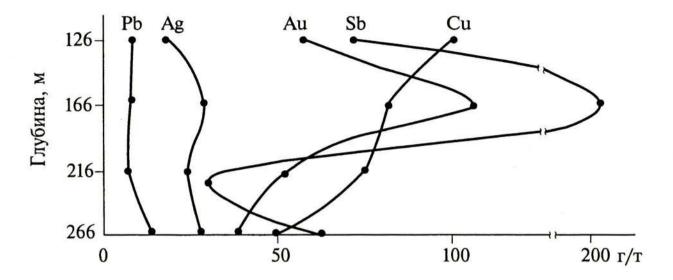


Рис. 2.14. Полосчато-фестончатый желтовато-розовый халцедоновидный кварц из жилы со стороны висячего бока. Обр. 261/14. Фото автора



Рис. 2.15. Голубой опал с полостями, выполненными диккитом и антимонитом из надрудной части зоны гейзеритов и опалитов

на тонну руды. На рис. 2.9 представлен фрагмент жилы с содержанием золота более 100 кг/т. Перечисленные выше рудообразующие минералы являются главными, и их составом в основном и определяется элементный состав руд. Всего же на Балейском рудном поле известно более пятидесяти рудообразующих минералов. Большинство их наблюдаются в виде мельчайших включений в главных. Основная масса золота находится в тонкодисперсном состоянии.



Puc. 2.16. Изменения с глубиной концентраций золота и элементов-спутников в полосчатом кварце. Тасеевское месторождение

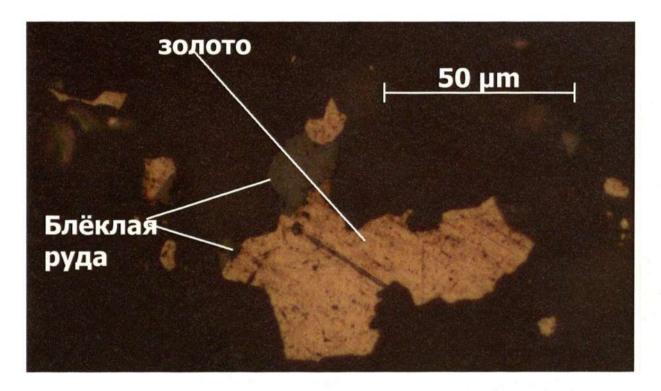


Рис. 2.17. Золото в ассоциации с блёклой рудой. Аншлиф 698-ю. Тасеевское месторождение. Фото автора



Puc. 2.18. Золото в ассоциации с блёклой рудой и продуктами её гипергенного изменения. Аншлиф 698-ю. Фото автора

Структуры и текстуры руд. Важнейшее значение для понимания процессов и условий формирования руд и разработки поисковых критериев имеют их структурно-текстурные особенности.

По времени образования и особенностям сложения и состава в жильных телах Балейского рудного поля выделяются: массивные, пятнистые или брекчиевидные допродуктивные существенно кварцевые агрегаты; полосчатые, массивные, пластинчатые и гребенчатые продуктивные, содержащие золото в различных количествах; непродуктивные массивные и полосчатомассивные халцедоновидные кварцы [Петровская и др., 1961; Балейское..., 1984; Юргенсон, 1984а, 1987, 2003, 2011]. Брекчированность может проявляться на всех этапах становления жил. Зернистые агрегаты характеризуются множеством последовательных генераций кварца. В общем случае устанавливается такая последовательность образования агрегатов различного сложения: 1) пятнистые, брекчиевидные или полосчатые допродуктивные; 2) полосчатые (фестончатые), ритмично-полосчатые продуктивные; 3) массивные с микросферолитовым или скелетным строением продуктивные; 4) макро- и микропластинчатые продуктивные; 5) шестоватые, макросферолитовые, гребенчатые продуктивные, но без существенных количеств золота; 6) массивные, пятнистые, грубополосчатые, кавернозные, друзовидно-гребенчатые послепродуктивные. Описанная последовательность универсальна и присуща в равной мере и отдельным слойкам в фестончато-слоистых агрегатах, и пачкам слоистых агрегатов, и крупно- и грубозернистым постройкам, представляющим собой законченный ритм, слагающий нередко одну из половин симметричной жилы (рис. 2.19-2.20).

Золото, серебро, сульфиды и сульфосоли образуют ритмично повторяющиеся скопления [Юргенсон, 2003]. Максимальные их концентрации отмечаются на переходах от существенно алюмосиликатных (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, диккит, очень редко адуляр) слоёв к кварцевым. Эти закономерности являются общими и могут проявляться в иной последовательности в зависимости от условий формирования конкретных частей жил.

В массе ритмично-полосчатых агрегатов кварца нередки текстуры течения структурированной, но ещё нелитифицированной вязкой силикатной массы, взвешенные обломки ранних богатых золотом (до 2000 г/т) генераций кварца, обрастающие относительно поздними полосчатыми его агрегатами, сложенными триадами «алюмосиликаты – рудные – кварц» (рис. 2.19–2.20).

В общем случае на верхних и средних горизонтах среди продуктивных кварцев преобладают полосчатые, тонкополосчатые фестончатые агрегаты. Массивные и, в меньшей мере, пластинчатые менее развиты. Часто это мелкопластинчатые агрегаты с небольшими пустотами, выполненными реликтами адуляра, замещённого гидрослюдой или монтмориллонитом, а также

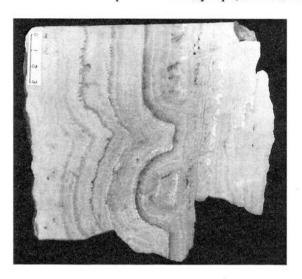


Рис. 2.19. Фрагмент ритмично-полосчатой части жилы, состоящей из кварца (серое), полос и гнёзд каолинита и диккита (светло-серое до белого) и рудного материала (тёмно-серое до чёрного). Видны обломки ранних агрегатов аналогичного состава, обрастающие поздним жильным материалом, и асимметрия сферолита обрастания в связи с воздействием силы тяжести. Нарастание слоёв справа налево. Угол падения 75°. Обр.698-ю. Рудная зона I Тасеевского месторождения, шахта № 12, горизонт 216 м, 12 × 12 см

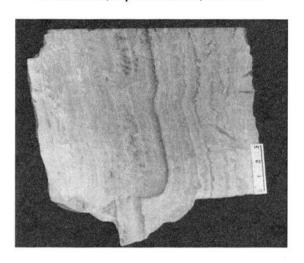


Рис. 2.20. Фрагмент той же жилы на том же участке, что на рис. 2.19. Удлинённый ранний рудный обломок разорван со смещением и залечен рудным кварцем. Нарастание слоёв слева направо

содержащими мелкие (не более 1-1,5 мм) кристаллики кварца. С глубиной увеличивается количество массивных и пластинчатых текстур, а также относительно крупных друзовых полостей, в которых обнаруживаются щётки кристаллов кварца и карбонаты. Полосчатые агрегаты развиты менее. Полосы не столь контрастны, содержат меньше слоистых силикатов и состоят из кварца гранобластовой, реже - типично сферолитовой структуры. Следует отметить, что в приповерхностных участках наблюдаются также отдельные маломощные жилы пластинчатого кварца, в которых роль фестончатых агрегатов кварц-гидрослюдистого состава выполняют тонкорадиально-лучистые полосчатые фестончатые агрегаты пирита, локализованные в приконтактовых частях этих жил.

В пространстве жил существует симметрично-асимметрично-зональное распределение преобладающих структурно-текстурных разностей кварца по латерали и асимметричное по вертикали. В целом последовательность смены структур и текстур от ранних (ритмично-слоистых) к поздним (преимущественно массивным, шестоватым, гребенчатым) проявлена от флангов к центру и сверху вниз.

Типоморфные особенности кварца. Картирование изменений минеральных парагенезисов показало, что с глубиной и от краевых частей жил (их флангов) к срединным, от контактов к осевым частям происходит уменьшение концентраций карбонатов, алюмосиликатов и сульфидов, сокращение числа минералов в парагенезисах, увеличение доли кварца. Наиболее чётко закономерности в распределении структур и текстур, а также минеральных парагенезисов проявлены в наиболее мощных частях жил, к которым приурочена главная масса промышленного оруденения.

Пространственное распределение петрогенных элементов по вертикали отражает распределение главных минеральных парагенезисов, соотношение структурных и неструктурных примесей в кварце. С глубиной в кварце уменьшается содержание алюминия, калия, натрия; возрастает содержание кремнезёма, указывая на очищение кварца от неструктурных примесей. В распределении калия существует общая тенденция к умень-

шению концентраций его с глубиной от 1,0 до 0,2 % $\rm K_2O$, на фоне которой намечается асимметричная концентрическая зональность. Вблизи рудных столбов концентрация $\rm K_2O$ 0,6–0,4 %. В частных разрезах жил устанавливается ритмичное уменьшение концентрации $\rm K_2O$ от контакта жилы к её осевой части. Такая же закономерность наблюдается в распределении алюминия и железа, тогда как содержание кремния возрастает в ЖК заключительных генераций. При этом на фоне общего уменьшения концентрации примесей увеличивается доля структурных. Содержание примесей рудных элементов в общем случае уменьшаются с глубиной, образуя ряд максимумов на уровнях богатого оруденения (рис. 2.6).

В частных разрезах при послойном изучении ритмично-слоистых агрегатов установлено ритмично-направленное изменение концентраций рудных элементов (в том числе золота и серебра) от контактов жил к их срединным частям в направлении смещения фронта нарастания слоёв. Эта ритмичность строения отражается и в свойствах кварца, таких как термолюминесценция и микротвёрдость, связанных с точечными дефектами [Юргенсон, 2003].

Установлено, что генерации раннего ритмично-полосчатого кварца характеризуются минимальными величинами индекса совершенства кристаллического строения (СКС), а позднего шестоватого и гребенчатого - максимальными для данного разреза или жилы. Величина индекса СКС возрастает с глубиной, что согласуется с распределением по вертикали структурно-текстурных разностей жильного кварца. Эта генеральная закономерность, выявленная на десятках жил различных месторождений, осложнена в срединных частях жил, где наблюдается локальное возрастание СКС [Юргенсон, 1996, 2003]. В связи с тем, что величина индекса СКС находится в обратной зависимости от скорости кристаллизации, можно сделать вывод о том, что кристаллизация шла от периферии жилы (сверху и с флангов) к центру и на глубину. Высокие значения СКС характерны для более мощных срединных частей жил, где длительное время были реализованы условия относительного термостатирования. Таким образом, с глубиной увеличивается доля жильного кварца массивной и шестовато-гребенчатой текстуры, а доля продуктивных, существенно кварцевых, агрегатов ритмично-полосчатого сложения уменьшается. С глубиной возрастает индекс СКС, что свидетельствует о более спокойных условиях кристаллизации. В этом же направлении в кварце уменьшаются концентрации золота и серебра, калия, ОН, группировок, хлора в водных вытяжках и др. Наряду с общей однонаправленной изменчивостью состава и свойств кварца выявляется асимметричная концентричность: на уровне рудных столбов возрастают концентрации Au, Ag, Sn, Pb, Cu (а в некоторых случаях – Sb, As), Li, K, Na, OH, -группировок, индекс СКС и др. С глубиной уменьшается отношение воды и углекислоты, что согласуется с известной закономерностью [Юргенсон, 1991, 1998, 2003].

Генеральная последовательность в изменении типоморфных признаков кварца с глубиной отражается в аналогичной, но ритмично-периодической изменчивости их в каждом конкретном сечении жилы от ранних генераций к поздним. Это является следствием центростремительной кристаллизации при движении её фронта сверху вниз, от флангов к центру и от контактов к срединным, осевым частям жил. Данные по температуре газоотделения при нагревании [Юргенсон, 1984а], а также результаты декрепитационных исследований показали, что процесс минералообразования в жилах Балейского рудного поля происходил в температурном диапазоне 600–100 °C. При 370–380 °C, как об этом свидетельствует изменение электропроводности кварца при нагревании в вакууме [Юргенсон, Перевертаев, 1976; Юргенсон и др., 1978], происходит изменение структуры минералообразующей системы (МС) с переходом в высококонцентрированные водно-силикатные растворы. Об этом свидетельствуют данные концентрации, полученные при анализе водных вытяжек, в которых наряду с Na⁺, K⁺, Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄⁻, F⁻ определялось содержание HSiO₃⁻. Концентрации растворов могли достигать 51 %, доля кремнезема при этом варьировала от 23 до 37 %. Растворы были обогащены NaCl, КС1, алюминием и рудными элементами [Юргенсон, 2003].

Растворы были щелочными, что способствовало нахождению кремнезёма в форме гидроксосиликокомплексов, с которыми была связана и значительная часть рудных компонентов. К концу процесса возрастала кислотность остаточных растворов, обогащённых СО₂, С1, не связывавшихся в главном временном интервале процесса минералообразования. Давление в системах находились в пределах от 1–10 МПа для приповерхностных зон кремневидных кварцев [Юргенсон, 1991] до 30–40 МПа рудных жил [Балейское..., 1984].

Для пирита Балейского рудного поля характерен специфический изотопный состав серы. Сера раннего пирита в рудах Балейского месторождения близка к сере метеоритов (32S/34S=22,22), и изотопный состав серы ранних сульфидов не зависит от состава вмещающих пород - гранитоидов или осадочных отложений [Балейское..., 1984]. При этом изотопный состав серы сульфидов более поздних генераций варьирует: ${}^{32}S/{}^{34}S$ составляет 22,48–21,48 ($d^{34}S$ – от -11,8 до +1,0 %). Это связано, скорее всего, с изотопным фракционированием серы, когда тяжёлые изотопы имеют тенденцию к выделению из МС в составе ранних генераций сульфидов. Дело в том, что увеличение доли S за счёт её привноса из вмещающей среды (сульфат-ион метеорных вод и лёгкая сера осадочных пород) в начале её взаимодействия с МС, когда она ещё открыта, проблематично. В дальнейшем, когда МС относительно закрыта, привнос лёгкого изотопа маловероятен. Об этом свидетельствуют данные Л. Н. Гриненко [Гриненко и др., 1965] о значительном сужении диапазона колебаний ³²S/³⁴S по мере формирования сульфидов: ранние генерации обогащены относительно серы метеоритов тяжёлым изотопом, а более поздние - лёгким. Эти данные имеют принципиальное значение, т. к. свидетельствуют о необходимости осторожно подходить к использованию изотопных отношений для выводов о широком участии метеорных вод в рудообразующем процессе. Особенно это относится к таким лёгким элементам, как кислород, углерод и водород.

Балейско-Тасеевское месторождение в основном отработано за период с 1929 по 1993 гг. По разным оценкам в Балейском рудном районе добыто от 700 до 1000 т золота (включая россыпи) [Геологические исследования ..., 1999]. В 90-е гг. ХХ в. фирмой «Балголд», а затем предприятием «Рудник Тасеево» разработано ТЭО для открытой отработки верхних частей Тасеевского месторождения и охранных целиков подземной отработки. Оставшиеся запасы золота в количестве 105 т предполагается добыть за 15±2 года. Предполагаемая производительность рудника 15 тыс. т руды в сутки, или 5 млн т руды в год.

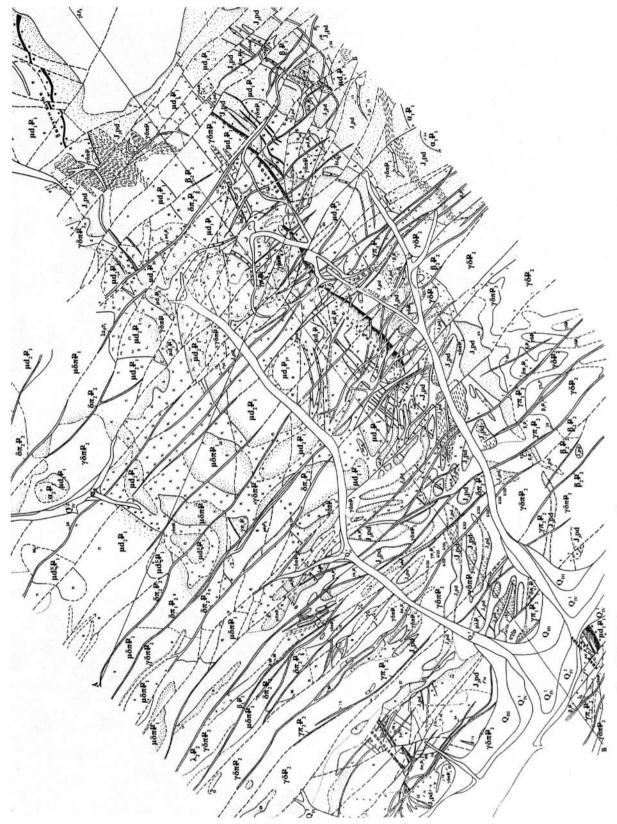
2.2. Типоморфные особенности Многовершинного месторождения

Выбор для сравнительного изучения Многовершинного месторождения золота обусловлен сходством строения и состава жильного кварца с одной стороны и разновозрастностью Балейского (мел) и Многовершинного (палеоген) – с другой.

Краткая характеристика геологического строения. Месторождение расположено в восточной части Левоулской (Нижнее Приамурье) вулканотектонической структуры, в которой наряду с вулканитами широко развиты ранние верхнеюрские осадочные породы и более поздние палеогеновые до- и послерудные интрузивные образования. Описание даётся по материалам С. И. Косова и Е. П. Зарембского (1975 г.). В структуре, по их данным, определяющую роль играют крутопадающие разломы северо-восточного простирания, к которым приурочена зона метасоматитов и кварцевые жилы. Интенсивные послерудные нарушения северо-восточного простирания вмещают дайки различного состава. Все особенности геологического строения отражены на карте, составленной геологами Нижнеамурской экспедиции (рис. 2.21).

Осадочные отложения расчленены на две свиты — нижнюю силинскую (J_{1-2} sl), существенно песчаниковую, и верхнюю — падалинскую (J_3 pd), в нижней части сложенную переслаиванием аргиллитов и алевролитов, в верхней состоящей из песчаников.

Извержённые породы представлены двумя комплексами: а) палеоценовыми вулканогенными образованиями (дорудные); б) эоценовыми – послерудными. Дорудные состоят из последовательно сформированных фаций: покровов (пироксен-амфиболовые, роговообманковые андезиты и их туфы и брекчиевые лавы); жерловой фации (пироксен-амфиболовые лавы, их туфы и брекчиевые лавы). Субвулканическая представлена диоритовыми порфиритами, крупнопорфировыми андезитами, дайками гранодиорит-порфиров, липаритов и кварцевых порфиров. Очевиден полный фациальный ритм, в котором каждая из фаций в начале — среднеосновная и в конце — щёлочно-кислая. Эти образования пропилитизированы, подвергнуты околотрещинному кварцево-серицитовому метасоматозу, и по трещинам в них развиты мощные существенно кварцевые золотоносные жильные зоны, вмещающие рудные тела, границы которых определяются только по результатам опробования.



Puc. 2.21. Геологическая карта Многовершинного золоторудного месторождения [по: Косов, 1975] (в увеличенном размере см. вклейку)

J₃st

Орская система Верхний отдел

Puc. 2.21a. Условные обозначения к геологической карте Многовершинного золоторудного месторождения

измененные породы

СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ ФАШИЯ

µy8P,

Гранодиорит-порфиры

IVP,

Липариты, кварцевые порфиры

 $\mu\delta\pi_{_{1}}$

Диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты, крупнопорфировые андезиты

СРЕДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Базальты, трахибазальты Гранит-порфиры



Субщелочные гранит-порфиры



Фельзиты, фельзит-порфиры



Диабазовые порфириты, базальты



Диоритовые порфириты, габбро-порфириты, кварцевые диоритовые порфириты





Фельзиты



Базальты, андезито-базальты



СРЕДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС



Гранодиориты, монцогранодиориты

γδ₽₂

Разрывные нарушения: 1) установленные;

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ

2) предполагаемые



Элементы залегания

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ



1) установленные, предполагаемые



Границы фациальных и литологических разностей пород Границы жерловых образований: 1) установленные;

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

2) предполагаемые



1) Андезиты; 2) андезито-дациты



Брекчиевые лавы, агломератовые, крупнообломочные до среднеобломочных



2) среднеобломочные и мелкообломочные Туфы: 1) агломератовые, крупнообломочные;



Кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты



Аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Места находок ископаемой флоры



3) промежуточное; 4) валунистое; 5) водораздельное; 6) южное Золоторудные тела: 1) центральное; 2) верхнее;

Послерудные образования представлены (в порядке формирования): среднепалеогеновой интрузией гранодиоритов, монцогранитов, дайками базальтов, андезибазальтов, диоритовых порфиритов, фельзитов; их сменяют трещинные тела и штоки гранодоирит-порфиров, кварцевых диоритовых порфиритов и диоритовых порфиритов; затем следует дайковый комплекс, в котором во времени сменяются: а) диоритовые порфириты, габбро-порфириты, кварцевые диоритовые порфириты, андезиты; б) базальты, диабазовые порфириты; в) фельзиты, фельзитовые порфиры; г) субщелочные гранит-порфиры; д) базальты и трахибазальты и, наконец, – гранит-порфиры.

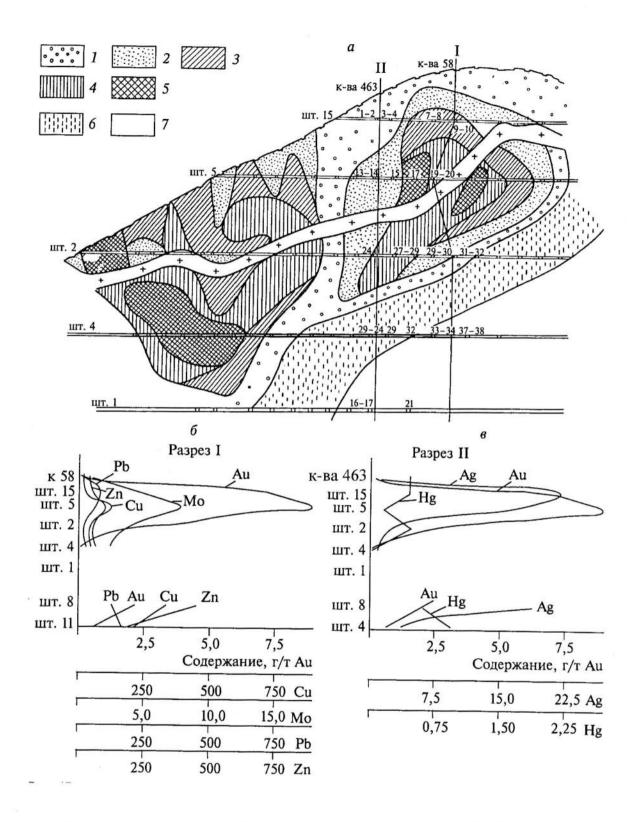
В связи с такой напряжённой магматической деятельностью возникли всевозможные изменения в зонах метасоматитов и ЖК. Эти изменения свелись к ороговикованию и к околотрещинному метасоматозу с образованием типичных роговиковых структур и минеральных парагенезисов в жильном кварце и метасоматитах. В участках, обогащенных железом, марганцем и кальцием, возникли довольно мощные зоны скарнирования. В пределах рудных тел Верхнего, Центрального, особенно Промежуточного, возникли гранат, волластонит, бустамит, пироксены, актинолит, тремолит, магнетит. Форма скарновых тел – зоны замещения и линзы. Среди новообразованных минералов отмечаются турмалин, стильпномелан, цеолиты. В связи с послерудными контактовыми процессами произошло перераспределение золота и сульфидов.

Процессы аргиллизации проявлены, по данным С. И. Косова и Е. П. Зарембского и нашим наблюдениям, очень слабо. По-видимому, на месторождении сохранились лишь реликты аргиллизитов в связи с эрозией верхних частей месторождения, где они имели максимальное распространение, и вследствие термального метаморфизма более высоких ступеней, приведших к преобразованию смешанослойных силикатов в относительно упорядоченные системы типа ферримусковита и стильпномелана.

Главные особенности строения рудных тел, их морфология и условия залегания. В пределах рудного поля выявлено до трёх десятков рудных зон. В четырёх из них – Главной, Северной, Водораздельной и Валунистой – имеются промышленные рудные тела.

Главная рудная зона (рис. 2.21) простирается от устья ручья Улченок (участок Кварцевая сопка) на северо-восток в бассейне ручья Кварцевого. В ней находятся рудные тела – Центральное и Верхнее. Зона приурочена к крутопадающему разлому северо-восточного простирания, в котором широко развиты пропилиты по вулканогенным породам, кварцево-серицитовые и существенно кварцевые метасоматиты и кварцевые тела. Центральная часть их сложена, как правило. кварцевыми агрегатами различной текстуры, а перефрические представляют собой окварцованные вмещающие породы (серицито-кварцевые метасоматиты) брекчиевой или густопрожилковой текстуры. В частности, Верхнее рудное тело, имеющее длину по поверхности боле 500 м и прослеженное на глубину до 350-400 м, в приконтактовых частях сложено полосчатым, ритмичнослоистым, брекчиевидно-полосчатым адуляр-слюдисто-кварцевым материалом. Кварц - серый, сиренево-серый, стекловидный. К этой приконтактовой зоне полосчатых существенно кварцевых агрегатов приурочена основная масса рудных минералов – пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, сульфосолей, золота. Максимальные мощности полосчатых кварцев фиксированы в лежачем боку Верхнего рудного тела. Мощности зон полосчатого кварца варьируют от одного до нескольких метров. Полосчатый кварц сменяется к срединной части массивным, иногда - мелкои крупнопластинчатым, массивно-ноздреватым, массивно-друзовидным. С глубиной мощности зон полосчатого кварца в Верхнем рудном теле уменьшаются, и на уровне горизонта штольни № 1 он выклинивается полностью, уступая место массивному средне-, крупнозернистому и массивному с полостями, выполненными мелкими кристаллами кварца и сульфидами.

В продольной проекции рудное тело полого склоняется на юго-запад под углом 30°. Разведкой в нём выявлено два рудных столба — в юго-западной и центральной его частях (рис. 2.22). Рудное тело расчленено пологой дайкой плагиогранит-порфиров мощностью 18–20 м на две примерно равные части, одна из которых смещена на 20–30 м. Верхнее рудное тело детально разведано и являлось главным объектом наших исследований. По нему по двум разрезам (I и II, рис. 2.22) прослежено изменение состава и свойств кварца и вмещающих метасоматитов от дневной поверхности до уровня горизонта штольни № 1 (интервал глубин — 0–359 м).



 $Puc.\ 2.22$. Концентрически-зональное распределение золота (a) и элементов-примесей (b, b) в жильном кварце Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения. Вертикальная проекция распределения золота на рис. a дана в условных единицах: увеличение содержаний в направлении: 7-6-1-2-3-4-5 согласно условным знакам к рис. a (по: С. И. Косов, Е. П. Зарембский, 1974 г.). Крестиками обозначена дайка плагиогранит-порфиров. Цифрами на проекциях штолен обозначены номера рассечек

Центральное рудное тело изучено на горизонтах штольни 1 и 3 (горизонты соответственно 545 и 465 м). Мощность рудной зоны достигает 54 м. Выделяются зоны тонкозернистых существенно кварцевых метасоматитов, содержащих пирит и слоистые силикаты, развитых вдоль контактов, и кварцевое жильное выполнение. Мощность последнего достигает 12,5 м, а зоны метасоматитов имеют мощности 29,5 и 17,5 м со стороны каждого из контактов. Судя по строению и минеральному составу, особенностям контактов, за метасоматиты принимался существенно кварцевый агрегат грязного кварца жильного выполнения. Жильный кварц (ЖК) центральных собственно кварцевых частей жильных зон представлен полосчатыми, массивными, шестоватыми и гребенчатыми агрегатами. По сравнению с кварцем Верхнего рудного тела он отличается большей степенью термального преобразования в связи с внедрением пострудных интрузивных тел. Для этой рудной зоны характерна большая эродированность.

Фрагмент рудоносной зоны Кварцевая сопка вследствие сбросо-сдвиговых дислокаций пространственно обособлен (рис. 2.21) и характеризуется целым рядом особенностей ЖК, связанных с термальным воздействием пострудного магматизма. В строении участка прослеживается довольно чёткая зональность. Здесь выделяются зоны полосчато-фестончатого, массивного, массивно-ноздреватого и пластинчато-массивного кварца. Однако облик его – крупно-кристаллически-зернистая структура, крупношестоватые параллельные сростки, слагающие отдельные полости в полосчатых агрегатах и полное отсутствие сульфидов и золота – свидетельствуют о том, что он претерпел интенсивную перекристаллизацию с укрупнением зерна и выносом рудных компонентов.

Северная рудная зона располагается на западном фланге месторождения и прослеживается в северо-восточном простирании от ручья Лев. Ул вдоль ручья Северный на 2,5 км. Здесь, по данным С. И. Косова и Е. П. Зарембского, подтверждённым нашими наблюдениями, преобладают структуры и текстуры выполнения трещин. Наблюдаются развитые мощные кварцевые жилы и зоны сетчатого прожилкования. Последние тяготеют к контактам дайки в висячем боку кварцевого тела. Общая мощность зоны составляет 30−80 м. В ней разведкой выявлено два рудных тела (Промежуточное и Южное), разобщённые трещинной интрузией гранодиорит-порфиров. Промежуточное рудное тело расположено на юго-западном фланге рудной зоны и окружено кварцево-слюдистыми метасоматитами. В висячем боку оно сопровождается параллельным рудным телом, приуроченным к контакту изменённой дайки. Нами в Промежуточном теле изучен ЖК на горизонтах штолен № 8 и № 11 (уровни 380 и 310 м соответственно).

Таким образом, особенностью месторождения Многовершинное является локализация его в сложном по литолого-петрографическому составу осадочно-вулканогенном комплексе юрско-палеогенового возраста. Оруденение генетически связано с палеоценовым субвулканическим магматизмом среднекислого состава, поздние дериваты которого имеют щелочной уклон. Золото связано с мощными телами жильного кварца, имеющими зональное строение. Основная часть золота локализована в жильном кварце, слагающем внутренние части этих тел, обрамлённых ранним кварцем, заключающем в себе метасоматически изменённые вмещающие породы, содержащие новообразованный пирит и другие сульфиды. Золото ассоциирует с сульфидным комплексом. Среди жильных минералов развит адуляр, характерный также и для других месторождений МЗСФ. Особенностью минерального состава кварцево-жильных тел, рассечённых пострудными дайками эоценового возраста, является широкое развитие специфических бустамит-волластонитовых скарнов, содержащих родонит, магнетит, диопсид и актинолит. Скарнообразование, нередко сопровождающееся формированием роговиков, а также зон актинолитизации, существенно влияет на перераспределение золота, морфологические особенности золотин. Установлены факты отгонки золота во вмещающие породы и резкое уменьшение его содержаний в первично золотоносном кварце вплоть до его почти полного исчезновения. Наиболее ярко это видно на участке Кварцевая сопка.

Главный вывод: оруденение тесно связано с магматизмом, а такие крупные и мощные кварцевые тела не могут быть продуктами кристаллизации из жидких гидротермальных растворов. Они являются продуктами эволюции специфических дериватов магм среднего и кислого состава со щелочным уклоном. Такими дериватами могут быть только водно-силикатные расплавы, обогащённые рудными, летучими и щелочными элементами.

2.3. Типоморфные особенности Карамкенского месторождения

Анализ литературных данных [Сидоров, 1978; Сидоров, Найбородин, 1968, 1972; Сидоров и др., 1969; Некрасова, Дёмин, 1977; Некрасова, 1972; Шило и др., 1988; Юргенсон, 2003 и др.] свидетельствует о том, что Карамкенское месторождение однозначно относится к типичным представителям МЗСФ.

Геолого-структурная позиция. Карамкенское месторождение находится в Центральной части Примагаданского отрезка Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на продолжении мезозойских структур Колымского золотоносного пояса. Рудоносная Карамкено-Утеснинская зона приурочена к блоку с приподнятым геосинклинальным основанием долгоживущей вулканотектонической структуры глубинного разлома (Г. П. Дёмин, В. Н. Макурин, 1974 г.). Рудное поле площадью около 30 км² входит в состав Карамкено-Утёснинской зоны, объединяющей группу золотосеребряных месторождений и рудопроявлений (Карамкен, Утёсный, Финиш, Аган). Она расположена в междуречье среднего течения р. Арман и верховий р. Хасын. В пределах Карамкено-Утеснинской зоны и на прилегающих к ней участках развиты юрские и меловые стратифицированные вулканогенно-осадочные, а также субвулканические образования, тела и гипабиссальные интрузии мелового возраста. Среди меловых образований развиты поля метасоматически изменённых пород. Структура зоны осложнена системой поднятий и депрессий, выполненных верхнемеловыми образованиями.

Карамкенское месторождение находится в зоне сочленения одноименной вулканотектонической структуры проседания, находящейся на юго-восточном фланге Арманской вулканотектонической депрессии, и Магдавен-Хасынского поднятия.

В пределах рудного поля (рис. 2.23) все стратифицированные и интрузивные образования делятся на две группы: а) наиболее ранние образования арманской и нараулийской свит нижнемелового возраста и прорывающие их субвулканические тела кварцевых диоритовых порфиритов и плагиогранит-порфиров; б) отложения хольчанской, улынской, ольской свит и субвулканические тела дацитов, андезидацитов, липаритов и автомагматических брекчий андезитового состава. Образования этой группы слагают вулканоструктуру, а образования первой группы – её обрамление и образуют её фундамент. Среди интрузивных образований выделяют три группы – раннемеловые, позднемеловые и палеогеновые. К раннемеловым кварцевым диоритовым порфиритам и плагиогранит-порфирам приурочены субширотные кварцево-карбонатные жилы.

Позднемеловые субвулканические тела приурочены к зонам разломов, ограничивающих вулканоструктуру. Они сложены подводящими корневыми каналами автомагматических брекчий андезитов, липаритами основного рудовмещающего комплекса, а также дайками и экструзивными телами дацитов и липаритов, внедрение которых происходило в заключительные этапы верхнемелового вулканизма.

К зоне разломов в северо-восточном ограничении Карамкенской вулканоструктуры тяготеет полукольцевое тело, сложенное дацитами, автомагматическими брекчиями андезитов и липаритами, а также прорывающими их вулканогенными брекчиями с туфовым и кварцево-слюдистым цементом. Общая протяжённость тела — около 8 км при ширине в среднем до 0,6 км. К этому телу и его экзоконтактам по данным разведки приурочены Восточный и Центральный участки месторождения, в которых находятся основные рудные тела. К палеогеновым образованиям отнесены дайки и штоки основного состава, прорывающие весь разрез.

Рудные жилы находятся в разломах различной глубинности и величины. Выявлены также сбрососдвиговые подвижки. Вертикальная амплитуда их не превышает 100 м. Системой разрывных нарушений рудное поле разделено на ряд блоков, содержащих жильные системы двух типов: пучкообразных систем в трещинах скола субмеридионального направления и субмеридиональных протяжённых линейных жильных зон в трещинах отрыва. Последние являются главными рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. В пределах рудного поля в результате разведки выявлено три рудно-магматических пучка: Центральный, Восточный и Северо-Западный. Геологическое строение Восточного участка, где располагается жила или жильная зона Главная, содержащая основную часть разведанных и теперь уже отработанных запасов месторождения, представлено на рис. 2.23, 2.24.

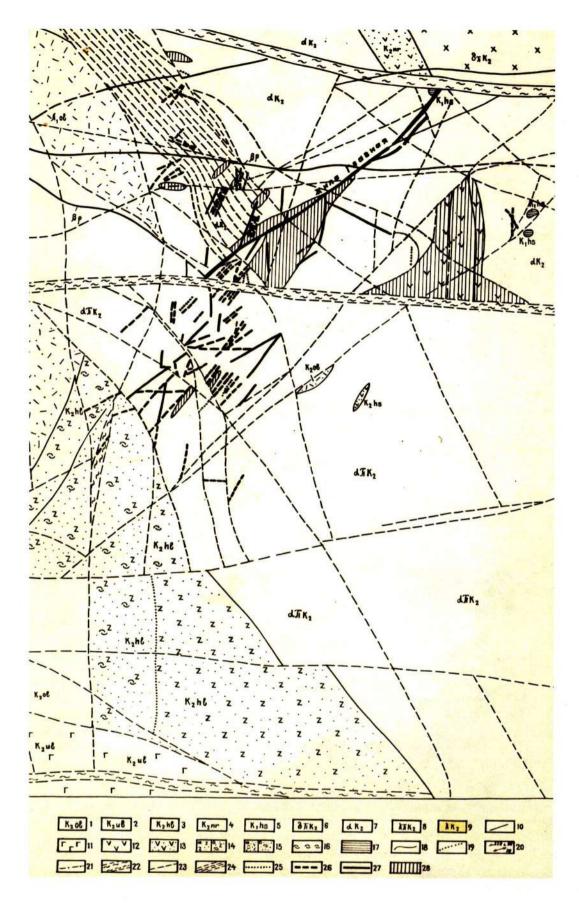


Рис. 2.23. Схематическая геологическая карта Карамкенского месторождения. По материалам разведки (Г. П. Дёмин, В. Н. Макурин, 1974 г.):

Стратифицированные образования: I — толща липаритового состава (альская свита); 2 — базальтовая толща (улынская свита); 3 — толща дацитового состава (хольчанская свита); 4 — андезитовая толща (нараулийская свита); 5 — нижняя вулканогенно-осадочная толща (хасынская свита)

Интрузивные образования: 6 — кварцевые диоритовые порфириты; 7 — андезиты; 8 — автомагматические брекчии андезитов; 9 — липариты; 10 — дайки базальтов и андезитов; 11— базальты; 12 — андезиты; 13 туфы андезитов; 14 — а) кристаллокластические игнимбриты, б) фьямменгнимбриты дацитового состава; 15 — а) кристаллокластические игнимбриты, б) фьямменгнимбриты липаритового состава; 16 — пепловые туфы; 17 — сланцы; 18 — геологические границы; 19 — фациальные границы; 20 — элементы залегания; 21 — флюндальность в субвулканических липаритах. Зоны тектонических нарушений: 22 — мощные зоны разломов, выполненные глиной с обломками пород; 23 — разрывные нарушения; 24 — зона милонитизации. Гидротермальные образования: 25 — жилы мощностью до 11 м; 26 — жилы мощностью от 1 до 10 м; 27 — жилы мощностью свыше 10 м; 28 — гидротермальные брекчии

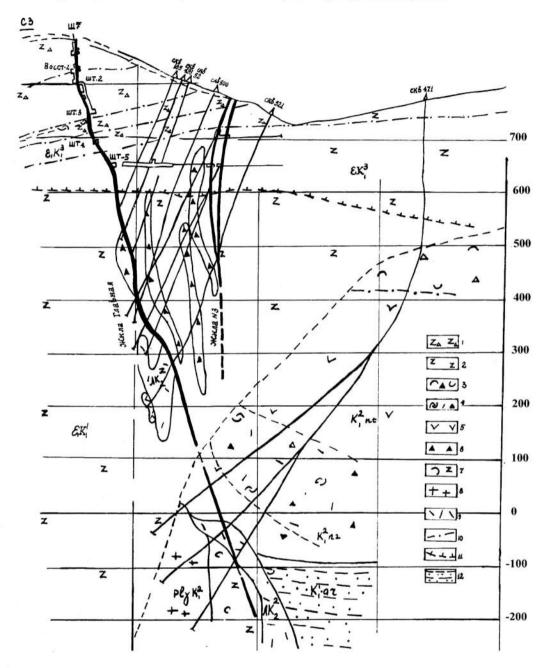


Рис. 2.24. Схематический геологический разрез Карамкенского рудного поля вкрест простирания жилы Главной по разведочной линии XII. Масштаб 1:5000.

По материалам разведки (Г. П. Дёмин, В. Н. Макурин, 1974 г.):

I – автомагматические брекчии андезитов хольчанской свиты, 2 – дациты игнимбриты; 3 – туфоандезиты; 4 – туфы и лавобрекчии среднего состава; 5 – андезиты; 6 – автомагматические брекчии; 7 – фьяммеигнимбриты липаритового состава; 8 – плагиограниты; 9 – липариты; 10 – разрывные нарушения; 11 – тектоническое несогласие между хольчанской и нараулийской свитами; 12 – песчанико-сланцевые отложения. Вулканогенные и осадочновулканогенные комплексы мелового возраста: λK_2 – рудовмещающие липариты; ϵK_1^{-1} - ϵK_3^{-1} – рудовмещающие тела дацитов разного возраста; κK_1^{-1} – андезитовая толща, нараулийская свита; κK_1^{-1} – κK_2^{-1} – полимиктовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты, редкие прослои эффузивов среднего состава. κK_2^{-1} – плагиогранит-порфиры. Условные обозначения см. κK_2^{-1} – плагиогранит-порфиры. Условные обозначения см. κK_2^{-1}

Жилы и жильные зоны. На месторождении известно более 50 жильных тел. Они группируются в свиты сближенных жил, образующие вместе с субвулканическими телами крутопадающие рудномагматические системы или пучки. По данным разведки известно 6 рудно-магматических пучков: жила Главная (№ 3), жилы № 8–9, жилы № 1–2, жилы Северная — Надёжная, жила Новая, жилы № 13–14 (рис. 2.24).

Жила Главная представляет собой систему субпараллельных сближенных жил и их апофиз. Мощность отдельных жил -0.1–0.2 до 3–4 м. Простирание - СВ, падение - 70–90° в обе стороны. В системе около 30 жил, содержащих главную часть запасов месторождения. Прослежена с поверхности на глубину 520 м, по простиранию по горизонтали на 850 м. Коэффициент вариации мощностей -

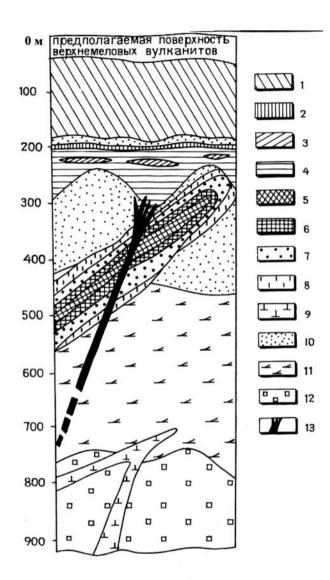


Рис. 2.25. Модель литологической колонки гидротермально-изменённых пород Карамкенского месторождения (по материалам Карамкенской ГРЭ с изменением условных обозначений, 1974 г.):

Формация вторичных кварцитов и околотрещинных метасоматитов: I — неизмененные породы; 2 — монокварцевая фация; 3 — алунит-каолинитовая фация; 4 — гидрослюдисто-кварцевая фация; 5 — адуляр-кварцевая фация; 6 — гидрослюдисто-адуляр-кварцевая субфация; 7 — адуляр-гидрослюдисто-кварцевая субфация; 8 — фация гидрослютизированных пород; 9 — серицит-кварцевая фация. Формация пропилитов (хлоритовая фация): 10 — хлоритовая субфация; 11 — карбонат-хлоритовая субфация; 12 — эпидот-хлоритовая фация; 13 — рудные тела

48 %. На поверхности строение жилы простое, на глубине она имеет брекчиевидное сложение, что соответствует таковому для Первой рудной зоны Балейского рудного поля. Контакты чёткие. Форма жилы зависит также от структурнотекстурных особенностей вмещающих пород. В дацитах она простая, а в автометасоматических брекчиях — сложная, ветвящаяся. Относительно ровные зальбанды со стороны висячего бока осложнены апофизами (рис. 2.24).

Нижняя граница оптимального оруденения, по данным Г. П. Дёмина и В. Н. Макурина (1974 г.), находится в центральной части жилы на абс. отметке +450 м в скв. 614^а (мощность – 0,9 м, содержание золота – 10,6 г/т и серебра – 38,6). Далее с глубиной содержание их уменьшается и возрастает количество пирита и халькопирита, не являющихся главными носителями золота и серебра. В составе жильной массы возрастает доля карбонатов. Примеры строения жилы и содержания главнейших рудных элементов в некоторых сечениях даны в работе [Юргенсон, 2003, рис. 16]. Среднее значение Au/Ag на месторождении – 0,49, соответствует соотношению запасов этих металлов. В рудах адуляр-кварцевого состава оно не выше 0,5 и увеличивается с глубиной. В жилах адуляр-карбонатно-кварцевого состава отношение золота к серебру находится в пределах 0,1-0,001. В ряду участков Восточный – Центральный – Северный Ац/Ад изменяется в порядке 0,45-0,57-0,17.

Околорудноизменённые породы. Вмещающие горные породы претерпели интенсивный гидротермальный метаморфизм, выразившийся в пропилитизации, образовании вторичных кварцитов, околотрещинных метасоматитов. Схема зональности представлена на рис. 2.25. Она предполагает развитие в принципе обычной последовательности их развития. Особенностью пространственного положения гидротермально-изменённых горных пород Карамкенского месторождения является их чёткая разновозрастность и различное отношение к оруденению.

По данным разведки, здесь развиты три группы таких пород: а) дорудные (автомагматические и автометасоматические, пропилиты, вторичные кварциты и околотрещинные метасоматиты); б) рудосопровождающие и околожильные метасоматиты; в) пострудные. Первая группа изменённых пород не имеет отношения к оруденению, как видно из рис. 2.25. Эти породы образовались вследствие окварцевания и калишпатизации (адуляризации) липаритов. Зона пропилитов представлена типичным набором их фаций, развитых на многих вулканических постройках. Снизу вверх эпидот-хлоритовые пропилиты сменяются карбонат-хлоритовыми и хлоритовыми. Вторичные кварциты представлены гидрослюдисто-кварцевой, алунит-кварцевой и монокварцевой зонами-фациями. Они генетически никак не связаны с оруденением и однозначно дискордантно секутся рудоносными кварцевыми жилами. Это один из тех случаев, когда гидротермально-изменённые горные породы не могут указывать на связь с ними оруденения.

Околотрещинные метасоматиты развиты в пределах зон трещиноватости, определившей внедрение в некоторые из них рудоносных водно-силикатных расплавов. Образование околотрещинных дорудных или близкоодновременнорудных метасоматитов, безусловно, связано с начальными этапами рудообразования. Однако в силу того, что отделявшиеся от основной массы рудообразующей системы водно-газовые субстанции двигались на фронте её движения и не содержали рудного материала, достаточного для образования не только рудоносных жил, но и рассеянной минерализации, достаточной для образования эндогенных ореолов рассеяния золота и серебра, как правило, не рудоносны и в отрыве от жильных тел не содержат индикаторных компонентов в концентрациях, позволяющих использовать их для однозначного принятия решения о связи их с конкретным промышленным телом, если эта связь не установлена по данным разведки. Эти метасоматиты развиты в пределах рудоносных зон. Они имеют протяжённость до 2 км и ширину до 0,2—0,3 км.

Поля аргиллизированных пород совмещены с субвулканическим телом по обрамлению вулканической постройки. Распространены они также в пределах Северного, Центрального и Северо-Западного участков. Среди этих метасоматитов выделены: адуляр-кварцевые, гидрослюдисто-адуляр-кварцевые и серицит-кварцевые породы. Все они в определённой мере сохранили первичные текстуры. Аргиллизиты сами по себе не имеют существенного значения как индикаторы оруденения. К рудосопровождающим метасоматитам относятся собственно околожильные их разности. Разведчики месторождения считали их интрарудными образованиями. Они развиты локально и только вдоль рудоносных жил. Особенности их распределения в пространстве месторождения и рудоносности были специально изучены А. Т. Табатчиковым в 1978 г. Он установил, что метасоматические изменения проявлены локально в виде отдельных пятен, линз, раздувов и пережимов, но повсеместно только в контактовых частях жил. Зоны изменённых пород имеют мощность 10-30 см, реже - 0,4-1,0 м. Характерна высокая степень перекристаллизации первичного субстрата, появляются новообразованные кварц, слюды, хлорит, адуляр, гидромусковит, карбонаты. Наши наблюдения в горных выработках и изучение метасоматитов в шлифах показали, что существуют все переходы от кварц-гидромусковит-адуляровых ассоциаций в приконтактовых частях к кварц-адуляр-гидрослюдистым и кварц-гидрослюдистым на удалении от контакта.

Золото и серебро наблюдается только в ассоциациях, тяготеющих к контакту кварцгидромусковитово-адуляровых и кварц-адулярово-гидромусковитовых. Высокое содержание золота и серебра в метасоматитах наблюдается преимущественно в приконтактовых частях жил с бонанцами, которые развиты только на верхних частях месторождения (горизонты +795 м и +745 м, соответственно штольни № 2 и 3). Среднее содержание золота в метасоматитах этих частей месторождения, по данным А. Т. Табатчикова [1978], составляло 1,31–15,49 г/т и серебра — 14,39–1232 г/т. Оруденение проникает во вмещающие породы на 0,1–0,6 м от контакта рудной жилы, что свидетельствует о высоких градиентах физико-химических условий кристаллизации рудоносного расплава, типичных для близповерхностных месторождений. Наибольшие мощности околорудных изменений наблюдаются в висячих боках жил, очень редко мощность их достигает 10 м.

В околожильных метасоматитах промышленное оруденение устанавливается не повсеместно и имеет локальное, ограниченное распространение. Оно приурочено к участкам рудных тел с высоким содержанием золота и серебра. Интенсивность оруденения, как и околожильных

изменений с глубиной уменьшается и, начиная с уровня штольни № 4 (гор.+695 м), в околорудных метасоматитах наряду с кварцем и адуляром присутствуют цеолиты, апатит, серицит, широко развиты хлорит, карбонаты, пирит, монтмориллонит и сапонит. Преимущественное развитие богатых руд в жилах, а не в околорудноизменённых породах в верхней части месторождения свидетельствует о том, что, как и в Балейском месторождении, здесь существует асимметричная вертикальная зональность, обусловленная центробежной кристаллизацией сверху вниз, типичной для близповерхностных условий. Наряду с рудоносными существенно кварцевыми жилами в пределах рудного поля в непосредственной близости от них, часто в приконтактовых их частях, развиты предрудные эксплозивные брекчии с кварцевым и кварцево-сульфидным цементом. Особое значение имеют трубообразные тела гидротермальных брекчий, обогащённых кварцсульфидным материалом, тяготеющих к рудным телам и являющихся прямыми поисковыми признаками промышленного оруденения.

На распределение хлоритизации и пиритизации во вмещающих породах и в жильном материале влияют два фактора: а) наличие разрывных структур; б) смена состава пород (в липаритах преимущественное развитие получает только пирит и окварцевание, а в андезитах — интенсивно развита и хлоритизация). В общем случае пиритизация сопровождает оруденение и нарастает с глубиной, повторяя контур ореола повышенных концентраций золотого оруденения.

Минеральный состав жильных тел. В пределах рудного поля среди известных более 50 жил по минеральному составу выделяются несколько типов: кварцевые, адуляр-кварцевые, карбонат-адуляр-кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные, цеолит-кварцевые и кварц-сульфидные. В качестве примеси к кварцу и другим жильным минералам жилы содержат крайне небольшое количество сульфидных и других рудных минералов (не более 0,5–1 %). Однако, количество минеральных видов велико.

В целом для рудного поля А. Н. Некрасова (1972 г.) выделяет несколько стадий минералообразования: допродуктивную – крупногребенчатого кварца; раннюю продуктивную – адуляркварцевую; позднюю продуктивную – карбонат-кварцевую, стадию сахаровидного кварца и послепродуктивную – мелкогребенчатого кварца. Нами установлено, что градация эта достаточно условна, а жилы образованы преимущественно в одну стадию.

Промышленные структурно-парагенетические разности жильного выполнения распределены в пределах рудного поля зонально: в направлении с юго-востока на северо-запад происходит смена ранних жил поздними. В большинстве жил проявлены многие из перечисленных структурно-парагенетических разностей. Лишь в одной из них, — жиле Главной, составляющей основу месторождения, наиболее мощно проявлена ранняя продуктивная ассоциация.

Особенности строения, минералогии и зональности жилы Главной. Жила Главная центральной группой разломов (они видны на всех вертикальных проекциях) разделена на две части - в дацитах и липаритах (северо-восточную) и в автомагматических брекчиях среднего состава (юго-западную). В северо-восточной части жилы имеется четыре участка, обогащённых золотом и серебром, а в юго-западном – два. Один из них содержит больше серебра. Это хорошо видно на рис. 2.26, где: 1-3 - участки преимущественно золотого оруденения с содержанием золота (г/т) и отношением золота к серебру соответственно: 64 и 1-0,1; 16-64 и 1-0,1; 4-16 и до 0,1; 4-6 - участки преимущественно серебряного оруденения с содержанием серебра и золота (г/т): 4 – рядовые серебряные руды, серебро до 100 при непромышленном содержании золота; 5 – богатые серебряные руды, серебро более 100 с содержанием золота 4–16; 6 – богатые серебряные руды с содержанием серебра более 100 с непромышленным золотом; 7 – условные границы распространения продуктивной минерализации; 8 – уровни горизонтов разведки, соответствующие абсолютным отметкам, м; 9 - условная граница распространения существенно селено-серебряной науманнит-пираргиритовой минерализации; 10 – а) контактовая зона милонитов (КЗМ); б) центральная зона милонитов (ЦЗМ); в) главный широтный разлом (ГШР); 11 – границы распространения горных пород, условные обозначения которых см. на рис. 2.23.

Зоны милонитизации, а также границы различных минеральных ассоциаций, границы распространённости определённых структурно-текстурных разностей, обогащенные золотом части жилы, — всё это склоняется на юго-восток под углом 30–60° к центру вулканической струк-

туры. Жильный материал состоит из кварца (60–97 %), адуляра (0,5–40 %), слоистых силикатов (монтмориллонита, каолинита, гидрослюд 0,2–1,5 %). В юго-западной части жилы широко распространены кальцит (часто манганокальцит), хлориты и пирит.

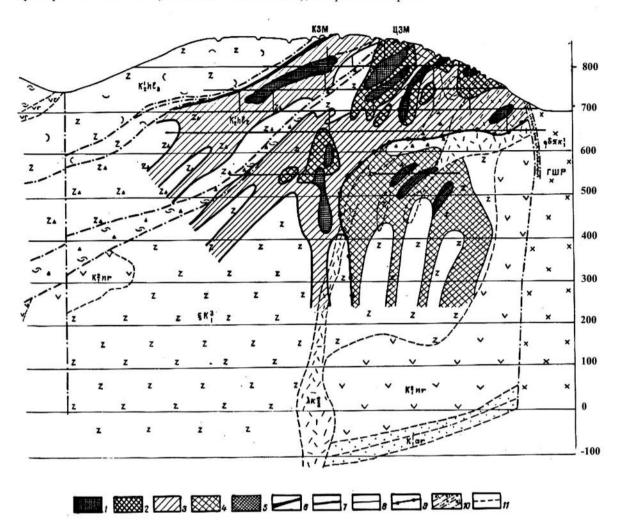


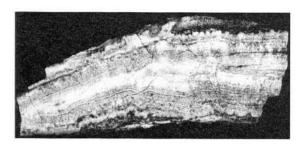
Рис. 2.26. Распределение средних значений концентраций золота и серебра в ореоле повышенных содержаний в плоскости жилы Главной Карамкенского месторождения.

По материалам разведки (Г. П. Дёмин, В. Н. Макурин, 1974 г.). Пояснения в тексте

Главнымижильнымипарагенезисамиявляются: адуляр-кварцевые, каолинит (гидрослюда)-адуляр-кварцевые, кальцит-адуляр-кварцевые и хлорит-кальцит-кварцевые. Срединную часть жилы, составляющую около половины его объёма, слагают адуляр-кварцевые массы. Границы ее распространения имеют юго-западное склонение под углом 30–40° и на исследованной глубине не выклиниваются, хотя тенденция к нему наблюдается. В принципе область распространения адуляр-кварцевого парагенезиса совпадает с контурами распределения золотого оруденения. Строение минеральных агрегатов показано на рис. 2.27–2.28.

Каолинит(гидрослюда)-адуляр-кварцевый парагенезис слагает фланговые части жилы. В подрудной части зоны существенно золотого оруденения и в контурах существенно серебряного ширина полосы развития рассматриваемого парагенезиса в 2–3 раза больше. В юго-западной части жилы Главной этот парагенезис имеет незначительное распространение.

Кальцит-содержащие парагенезисы распространены преимущественно в юго-западной части жилы, где оруденение локализовано в полосчатых агрегатах каолинит-адуляр-кварцевого состава с переменным количеством карбонатов и хлоритов. В северо-восточной части жилы эти парагенезисы развиты преимущественно вне связи с золоторудной продуктивной минерализацией, но наложенная серебряная тяготеет к зоне их развития.



Puc. 2.27. Типичный ритмично-полосчатый адуляр-кварцевый агрегат. Обр. 448 крк.

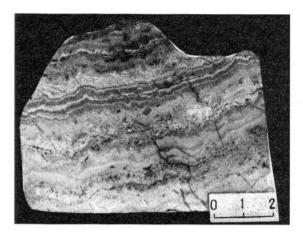


Рис. 2.28. Ритмично-полосчатый гидрослюдистокаолинитово-кварцевый агрегат. В срединной части заметны пластинчато-массивные текстуры

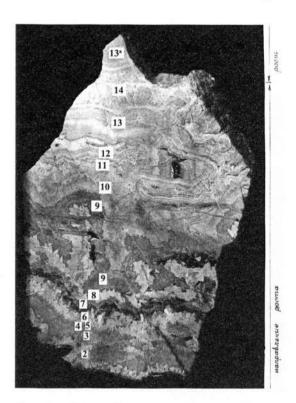


Рис. 2.29. Полный разрез продуктивной части жилы Главной. Ритмично-слоистая текстура течения и структурирования адуляркварцевого состава. Обр. 413 крк. Уменьшена в 2 раза

Кроме указанных главных жильных минеральных парагенезисов, в жиле широко развиты многочисленные рудные. Многие из них были установлены А. Н. Некрасовой (1972 г.). Из сульфидов отмечаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, арсенопирит, из блёклых руд — фрейбергит, теннантит. В рудах описаны сульфостаннаты, канфильдит, станнин, франкеит (?), селениды (науманит, агвиларит, умангит(?)), сульфосоли серебра (полибазиты, пираргирит), серебряные колчеданы, электрум и кюстелит.

В пределах жилы Главной известна [Некрасова, Дёмин, 1977] минеральная зональность, которая представляется нам не однонаправленной, а симметрично-асимметричной; такое её толкование вытекает из принципиальной схемы распределения минеральных типов оруденения, которая указана на рис. 2.18: верхний юго-западный и нижний северо-восточный фланги характеризуются преимущественным развитием серебряного оруденения, а центральная (срединная) часть - золотого. На югозападном фланге развита науманит-псевдополибазит-серебряная (с золотом) минерализация. Далее следует основная золотоносная зона с золотоканфильдит-фрейбергит-халькопиритовой цией, сменяющаяся с глубиной слабозолотоносной золотопирит-сфалеритовой. Крайняя и нижняя северо-восточная является олово-серебряной (галенитканфильдитовая ассоциация). Особенностью пирита [Бердман и др., 1972; Воин и др., 1974] являются повышенные концентрации вольфрама и молибдена. В жильном материале присутствуют висмут, олово, молибден, отмечаются ниобий, а сурьма отсутствует. Золотосеребряное отношение, как указывалось выше, составляет в среднем 0,5, имея тенденцию к увеличению от флангов жилы к её срединной части.

Все эти данные дают основание считать Карамкенское месторождение переходным от типичных золотосеребряных к золоторедкометалльно-серебряным.

Типоморфные признаки жильного кварца. Структуры и текстуры существенно кварцевых жильных агрегатов характеризуются ритмичным чередованием слоёв полосчатой, массивной, пластинчатой и шестовато-гребенчатой текстуры. Особенность их заключается в том, что типичные тонкозернистые агрегаты здесь распространены менее, а пластинчатость проявляется в основном в виде так называемых рубленых текстур. Специальному их рассмотрению на примерах Карамкенского и других месторождений северо-востока посвящено много работ [Бородин, 1976; Сидоров, 1978; Найбородин, Сидоров, 1980 и др.], поэтому здесь они более детально не рассматриваются.

Наиболее распространёнными в жиле Главной являются ритмично-полосчатые, тонко-фестончато-полосчатые или грубополосчатые текстуры. На рис. 2.29 представлен полный разрез по маломощному участку жилы. На контакте её в лежачем боку – тонкая (1,5 мм) полоса тонкозернистого или тонкошестоватого кварца (1), на которую нарастает слой, состоящий в основном из светло-кремового адуляра и кварца. Обособления адуляра идиоморфны. Мощность слоя – 0,6–1,7 см, далее слой массивного мелко- до тонкозернистого кварца (3), который сменяется тончайшим слоем существенно адулярового состава (4). Далее вновь выделяется слой тонкошестоватого (5) кварца с гидрослюдой и адуляром на границах удлинённых индивидов кварца. Следующий ритм снова начинается с обильного выделения адуляра (6) и завершается уже тонкополосчатым фестончатым шестоватым, с большой СКС, кварцем (7). Следующий ритм также начинается слоем адуляра (8) и завершается массивным, а затем – тонкошестоватым кварцем (9). Этим завершается образование адуляр-кварцевых ритмов. Следующие представлены уже главным образом кварцевыми слоями, в основании которых отмечаются тончайшие слойки адуляр-гидрослюдистого состава (10; 11; 12; 13). В этих четырёх слоях в направлении роста индивидов происходит постепенное (но периодическое) уменьшение количества глинозёмистых компонентов в кварцевой матрице и увеличение размеров индивидов кварца, их прозрачности и совершенства. Завершается кристаллизация со стороны лежачего бока крупношестоватым или мелкогребенчатым серым или аметистовым кварцем (14). Часто по возникающим трещинам последние генерации кварца формируются в тонких прожилках (14). В процессе кристаллизации отдельные части уже сформированных ранних генераций раскалывались и обрастали последующими генерациями. Со стороны висячего бока (13^a) мощность всех описанных частей жилы резко уменьшается. Поэтому в большинстве случаев жила имеет симметрично-асимметричное строение. Золото и рудные минералы находятся преимущественно на границах адуляровых слойков, нередко содержащих слоистые силикаты. После рудных минералов выделяется кварц.

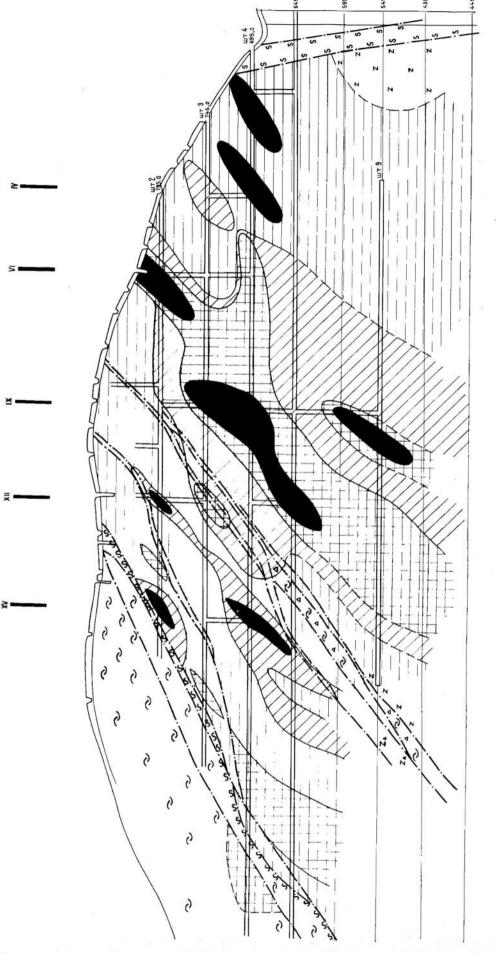
Описанная последовательность в образовании отдельных слоёв и ритмов, представляющих собой и последовательность образования структурно-текстурных разностей агрегатов, в пределах всей жилы Главной в принципе одинакова. Но в ряде случаев, как и на Балейском и других рудных полях, — из общей системы слоёв, агрегатов и парагенезисов некоторые могут выпадать, а другие преобладать, в зависимости от конкретных условий, времени раскрывания и существования рудовмещающих трещин, а также их подновления.

В тех случаях (юго-западный фланг жилы), где вмещающие породы представлены изменёнными автомагматическими андезитами вместо адуляра (или наряду с ним), присутствует кальцит, а вместо гидрослюд и каолинита — хлориты; слоистость и полосчатость текстур и структур сохраняется. Но размеры зёрен и индивидов здесь на порядок больше, широко распространены шестоватые агрегаты.

Расположение в пространстве структурно-текстурных разностей кварца представлено на рис. 2.30, где показано распределение массивно-полосчатых, массивных, пластинчатых, шестоватых и гребенчатых агрегатов кварца на фоне полосчатых, которые распространены практически по всему объему жилы. Анализ изображённого даёт следующее: а) границы распространения структурно-текстурных разностей кварцевых агрегатов (дополняющих распространённость полосчатых) соответствуют в целом границам распространения золотого оруденения; б) наиболее полные комплексы структурно-текстурных разностей (полосчатые, массивно-полосчатые, шестоватые, гребенчатые) соответствуют в целом обогащённым золотом частям жилы; в) в целом наблюдается симметричная зональность — от существенно полосчатых на флангах к полному комплексу структурно-текстурных разностей в срединной части и в отдельных локальных раздувах; г) с глубиной происходит увеличение доли массивных и шестовато-гребенчатых агрегатов.

В связи с тем, что полосчатые агрегаты являются ранними по времени образования, отмеченные закономерности свидетельствуют о вероятной центростремительной кристаллизации: от флангов к центру и сверху вниз. Остаточные растворы дольше сохранялись в срединной полосе, где проявлены наибольшие мощности жилы.

В целом комплекс структурно-текстурных разностей жильного кварца, развитого на Карамкенском месторождении, последовательность их образования, ритмично-периодическое распределение в жиле в направлении от контактов к центру её оси, общие тенденции в их изменчивости с глубиной, а также состав жильных минеральных парагенезисов в принципе очень близок развитым на Балейском рудном поле и является типоморфным для месторождений малоглубинной золотосеребряной формации.



I – полосчатые; 2 – полосчато-массивные и массивные; 3 – пластинчатые («рубленые») шестоватые и гребенчатые; 4 – аметистовидные разновидности шестовато-гребенчатого. Римские Puc. 2.30. Распределение в пространстве жилы Главной агрегатов жильного кварца различных структурно-текстурных разностей: цифры – номера разведочных профилей. Числа при номерах штолен и линий горизонтов – отметки высот в метрах. Остальные пояснения см. на рис. 2.23

Вариации химического состава жильного кварца. Изучение содержаний и распределения петрогенных элементов дало следующее. В связи с тем, что количественные соотношения четырёх главных жильных минералов (кварца, адуляра, слоистого силиката и кальцита) варьируют и количественные соотношения кварца и тонкодисперсных алюмосиликатов определить не удаётся из-за невозможности полного их разделения, представляется рациональным ограничиться рассмотрением валового химического состава общих проб и выделенных существенно кварцевых агрегатов (слоёв или зон) по данным силикатного анализа.

Результаты математической обработки данных свидетельствуют о следующем:

- 1) общие пробы: с глубиной происходит уменьшение концентраций глинозёма, железа, магния, кальция и увеличение кремнезёма, титана;
- 2) существенно кварцевые слои и агрегаты: с глубиной происходит увеличение концентраций кальция. Для всех остальных компонентов однонаправленной изменчивости не обнаружено.

В целом значительные вариации обнаружены только для кремнезёма (до 16 %). Из рассмотрения этих данных можно сделать только один вывод — на верхних горизонтах жильное выполнение содержит в среднем 70–75 % кварца, а на глубине — 78–82 %. На глубоких горизонтах происходит более сложная дифференциация в минералообразующем флюиде.

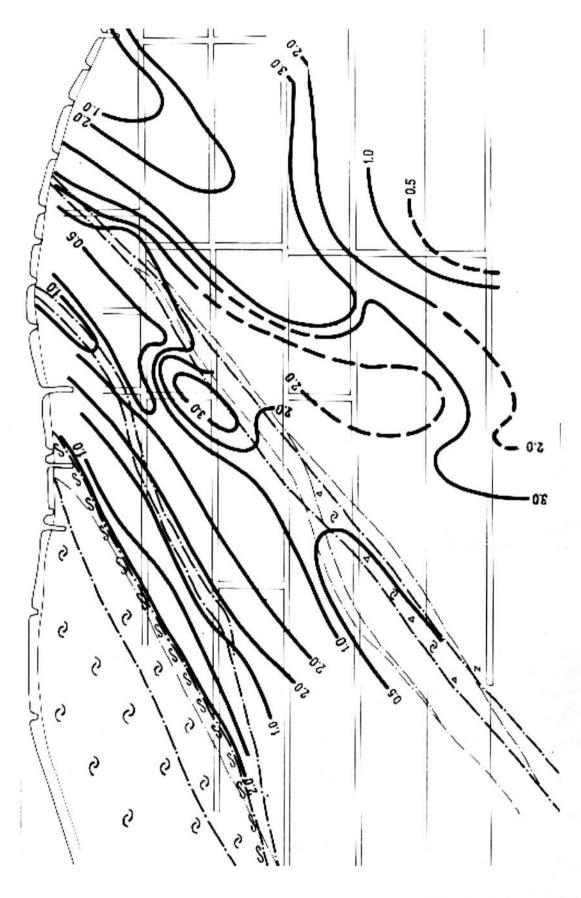
В целом намечаются обратные корреляции калия и натрия. Постоянно присутствует литий в количествах 0,01–0,17 % его окиси, а также рубидий и цезий. Величины отношений калия к литию, калия к натрию и натрия к литию соотносятся как 100:10:1. В целом концентрации калия в кварце северо-восточной части жилы больше, рудоносность которой выше, нежели в юго-западной. Содержание калия с глубиной в северо-восточной части жилы уменьшается по мере уменьшения интенсивности оруденения. На уровне возрастания концентраций золота на условной отметке 310 м концентрация калия вновь возрастает. Наиболее показательны изменения с глубиной (и по мере уменьшения концентрации золота) калинатрового отношения (от 84,1 до 39). На рис. 2.31–2.32 приведён характер изменчивости распределения в объёме жилы Главной К,О и Li₂O.

В целом в случаях сложного распределения в пространстве различных концентраций золота, как это выявлено на Карамкенском месторождении, рассмотрение характера изменчивости концентраций щелочей нельзя проводить только по вертикали, а относительно элементов залегания рудных столбов. Наиболее подходящими для выявления закономерностей изменения концентраций щелочей относительно распределения золота оказались сечения, перпендикулярные склонению жилы.

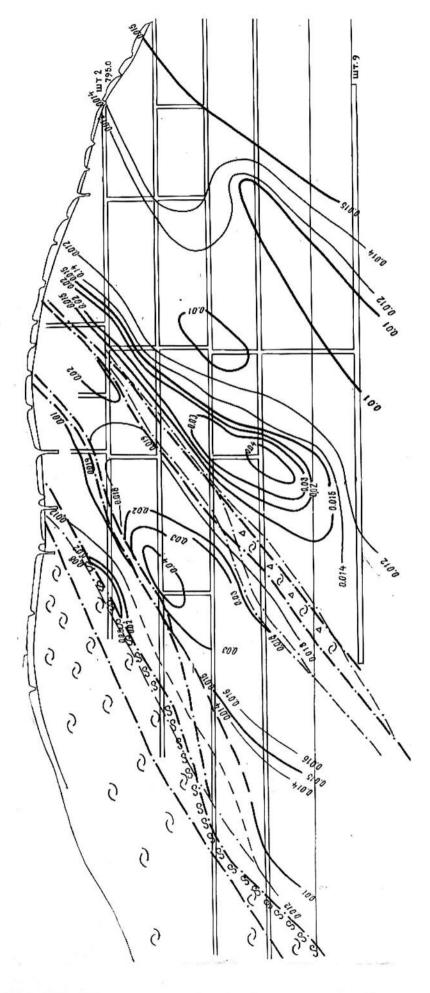
Наиболее общие закономерности в распределении щелочных металлов в жильном материале жилы Главной заключаются в уменьшении их концентраций с глубиной при максимальных их значениях в зонах богатых руд и на переходах к надрудным зонам. В распределении этих химических элементов отражается как собственно золотосеребряное, так и олово-серебряное оруденение. В ряду переход к надрудной зоне \rightarrow зона высоких концентраций \rightarrow зона бедных или непромышленных руд K_2O/Li_2O изменяется в пределах $167,5 \rightarrow 239,7-260 \rightarrow 85,2$. В надрудной зоне это отношение в два раза выше, чем в подрудной. Это указывает на прямые генетические связи рудных элементов и щелочных металлов, а также соответствует повышенной щелочности минералообразующей системы.

Распределение золота, серебра, свинца и олова свидетельствует (рис. 2.33) о том, что в качестве критериев эрозионного среза или прогнозирования оруденения аналогов жилы Главная можно использовать для определения верхней границы оруденения высокие отношения серебра и олова (более 30), низкие содержания свинца (5–10 г/т) при очень низком (0,04) золотосеребряном отношении. Для зон нижнего выклинивания характерны очень низкие содержания всех рудных элементов и минимальные отношения их концентраций. Исключение составляет отношение свинца к серебру, которое вообще во всей подрудной зоне очень высоко (1,2–2,88) и является её отличительной чертой.

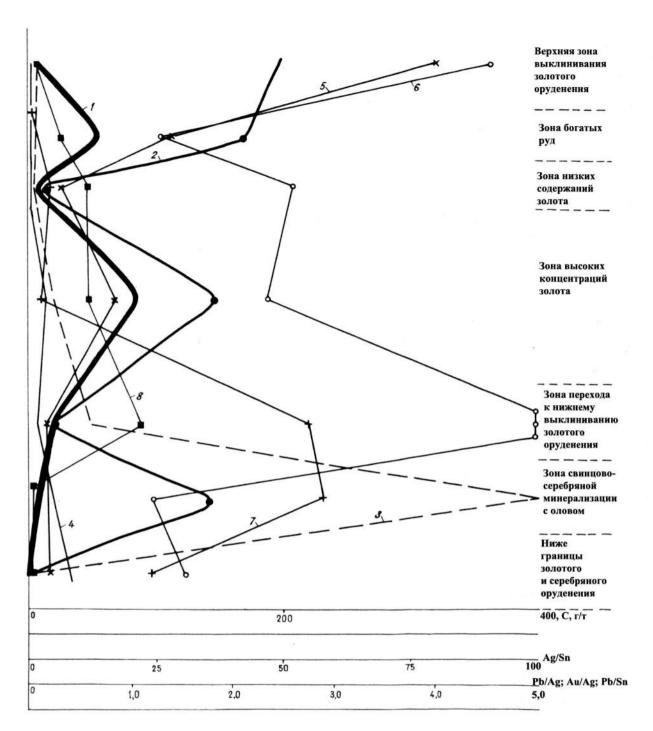
Для кварца жилы Главной величины степени СКС возрастают с глубиной от 31,6 вверху до 64,0 внизу [Юргенсон, 1996, 2003, табл. 6]. При этом относительное возрастание этого параметра характерно для срединной части жилы (42,0), где широко развиты агрегаты относительно хорошо раскристаллизованного кварца, а также аметистовидный кварц. И в целом получается симметрично-асимметричная зональность относительно верхней и нижней частей жилы. Данные по СКС убеждают в том, что кристаллизация шла в направлении от периферии жилы (сверху и с флангов) к центру и на глубину. Высокие значения СКС более развиты там, где мощность жилы больше, — в её срединной части.



Сплошные изолинии – достоверные, штриховые – экстраполяция по единичным пробам. Изолинии проведены через 1 %. Puc. 2.31. Распределение окиси калия в существенно кварцевых агрегатах в плоскости жилы Главной. Условные обозначения см. к рис. 2.23



Puc. 2.32. Распределение концентраций окиси лития в пробах жильного кварца в плоскости жилы Главной. Основные изолинии проведены через 0,01 %, дополнительные (тонкие) – через 0,005 и 0,001 %. Условные обозначения см. к рис. 2.23



Puc. 2.33. Изменения с глубиной содержаний и соотношений рудных элементов в ЖК жилы Главной Карамкенского месторождения

С глубиной возрастает интенсивность ЕТЛ кварца. Область рудных столбов в жиле оконтуривается сверху изолинией $\rm T_2\,240\,^\circ C$, а снизу эта граница находится между изолиниями $\rm 245-250\,^\circ C$. Изолинии интенсивностей менее 800, но более 400 усл. ед. ограничивают эту же рудоносную часть жилы. Изолинии $\rm 800-400$ усл. ед., открытые книзу, свидетельствуют о возможности продолжения оруденения на глубину. Таким образом, изменчивость параметров ЕТЛ ЖК жилы Главной в принципе аналогична таковой Балейского рудного поля.

Жильный кварц Карамкенского месторождения характеризуется теми же главными типоморфными признаками, что и кварц Балейского рудного поля: преимущественное развитие ритмично полосчатых текстур, сторогая последовательность в последовательности образования различных структурно-текстурных их разностей (полосчатые, массивные, пластинчатые, гребенчатые), низкие

значения степени СКС и температур фазовых переходов (среднее значение — 564—566, уменьшение с глубиной), высокие значения величины соотношения воды и углекислоты (среднее — 50—70), высокие концентрации щелочей, особенно калия, постоянное присутствие лития, золота и серебра, высокие отношения содержаний калия и натрия, калия и лития, ограничения рудных столбов определёнными значениями величин температур и максимумов ЕТЛ. В распределении указанных признаков по вертикали и в направлении от надрудных частей жил к их подрудным частям установлена симметрично-асимметричная зональность. Все эти признаки являются типоморфными для эталонных месторождений МЗСФ, каковыми представляются Балейское и Карамкенское рудные поля.

Отличительной чертой жильного выполнения в Карамкенском рудном поле является постоянная примесь олова и свинца, присутствие висмута только в зонах с промышленным оруденением и отсутствие сурьмы и мышьяка.

Изменчивость концентраций калия, калинатрового и калий-литиевого отношений, отношений концентраций серебра и олова, золота и серебра, свинца и серебра показывает, что они могут быть надёжными критериями для оценки уровня эрозионного среза и определения принадлежности фрагментов кварцевых жил или зон окварцевания и сульфидизации к надрудным или подрудным зонам.

2.4. Типоморфизм жильного кварца Агинского месторождения

В разделе рассмотрены важнейшие данные по составу и свойствам жильного кварца и существенно кварцевых жильных агрегатов по двум жильным зонам Агинского месторождения — Агинской и Сюрпризу. Для изучения жильного кварца использованы образцы, любезно предоставленные автору Л. И. Бочек (ЦНИГРИ).

Минеральный состав руд и существенно кварцевых агрегатов. Структуры руд преимущественно аллотриаморфнозернистые, с краевыми каёмками, коррозионные, микрококардовые, решётчатые, интерстициальные, концентрически-зональные. Руды Агинского рудного поля относятся к золотогессит-калаверитовому типу [Бабкин и др., 1970; Андрусенко, Щепотьев, 1974]. Они состоят из кварца, адуляра, кальцита, цеолитов, в которых в виде различного характера вкрапленности присутствует золото, а также пирсеит, аргентит, калаверит-креннерит, гессит, фаматинит, риккардит, халькопирит, тетрадимит, алтаит, борнит, идаит, сфалерит, блёклая руда, марказит и киноварь [Бабкин и др., 1970; Андрусенко, Щепотьев, 1974].

Наиболее характерной чертой жильных существенно-кварцевых агрегатов является их ритмичнослоистое сложение (рис. 2.34—2.36).

Наиболее полные комплексы структурно-текстурных разновидностей агрегатов развиты в средних по глубине частях жил. К ним же приурочено максимальное оруденение.

В общем случае анализ структур и текстур жильных агрегатов свидетельствует о ритмичном непрерывнопрерывистом процессе минералообразования в жилах. Анализ данных Н. И. Андрусенко и Ю. М. Щепотьева [1974], материалов разведки и результатов исследования каменного материала свидетельствует о существовании двух сближенных во времени временных отрезков минералообразования. Они отделены мелкими внутриминерализационными подвижками, выразившимися в появлении локального брекчирования. Но в целом это один процесс, связанный единством состава и строения минеральной матрицы (ритмично-полосчатый, почковидный, фестончатый существенно кварцевый агрегат, в котором почти всегда присутствует адуляр) и рудных примесей (золото, его теллуриды, серебро и его соединения).

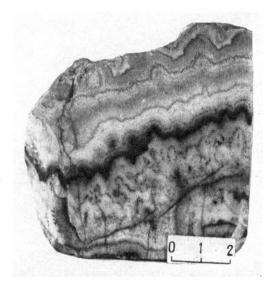


Рис. 2.34. Ритмично-слоистый агрегат продуктивного жильного кварца. Золото и прочие рудные минералы располагаются на границах слоёв, содержащих алюмосиликаты, и собственно кварцевых

В целом в жилах выражена следующая последовательность смены минеральных ассоциаций:



Рис. 2.35. Полосчато-массивный микрозернистый существенно кварцевый агрегат. Верхняя слабо золотоносная часть рудной зоны. Сюрприз, шт. 10. Обр. A-1073

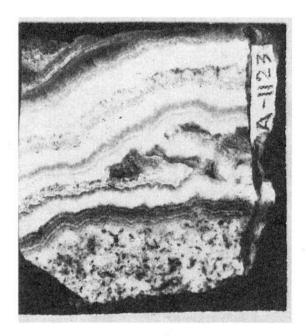


Рис. 2.36. Переход от массивно-пластинчатого агрегата к сильно золотоносному тонкополосчатому фестончатому с последующим внутриминерализационным брекчированием и последующим отложением фестончатого массивнополосчатого агрегата. Сюрприз, зона богатого оруденения, шт. 8. Обр. А-1123. Натуральная величина

- 1) адуляр-кварц-пиритовая; золотокварцадуляровая с гидрослюдой или хлоритом; золотоадуляр-кварцевая; отмечаются халькопирит, борнит, тетрадимит;
- 2) золотопирит-халькопирит-кварцевая с борнитом, алтаитом, гесситом, сфалеритом, мар-казитом, аргентитом; золотокалаверит-риккар-дит-пирит-халькопирит-кварцевая с гидрослюдой; присутствует борнит, алтаит, идаит; кварцгидрослюда-цеолит-карбонатная.

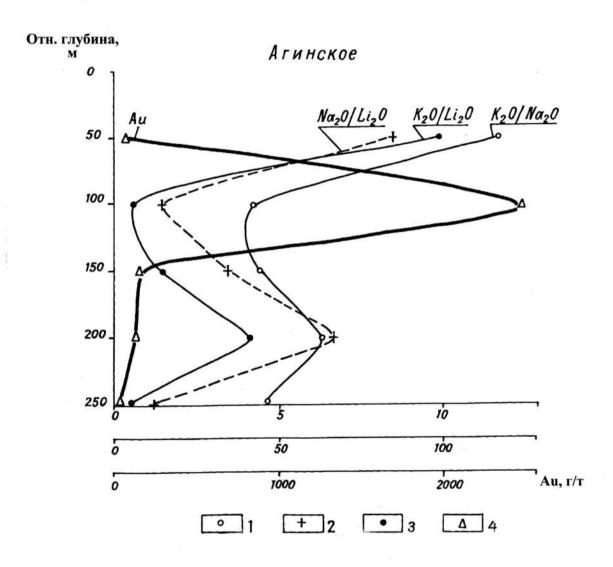
Основания ритмов сложены, как правило, микрозернистыми массивными или тонкошестоватыми фестончатыми существенно кварцевыми агрегатами. К концу ритма увеличивается количество шестоватых агрегатов, которые переходят в мелкогребенчатые. В симметричных маломощных жилках срединные их части содержат мелкодрузовые пустоты или тонкозернистые агрегаты кварцкальцитового или кварц-цеолитового состава. В верхних частях жил наиболее распространены ритмично-полосчатые или фестончатые текстуры. Нижние части жил сложены крустификационными, кокардовыми, брекчиевидными, параллельношестоватыми или шествовато-гребенчатыми агрегатами.

В пределах указанных двух временных отрезков, которые, по сути дела, представляют собой два макроритма, в рудных жилах образуются по две продуктивные ассоциации. При этом начало формирования каждого из них характеризуется выделением сульфидов — преимущественно пирита в первом и пирита и халькопирита — во втором. Эта последовательность минералообразования, по данным Н. И. Андрусенко и Ю. М. Щепотьева [1974], происходила на фоне скачкообразного уменьшения температур от 412 до 115 °C сначала из газовой фазы (что маловероятно), а затем из жидкой.

Перечисленные минеральные ассоциации распределены в пространстве рудных жил зонально. Верхние зоны (1420–1300 м) сложены существенно золотоадуляр-кварцевой ассоциацией с крайне незначительным количеством сульфидов и теллуридов. Здесь поздние ассоциации представлены цеолитами и карбонатами. Средние зоны (1300–1100 м) сложены золотоадуляр-кварцевой ассоциацией с теллуридами и подчинённым количеством сульфидов. Нижние зоны (1100 м и глубже) сложены золотосульфидно-кварцевыми рудами со слабым развитием теллуридов. Количество пирита, халькопирита с глубиной возрастает. Средние зоны, где проявлены ассоциации золото-

адуляр-кварцевые и золотоадуляр-кварцевые с теллуридами, — самые продуктивные. Увеличение с глубиной сульфидов одновременно сопровождается уменьшением количества золота и серебра при относительном преобладании первого. Золотосеребряное отношение изменяется циклично: 4; 0,7; 1,2; 12, соответственно в золотоадуляр-кварцевой, золотогессит-кварцевой, золотохалько-пирит-пирит-кварцевой и золотокалаверит-кварцевой ассоциациях.

Вариации состава кварца. Из элементов-примесей в существенно кварцевых жильных агрегатах изучались концентрации и распределение щелочей, золота, серебра, свинца и стронция. В целом содержание щелочей максимально в полосчатых и массивных текстурных разновидностях жильного кварца и минимально в гребенчатых. Кварцевые агрегаты Агинского рудного поля содержат в среднем 0,05–0,1 % окиси натрия, 0,3–2,0 % окиси калия, 0,011–0,023 % окиси лития и до 26–31 г/т рубидия. Изменение соотношений концентраций щелочных элементов с глубиной показано на рис. 2.37.

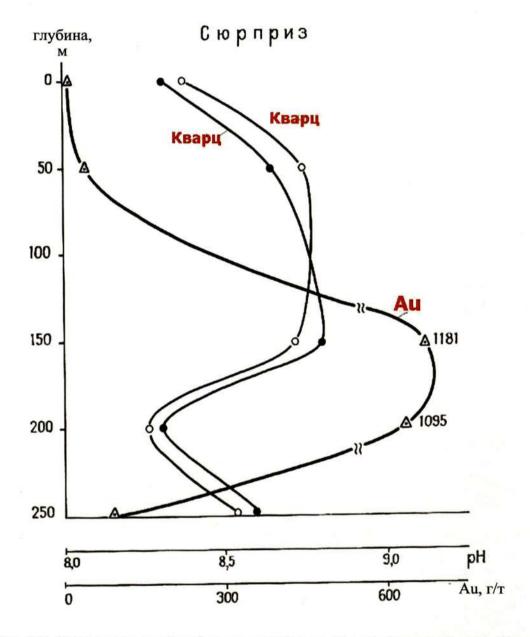


 $Puc.\ 2.37.$ Изменчивость с глубиной концентраций золота (4) и отношений содержаний щелочных металлов в общих пробах кварца. По вертикальной оси - относительные глубины в метрах

Кварц участка Сюрприз более обогащён щелочами, что связано с меньшей его эродированностью. В кварце этого участка несколько более высокие калинатровые и калилитиевые отношения. Концентрации натрия и калия в целом уменьшаются с глубиной. Минимальные их концентрации отмечаются в кварце на уровне богатого оруденения. Увеличение наблюдается в зонах перехода к нему. По мере приближения к нему сверху происходит сначала возрастание, а затем уменьшение калинатрового отношения. На уровне богатого оруденения оно минимально. Макроскопически уменьшение щелочей с глубиной выражается в уменьшении доли полосчатых агрегатов и увеличении гребенчатых. Концентрации лития с глубиной возрастают, а рубидия уменьшаются. В различных текстурных разновидностях жильного кварца (полосчатом, массивном и гребенчатом) калий и натрий ведут себя с глубиной относительно изменений концентраций золота так же, как и в общих пробах.

Таким образом, в поведении щелочей усматривается тенденция к обратной корреляции с концентрациями золота. Особенно чётко это проявляется при сравнении изменений с глубиной калинатрового и калий-литиевого отношений.

Изменчивость рН суспензий. Суспензии рН варьируют от 7,6 до 8,8, указывая в целом на щелочной характер растворов. Выше зоны рудных столбов рН общих проб кварцевых агрегатов больше, чем рН фестончатого и гребенчатого кварца, рН здесь варьирует от 7,6 до 8,3 в пределах зоны рудных столбов, особенно бонанцев, рН гребенчатого кварца возрастает быстрей, составляя 8,5–8,7. На участках нижнего выклинивания рудных столбов рН суспензий в целом больше, чем в верхних зонах перехода к ним (рис. 2.38).



 $Puc.\ 2.38.$ Изменчивость с глубиной концентраций золота (3) и pH общих проб кварца (1) и его тонкогребенчатой разновидности (2). По вертикальной оси - относительные глубины в метрах

Распределение золота и серебра. Золото и серебро распределены в кварце неравномерно. Как видно из табл. 2.1, средние значения их в различных структурно-текстурных разновидностях кварца резко различны. Максимальные концентрации их фиксированы в ритмично-полосчатых и фестончатых жильных агрегатах. Распределение от образца к образцу крайне неравномерное. В этом кварце самое высокое золотосеребряное отношение.

Таблица 2.1 Сравнение величин рН суспензий жильного кварца в верхних и нижних зонах переходов к рудным столбам

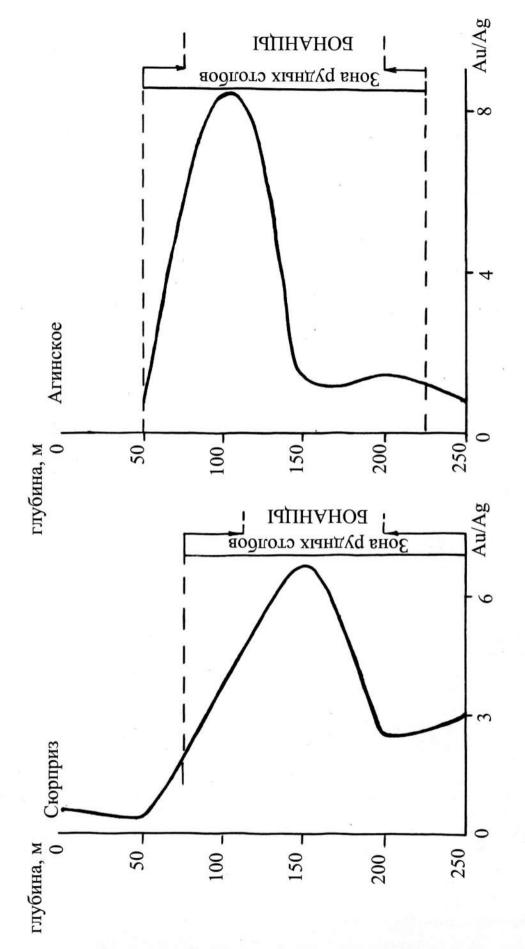
Зона	Значения рН			
	Сюрприз	Агинское		
Верхнего выклинивания	8,3–8,4	7,6–7,7 – общие пробы и гребенчатый кварц; 8,1 – полосчатый кварц		
Нижнего выклинивания	8,55–8,6	8,1-8,4 - общие пробы и гребенчатый кварц; 8,4 - полосчатый кварц		
Рудный столб	8,3-8,3	7,9–8,5		

Распределение золота и серебра в структурно-текстурных разновидностях ЖК дано в табл. 2.2. На участке Сюрприз высокое содержание золота отмечается также и в пластинчатых и гребенчатых агрегатах. В них оно крупное и переотложено в пустотах. Золотосеребряное отношение здесь также высокое. Меньшие содержания золота, но высокие — серебра присущи агрегатам массивного кварца. Распределение их наиболее равномерное.

На участке Агинское максимальные концентрации золота и серебра отмечены в полосчатых и массивных кварцевых агрегатах. В них концентрации золота резко преобладают по сравнению с серебром. Гребенчатый кварц менее золотоносен (в 3–5 раз), но содержание серебра в нём относительно высокое.

В монофракциях кварца содержание золота сравнительно высокое и сохраняется более всего в тонкозернистых массивных агрегатах. Это связано с тем, что минералы его относительно равномерно распределены в объёме кварца, тогда как в гребенчатых оно находится на стыках индивидов, а в полосчатых — на границах полос. При дезинтеграции таких агрегатов оно легко извлекается их них. Полосчатые и массивные, а также пластинчатые кварцевые агрегаты, встречающиеся одновременно, являются показателями того, что эрозией вскрыта зона рудных столбов. Особенно показательно высокое золотосеребряное отношение. Гребенчатые и шестоватые агрегаты указывают на зону ниже рудных столбов. Показателем принадлежности гребенчатого кварца к рудной зоне малоглубинного месторождения является присутствие золота и низкое золотосеребряное отношение (менее 1,0). Золотосеребряное отношение в общих пробах изменяется закономерно относительно нахождения образцов в зоне рудного столба или за его пределами (рис. 2.39): оно уменьшается до 0,5–0,55 в верхней зоне перехода к зоне рудных столбов, затем резко возрастает до 6–8 в зоне бонанцевого оруденения, уменьшается до 1–2,5 на уровне нижнего выклинивания рудного столба (3,5 г/т золота) величина Au/Ag меньше 1,0.

Вариации физических свойств кварца. Из физических свойств изучена ЕТЛ, сняты ИК-спектры, для ограниченного количества проб определено СКС. Особенностью ЕТЛ жильных существенно кварцевых агрегатов и кварца является почти полное отсутствие термолюмограмм с двумя максимумами. На немногих ТЛ-граммах отмечаются низкотемпературные максимумы при 220–240 °С. Главная масса кварца даёт ТЛ-граммы только с одним пиком (Т₂) при 250–270 °С. Степень СКС варьирует от 31 до 39, возрастая с глубиной. Соотношение воды и углекислоты находится в пределах 49–69. Эти признаки, за исключением параметров ЕТЛ, вполне типичны для кварца месторождения.



Puc. 2.39. Изменчивость величины Au/Ag в жильном кварце в зависимости от положения его в определённой части рудной зоны

Распределение концентраций золота и серебра и их отношения в различных структурно-текстурных разновидностях кварца (в г/т)

Сюрприз	Ag	g 1-1	331	145	8		53	81 8	t	14,4
		b	303	136	145		43	12,8		11,8
	Au	×	260	167	147,2		41,5	29,8		26,75
		u	9	∞	S		3	3		æ
		g n·1	4759	2229	34		5,5	8,4		5,7
		b	4344	2085	30,7		4	6'9		4,7
		X	2437	1414	50,2		8,5	15,6		6,5
	Au/Ag		2,69	65,0	2,7	2	0,15	6,0	3,4	0,18
		u	9	4	1	5	5	9	3	4
	Ag	g n-1	795	15	0	12	34	24,4	0	29
		p"	889	12	0	=	30,4	22	0	23,6
	Au	×	418	27	23,5	29	39	16,4	4	20,7
		п	9	4	1	5	5	9	3	4
		g I-1	2662	16	0	73	4,7	14,1	14,4	2,3
		p _n	2430	14	0	9	4,3	13	10,2	1,9
		×	112,5	16	63,6	59	8,8	15,6	13,7	3.7
Структурно- текстурные разновидности, типы Кварца		типы кварца	Полосчатый	Массивный	Пластинчатый	Гребенчатый	Полосчатый	Массивный	Пластинчатый	Гребенчатый
C. m			19godu ənmgO				пппявфоноМ			

2.5. Типоморфные особенности других месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

К типичным месторождениям МЗСФ относятся Дукат (Магаданская обл.), Хаканджа и др. Все они в целом характеризуются близкими особенностями геолого-структурной позиции и типоморфными свойствами ЖК. Описанные выше типоморфные особенности месторождений МЗСФ и слагающих рудоносные жилы существенно кварцевых агрегатов практически очень близки. Указанные выше признаки могут варьировать в зависимости от конкретной геологической ситуации. Так, Лейч [Leitch, 1990] описывает мезотермальное золотосеребряное месторождение Брейлон в Британской Колумбии, ассоциирующееся с позднемеловыми альтбититовыми дайками. Руды имеют полосчатые текстуры, типичные для жильного выполнения открытых полостей в близповерхностных условиях. Тем не менее, глубина их образования оценивается в 5–7 км. Сочетание больших глубин и полосчатых текстур объясняется с позиций динамической модели формирования. Возможность образования полосчатых текстур может быть связана с быстрой кристаллизацией в условиях декомпрессии.

Вертикальный размах оруденения на золотосеребряных месторождениях Трансильвании достигает 1500 м, но на глубине более 0,5 км они имеют все признаки среднеглубинных формаций.

Существенные изменения минерального состава и строения минеральных агрегатов известны на Хаканджинском, Эвенском и других месторождениях. Особенностью ряда месторождений, таких как Хаканджинское, Дукатское, является, как и на описанном выше Многовершинном, широкое развитие магнетит-бустамитовых, иногда с родонитом, скарнов, образование которых обусловлено пострудным магматизмом. При этом происходит частичная перекристаллизация кварца с сохранением полосчатых текстур и частичным перераспределением золота. При этом основные свойства жильного кварца и симметрично-асимметричное субконцентрическое распределение золота и текстурных разновидностей сохраняется. А в других частях рудной зоны, где термальное воздействие пострудного магматизма интенсивнее, например, в Северной рудной зоне, кварц приобретает кристаллически-зернистые текстуры и структуры, а золото имеет высокую пробность и выносится в висячий бок кварцевого тела и в саму дайку.

На примере золоторудного месторождения Эносен в Швеции протерозойского возраста А. Хальберг [Hallberg, 1994] показал, что признаками метаморфизованных МЗСФ могут быть ассоциации сульфидов, теллуридов и золота с топазсодержащими кварцево-силлиманитовыми гнейсами, которые рассматриваются как продукты метаморфизма сульфидно-алунитово-кварцевых руд, аналогичных, например, японскому месторождению Нансацу [Izawa Eiji, 1991], возраст оруденения которого оценивается в 6,4—4,5 млн лет.

Для золоторудных месторождений островов Лихир, Табар и Татау (Папуа – Новая Гвинея), связанных с молодым вулканизмом, глубина рудоотложения определена в 50–200 м от палеоповерхности [Rytuba e. a., 1993]. При этом, как и во многих других работах, принимается отложение рудоносного кварца в открытых полостях.

2.6. Типоморфные признаки месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

Приведенный выше материал об особенностях месторождений МЗСФ свидетельствует о том, что они обладают многими общими чертами, характеризующими как их геолого-структурное положение, так и особенности строения рудоносных кварцевых жил и жильных зон, а также ряда важнейших признаков состава, строения и свойств жильного кварца. Основным геодинамическим факторам модели таких месторождений является сочетание большеамплитудных вертикальных и горизонтальных перемещений разноуровневых внутриплитных линеаментов, генерирующих долгоживущие структуры, и связанное с ними магмообразование. Главный рудогенерирующий фактор — первоначальная обогащённость золотом осадочно-вулканогенного субстрата. Не менее важным является и многократное концентрирование золота и его элементов-спутников в связи с магматическими преобразованиями в каменноугольное, юрское и меловое время, а также возможный мантийный источник рудного вещества с образованием вулканических ру-

догенерирующих структур. Распределение всех рудообразующих компонентов в пространстве штокверков и жил отражается в физических свойствах жильного кварца и имеет тенденцию к субконцентрической симметрично-асимметричной зональности.

Месторождения МЗСФ характеризуются обязательной совокупностью следующих типоморфных признаков жильного кварца или жильного выполнения вообще, являющихся надёжными поисково-оценочными критериями: микротонкошестоватые, микросферолитовые, брекчиевидные существенно кварцевые агрегаты массивной или полосчатой, каркасной или брекчиевидной текстуры, содержащие примеси калиевых алюмосиликатов, самородных золота и серебра, электрума, сульфосолей серебра, теллуридов и селенидов золота и серебра при концентрациях не менее 0,001 %; высокие содержания К и Li при преобладании К над Li и К над Na; строго определённое критическое содержание Аи и Ад в лёгких фракциях жильного кварца при соотношении их более 2; определённый температурный диапазон максимума выхода из кварца воды при нагревании; определённые параметры естественной термолюминесценции, определённых величин степени СКС и соотношения воды и углекислоты. При этом изменчивость всех особенностей состава и свойств кварца подчиняется определённым закономерностям, обусловленным близповерхностными условиями образования месторождений. Жильному кварцу месторождений МЗСФ присуща симметрично-асимметричная зональность в изменчивости содержаний петрогенных и рудных элементов в пространстве жил, степени СКС (от 21-29,7 на верхних горизонтах до 31,5-40 - на нижних) с максимумом в средней части, температур фазовых переходов, соотношений воды и углекислоты. Для всех месторождений однозначно устанавливается тенденция к четкому отличию надрудных, рудных и подрудных зон. По численным значениям этих величин изученные месторождения МЗСФ выстраиваются в ряды, в которых каждое из них занимает место в зависимости от диапазона глубин образования [Юргенсон, 2003-2013].

Выделен новый золотосульфидно-флюорит-кварцевый минеральный тип месторождений малоглубинной формации [Юргенсон, 2004, 2006, 2012]. Известны они в Бурятии и Казахстане (Уенке-Булак), [Тлеулина, Глоба, 2006]. В Забайкалье они локализованы в структурах обрамления впадин забайкальского типа. Особенностью проявлений этого типа является сочетание халцедоновидного, часто типично фестончатого (рис. 2.40) до мелкозернистого кварца с флюоритом и сульфидами. Золото находится как в пирите в форме петцита, так и в виде тонких включений в кварце и сульфидах в самородном виде.

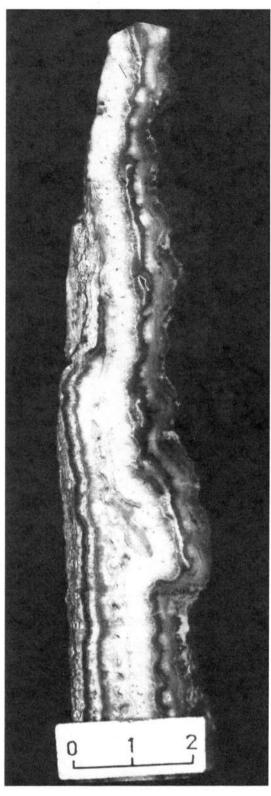


Рис. 2.40. Ритмично-слоистый агрегат халцедоновидного кварца, содержащего примеси слоистых силикатов, адуляра и флюорита. Верхнекручининское месторождение, верхняя безрудная часть. Обр. 228/7

В зоне северного замыкания Кручининской депрессии непосредственно в гранито-гнейсах и биотитовых сланцах раннепалеозойского возраста в структурах её обрамления находится Верхнекручининское месторождение флюорита. Золотое оруденение в нём обнаружено непосредственно на южном фланге флюоритоносной жилы Главной. Верхняя часть пирит-флюорит-кварцевой жилы Верхнекручининского месторождения, в которой установлена золотосеребряная минерализация, характеризуется широким разнообразием колломорфных и брекчиевых текстур (рис. 2.41). В последних встречаются блоки тонкополосчатых агрегатов, полосы в которых представляют собой тонкогребенчатые постройки. Они образуют трёхслойные пластины, срединный слой которых сложен микрочешуйчатым, микрозернистым агрегатом тонких прорастаний каолинита и кварца. Отмечены ритмично-слоистые постройки, состоящие из чередования слоёв тонкозернистого кварца с меняющимся содержанием включений кубических кристаллов флюорита различных оттенков фиолетового цвета. Размеры их находятся в пределах 0,01–0,1 мм.



Рис. 2.41. Брекчиевая текстура пиритсодержащего агрегата с золотосеребряным оруденением. Верхнекручининское месторождение. Обр. 303/7



Рис. 2.42. Петцит в пирите. Электронно-микроскопический снимок. Целлюлозно-угольная реплика. Увелич. в 10 000 раз. Верхнекручининское месторождение. Лаборатория минералогии ЗабКНИИ. Снимок В. Н. Аношкина

Структуры агрегатов ца преимущественно мелко- и тонкозернистые, гетерозернистые. Границы между зернами извилистые, взаимовнедрения. Кварц содержит ксеноморфные и клиновидные включения адуляра. В приконтактовой части жилы преимущественно разстильпномелан-иллитовиты вые породы, содержащие вкраплённость кристаллов пирита и их сростков. Электронномикроскопические исследования этих пиритов показали присутствие в них микровключений петцита, однозначно диагностированные расшифровкой электронограмм (рис. 2.42) и примесью теллура, золота и серебра.

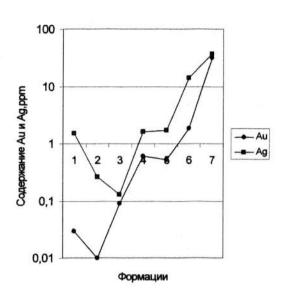
В структурах обрамления Ундино-Даинской депрессии, за пределами Балейского грабена, известны золотосульфидно-флюоритово-кварцевые проявления: гора Налимиха, гора Монастырская, участок водораздела падей Кочниха-Харина и др. Эта минерализация отличается от обычных проявлений месторождений золотосульфидно-кварцевой формации повышенной сереброносностью (Au/Ag= 0.12-0.34), хотя в случаях относительно высоких концентраций золота эта величина больше единицы и достигает 2,16 (гора Налимиха). Главными рудообразующими минералами являются кварц, в большинстве случаев халцедоновидный, пирит и слоистые

силикаты — диккит, каолинит и гидрослюды. Флюорит присутствует в разных количествах — от 2-5 % до 25-35 %. Пирит присутствует во всех пробах, антимонит — в 50 % проб, галенит, киноварь отмечаются достаточно часто. Пирит и антимонит образуют индивиды до 0,3-0,5 см, реже — крупнее. В зоне окисления отмечены гетит и гидрогетит, ярозит, бисмутит. Эрозией вскрыты относительно слабо золотоносные верхнерудные и надрудные части месторождений. Поэтому содержание золота в них достигает лишь 6,1 г/т, в среднем составляя 0,11-2,06 г/т, а серебра —

до 17,8 г/т, в среднем составляя 0,34–3,1 г/т. Содержания мышья-ка составляют в среднем (г/т) от x=142 при $\sigma=105$ до x=2398 при $\sigma=2407$; сурьмы – от x=275 при $\sigma=171$ до x=3248 при $\sigma=3473$. Среднее содержание (%) K_2O находится в пределах 0,11–0,88; $Na_2O-0,017-0,048$; $Li_2O-0,006-0,022$. Среднее значение K_2O / Na_2O по объектам находится в пределах 6,2–18,1, что типично для малоглубинных формаций (рис. 2.43, 2.44).

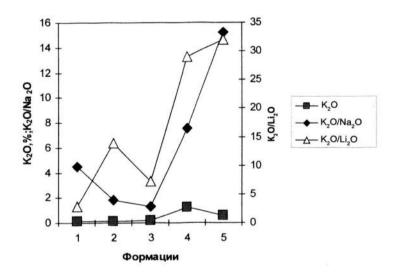
Отличительной чертой всех проб халцедоновидного кварца рассматриваемого района является высокая интенсивность его естественной термолюминесценции (ЕТЛ, усл. ед.): I_2 при температуре T_2 и I_3 при температуре T_2 и I_3 при температуре T_3 в связи с присутствием флюорита. Средние её значения составляют: x=210-1747, $\sigma=188-3031$ для I_2 при $T_2=248-262$ °C, $\sigma=5-7,2$ °C и x=1384-13850, $\sigma=500-12179$ для I_3 при $T_3=270-355$ °C, $\sigma=0-5,8$ °C.

На территории Республики Бурятия к впадинам забайкальотносятся Хилоктипа Чикойская, Боргойская, Тугнуйская, Гусиноозёрская и др. В их пределах известно множество проявлений золота, связанного с халцедоновидным кварцем. В отдельных сечениях установлено даже содержание золота до 10,8 г/т. Однако все попытки получить на изучавшихся участках, прежде Петропавловского (Алтачейского) проявления, промышленный объект, были безуспешными. Геологоразведочные работы на так называемый балейский тип проводились в 1950–1960-е гг., когда ещё не были известны однозначные критерии отличия кварцево-жильных образований МЗСФ от всех других. Не были известны и критерии отличия



Puc. 2.43. Содержание золота и серебра в жильном кварце различных формаций:

1–3 – среднеглубинные: золотокварцевая и золотосульфидно-кварцевая, собственно флюоритовая формации; 3 – ртутно-сурьмяно-флюоритовая; 4–7 – малоглубинные: 4 – золотокварцево-флюоритовая; 5 – опал-халцедоновый материал надрудной зоны Тасеевского месторождения; 6 – халцедон-кварцевые тонкие жилы надрудной зоны Тасеевского месторождения; 7 – рудная зона Тасеевского месторождения



Puc. 2.44. Содержание калия, натрия и лития в жильном кварце различных формаций

1—3— среднеглубинные: золотокварцевая и золотосульфидно-кварцевая; 2— собственно флюоритовая формации; 3— ртутно-сурьмяно флюоритовая; 4—5— малоглубинные: золотокварцево-флюоритовая; 5— золотосеребряная

надрудных зон месторождений этой формации от непродуктивных подрудных, разработанные лишь в 1984–1987 гг. При проведении НИР ЗабНИИ в 1993 г. на Петропавловском (Алтачейском) проявлении по неизвестным причинам эти критерии использованы не были. Поэтому для однозначной оценки принадлежности к надрудным частям месторождений МЗСФ следует провести исследование всех известных проявлений по специальной методике с использованием разработок и критериев отнесения геологических объектов к надрудным зонам МЗСФ, полученных автором в 1996 году. Только так можно из множества известных проявлений выбрать относящиеся к надрудным зонам МЗСФ и провести на них необходимый объём ГРР.

Ряд исследователей хочет отказаться от понятия «рудная формация» и использовать в качестве классификационного таксона геолого-промышленный тип. Это связано с существованием в природе переходов между формациями, часто с глубиной в пределах одного месторождения, как, например, на Верхнекручининском месторождении флюорита. В этой связи возникает необходимость изучения всех месторождений флюорита, особенно флюорит-сульфидной формации, на золотосеребряное оруденение на глубине. Это, прежде всего, касается Калангуйского и Березовского, в отдельных пробах руды которого содержание золота достигает 2 г/т. Серебро установлено во флюоритовых рудах Солонечного месторождения в Восточном Забайкалье.

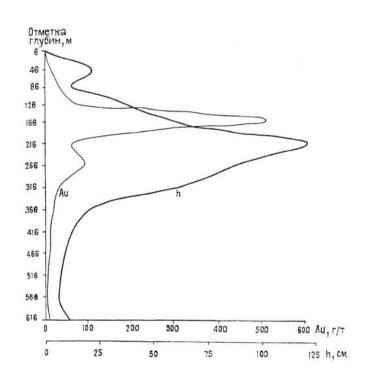
Глава 3. Теоретическое обоснование использования явления типоморфизма для локального прогноза и глубинных поисков

3.1. Общие замечания

Поиски крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации, особенно скрытых, сопряжены с необходимостью на ранних стадиях геологического изучения территорий давать однозначный прогноз о наличии таких объектов. Задача может быть успешно решена, если известна модель крупного месторождения (эталона) максимально к нему приближена. Таковым в общирной зоне сочленения Сибирской и Китайской платформ является Балейское рудное поле. Здесь на площади немногим более 1 км² сочетаются штокверковые и жильные рудные тела, локализованные в купольных структурах различной формы, формировавшиеся в различных по физико-механическим свойствам литологических комплексах.

Основной рудолокализующий геолого-структурный фактор — это сочетание субизометричных (Балейское месторождение, Южно-Балейский карьер) и линейных (Тасеевское месторождение) купольных структур каркасного типа, обусловленных разнопорядковой расслоенностью вмещающих пород и соответствующими им рудными телами в виде штокверка, трубообразного тела и стволовых жил с многочисленными апофизами и оперяющими жильными зонами.

Распределение всех рудообразующих компонентов в пространстве штокверков и жил отражается в физических свойствах жильного кварца и имеет тенденцию к субконцентрической симметрично-асимметричной зональности. При вертикальной протяжённости жил до 600 м продуктивный диапазон с высокими (более 10-20 г/т) содержаниями золота составляет не более 300 м и локализуется в их верхних частях (рис. 2.6, 2.16, 2.26, 2.37, рис. 3.1). Рудные столбы вытянуты по простиранию и склонению (рис. 3.2). Содержание золота варьирует в пределах 2-346000 г/т, при среднем 31,9 г/т, $\sigma = 108$; $\sigma/x = 3,4$; Ag - x = 37 г/т при $\sigma = 101$ и $\sigma/x = 2,7$. Зона рудных индикаторов имеет вертикальную протяжённость 10-100 м в зависимости от глубины образования верхних частей жил от палеоповерхности. Вертикальная зональность околорудных пород (снизу вверх): березиты (200 м), пропилиты (250 м), аргиллизи-



Puc. 3.1. Изменения с глубиной содержания золота и мощности Первой рудной зоны Тасеевского месторождения

ты (150 м) (рис. 2.10) [Типы..., 1974]. Аргиллизиты представляют собою четырехчленное образование. Снизу вверх располагаются иллит-селадонитовые, монтмориллонитовые, каолинитово-диккитовые и опалово-халцедоновые зоны [Балейское рудное..., 1984, 1998; Юргенсон, 2008б, 2011; Yurgenson, 2008]. Последние являются продуктами существенно кремнезёмистых грязевулканобрекчий и продуктов деятельности палеогейзеров [Юргенсон, Грабеклис, 1995; Юргенсон, 2011].

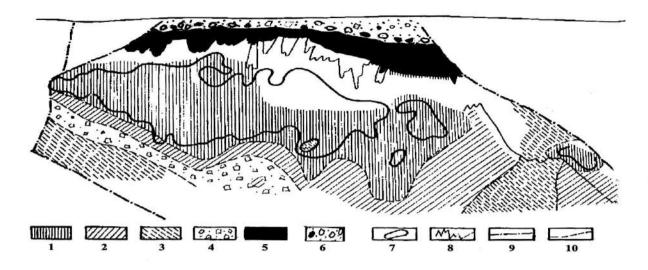


Рис. 3.2. Зона рудных столбов в плоскости Первой рудной зоны Тасеевского месторождения на фоне распределения ЖК различной текстуры (по: Хомич, Питаева, с доп. авт.):

1 — тонкополосчатые, 2 — массивные и грубо-неясно-полосчатые, 3 — массивные, тонко-шестоватые и шестовато-гребенчатые, радиально-шестоватые, 4 — брекчиевидные и брекчиевые, 5 — зона надрудных существенно кремнезёмистых образований, 6 — надрудные конгломераты и фангломераты, 7—10 — границы: 7 — рудных столбов, 8 — верхней переходной зоны, 9 — разломы; 10 — развития типов текстур

3.2. Обобщённая модель образования рудоносных кварцевых жил

3.2.1. Требования к модели

Для решения поставленной задачи разработана генетическая модель рудоносных кварцевых жил, которая [Юргенсон, 2000, 2003, 2006] должна удовлетворять следующим требованиям:

- объяснять единство вертикальной и латеральной минералого-геохимической зональности и её субконцентрическую симметрично-асимметричную природу;
- позволять понять единообразие в строении и последовательности минералообразования в кварцевых жилах;
- дать возможность объяснить близкие пределы физико-химических параметров условий кристаллизации кварца и сопутствующих ему минералов;
- объяснять известные закономерности в строении и последовательности минералообразования в кварцевых жилах (вертикальная и латеральная субконцентрическая геохимическая и минеральная зональность, практически единая для большинства последовательность минералообразования, очень близкие пределы температур гомогенизации флюидных включений (ФВ), факты присутствия текстур взламывания и залечивания взвешенных в массе жильного кварца обломков вмещающих пород и ранних генераций жильного выполнения, текстуры течения и облекания кварцевой массой ранних образований, построенное в принципе по единому закону пространство геохимических эндогенных ореолов и т. д.), а также пульсационный механизм, который бы приводил к практически одинаковой единонаправленной последовательности, связанной постепенными взаимопереходами, смены слоёв в ритмично-слоистых кварцевых жилах от начала их формирования к концу (от контактов к срединным частям).

Такая модель разработана и опубликована ранее [Юргенсон, 1996–1998, 2000, 2003, 2011] и здесь приводится лишь сущностная её часть.

3.2.2. Основные физико-химические параметры

Проблема химического состава, концентраций и форм миграции компонентов, слагающих рудоносные кварцевые жилы, является одной из наиболее важных и дискуссионных. Классическим было представление об образовании рудоносных кварцевых жил в результате длительной циркуляции гидротермальных растворов, содержащих относительно низкие концентрации основных жилообразующих компонентов, которое появилось и утвердилось в геологической науке вследствие того, что в индивидуальных ΦB и водных вытяжках обычно определялись лишь K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Ma^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} . В большинстве опубликованных данных о составе MP отсутствуют цифры, характеризующие содержание кремнезёма — основного компонента кварцевых жил.

Несмотря на значительные успехи в области экспериментальной минералогии достоверно не известны ни формы нахождения и переноса химических элементов во флюидах, ни структура самих флюидов. Идея образования рудоносных, в том числе кварцевых жил, в результате кристаллизации специфических рудных магм была высказана Дж. Сперром в 1922 г. Пегматиты, по А. Е. Ферсману, являются продуктом эволюции остаточных расплавов. Не отрицал возможности образования оловорудных жил из рудных магм и С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин и О. Д. Левицкий. Они искали объяснение высоких концентраций рудных минералов и специфических ритмично-слоистых текстур с криволинейными поверхностями раздела в превращении разбавленных растворов на определённом этапе их эволюции в коллоидные. Существенную роль коллоидам на стадии формирования рудных жил отводили Ф. В. Чухров, Л. В. Фирсов, Н. В. Петровская, В. С. Кормилицын, Ф. А. Летников и В. Н. Вилор. Однако это не решило проблемы источников, природы и концентрации кремнезёма и других компонентов в МС, порождающих кварцевые жилы. О. Ф. Татл в 1961 г. пришёл к выводу о возможности существования водного силикатного расплава в системах Nа₂O – K₂O – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O, обогащённых летучими при относительно низких давлениях и переходе их в гидротермальные растворы.

В конце XX столетия в результате исследований советских геологов [Рейф, 1980; Рейф, Бажеев, 1982; Marakushev, 1994 и др.] была обоснована идея формирования рудоносных жил из высококонцентрированных водно-силикатных растворов-расплавов, непосредственно связанных с дифференциацией рудогенерирующих магм.

Опыт изучения кварцевых жил также привёл автора к необходимости обосновать идею об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных флюидов, растворовраплавов или магм [Юргенсон, 1984, 1996, 1997, 2003, 2006]. В отличие от представлений о сугубо коллоидном происхождении ритмично-слоистых агрегатов с криволинейными границами раздела и сферолитами, автор относит их к продуктам быстрой кристаллизации из густых водносиликатных флюидов или расплавов, в которых главными компонентами являются кремнекислоты, гидрооксо-, тио-, хлоридные и фторидные комплексы металлов.

Автор исходил из того, что компоненты, составляющие рудоносные кварцевые жилы, поступают в рудообразующую систему не в результате растворения водой при высоких температурах, а вследствие расплавления. На различных временных отрезках существования расплавов (магм) формы нахождения в них химических элементов, вероятно, могут быть различными. Но существенное значение для перехода в твёрдую фазу имеет процесс кристаллизации либо распад структур, обеспечивающих нахождение тех или иных химических элементов в гомогенном флюиде в процессе направленного изменения РТХ-характеристик в данной МС.

В результате обобщения многолетних (1971–1995 гг.) термобарогеохимических исследований, проводившихся на каменном материале автора в лаборатории минералогии ЗабНИИ а также обширных литературных данных [Юргенсон, 2003], оценены пределы вариаций температурного диапазона кристаллизации, концентраций минералообразующих растворов и давлений.

Концентрации минералообразующих флюидов варьируют от 80–90 % для аплитовых, графических и апографических зон пегматитов до единиц процентов на заключительных стадиях формирования в них хрусталеносных полостей. ЖК большинства рудных месторождений в начале процесса кристаллизуется из высококонцентрированных (более 50 %) флюидов (по существующим классификациям рассолов или растворов-расплавов). Наиболее высокая концентрация солей (до 90 %) установлена нами во включениях в кварце Многовершинного месторождения [Юргенсон, 1988]. Концентрации солей во включениях растворов, формировавших золотосереброносные жилы Балейско-Тасеевского месторождения, находятся в пределах 52–1 %.

Подтверждают это и данные В. Б. Наумова и др. [1988] по месторождению Кочбулак, где для индивидуальных высокотемпературных (465–425 °C) ФВ раннего кварца установлены концентрации более 60 % NaCl-экв. и высокие концентрации Ag и Те. В результате экспериментальных работ В. С. Балицкого, Л. Н. Хетчикова, а также использования локальных методов анализа ФВ, выполненных в лаборатории Ф. Г. Рейфа, стало возможным увеличить концентрации ФВ до 68–70 % NaCl-экв., вольфрама 0,4–0,5 вес. %, Ag и Те – 0,1 %. Отметим лишь тот примечательный факт, что данные Ф. Г. Рейфа и др. о содержании 0,4–1,5 вес. % вольфрама в силикатных расплавных включениях сопоставимы с промышленными содержаниями его в вольфрамитсодержащих кварцевых жилах. Высокие концентрации рудных элементов в ГЖВ и расплавных включениях в кварце получены В. Ю. Прокофьевым для месторождения Талатуй [Prokof'ev V. Yu. e. a., 2007]. Подобные данные получены им для ФВ в кварце Шерловогорского месторождения [Yurgenson e. a., 2010].

Таким образом, во-первых, концентрации минералообразующих флюидов достаточно высоки, их нельзя считать слабоконцентрированными растворами, и следует принять верхний предел их концентраций 55-90 %, что соответствует высококонцентрированным рассолам либо расплавам; во-вторых, для типичных собственно кварцевых жил, за исключением адулярово-(или слоисто-силикатно) кварцевых жил малоглубинных формаций, верхний предел примерно одинаков и достигает 55-87 %. Следовательно, рудоносный кварц и слагаемые им жилы образуются из близких по концентрации минералообразующих субстанций. Отличие заключается в геохимической специализации: сопоставление состава водных вытяжек из кварца золоторудных месторождений показывает, что в них из анионов присутствуют H₂S, SO₄²·, Cl⁻, F⁻ при подчинённом количестве F. В ФВ кварца месторождений флюорита резко преобладает F при содержании Li ниже порога чувствительности анализа. По данным Г. Ф. Ивановой [1976, 1989] в ФВ кварца месторождений вольфрама присутствуют W, Мо. Эта особенность подтверждается данными Ф. Г. Рейфа и др. [1980, 1982]. Максимальные концентрации рудных элементов устанавливаются в расплавных включениях ранних генераций кварца. Всё это свидетельствует о том, что в процессе эволюции рудообразующее вещество до 375 °C находилось, вероятно, в виде флюида, обогащённого кремнезёмом, рудными и щелочами, когда преобладал процесс его раскристаллизации; при дальнейшем охлаждении, за критической точкой воды, оно переходило в состояние рассола, из которого продолжал кристаллизоваться остаточный кварц и рудные, с постепенным превращением его в относительно разбавленный отработанный раствор, по составу соответствующий первичным и первично-вторичным ГЖВ, имеющим много общего с минеральными водами (табл. 3.1).

Эволюция МС, обогащённой SiO,

Таблица 3.1

Температура, °С	Состояние МС	Состав			
Более 375	Флюид, обогащённый кремнезёмом, летучими, щелочными и рудными эле- ментами	HSiO3-, K ⁺ , Na ⁺ , HCO ₃ ⁻ , F ⁻ , HALO ₂ , S ²⁻ , Sb ³⁺ , As ³⁺ , рудные			
375–290	Рассолы	То же, преобладает Na ⁺ , Cl ⁻ , F ⁻ , HCO ₃ ⁻ , высокое содержание HSiO ₃ ⁻ и рудных элементов V и VI групп			
290–180	Растворы, в близповерхностных условиях – коллоидные	То же			
180–50	Истинные остаточные слабоконцен- трированные растворы	Na ⁺ , Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ Ca2+, Mg ²⁺ , редко – SO ₄ ²⁻			

Практика изучения ФВ последовательно образованных агрегатов показывает, что для приконтактовых ранних генераций кварца, ассоциирующегося с полевыми шпатами, преобладают ФВ с содержаниями рудных (Au, Ag, W, Te), сопоставимыми с таковыми для руд. В основной массе продуктивного кварца присутствуют ФВ с концентрациями не менее 60 % NaCl-экв. с высоким содержанием HSiO₃⁻ и рудных элементов. В срединных частях жил, где развит кварц заключительных генераций, присутствуют ФВ с концентрациями до первых процентов NaCl-экв.

Сводка всех имеющихся к настоящему времени данных по водным вытяжкам из кварца Балейско-Тасеевского рудного поля (56 анализов) показала, что распределение кварца с ФВ, со-

держащими определённые компоненты, имеет тенденцию к вертикальной зональности. Все компоненты, за исключением фтора, имеют максимумы или минимумы на уровне наиболее богатого оруденения на интервале глубин 216-266 м. За исключением калия все компоненты большие концентрации образуют на нижних горизонтах. Поведение фтора чётко отличается от такового хлора. Это связано с особой ролью последнего в малоглубинном золотосеребряном рудообразовании. Постепенно возрастают в вытяжках только содержания сульфат-иона. Са и НСО,, в отличие от всех других, максимальные концентрации образуют лишь на уровне максимального оруденения. Однозначно коррелируют кальций, натрий, хлор и кремнекислота, а также в определённой мере калий и НСО, . Всё это свидетельствует об их тесных связях. Особенно важны эти связи для понимания условий миграции кремнекислоты и рудных компонентов и, прежде всего, -золота. На рис. 2.6, 2.16, 3.1 показано его поведение с глубиной в наиболее продуктивном и относительно раннем полосчатом кварце. Поведение рудных элементов и, прежде всего, золота на интервале глубин наиболее богатого оруденения 126-266 м совершенно идентично поведению указанных выше компонентов водных вытяжек. Анализ приведённых закономерностей свидетельствует о генетических взаимосвязях вех компонентов рудообразующей системы. Измерения рН суспензий и водных вытяжек (8-9,5) вполне соответствует условиям миграции кремнезёма в водно-силикатных системах, как это известно из экспериментов по выращиванию кристаллов кварца. В то же время приуроченность максимальных концентраций щелочей и хлора к уровню отложения богатых руд свидетельствует о том, что их концентрации, а главное, - соотношения, имели вполне определённое влияние на отложение золота и сопутствующих ему рудных элементов.

Значительные отличия в концентрациях рассматриваемых компонентов в верхних и нижних частях рудных зон могут являться следствием того, что в верхних, близповерхностных частях при быстром застывании расплавов в них не могли формироваться нормальные ФВ.

Действительно, сравнение числа и размеров, пригодных для исследования ФВ, показывает, что они уменьшаются при приближении к приповерхностным и ранним частям жил. Флюидные включения, пригодные для изучения методами минералотермобарогеохимии, встречаются исключительно во внутренних, приосевых частях сечений жил в поздних ассоциациях ЖК, имеющих преимущественно массивно-шестоватую или гребенчатую текстуру. Такие агрегаты типичны для центральных частей жил, формировавшихся на расстоянии не менее 150–200 м от их верхнего выклинивания.

Наиболее продуктивный и относительно ранний полосчатый кварц преимущественно лишён пригодных для изучения ФВ. Общая минерализация для кварца Балейского месторождения составляет в среднем 94,17, варьируя от 52,17 до 131,9 г/кг, примерно такая же она и для Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения (98-103,6 г/кг). Калинатровое отношение также менее двух. Общая минерализация возрастает в зонах рудных столбов и с глубиной. Например, в продуктивной зоне Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения она соответствует приведённым выше цифрам, а для кристаллически-зернистого кварца продуктивной части Промежуточного рудного тела, относящегося к глубинной части Многовершинного месторождения, она достигает величин 238,42-653,01 г/кг [Юргенсон, 2003]. Максимальны и её значения (131,9 г/кг) для массивного и массивно-пластинчатого кварца и собственно Балейского месторождения, являющегося приподнятым и относительно более эродированным блоком Балейско-Тасеевского золоторудного поля [Балейское рудное..., 1984; Юргенсон, 2011]. Особенностью массивного кварца и выросших в полостях в нём мелкопластинчато-гребенчатых агрегатов как для Многовершинного, так и Тасеевского месторождений является уменьшение общей минерализации за счёт образования кварца и калинатровых слоистых силикатов, вместе с которыми уходит из МС фтор.

Как свидетельствуют экспериментальные данные по газоотделению из различных структурно-текстурных разностей ЖК малоглубинных месторождений, максимальное количество различных форм воды и углекислоты содержит рудоносный полосчатый и массивно-полосчатый кварц во включениях, имеющих микронные и субмикронные размеры. Эти включения вскрываются лишь при температурах выше 400–500 °С [Юргенсон, 2003]. И их содержимое при дроблении кварца для получения фракции, рекомендуемой для извлечения водных вытяжек, извлекается далеко не полностью. Кварц малоглубинных формаций чётко обособляется от других как по содержанию воды, так и по температурам её выхода. Эти данные однозначно свидетельствуют об образовании ме-

сторождений МЗСФ при высоких температурах и быстрой кристаллизации. Речь идёт не о застывании расплава, а его кристаллизации. Об этом однозначно свидетельствуют электронно-микроскопические снимки вполне хорошо огранённых мельчайших тригональных кристаллов кварца, слагающих ритмично-полосчатые и тонкозернистые массивные агрегаты. Тригональный габитус кристаллов свидетельствует об образовании их при температуре ниже 573 °C.

Основные причины связи золота и других металлов с кварцем заключаются как в возможности их миграции в составе высококонцентрированных флюидов, обогащённых кремнезёмом,



Рис. 3.3. Следы течения раствора-расплава в продуктивной жиле. Тасеевское месторождение. Содержание золота до 2кг/т. Обр. 2036



Рис. 3.4. Ритмично-слоистая текстура течения раскристаллизованного расплава в танталоносном пегматите Орловского редкометалльного месторождения. Видно чередование слоёв альбит-микроклинового состава (серое, светло-серое), содержащих вкраплённость микролита, колумбиттанталита, берилла (серое разной интенсивности до чёрного) и дымчатого кварца (тёмно-серое). Эти три слоя образуют многократно повторяющуюся триаду алюмосиликаты → рудные → кварц. Вместо кварца в условиях избытка алюминия и фтора образуется светло-зелёный топаз в кристаллах длиннопризматического габитуса. Уменьшено в 2,5 раза

так и во вхождении в структурные каналы с последующим перераспределением в затвердевшей массе с образованием гнёзд, прожилков, самородков, выполняющих остаточные полости, и т. д. Возможность миграции рудных элементов в кварце после его образования обусловлена тем, что ионные радиусы большинства химических элементов меньше 2Å, что соизмеримо с диаметром структурных каналов в нём.

Вывод об образовании кварцевых жил из высококонцентрированных, высокоплотных, высокотемпературных и относительно вязких субстанций, по происхождению и свойствам идентичным водно-силикатным расплавам, подтверждается структурно-текстурными особенностями ЖК малоглубинных месторождений. В приконтактовых частях большинства кварцевых жил, в лежачих и висячих боках присутствуют обломки вмещающих пород или ранних генераций существенно кварцевых агрегатов, залеченных таким же вязким материалом, взвешенным в массе кварца (рис. 2.12-2.14). Эта особенность, а также резкие контакты, зональное строение жил, характеризующее нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактовых к осевой части жил; отсутствие в главной массе жил многократных пересечений; относительно устойчивый в пределах крупных частей жил минеральный состав; единая последовательность образования слагающих их минералов свидетельствуют о едином процессе кристаллизации существенно-силикатных высококонцентрированных МС. При изучении ритмично-слоистых существенно кварцевых тел и жил месторождений золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена, тантала, флюорита различных рудных формаций, включая пегматиты, грейзены, гидротермальные месторождения, установлены следы течения существенно силикатных или алюмосиликатных масс (рис. 2.19-2.20, 3.3-3.4).

Наши выводы о высокой плотности МС подтверждаются данными В. Б. Наумова и др. [1988] по кварцу месторождения Кочбулак: для индивидуальных ФВ раннего кварца плотность МР составляет 1,9–2,1 г/см³. С учётом вязкости силикатного флюида легко объясняются все факты взвешенного состояния обломков вмещающих пород и ранних генераций кварца в объёме жил.

Таким образом, состав ΦB в кварце, строение, структурно-текстурные особенности кварцевых жил свидетельствуют об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных высокоплотных существенно силикатных систем, обогащённых летучими (H_2O , CO_2 , Cl, F), щелочными (Na, K, Li) и рудными элементами (Au, Ag, Te, W и др.). Это согласуется с выводами Φ . Γ . Рейфа и др. о водно-силикатных рудообразующих расплавах.

Температурный диапазон кристаллизации кварца практически одинаков для кварцевых жил большинства рудных формаций.

ЖК большинства месторождений начинает формироваться при температурах выше 573 °C. Это относится, прежде всего, к пегматитам и оловорудным жилам, в кварце которых методами рентгеноструктурного и ИК-спектрофотометрического анализов устанавливаются реликты подрешёток β-кварца, кристаллизующего при температурах выше 573 °C [Доломанова и др., 1976; Юргенсон, 2003]. Кварц вольфрамоносных жил также начинает кристаллизоваться при температурах, превышающих 500 °C. Большинство опубликованных измерений температур гомогенизации ФВ выполнено для относительно поздних и действительно низкотемпературных кристаллически-зернистых агрегатов [Андрусенко и др., 1974; Лазько и др., 1981], тогда как основная масса продуктивного ЖК ранних и главных генераций имеет либо скрытокристаллическое строение, либо сложена тонкозернистыми агрегатами, не содержащими ФВ, пригодных для изучения этим методом. Наиболее вероятно, что ЖК месторождений большинства рудных формаций образуется в широком диапазоне: от температур не менее 600–480 до 50 °C. Истинные значения верхней границы температур начала кристаллизации остаются неизвестными.

Давление в водно-силикатных МС [Юргенсон, 1991, 1996, 2003] варьирует от значений, бо́льших 450, до 0,1 МПа в зависимости от глубины образования месторождений.

Таким образом, МС, образующие рудоносные кварцевые жилы, характеризуются следующими свойствами: высокой (55 % и более $HSiO_3$ или 68–76 мас.% в экв. NaCl) концентрацией, обязательным присутствием воды, углекислоты, других летучих (F, Cl, S, As, Te, N), рудных элементов, содержание которых соизмеримо с таковым в кварцевых жилах; высокими плотностью (до 1,9–2,1 г/см³) и вязкостью; верхним пределом температуры начала кристаллизации до 500 °C, а для оловорудных и вольфрамово-рудных месторождений грейзеновой формации более 573 °C; верхним пределом давления не менее 450 МПа. Следовательно, рудоносные кварцевые жилы являются продуктами эволюции специфических расплавов или флюидов, обогащённых кремнезёмом, рудными щелочами и летучими элементами и представляют собой, вероятно, рудоносные водно-силикатные расплавы [Юргенсон, 1996, 1997, 2000, 2003, 2006].

Эти выводы корреспондируются с известной концепцией Дж. Сперра о рудных магмах. Допуская возможность такого генезиса кварцево-рудных (оловорудных) жил, С. С. Смирнов писал: «... не подлежит сомнению, что в ряде случаев мы встречаемся с результатами деятельности растворов, весьма близких по своей природе к рудным магмам Сперра» [Смирнов, 1955]. К выводу об образовании кварцево-золоторудных жил в результате эволюции высококонцентрированных флюидов пришли А. Г. Миронов и др. [Экспериментальные..., 1989]. Если исходить из приводимых в их работе экспериментальных данных о растворимости золота во флюиде, равной 1×10^{-4} г/кг или 19,7 г/т, то это значение вполне сопоставимо с его средними промышленными содержаниями в рудоносных кварцевых жилах. Более того, по данным этих авторов, «... растворимость золота в водных флюидах при температуре магматического процесса», составляющей 820 °С и давлениях около 100 МПа, варьирует от 5×10^{-3} до 0,5 мас.%. Это соответствует 5000-10 г/т золота, что также фактически наблюдается в кварцевых жилах месторождений малоглубинных формаций, характеризующихся высокими содержаниями золота. Как упоминалось выше, близкие к промышленным концентрации вольфрама Ад и Те присутствуют в ФВ. Согласно выводам И. Я. Некрасова [1984] олово-кремниевые соединения «... могли быть основной формой существования в системах, формирующих месторождения пегматитовой, альбит-грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций» [Некрасов, 1984, с. 220], а «... в расплавах растворяются первые проценты Sn²⁺ и других металлов» [Там же, с. 219]. О несоответствии наблюдаемым фактам представлений об образовании рудных месторождений вследствие деятельности классических гидротермальных растворов писали А. А. Маракушев и Н. И. Безмен [1992] и другие авторы.

3.2.3. Геохимическая специализация жильного кварца как типоморфный признак источника вещества рудоносных жил и рудно-формационной принадлежности

Рассмотрение типохимизма ЖК показало, что его геохимическая специализация соответствует рудно-формационной принадлежности [Юргенсон, 1997, 2003].

По среднему содержанию **Au** ЖК изученных формаций подразделяется на три группы: золоторудных формаций (x > 0,2 г/т при $\sigma/x > 1$, верхние надрудные части, $x \ge 4,7$ г/т при $\sigma/x \ge 1$, уровень промышленного оруденения); переходных к золоторудным—золотомолибденовых, золотополиметаллических и золотофлюоритовых ($0,1 \le x \le 0,2$ г/т при $\sigma/x > 1,0$); всех остальных (x < 0,1 г/т при $\sigma/x < 1,0$).

Ад представляет собою типичный элемент ЖК золоторудных и полиметаллических месторождений, но концентрации его широко варьируют. Они максимальны в ЖК месторождений малоглубинных золотосеребряных, переходных к ним среднеглубинных (Малеевское, верхние части Нежданинского, Токурское), верхних частей оловорудных сульфидно-касситеритовой формации (Бегел-Хая, Хапчерангинское и др.), серебряно-полиметаллических (Садонское), серебряно-сульфосольно-касситеритово-сульфидно-кварцево-карбонатных (Мунгун-Ундур). Среднее содержание серебра в ЖК этих формаций более 10 г/т при $\sigma/x > 1$. При этом в ЖК полиметаллических, серебряно-полиметаллических и оловорудных месторождений наряду с серебром (x > 100 г/т) присутствуют соответственно **Cd** (x > 100 г/т) и **Sn** $(x \le 100 \text{ г/т})$. Для ЖК золоторудных месторождений золотокварцево-сульфидной формации типичны меньшие концентрации серебра (x < 100 г/т при $\sigma/x > 1$), но в отличие от золотосеребряных – высокие концентрации **Рb** (x > 200 г/т) и As. В ЖК месторождений вольфрама грейзеновой формации серебро также концентрируется в количествах, соизмеримых с содержанием его в золоторудных месторождениях, но в нём крайне низкое (< 1 г/т) содержание золота при высоких концентрациях вольфрама. Содержания Ад 3 г/т и менее характерно для ЖК пегматитов, собственно молибденовых и кварцево-флюоритовых формаций.

Статистические характеристики концентраций **Cu** в ЖК сами по себе, за исключением жил в медистых песчаниках, не могут быть типоморфными признаками его рудоносности.

Статистические характеристики концентраций **Pb и Zn** контрастно не различаются при сопоставлении ЖК месторождений золота, вольфрама, молибдена, олова. Можно лишь отметить, что высокие концентрации свинца и цинка типичны в ассоциации с золотом для месторождений золотокварцево-сульфидной формации (отдельные жилы Верхнеалиинского, Дарасунского, Уконикского, Берёзовского и др.).

Элементы V группы Периодической системы в ЖК разных формаций образуют контрастные концентрации; Ві только в комплексе со статистическими характеристиками содержаний Au, W, Мо является составной частью комплексных типохимических признаков, позволяющих использовать их в качестве критериев для рудно-формационного анализа и поисков. Для месторождений МЗСФ он не типичен.

Элемент Аѕ относится к наиболее широко распространённым в ЖК золоторудных месторождений, концентрации его высоки и широко варьируют: среднее содержание его в ЖК большинства месторождений более 100 г/т, за исключением маломышьяковистых золоторудных (Берёзовское, Ирокиндинское, Коммунаровское и Саралинское), а также безрудного кварца, ЖК хрусталеносных жил, пегматитов. В целом для золоторудных месторождений среднеглубинных формаций среднее содержание мышьяка в ЖК более 600 г/т при $962 \le \sigma \le 7540$. Высокое содержание мышьяка характерно для шеелитовых месторождений вольфрама, переходных к золоторудным (Кти-Тебердинское, Пешковское), и золотошеелитовых (Казаковское, Мурунтау, Мютенбай, Новинка), x = 1200-4722 г/т при $\sigma = 2120-4374$, $\sigma / x > 1,2$, а низкое — для золотомолибденовых и переходных к ним (x < 300 г/т при $\sigma / x < 1$), а также вольфрамовых грейзеновой формации с максимальным для них значением x — около 470 г/т при $\sigma / x \sim 1,2$. Пределы вариаций статистических характеристик концентраций Аѕ в ЖК не могут быть использованы сами по себе как типоморф-

ные признаки при разработке поисково-оценочных критериев определённого вида оруденения. Тем не менее, при анализе распределения Мо и Аѕ в ЖК золоторудных месторождений с молибденитом, золотомолибденовых месторождений среднеглубинных формаций, шеелит-арсенопиритовых, собственно молибденовых и вольфрамовых грейзеновой формации установлено, что пределы их содержаний могут быть использованы для отличий собственно молибденовых месторождений от молибденсодержащих золоторудных золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций. Анализ полученных данных однозначно показывает, что Аѕ, с одной стороны, и Мо с W в вольфрамите, с другой стороны, являются антагонистами. Тем не менее, можно считать высокие ($x > 500 \, \text{г/т}$) содержания мышьяка в ЖК типохимическим признаком базальтоидного магматизма, имеющего мантийную или мантийно-коровую природу, а низкие ($x < 500 \, \text{г/т}$ при $\sigma/x < 1$) – корового гранитоидного магматизма. Для месторождений МЗСФ важно сочетание Аѕ и Sb.

Sb образует минимальные концентрации в ЖК месторождений золотокварцевой формации ($x < 24\,$ г/т при $\sigma/x < 1,5$). Максимальны её концентрации в жильном кварце собственно сурьмяных, сурьмяно-ртутных и золотосурьмяных месторождений ($x > 1000\,$ г/т при $\sigma/x > 1,5$), а также золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций ($x \ge 40\,$ г/т при $\sigma/x \ge 1,5$). Обогащённость сурьмой ЖК месторождений других формаций – типоморфный признак геохимической специализации региона или провинции.

Статистические характеристики концентраций **Sn** не типичны для месторождений золота. Исключение составляют рудные тела золотокварцево-сульфидной формации с широким развитием сульфосолей олова ($x \le 280$ г/т при $\sigma/x < 1$). По статистическим характеристикам концентраций **Mo** контрастно различаются собственно золоторудные месторождения ($x \le 50$ г/т при $\sigma/x \le 2$), месторождения с совмещённой золотой и молибденовой минерализацией ($x \ge 400$ г/т при $\sigma/x \ge 2$) и собственно молибденовые ($x \ge 800$ г/т при $\sigma/x \ge 2$). Следовательно, статистические характеристики концентраций молибдена в ЖК в совокупности с критическими величинами содержаний Au, Ag, As, W и Cu могут быть использованы в качестве типохимического признака. **W** накапливается в ЖК золотошеелитовых ($x \le 1200$ г/т при $\sigma/x \ge 2$), собственно вольфрамовых месторождений грейзеновой формации ($x \ge 1200$ г/т при $\sigma/x \ge 2$) и шеелит-арсенопирит-силикатных ($x \ge 1200$ г/т при $\sigma/x \ge 1$).

Как правило, пределы вариаций содержаний главных рудных элементов, определяющих промышленную ценность конкретных объектов, достаточно определенны. Эта определённость, обусловленная относительным постоянством химического (а в большинстве случаев — и минерального) состава рудоносных кварцевых жил с учётом практически единых закономерностей распределения отдельных химических элементов, соответствующих им минералов-концентраторов и их групп, свидетельствует о том, что каждый из рудно-формационных типов кварцевых жил является продуктом расплавов вполне определённого химического состава. Они, в свою очередь, представляют собой продукты эволюции геохимически специализированных рудоносных магм. Связь же рудных месторождений со специализированным на те или иные элементы магматизмом общеизвестна.

Для ЖК месторождений МЗСФ характерны несколько иные пределы концентраций перечисленных выше элементов, которые будут рассмотрены ниже.

Особенностью всех изученных разностей ЖК месторождений МЗСФ является их высокая глинозёмистость. Она обусловлена как тонкими неструктурными вростками адуляра (Дукат, Многовершинное, Карамкенское, Ойра, Хаканджа) и слоистых силикатов (Балейское, Тасеевское, Агинское и др.), так и структурными примесями, количество которых увеличивается в индивидах, образованных в конце процесса.

Жильный кварц месторождений МЗСФ содержит аномально высокие концентрации щелочных металлов, главным образом, калия и натрия. Типоморфным элементом является и литий. Калинатровое и калий-литиевое отношения являются одними из важнейших признаков принадлежности ЖК к месторождению МЗСФ, одним из критериев оценки уровня эрозионного среза. Отношения между концентрациями щелочных металлов различны для кварца разных месторождений, расположенных по возрастанию глубины их образования: Карамкенское, Балейско-Тасеевское, Многовершинное, Агинское, Дукатское. В общем случае концентрации калия уменьшаются в ряду месторождений от собственно близповерхностных (Балейско-Тасеевское, Карамкенское, Верхнее тело Многовершинного, Агинское) к переходным к среднеглубинным —

Промежуточное и Центральное рудные тела Многовершинного и Дукатского, а также верхних частей Токурского. Другая особенность ЖК рассматриваемых месторождений — высокие концентрации серебра и низкие отношения золота к серебру, уменьшающиеся в ряду: Агинское, Балейско-Тасеевское, Карамкенское, Многовершинное, Дукатское.

Жильный кварц Балейско-Тасеевского месторождения отличается повышенным содержанием мышьяка и сурьмы, что является, вероятно, особенностью геохимической специализации глубинных источников оруденения и позднемезозойской минерагении региона. Жильный кварц Многовершинного и Дукатского обогащён свинцом, а Многовершинного — ещё и молибденом. Жильный кварц Карамкенского месторождения обогащён оловом, селеном. Последний типичен также и для Балейско-Тасеевского месторождения. В целом для ЖК Карамкенского и Балейско-Тасеевского месторождений, как наиболее типичных представителей МЗСФ, устанавливается наибольшее число общих признаков, характерных для модели формации в целом.

Содержание воды в ЖК нарастает в формационном ряду от пегматитов до близповерхностных месторождений. В этом же ряду возрастает и соотношение воды к углекислоте. Для ЖК Балейско-Тасеевского месторождения эти величины максимальны. Халцедоновидный кварц, развивающийся в заключительные стадии формирования месторождений среднеглубинных формаций, отличается тем, что большая часть воды выделяется при его нагревании уже до 200–250 °C. Есть и другие существенные отличия, которые будут рассмотрены ниже.

3.2.4. Морфоструктурные особенности кварцевых жил и механизм заполнения жильного пространства

Большинство кварцевых жил месторождений M3CФ имеет ритмично-зональное строение, что свидетельствует о единой последовательности выделения минеральных ассоциаций.

Все жилы имеют конечные размеры и форму уплощённой линзы, асимметричной кверху (среднее соотношение длины по падению к мощности находится в пределах 380-390). Конечные размеры при прочих равных условиях определяются объёмами каждой порции флюида или расплава. При прочих равных условиях выклинивание оруденения в месторождениях МЗСФ достаточно резкое, особенно в верхних частях жил (рис. 3.1) и относительно плавное – среднеглубинных [Юргенсон, 2003, рис. 44, 46, 47, 49, 124; Юргенсон, 2004]. Особенно хорошо это видно на примерах контуров главных рудных столбов. Для месторождений МЗСФ типично максимальное развитие промышленного оруденения, вертикальный размах которого находится в пределах 150–280 м, редко (отдельные блоки Карамкенского месторождения по вертикали, а не от верхнего выклинивания до нижнего) – до 380 м. При этом содержащие оруденение кварцевые жилы, как правило, имеют значительную протяжённость по вертикали, которая составляет для Первой рудной зоны Тасеевского месторождения более 600 м, жилы Главной Карамкенского месторождения около 950 м и т. д. При этом подрудная часть, как правило, значительно протяжённее по падению, нежели рудная и надрудная. Зоны промышленного оруденения в пределах жил удлинены по латерали. Типичные примеры развития промышленных руд в конкретных рудных зонах и жилах приведены в гл. 2.

В зависимости от геодинамической обстановки, физико-химических характеристик расплавов, их объёмов, масс, разности кинетической энергии и литостатического давления, меры изотропности-анизотропности вмещающих пород, влияющих на скорость движения расплава и проходимый им путь, а также меры закрытости-открытости всей системы, кристаллизация водно-силикатных расплавов происходит на различных расстояниях от магматического очага и различных глубинах от дневной поверхности [Юргенсон, 1997]. Это определяет градиенты зональности, вертикальный размах оруденения и локализацию богатых руд в кварцевых жилах. Наиболее полно механизм формирования рудоносных кварцевых жил расшифрован для относительно молодых близповерхностных месторождений, где сохранилось их ритмично-слоистое строение. Обилие взвешенных в приконтактовой массе кварца обломков вмещающих пород, нередко вынесенных с относительно глубоких частей разреза вмещающих толщ, свидетельствует о том, что водно-силикатный рудоносный расплав продвигался по тектонически ослабленным зонам, раздвигая на фронте движения толщу вмещающих пород и захватывая их фрагменты. Именно брекчиевидная текстура, которая развита в приконтактовых частях почти всех жил, сви-

детельствует о том, что они образуются вследствие раздвигания трещин внедряющимся расплавом, а не выполнения им заранее подготовленного пространства. Раскрывание трещин вследствие гидроразрыва вмещающих пород происходит на фронте движения флюида.

3.2.5. О едином эволюционном процессе образования жил

Об эволюционном процессе развития заполнившей трещину порции минералообразующего флюида свидетельствуют [Юргенсон, 1997, 2003]:

- зональное строение жил, заключающееся в развитии в направлении от контактов к осевой части трёх последовательно развитых зон существенно кварцевого состава: 1 приконтактовая тонко-мелкозернистая с силикатами и ранними генерациями рудных минералов; 2 мелко-, средне-, крупнозернистая с примесями преимущественно рудных минералов; 3 осевая часть жилы друзоватый, шестовато-гребенчатый кварц с поздними силикатами, рудными и карбонатами, характеризующими нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактов к осевой части жил;
- приуроченность текстур брекчирования и взламывания продуктов ранних генераций жильного выполнения преимущественно к приконтактовым частям жил, проявление этих процессов на ранних временах кристаллизации жильного материала и последующего залечивания, цементирования их веществом этого же участка жилы примерно такого же состава;
- отсутствие в главной массе многократных пересечений, связанных с поступлением новых порций рудообразующего вещества;
 - относительно устойчивый в пределах крупных частей жил минеральный состав;
- единая макроструктура жил, обусловленная единой последовательностью образования слагающих жилы минералов и их ассоциаций, однозначно свидетельствующая о формировании их из однократно внедрённых расплавов высокой плотности и концентрации;
- единая последовательность образования определённых групп слагающих их минералов: наиболее высокотемпературные (силикаты и алюмосиликаты, частью кварц) слагают приконтактовые части, затем следуют менее высокотемпературные рудные минералы (окислы, вольфраматы, сульфиды молибдена, железа, самородные элементы), вслед за которыми выделяется основная масса кристаллически-зернистого кварца, ассоциирующегося с фторидами, более поздними генерациями окислов, вольфраматов, сульфидов и сульфосолей;
- образование и расположение в осевых частях жил завершающих процессы их формирования карбонатов, поздних генераций флюорита и силикатов (хлорит, гидрослюда, пренит, цеолиты и др.), рудных минералов, образующихся из остаточных растворов.

В наиболее общем случае по мере удаления от контакта к осевой части в каждом последующем ритме относительное количество алюмосиликатов и рудных уменьшается, а кварца - возрастает. В каждом из сечений жил намечается вертикальная макрозональность в частных поперечных разрезах, отраженная в ритмично-периодической направленности изменения структур и текстур кварцевых агрегатов от начала процесса формирования жил к концу. В этом проявлена общая закономерность процесса кристаллизации расплава, наблюдаемая на разных уровнях организации вещества месторождений различных рудных формаций. Изменение структур и текстур агрегатов сопровождается изменениями минерального и элементного состава и свойств агрегатов и индивидов. В слоистых агрегатах от приконтактовых ранних слоёв к поздним (срединным по положению в жиле относительно контактов крутопадающих жил) ритмично уменьшаются концентрации Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Sn, Fe, K, Na, Al, Li, OH. К концу процесса в кварце уменьшается доля неструктурных примесей, а структурных возрастает, что отражается в возрастании интенсивности ЕТЛ, уменьшении микротвёрдости и температуры а-β-перехода. В этом же направлении уменьшаются общая минерализация минералообразующих растворов и суммарное количество выделяющейся из кварца при его нагревании воды. Показательны: возрастание степени СКС кварца, соответствующее ей снижение температуры гомогенизации и доли газовой фазы в системе, уменьшение концентрации растворов по мере выделения кремнезёма и сопутствующих компонентов при охлаждении относительно закрытой и относительно термостатированной системы. Такое строение жил характерно для большинства месторождений, которые, по образному выражению С. С. Смирнова, созданы были по единому плану [Смирнов, 1955].

Соответственно с рассмотренной последовательностью минеральных ассоциаций, образующих элементарные триады (алюмосиликаты (силикаты) — рудные — кварц) или их ансамбли, распределены и основные рудные элементы, что свидетельствует о едином возвратно-поступательном ходе кристаллизации кварца и сопутствующих ему рудных минералов из одной порции минералообразующего флюида [Юргенсон, 2000, 2003, 2006]. Каждая жила представляет собой одну либо множество описанных выше триад. Они наблюдались в большинстве изученных нами генетических и формационных типов золоторудных месторождений. Один из примеров ансамбля триад приведён на рис. 2.29. Ритмично-слоистая текстура течения и структурирования раскристаллизованного расплава, образовавшего золотосульфосольно-теллуридно-селенидно (тёмно-серые, почти чёрные)-адуляр (светлые, почти белые, слои 2, 4, 6, 8, частью 10) — кварцевую жилу. Здесь те же триады: алюмосиликаты — рудные — кварц. Строение жилы в связи с пологим (35–40°) падением асимметрично. Нижняя её часть, сложенная слоями 1–14, представляет лежачий бок, верхняя (висячий бок) представлена практически только слоем 13-а шестовато-массивного кварца.

Эта закономерность отражает постепенную смену минеральных ассоциаций (алюмосиликаты – силикатные – рудные – кварц – карбонаты), образующихся с понижением щёлочности и соответственным повышением кислотности в конце процесса формирования жил, что обусловлено эволюцией минералообразующей системы. Постепенное и однонаправленное изменение МС (минералообразующей системы) отражается в уменьшении от контактов к осевым частям содержаний рудных элементов, Al, Fe и щелочных металлов. Это же типично и для их распределения во вмещающих околожильно-изменённых породах, что свидетельствует о синхронном начале формирования кварцевых жил и сопровождающих их эндогенных ореолов. Распределение главных новообразованных минералов (кварц, сульфиды, самородные элементы, полевые шпаты, слоистые силикаты, карбонаты) в ореольном пространстве и в жилах имеет тенденцию к зеркальной симметрии, отражающей направления векторов движения фронта минералообразования в противоположные стороны от контакта порции расплава и вмещающей породы. Изучение кварцевых жил методом детального минералогического картирования показало, что они характеризуются взаимосвязанной микрозональностью по простиранию, восстанию (падению), склонению и вкрест простирания. Наиболее ярко это проявлено в камерных пегматитах, в жилах малоглубинных и переходных к ним месторождений золота, серебра, флюорита и др.

В жилах наблюдается симметрично-зональное распределение преобладающих структурнотекстурных разностей жильного кварца по латерали и симметрично-асимметричное – по вертикали. В целом последовательность смены структур и текстур от ранних (ритмично-слоистых) к поздним (преимущественно массивным, шестоватым, гребенчатым) проявлена от флангов жил к центру и сверху вниз. Характер изменения концентраций рудных элементов в объёме жилы также выражается в субконцентрически-зональном распределении. Субконцентрическая зональность свойств жильного кварца в принципе едина и обусловлена единством причин, вызывающих их изменение – закономерностями центростремительной кристаллизации кварца и связанных с ним рудных минералов в процессе эволюционной самоорганизации порции высококонцентрированного силикатного расплава в объёме жилы.

Особенностью субконцентрической зональности является её осложнение как в связи с четковидным строением, обусловленным раздувами и пережимами, так и с глубиной формирования. С глубиной до достижения определённого уровня градиенты характеристик жильного кварца уменьшаются, затем вновь незначительно возрастают, и зональность приобретает вид субконцентрической симметрично-асимметричной. Например, кварц Верхнего рудного тела Многовершинного МЗСФ характеризуется симметрично-асимметричной температурной зональностью [Юргенсон, 1997, 2003].

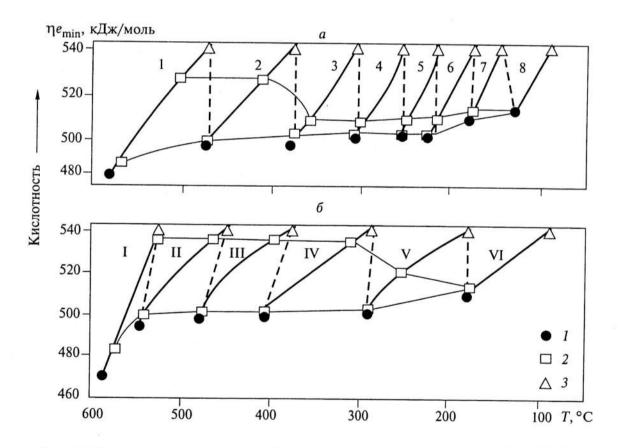
Тенденция к концентрической температурной зональности отмечалась также по Первой рудной зоне Балейского рудного поля. Эта концентричность увязывается с распределением по вертикали структурно-текстурных разностей жильных существенно кварцевых агрегатов, она же проявляется в изменчивости ряда свойств. Как правило, в верхних половинах жил и рудных зон преимущественно развиты ритмично-слоистые, полосчатые, фестончатые агрегаты, характерные для ранних стадий формирования кварцевых жил. Они же по минерало-термометрическим данным оказываются наиболее высокотемпературными. Это обусловлено тем, что в близповерхностных условиях кристаллизация жильного материала идёт сверху вниз, начинаясь в передовых частях, где градиенты температуры и давления максимальны. Подобная же зональность установлена на примере температур α-β-переходов в кварце Первой рудной зоны Тасеевского и других месторождений [Юргенсон, 2003].

Для I рудной зоны Тасеевского месторождения [Юргенсон, 2003] и жилы Главной Карамкенского установлена единая асимметричная зональность в содержаниях воды и углекислоты в кварце, отражающих режим кристаллизации и меру закрытости-открытости всей системы [Юргенсон, 2003]. Приведённые тенденции возрастания меры закрытости с глубиной во всех частях зоны также свидетельствуют о едином процессе кристаллизации — в более открытой в верхней части и менее открытой в нижней. Общие высокие значения величины H_2O/CO_2 свидетельствуют о высокой скорости кристаллизации, что подтверждается также данными о низких значениях (23–37 % степени СКС). Подобные изменения с глубиной этой величины типичны и для жил Шахтаминского, Мурунтауского, Токурского и других месторождений.

Указанные особенности зональности можно объяснить только с позиций эволюции одноактно внедрившейся порции расплава.

3.2.6. О природе ритмичности и образовании триад

Установлено, что в процессе эволюции минералообразующих систем, содержащих алюмосиликатные компоненты, происходит генеральное возрастание кислотности [Юргенсон, 1997]. Эта закономерность проявляется в упоминавшихся выше триадах последовательно образованных минеральных ассоциаций на примере месторождений малоглубинной золотосеребряной и верхних частей среднеглубинных золотокварцево-молибденовых формаций [Юргенсон, 2003, 2006]. Последовательность выделения минеральных ассоциаций в триадах месторождений МЗСФ дана на рис. 3.5.



 $Puc. \ 3.5.$ Последовательность минералообразования в триадах в связи с изменением условного потенциала ионизации при снижении температуры в рудоносных кварцевых жилах месторождений $a)\ \mathrm{M3C\Phi}\ (1-8)\$ и $\delta)\$ золотомолибденовых $(\mathrm{I-VI})$:

I — силикаты и алюмосиликаты; 2 — самородные элементы, сульфиды, сульфосоли; 3 — кварц. Слои в триадах жил месторождений: a) I — железистая слюда — арсенопирит — золото — аргентит — пирит — кварц; 2, 3 — адуляр — золото — блёклые руды — сфалерит — пирит — кварц; 4 — иллит — золото — блёклые руды (миаргирит, фрейбергит), пираргирит — сфалерит — пирит — кварц; 5 — иллит — золото — аргентит — блёклые руды — сульфосоли серебра — пирит — кварц; 6 — иллит — золото — пирит — прустит — кварц; 7 — монтмориллонит-антимонит-кварц; 8 — каолинит — кварц; 6) I — биотит — халькопирит — молибденит — кварц; II — микроклин — пирит — висмутин — молибденит — кварц; III — альбит — пирит — молибденит — кварц; IV — турмалин — галенит — золото — блёклые руды — сфалерит — пирит — молибденит — кварц; V — иллит — золото — блёклые руды, сульфосоли — висмутин — антимонит — кварц; V — монтмориллонит — антимонит — кварц

Простейшая триада состоит из трёх слоёв — существенно алюмосиликатных, рудных и кварцевых. Примеры триад приводились нами ранее [Юргенсон, 2003, 2005, 2006]. Здесь покажем ещё один классический пример из жил Балейско-Тасеевского рудного поля (рис. 3.6). Это — симметрично-зональная жила, в которой на грязном, обогащённом гидрослюдой раннем приконтактовом субстрате развивается полосчатый пирит, содержащий золото в ассоциации с незначительным количеством кварца и гидрослюды, сменяющийся гребенчато-пластинчатым кварцем.

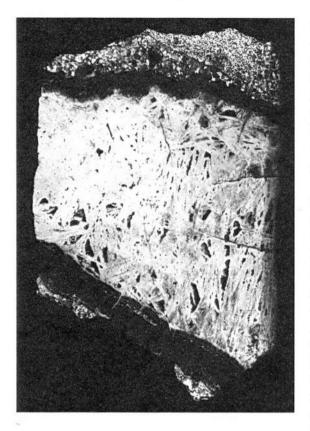


Рис. 3.6. Классический пример монотриады. Фрагмент трёхслойной жилы. Тасеевское месторождение. Натуральная величина

В каждой из триад ранние слои, обогащённые алюмосиликатами и силикатами, выделяются в условиях относительно высоких температур и низкой кислотности, следующие за ними слои, обогащённые рудными минералами, преимущественно сульфидами и сульфосолями, в условиях средних значений температур и величин, поздние слои кварца образуются в условиях относительно низких температур и высокой кислотности.

Выделение каждой фазы происходит до того момента, когда на фронте кристаллизации минералообразующей системы исчезнет пересыщение относительно строящих её компонентов. Возникают условия, при которых нахождение в ней рудных элементов в присущих им формах переноса станет невозможным и будет происходить кристаллизация их минералов, устойчивых при данных РТХ-условиях до тех пор, пока минералообразующая система относительно строящих их компонентов станет недосыщенной, а кислотноосновные её свойства вызовут прекращение их выпадения из расплава или раствора. При этом снова произойдёт повышение кислотности, и система станет пересыщенной относительно кремнекислотных комплексов, что приведёт к образованию кварца. Оно будет происходить до понижения кислотности и исчезновения пересыщения МС кремнекислотными комплексами вследствие их расходования на фронте кристаллизации.

Вследствие снижения температуры, кислотности и относительного возрастания концентраций компонентов, строящих алюмосиликаты, МС в данной зоне вновь становится относительно них пересыщенной, что провоцирует образование первого слоя новой триады и всех последующих.

Каждая из последующих триад образуется в условиях относительно низких температур и более высокой кислотности. При этом начало кристаллизации раннего слоя в каждой из последующих триад происходит при понижении кислотности на фоне снижения или локального (несколько градусов) повышения температур по сравнению с последним слоем предыдущей триады, что связано с выделением тепла при кристаллизации слоя. Это подтверждено при измерении температур гомогенизации ГЖВ [Андрусенко, Щепотьев, 1974].

В целом процесс образования жильного выполнения происходит возвратно-поступательно, как и большинство природных процессов.

По мере расходования компонентов MC, строящих алюмосиликаты и рудные минералы, вследствие диффузии к фронту минералообразования кристаллизация их замедляется, и в конце они исчезают совсем.

Главным, а затем и единственным компонентом ритма становится кварц. Лишь на завершении процесса, как уже указывалось, незначительные концентрации алюмосиликатов и рудных выделяются в остаточных полостях из остаточных растворов в виде хорошо образованных кристаллов.

Таким образом, в условиях относительно закрытой системы при значительном градиенте непрерывно-прерывистого снижения температуры, обусловленном близповерхностными условиями, происходит периодическое возвратно-поступательное изменение кислотности-основности и ритмичное образование триад слоёв, состоящих из алюмосиликатов, рудных минералов и кварца. Этот механизм находит отражение в возвратно-поступательном изменении условных потенциалов ионизации участвующих в эволюционной самоорганизации минералов.

Как показано нами ранее, эволюция порции расплава или раствора расплава – это процесс его самоорганизации [Юргенсон, 1984в, 2003, 2006а].

Формирование рудоносных кварцевых жил месторождений МЗСФ начинается после внедрения порции расплава в зону разуплотнения. Вследствие большой разности в температурах составах вмещающих горных пород физико-химические градиенты здесь также достаточно велики.

В начале взаимодействия МС со средой происходит быстрая кристаллизация в краевых её частях, выполняющих защитную функцию, где наиболее резки различия между МС и средой. Так достигается временное равновесие между ними. Далее система развивается на фоне общего уменьшения значений РТХ-параметров в соответствии с внутренними законами самоорганизации, конкретная реализация которых обусловливается составом, концентрациями и энергетикой взаимодействия строящих её компонентов.

Ритмично-периодический характер выхода энергии из системы при кристаллизации определённой порции определённого вещества, длительность кристаллизации обусловлены длительностью существования энергетического состояния системы, определяющего возможность этой кристаллизации.

Отражением ритмично-периодических изменений в самоорганизующихся МГС при образовании рудных жил является повсеместная определённая повторяемость триад минералов, выделяющихся в относительно кислых (слюды и прочие слоистые силикаты, полевые шпаты), переходных (рудные минералы) и относительно щелочных (кварц) условиях, а при образовании магматических тел, рудных месторождений — повсеместно развитая минеральная и структурная зональность.

В сложно-построенных ритмично-слоистых полиминеральных агрегатах указанная последовательность иногда нарушается вследствие, например, разгерметизации системы, вскипания и ухода газов, паров воды и смещения равновесий, приводящих к обильному выпадению либо к растворению и переотложению отдельных минералов в уже сформированных слоях или слоя в целом.

В зависимости от пересыщений МС теми или иными компонентами в конкретной части формирующейся жилы ритм может начинаться либо с силикатов, либо с кварца, либо с сульфидов. Но в общем виде закономерность сохраняется и наиболее отчётливо проявлена в относительно малоглубинных условиях.

Широкое развитие ритмично-слоистых минеральных тел в условиях относительно малых глубин обусловлено глубокой и быстрой гетерогенизацией водно-силикатного расплава, связанной с повышением его концентрации в процессе внедрения в результате потери воды и углекислоты в газовой фазе, быстрой теплоотдачи на контакте его с относительно холодными вмещающими породами и быстрой кристаллизации, фронт которой параллелен контакту. Указанная последовательность по сути причинно-следственных связей едина для всех месторождений, но различается по группам ритмично выделяющихся минералов в соответствии с геохимической специализацией рудогенерирующего флюида. После образования первых несовершенных, в смысле степени СКС, слоёв система развивается в условиях относительной стабильности. Тем не менее, продолжающиеся теплоотдача и дегазация приводят к периодическому повышению концентрации флюида и его гетерогенизации на разных уровнях организации вещества. Рассмотренная модель минералогенетических и геогенетических процессов с позиций самоорганизации на разных уровнях организации минеральных тел позволяет понять сущность явления типоморфизма и разрешить противоречие между представлениями о концентрациях гидротермальных растворов и свойствами рудоносных кварцевых жил.

3.2.7. Основные параметры и признаки модели крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации

Крупным месторождениям МЗСФ свойственно: формирование в позднемезозойскоепалеогеновое время, возможно, вплоть до антропогена; локализация в оперяющих структурах тектонических швов глубинного заложения; сочетание вулкано-купольных структур с грабенами или кальдерами; обогащённость золотом древних метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих и генерирующих полихронные гранитоидные комплексы, субщелочные монцодиоритовые, дацитовые и собственно кварцевые, производные которых обогащены Аи, Ад, другими халькофильными элементами и As, Sb, Se, Te, S; сочетание молодого вулканизма трещинного и центрального типов среднего и кислого составов; сочетание кварцевых жил и жильных зон с мощными зонами аргиллизации, обогащёнными Аи, Ад, другими халькофильными элементами, Li, Cs, Rb, K, As, Sb, Se, Te, S; формирование верхних частей рудоносных существенно кварцевых жил и жильных зон в интервале глубин 0-300 м от дневной палеоповерхности; обилие продуктов близповерхностных гидротерм; контрастность физико-химических характеристик рудообразующей системы (обогащённый рудными и летучими элементами силикатный расплав) и водонасыщенной холодной вулканогенно-осадочной толщи, обусловливающая высокие градиенты Т, Р, рН, окислительно-восстановительного потенциала и, как следствие, большие скорости кристаллизации расплава с образованием силикатной корки, препятствующей интенсивному выносу рудных элементов во вмещающие породы и способствующей образованию богатых руд [Yurgenson, 1998, 2001, 2002, 2008; Yurgenson e. a., 2002, 2010]. Последним присуще брекчиевидное или ритмично-полосчатое строение рудных жил, сложенных от микро- до тонкозернистых агрегатов кварца, с переменными, но закономерно изменяющимися от контакта жилы к её осевой части количествами адуляра, слоистых силикатов, простых и сложных сульфидов и сульфосолей серебра и (или) низкопробного золота, электрума, кюстелита. Характерным признаком является полигенерационность групп минеральных индивидов при одноактном внедрении богатого рудными и летучими элементами водно-силикатного расплава и его раскристаллизации по принципу триад [Юргенсон, 1984, 2000, 2003, 2006]. Среди рудоносных кварцевых жил, слагаю-

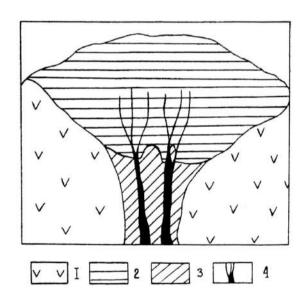


Рис. 3.7. Модель золоторудного месторождения с верхней зоной золотокварцево-алунитовых руд: 1 — вулканиты; 2 — зона золотокварцево-алунитовых руд; 3 — зона аргиллизации; 4 — золотоносные жилы с сульфиднокварцевыми рудами

щих месторождения МЗСФ, можно выделить две группы моделей. Одна из них (рис. 2.6) отображает месторождения, типичные для рассматриваемой формации. Она характеризует месторождения, локализованные в вулканогенно-осадочной толще и представленные золотоносными кварцевыми жилами и жильными зонами. Для них характерны зоны богатого оруденения в связи экранирующей ролью пород слабой проницаемости и многоэтажным оруденением. Надрудные зоны представлены монокварцевыми гидротермалитами или гейзеритами [Юргенсон. Грабеклис, 1995; Юргенсон, 1998, 2008, 2008б, 2010]. Типичным представителем подобных месторождений является Балейско-Тасеевское. Другая группа месторождений, непосредственно связанная с вулканизмом и зонами аргиллизации и алунитизации, может быть отображена моделью, представленной на рис. 3.7 [Юргенсон, 1998].

3.2.8. Модель эволюционной самоорганизующейся минералообразующей системы как основа использования типоморфизма жильного кварца и эндогенных ореолов

Рассмотренная модель эволюционирующей самоорганизующейся порции водосиликатного расплава, обогащённого летучими, рудными и щелочными металлами, является основой использования типоморфизма для разработки количественных минералого-геохимических критериев оценки золотоносности кварцевых жил, уровня их эрозионного среза. Кроме того, предложенная модель даёт обоснование структуры эндогенных ореолов и механизма их образования за счёт миграции газово-жидкой фазы эволюционирующего флюида. При этом образование эндогенного ореола происходит синхронно с эволюционной кристаллизацией порции рудообразующего флюида. Она объясняет трёхзонную субконцентрическую структуру элементарных эндогенных ореолов, предложенную С. А. Григоровым [1990] и плодотворно использованную И. В. Гольдмахером в 1991 г. и другими геохимиками, и позволяет применять для анализа эндогенных ореолов типоморфический анализ во всех его вариантах.

В этом случае каждый ореол или его зона должны описываться формализованными статистическими признаками, используемыми в типоморфическом анализе.

Для этого необходимо проведение типизации эндогенных ореолов с выявлением их устойчивых типических и отличительных признаков.

Использование соответственных признаков эндогенных ореолов рудоносных кварцевых жил позволяет повысить надёжность выявляемых типохимических признаков и разрабатываемых на их основе поисково-оценочных критериев.

3.3. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ

Сущность явления типоморфизма рассмотрена нами ранее и не нуждается в повторном разъяснении [Юргенсон, 2003, 2006, 2010].

В рассматриваемом приложении явления типоморфизма важно то, что оно с необходимостью вытекает из принципа закона минералогического резонанса [Юшкин, 1977], когда минералогенетическая информация (МГИ), закодированная в особенностях состава и свойств минерала, может стать типоморфным признаком условий его образования и существования. Для того чтобы уменьшить влияние неопределённости, выражающейся в конвергенции, дивергенции и т. д., необходимо среди типичных для данного процесса признаков (их может быть много) выделить и отличительные, которые отличают данное явление (данный индивид минерального вида или совокупность таких индивидов) от всех других. Например, В. С. Балицким и др. [1996] установлено, что среди розовых кварцев, являющихся типоморфными для пегматитов, выделяются две разности, отличающиеся природой окраски, возникающей при гетеровалентном изоморфизме: в розовом кварце ядер камерных пегматитов она обусловлена замещением Si⁴⁺ на Ti³⁺, а в аналогичном кварце заключительного процесса образования литиеносных пегматитов с фосфатами лития – вхождением вместо Si⁴⁺ Al³⁺ + P⁵⁺. В данном случае типичным для пегматитов является розовая окраска кварца, а отличительным – различия в условиях образования, обеспечивающих её появление на разных временных отрезках эволюции пегматитового расплава. Введение понятий типического и отличительного в учении о типоморфизме становится важнейшим условием его изучения и использования в практике НИР.

Главным при изучении типоморфизма минералов и слагаемых ими минеральных, в том числе рудных тел, являются не столько сведения об их конституции и составе вообще, сколько о мере отклонения от усреднённой матрицы. Меры отклонения в виде и числе дефектов, в составе и свойствах сквозных минералов (кварц, пирит, арсенопирит, слюды и др.) являются важнейшими их типоморфными признаками. Как показывает опыт, именно пределы вариаций дефектности структуры и состава сквозных минералов, выражающиеся через изменчивость свойств, позволяют перейти от изучения свойств и состава как таковых к использованию их как типоморфных признаков, а последних — в качестве критериев для создания моделей процесса минералообразования. Кроме того, поскольку явление типоморфизма в общем виде базируется на детерминизме, определение его должно предусматривать использование математического аппарата.

Исходя из вышесказанного, типоморфизм — это отражение пределов вариаций физико-химических и геодинамических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций характеристик состава, строения и других свойств соответствующих им минеральных тел. Для метрируемых признаков определение уточняется. Это отражение пределов вариаций численных значений физико-химических характеристик минералообразующих систем в пределах вариаций численных значений характеристик состава, структуры и других свойств соответствующих им минералов:

$$\lim_{T \to T} V_{T \to T} = f(\lim_{T \to T} V_{T \to T}),$$

где $V_{\text{тим}}$ – вариация численных значений типоморфного признака минерального тела;

 $V_{\mbox{\tiny TPXMC}}$ — вариация численных значений температуры, давления, концентрации вещества и других признаков минералообразующей системы. В конкретном случае предел вариации признака будет определяться не только пределами вариаций абсолютных значений T, P, X, но и скоростями их изменения:

$$\lim_{T \to T} V_{TIIM} = f(\lim_{T \to T} DV_{TIIMC}),$$

где $\mathrm{DV}_{\mathrm{TIIXMC}}$ – скорость изменения физико-химических характеристик.

Явление типоморфизма можно использовать при изучении не только минеральных индивидов, но и их сообществ различных уровней организации.

Среди выявленных нами типоморфных признаков минеральных индивидов и агрегатов выделяются три группы: структурно-текстурные (включая степень СКС); состава (типохимизм); физических свойств. Например, для жильного кварца они определены на разных уровнях организации жильного кварца: минеральных агрегатов; минеральных индивидов (молекулярный уровень); элементарных ячеек (атомный уровень) и ЭДЦ (электронный уровень).

3.3.1. Основные уровни организации минерального вещества, используемые в данной работе

Основные положения выработанного нами подхода к разработке минералого-геохимических поисково-оценочных критериев на основе изучения продуктивных минеральных комплексов, слагающих жильные месторождения, обосновываются представлениями об одноактности внедрения рудообразующего флюида и в принципе одностадийности формирования дискретных полигенерационных минеральных тел (жил, линз, брекчиевидных тел, рудных даек, шлиров и т. д.) в процессе его эволюционной самоорганизации, выражающейся в образовании комплекса минеральных парагенезисов и последовательно образованных ассоциаций. Следовательно, продуктивный минеральный комплекс — это комплекс минеральных парагенезисов и (или) их ассоциаций, слагающих конкретное рудное тело (жила, линза, дайка, шлир и т. д.) или его фрагмент на полную мощность в определенном сечении. Набор существенных признаков продуктивного минерального комплекса, характеризующий рудные тела определённой рудной формации, в соответствии с правилами, характеризующими МГИ, заключённую в нём, должен с максимальной долей вероятности отражать как особенности условий образования, так и качественные и количественные признаки оруденения, т. е. быть типоморфным.

Опыт изучения продуктивных минеральных комплексов ряда золоторудных месторождений с позиций типоморфизма показал перспективность такого подхода. Использование явления типоморфизма позволяет получить типоморфные признаки продуктивных минеральных комплексов трёх видов, характеризующих различные УОМВ: типохимические признаки химического (элементного) состава (атомный уровень), структур и текстур минеральных агрегатов (уровень минеральных агрегатов) и минерального состава (уровень минеральных комплексов) [Юргенсон, 1989].

Жильный кварц. Понятие лёгкой фракции жильного кварца. Типоморфизм кварца как минерального вида изучается на протяжении более полувека. Анализ состояния проблемы дан нами ранее [Юргенсон, 19846, 2003]. В целом анализ состояния изучения кварца показал, что уровень знания природы его состава и свойств позволил подойти к постановке задачи выявления наиболее типичных вариаций этих особенностей для рудных месторождений на рудно-формационной основе.

В то же время анализ состояния изученности кварца и наш многолетний опыт его исследования показали, что он обладает относительно широким по спектру, но небольшим по ёмкости изоморфизмом. Если использовать для решения поставленных задач кварц как минеральный вид, требуется высокая степень его очистки, что практически невозможно. Особенно это относится к мелко- и тонкозернистым агрегатам, где срастания хотя и редких зёрен рудных минералов с кварцем очень тесные. Поэтому возникла необходимость изучения жильного кварца, представляющего

собою субмономинеральный агрегат, состоящий на 95–99,9 % из кварца, а доля других, в том числе рудных минералов, составляет в среднем 0.01–5 %. В настоящее время большинство исследователей, изучающих кварц, разделяют понятия «кварц» и «жильный кварц». Термин «кварц» относится к понятию минерального вида, а «жильный кварц» – к существенно кварцевым минеральным агрегатам, слагающим жилы рудные, безрудные, хрусталеносные, гранулированного кварца и т. д.

Исходя из приведённого выше рационального подхода к понятию «жильный кварц», разработаны и используются в практике НИР представления о существенных его свойствах и методах их определения. Существенными свойствами жильного кварца являются размер индивидов в агрегате, его структуры и текстуры; характер ограничения индивидов в агрегате; характер ориентировки; тип субструктуры (субструктуры роста, субструктуры, связанные с деформацией); плотность, объёмный вес; соотношение воды углекислоты в межзерновом пространстве; электрические и пьезоэлектрические свойства; температуры максимума выхода воды; неструктурные примеси; твёрдые включения; газово-жидкие включения; цвет. Существенными свойствами индивидов кварца, составляющих жильный кварц, являются: объём элементарной ячейки, степень СКС; формы ИК-спектров, соотношения воды и углекислоты; структурные примеси (Fe, Al, Ge, Ti, Mn, W, Sn), компенсаторы зарядов при гетеровалентном изоморфизме (Na, Li, H, Au, Ag, NH₃ и др.), неструктурные примеси (твёрдые включения, газово-жидкие включения, включения в дефект-каналах); температуры α-β-переходов; термолюминесцентные свойства; электрические свойства, оптические спектры поглощения и пропускания, окраска, неоднородности строения индивидов и т. д.

Поэтому использование понятия «жильный кварц» для обозначения существенно кварцевых минеральных агрегатов, содержащих включения парагенных минералов, представляется необходимым. Проблема изучения типоморфизма жильного кварца с целью разработки минералого-геохимических критериев рудно-формационного анализа и оценки рудоносности поставлена нами в 1969 г., и основные её аспекты решены [Юргенсон, 1984б, 1988, 1997, 2003]. В настоящей работе главная задача – использовать его для глубинных поисков и локального прогноза золотого оруденения.

Для жильного кварца проблема типоморфизма имеет ряд специфических особенностей, определяющихся объектом исследования, выявленных нами ранее [Юргенсон, 1997, 2003].

Для жильного кварца устойчивы типоморфные признаки трёх групп: структурно-текстурных (включая СКС), состава, свойств.

Группы типоморфных признаков выделяются и рассматриваются с трёх позиций: а) рудно-формационной принадлежности кварцевых жил и тел; б) отношения внутри каждой рудной формации к определённым минеральным типам, к рудоносным или безрудным телам; в) различий в зависимости от принадлежности к верхнерудным, подрудным и надрудным частям кварцевожильных тел; г) изменчивости их по вертикали с целью выявления возможности использования для оценки уровня эрозионного среза.

При изучении монофракций жильного кварца установлено, что значительная часть геохимической информации при подготовке проб кристаллически-зернистых агрегатов к анализу утрачивается из-за того, что ряд важных элементов-индикаторов рудного процесса не образует в кварце структурных примесей; в то же время из тонкозернистых агрегатов, слагающих абсолютное большинство месторождений малоглубинных формаций, монофракции получить невозможно. Поэтому наиболее информативные результаты по типохимическим свойствам жильного кварца получены при изучении его лёгкой фракции, получаемой общеизвестными методами фракционирования в бромоформе.

Анализ данных по статистическим характеристикам концентраций ряда рудных элементов в лёгких фракциях жильного кварца показал, что: а) в целом геохимическая специализация жильного кварца, выраженная через его лёгкую фракцию, является типохимическим признаком связанного с ним оруденения; б) численные значения пределов вариаций статистических характеристик концентраций рудных элементов в ряде случаев являются типохимическими признаками рудно-формационной принадлежности; в) среди литофильных элементов, содержащихся в лёгких фракциях жильного кварца, большое значение имеет типохимизм лития и рубидия, а также калинатрового отношения, являющихся одними из показателей глубинности формирования рудных тел, а также геохимической специализации рудогенерирующих магм.

Предпочтительность использования лёгких фракций позволяет при сохранении высокой геохимической информативности сократить трудоёмкие операции отбора монофракций и, соответственно, в 5–10 раз уменьшить стоимость подготовки проб к анализу. При этом реализуется возможность избавиться от существенного влияния субъективного фактора на чистоту монофракций, сократить время на выполнение работы по оценке вероятной рудоносности свалов жильного кварца, с большей эффективностью использовать дешёвые методы анализа, избавиться от влияния различной степени окисленности на дневной поверхности и на глубине.

3.3.2. Околорудноизменённые породы – носители геохимических эндогенных ореолов

Эти образования относятся к тому же уровню организации, что и ПМК. Основное отличие их заключается в том, что они являются продуктами обмена веществом и информацией вмещающих горных пород и рудообразующего водно-силикатного расплава, или высококонцентрированного существенно силикатного флюида, обогащённого летучими, рудными и щелочными элементами, связанными с ними гидротермами. Концентрации наложенных элементов могут быть сформированы в один или несколько временных отрезков в зависимости от стадийности процесса образования рудных тел, формирование которых обусловило их привнос и отложение во вмещающих породах. Одностадийному процессу рудообразования соответствуют простые по строению ореолы, содержащие примеси элементов, слагающих рудные тела. Многостадийный процесс рудообразования сопровождается сложными ореолами. Ореольной геохимии посвящена огромная литература. К наиболее важным следует отнести публикации В. В. Авдонина [1996], В. А. Алексеенко и Г. В. Войткевича [1979], А. И. Бураго и др. [1982], Геохимические... [1973], С. А. Григорова [1990], С. В. Григоряна [1987], О. Н. Грязнова и др. [1994], А. Г. Жабина и др. [1987], Н. А. Китаева [1982], М. Л. Мельцера [1992], Научные... [1970], В. З. Фурсова [1977]. Проблемы, связанные с изучением эндогенных геохимических ореолов, и их использование при локальном прогнозировании и глубинных поисках рассмотрены выше.

Правомерность приложения явления типоморфизма к процессу формирования эндогенных ореолов не нуждается в особых доказательствах. Очевидно, что здесь в качестве объекта исследования используется не минерал как таковой, а одна из форм проявления продуктивного минерального комплекса — полиминеральная минералого-геохимическая ассоциация минерального вещества на разных уровнях его организации в форме эндогенного ореола. В этих случаях рассматриваются главным образом типохимические (типогеохимические) признаки. Типоморфический анализ в его типогеохимическом варианте даёт возможность выявить надёжные признаки эндогенных ореолов, типичные для оруденения определённой рудной формации и отличительные от всех других, в том числе и не имеющих отношения к рудным телам.

3.3.3. Типоморфический анализ

Конкретным проявлением типоморфизма минералов и минеральных тел являются их признаки. В случае их метрируемости типоморфными становятся признаки, численные значения которых укладываются в определённые пределы их вариаций.

Типоморфным может быть отдельный минерал, наличие которого определяет генетическую принадлежность того или иного геологического тела. Например, омфацит является типоморфным минералом эклогитов — образований высоких температур и высоких давлений, электрум и фрейбергит — типоморфных минералов месторождений малоглубинной золотосеребряной формации и т. д. Типоморфными не могут быть сквозные минералы золоторудных месторождений (кварц, пирит, арсенопирит), широко распространённые в геологических телах различных генетических типов и рудных формаций.

У сквозных минералов типоморфными могут быть признаки состава, структуры, других свойств, являющиеся типичными для данных продуктов определённых МГС и отличающие их от всех других. Поэтому в понятие типоморфизма минералов закладываются и диалектически связанные противоположные качества — типическое и отличительное [Юргенсон, 1983], т. к. только типическое (например, кубическая форма кристаллов пирита) не будет признаком, позволяющим отличать пирит золоторудных месторождений от вольфрамово-рудных или флюоритовых.

Для выявления типоморфных признаков минералов проводится типоморфический анализ. На практике задачей типоморфического анализа является необходимость выявления типического и отличительного для групп индивидов одного минерального вида или его разновидности, которые отражают определённые условия минералообразования, характеризующиеся близкими пределами вариаций РТХ-параметров МГС. Поэтому поиски типоморфных признаков минералов, связанных с определённым характером самого процесса минералообразования, приводят к возможности получения критериев для выявления геологических ситуаций, типичных для определённых формационных типов оруденения. Поскольку типоморфные признаки минералогенетические, то и сам процесс их познания методологически вытекает из минералогенетического анализа и обусловлен, как уже указывалось, законом минералогенетического резонанса [Юшкин, 1987].

Выделить из общего объёма минералогенетической информации только ту, которая полезна для решения каждой конкретной задачи, можно, применяя типоморфический анализ, который, следовательно, является методологическим приёмом для перехода к определённости. Типоморфический анализ является заключительным этапом при изучении минералогии рудных месторождений и одной из основ рудно-формационного анализа [Юргенсон, 2003]. Только тогда, когда определены признаки минералов, являющиеся индикаторами рудного процесса, проявления последнего могут быть найдены при планомерных и целенаправленных поисковых работах с меньшими затратами. Типоморфический анализ предъявляет определённые требования к отбору проб и формированию выборок.

Принципы отбора проб и формирования выборок. По каждому из признаков изучаемых минеральных тел должна быть обеспечена представительность выборки для возможности обработки методами математической статистики в пределах данного множества. Характеристика определённого признака в отношении изучаемых объектов должна осуществляться с помощью серий выборок (множеств).

В общем случае путь для выявления типоморфных признаков один — сравнение изучаемого с известным. Известным может быть эталон или изученная ранее МГС, либо одновременно изучаемые и сравниваемые системы. Используемые выборки могут быть однородными или неоднородными. Подбор материала в выборку основывается на принципах геологических сходств и различий: это образцы, отобранные из определённой генерации или жилы, или определенного месторождения, или групп месторождений определенной рудной формации и т. п. Для выявления типоморфных признаков вероятной рудоносности кварцевых жил составляют выборки, включающие, например, образцы рудного или безрудного кварца [Юргенсон, 1988; Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991].

При прослеживании состава и свойств в пространстве и определения типоморфных признаков для оценки уровня эрозионного среза или выклинивания оруденения по простиранию кварцевых жил или зон составляются выборки по сечениям или горизонтам их отработки или разведки. В необходимых случаях, в частности на месторождениях, где отчётливо проявлено зональное или ритмично направленное строение жильных тел, в пределах погоризонтных выборок составляются подвыборки по признаку принадлежности того или иного образца к определённой из выделенных разновидностей кварца. В тех случаях, когда на дневной поверхности выявлены зоны окварцевания или просто свалы гидротермально изменённых горных пород, производится сбор образцов обломков, число которых для каждого их пространственно разобщённых участков должно позволить получить статистически достаточные выборки аналитических данных.

Самым эффективным из несложных сравнительно-статистических способов обработки данных является расчёт средних арифметических (x), среднеквадратичных отклонений (σ) и отношений этих величин. Методы математической статистики позволяют сравнить выборки путём сопоставления полученных чисел (критерии Стьюдента, Фишера и др.).

Для сравнения с эталоном пригодны методы отличия по разности, которые позволяют определить меру удалённости (отличия) полученного признака от признака эталона.

Кроме рассмотренных выше методов обработки данных для выявления типоморфных признаков применяются регрессионный, корреляционный и факторный анализы с использованием современных ЭВМ. Для определения возможных отличий продуктивных и непродуктивных объектов целесообразно рассчитывать коэффициенты корреляции между золотоносностью, их составом или свойствами. Следует широко применять наглядные методы построения всевозможных графиков, отражающих зависимости полученных средних значений состава и свойств от глубины, от характера вмещающих пород, от околорудных изменений, от структурно-текстурных особенностей, от рудоносности, от состава минеральных парагенезисов и др.

Глава 4. Типоморфизм основных рудообразующих минералов и вариации признаков с глубиной

4.1. Общие замечания

Для решения задач глубинных поисков имеют значение только те типоморфные признаки сквозных минералов или типоморфные минеральные ассоциации, которые характеризуют однозначно надрудные части золоторудных месторождений или обладают спектром признаков, среди которых могут быть выделены однозначно свидетельствующие о принадлежности их к надрудным зонам. Большое значение имеют градиенты признаков.

Так как большинство месторождений золота связано с кварцевыми жилами, как указывалось выше, наиболее важными из рудообразующих минералов являются кварц, пирит, арсенопирит, некоторые другие сульфиды и сульфосоли. Хотя само самородное золото и золотосодержащие минералы также характеризуются широким диапазоном свойств, пределы вариаций которых могут быть типоморфными, использование их для поисков слепых рудных тел нецелесообразно, т. к. сам факт их присутствия — уже прямой признак рудного тела. Всё зависит лишь от концентраций. Сама задача глубинных поисков возникает в тех случаях, когда: 1) прямые признаки оруденения на глубине ещё не выявлены и 2) эти признаки есть, но требуется оценить вероятность наличия рудных тел на глубине и их возможные масштабы.

Опыт использования типоморфизма главных жилообразующих минералов свидетельствует о возможности решения задачи в обоих вариантах, хотя второй предпочтительнее.

Среди рудообразующих минералов золоторудных месторождений наиболее изучены кварц, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

4.2. Основные типоморфные признаки кварца, используемые при локальном прогнозе

4.2.1. Типоморфизм строения

Среди важнейших свойств кварца, как уже указывалось, выделена структура на уровне групп элементарных ячеек (степень СКС) и на уровне минеральных агрегатов, а также его состав и физические свойства. Особенности минеральных агрегатов, типичных для месторождений МЗСФ, рассмотрены в гл. 2 и соответствующих иллюстрациях (2.9, 2.12–2.15, 2.19–2.20, 2.27–2.29, 2.34–2.36, 3.3–3.4). Однако достаточными для отнесения ЖК к месторождению МЗСФ они не могут.

Из общего диапазона вариаций степени СКС при решении задачи глубинных поисков используется область низких значений, характеризующая условия наименьших глубин. Это касается прогноза и поисков, не выходящих на дневную поверхность надрудных зон МЗСФ. В тех случаях, когда прогнозируются среднеглубинные месторождения, используются средние значения степени СКС (40–70). Величины степени СКС, характеризующие надрудные части золоторудных формаций, приведены в табл. 4.1.

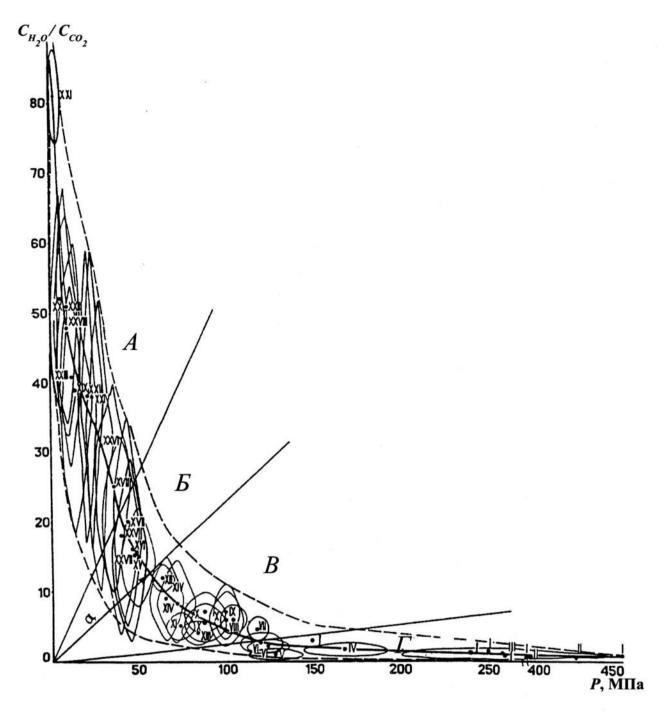
Величины степени СКС кварца надрудных зон

Рудная формация	Структурно-текстурная особенность	Величина степени СКС, %			
		размах	среднее		
Малоглубинная золотосеребряная	Опал-халцедоновый	21–29	25		
	Халцедоновидный, тонкозернистый	26–31	29		
	Полосчатый	29–35	32		
Переходная к малоглубинной золотокварцевая	Халцедоновидный, тонкозернистый	29–36	32		
Золотосульфидно-кварцевая, золотокварцево-сульфидная	Халцедоновидный, тонкозернистый	29–40	36		

В условиях средних глубин (0,5–3,0 км) давления более высоки ($\lim V_p = 50-150$ МПа), но соотношение концентраций воды и углекислоты в МС и, следовательно, в кварце варьируется меньше ($\lim V_K = 3-15$). Это обусловливается относительно небольшими градиентами давлений в связи с кристаллизацией кварца преимущественно в закрытых системах. В общем случае для среднеглубинных месторождений справедливо неравенство $\lim V_p < \lim V_K$. Для глубинных объектов (>3 км) характерны высокие флюидные давления ($\lim V_p = 150-500$ МПа), концентрации воды и углекислоты в МС (и в кварце) сопоставимы или содержание углекислоты превышает содержание воды ($\lim V_k = 0,01-5$) и справедливо неравенство $\lim V_p >> \lim V_K$.

Пределы вариаций K, являясь типоморфными признаками физико-химических условий образования жильного кварца (давления и состава), представляются как признаки глубины формирования, меры закрытости системы и скорости кристаллизации. Последнее подтверждается выявленной взаимосвязью между пределами вариаций K кварца и степени совершенства его кристаллического строения, которая может быть успешно использована в качестве типоморфного признака фаций глубинности минералообразования и определяет принадлежность кварца к надрудной зоне. Эта взаимосвязь показана на рис. 4.1.

Величина K (H_2O/CO_2) является важнейшим свойством кварца, пределы вариаций которой, используя рис. 4.1, могут быть применены при определении принадлежности его либо к надрудным зонам МЗСФ, либо среднеглубинных месторождений, идентификация которых на ранних стадиях изучения надрудных зон золоторудных месторождений позволяет оценить наличие или отсутствие месторождения балейского типа или МЗСФ в целом.



 $Puc.\ 4.1.$ Связь соотношений концентраций воды и углекислоты в ЖК и давлений в МС Цифрами обозначены: рудная формация, генетический тип, месторождение: I — глубинная малосульфидная золотокварцевая (Колар); II — гранулированный кварц; III — V — пегматиты: III — мусковитовые, IV — редкометалльные, V — камерные и редкометалльные с драгоценными камнями; VI — грейзеновая мусковит-вольфрамит-кварцевая; VIII — медно-молибден-порфировая и золотомолибденит-кварцевая; VIII, IX — малосульфидная золотокварцевая, переходная к глубинной (Мурунтау, Советское); среднеглубинные: X — малосульфидная золотокварцевая; XI, XII — золотосульфидно-кварцевая; XIII, XIV — золотокварцево-сульфидная, XV — малосульфидная золотокварцевая, переходная к малоглубинной; малоглубинная золотосеребряная: XVI, XVII — переходная к малоглубинной (Дукат, Многовершинное); XVIII, XII — Балейско-Тасеевское, соответственно от наиболее глубоких частей к приповерхностным; XXII — Карамкен; XXIII — халцедоновидный жильный кварц (Ундино-Даинская депрессия); XXIV—XXVI — флюорит-кварцевая; XXVII — кварц-диккит-киноварная (Никитовское); XXVIII — агаты из миндалин в андезибазальтах. Точки — средние значения; оси эллипсов — среднеквадратичные отклонения. Поля соответствуют объектам: X — малоглубинным, формирующимся с вскипанием флюидов, X — переходным от мало- к среднеглубинным, формирующимся на отдельных этапах с вскипанием флюидов, X — переходным, формирующимся преимущественно без вскипания, X — глубинным, формирующимся без вскипания флюидов, X — радиус равнобочной гиперболы, обозначенный стрелкой

4.2.2. Типохимизм

Химический состав кварца изучен на разных уровнях его организации: индивидов (монофракции), минеральных агрегатов и более сложных минеральных тел. Концентрации групп элементов в кварце существенно варьируют. Они входят в него как изоморфно, так и в виде неструктурных примесей. Изоморфные примеси входят в кварц в результате реализации общеизвестного изоструктурного гетеровалентного компенсационного изоморфизма по схеме Si⁴⁺(Al³⁺, Fe³⁺, Ti³⁺, Mn^{3+} , Ga^{3+} , Ge^{3+} , Ge^{4+} и др.). При этом Na^+ , Li^+ , H^+ входят в качестве компенсаторов зарядов, заселяя вместе с ОНх-группировками структурные каналы. В. С. Балицким синтезирован кварц с изоморфной примесью тантала, вольфрама, кобальта и фосфора. Возможно также изоморфное вхождение ванадия, висмута, олова. Р. И. Машковцев [1978] и другие исследователи установили, что в качестве компенсаторов зарядов при изоморфизме могут присутствовать одновалентное серебро и медь. В этой же связи М. Я. Щербаковой, В. И. Сотниковым и др. в 1976 г. было высказано предположение о вхождении Au⁺ в структурные каналы. Халькофилы образуют в кварце устойчивые ЭДЦ только при низких температурах. При комнатной температуре они достаточно подвижны в его решётке, что имеет большое значение для понимания их миграции в твёрдофазной среде при образовании рудных столбов переотложения. Миграция Ад сквозь кристалл кварца установлена нами в эксперименте.

В настоящее время возможно массовое изучение методов ЭПР-спектроскопии только концентраций алюминиевых и титановых центров, а также связанных с Al-центром изоморфных примесей Na^+ , Li^+ и H^+ . Поэтому для остальных примесных, прежде всего рудных элементов, используются данные о суммарном их содержании.

Формы вхождения в кварц Al и связанных с ним компенсаторов (Na $^+$, Li $^+$, H $^+$) изучались многими исследователями (Л. В. Бершовым, А. Б. Бриком, В. М. Винокуровым, Б. С. Моисеевым, П. О. Орленевым, Л. Т. Раковым, М. И. Самойловичем, М. Я. Щербаковой и др.). Установлено, что концентрации Al-центров варьируют от 0,00n до 0,0n %.

Закономерности распределения основных и примесных компонентов в последовательно образованных частях существенно кварцевых жил. С целью изучения поведения А1 и связанных с ним компенсаторов зарядов в пространстве отдельных кварцевых жил и их сообществ, а также выявления различий в концентрациях изоморфного А1 в кварце месторождений различных рудных формаций в лабораториях ОИГГиМ СО РАН (Р. И. Машковцевым и М. Я. Щербаковой) и ИГФМ АН Украины (Б. А. Бриком и И. В. Матяшем) по нашей просьбе была проведена съёмка ЭПР-спектров кварца подобранных нами групп образцов из редкометалльных пегматитов (Орловское), грейзенов (Забытое, Спокойнинское); месторождений кварцево-касситеритовой (Арсеньевское, Полярное), золотосульфидно-кварцевой формаций (Среднеголготайское) и стратиформного месторождения шеелита (Кти-Тебердинское).

Распределение суммарных концентраций Al-центров в кварце последовательно образованных частей кварцевой жилы № 52 Среднеголготайского месторождения свидетельствует о ритмичном их увеличении от её приконтактовых частей, сложенных мелко- и среднезернистым полосчатым кварцем (2×10^{18} см⁻³ со стороны лежачего бока и $1,5 \times 10^{18}$ см⁻³ со стороны висячего) к срединным, сложенным преимущественно крупнозернистым массивным кварцем с друзовыми полостями ($4-5 \times 10^{18}$ см⁻³).

На фоне общего возрастания концентраций Аl-центров от ранних генераций к поздним происходит опережающее возрастание их доли с компенсаторами, представленными Н⁺. Распределение Al-центров в исходном (неотожжённом и необлучённом) кварце симметрично относительно контактов. Причина этой симметрии заключается в связи концентраций парамагнитных Al-центров (преимущественно с натровым компенсатором) с дозой природного облучения, которая зависит от близости кварца к контактам с вмещающими гранодиоритами (приконтактовые части) или с ксенолитами, содержащими относительно высокие концентрации урана (табл. 4.2).

Группы проб		Содержание	Примечание					
-	U, г/т Na, мас.%		Al-центры n×10 ¹⁸ см ⁻³					
22	7	0,080	0,21	Приконтактовая часть жилы, лежачий бок				
23–32	1–3	0,015-0,060	0,02-0,12	Кварц без примеси обломков гранодиорита				
34–38	1–7	0,057-0,095	0,17-0,23	Кварц с обломками гранодиорита				
38a-40	1–13	0,046-0180	0,10-0,33	Приконтактовая часть жилы, висячий бок				

В целом распределение Na асимметрично, и концентрации его максимальны со стороны висячей половины жилы, свидетельствуя о большем содержании его в виде различной крупности обломочных частиц, находившихся во взвешенном состоянии в МС, свидетельствуя, вероятно, о достаточно высокой плотности и вязкости жилообразующего силикатного вещества. Основная масса Na входит в кварц неизоморфно и, как установлено при изучении шлифов, находится в тонких включениях турмалина, полевых шпатов и других алюмосиликатов, рассеянных в кварцевом агрегате, преимущественно в основаниях ритмов, ассоциируя с сульфидами в сахаровидном тонко- и мелкозернистом кварце. Содержание Na в крупнозернистом, маслянистом кварце обычно на порядок меньше. Мера СКС варьирует аналогично вариации доли Al-центров с водородным компенсатором и суммарной концентрации Al-центров. Величина К имеет симметричное распределение в разрезе жилы относительно её контактов (максимум в приконтактовой части и в зоне присутствия ксенолитов вмещающих пород (6–12) и минимум (0,38–4,20) в осевой, в зонах развития крупнозернистого и друзоватого кварца).

В жилах месторождений МЗСФ получена аналогичная картина. При их изучении вместо ЭПР-спектроскопии была использована РТЛ отожжённых кварцев при 600 °С и облучённых в течение 3 ч жёсткими рентгеновскими лучами. Предварительно была установлена корреляция содержаний Na с интенсивностью РТЛ [Юргенсон, 2003] и определено, что интенсивность ЕТЛ максимума свечения при 260–280 °С также коррелирует с содержанием Na, а значит, и Al-центров. Примеры изменения интенсивности ЕТЛ, обусловленной Al-центрами с Na⁺ в качестве компенсатора, в последовательно образованных слоях кварца даны нами ранее [Юргенсон, 2003]. Интенсивность ЕТЛ и мера СКС коррелируют, возрастая от контактов к осевым частям также и в жиле Главной Карамкенского Se-Sn-Au-Ag месторождения. Это же относится и к другим объектам.

В целом от ранних генераций к поздним установлена следующая последовательность смены основных примесных компонентов: $[(Ti^{3+}+Al^{3+})-Al^{3+}-Fe^{3+}]$ и соответствующих им компенсаторов: $[Na^+-(Na^++Li^+)-(Li^++H^+)-H^+]$. При этом происходит относительное возрастание доли изоморфных примесей при общем уменьшении валового содержания Al, Fe, Na, Li.

Концентрации неструктурных примесей Al, K, Na, Li в разрезах жил имеют чётко выраженную тенденцию к уменьшению по мере нарастания слоёв жильного кварца, образуя частные максимумы на участках развития тонкозернистых полосчатых текстур и богатого оруденения. Это же относится и к рудным элементам (Au, Ag, Cu, Fe, Pb, Bi и др.), имеющим тенденцию к ритмичному распределению на фоне генерального снижения концентраций от начала (от контактов) к концу (срединные, осевые части) формирования кварцевых жил.

Возвратно-поступательное уменьшение концентраций указанных элементов к концу процесса кристаллизации жил происходит на фоне такого же возрастания содержаний главного их компонента – кремнезёма.

Изменение концентраций примесей с глубиной. Изоморфные и неструктурные примеси в пространстве кварцевых жил ведут себя по-разному. Концентрации изоморфных Ti^{3+} , Al^{3+} и связанных с ними Na и Li с глубиной возрастают. Так, в кварце жилы 52 Среднеголготайского месторожде-

ния на интервале глубин 150 м (от 704 до 554 м) происходит увеличение концентраций Al-центров в 3 раза (от 0,54 отн. ед. AlO^4 – до 1,63) (измерения Р. И. Машковцева и М. Я. Щербаковой) и от $2,88 \times 10^{18}$ см⁻³ до $3,95 \times 10^{18}$ см⁻³ по определениям на наших образцах в лаборатории В. И. Матяша. Подобная же тенденция установлена В. А. Сперанским и др. в 1975 г. для кварца Кти-Тебердинского месторождения шеелита. С учётом того, что для кварца многих месторождений нами установлено возрастание с глубиной интенсивности ЕТЛ, обусловленной Al-центрами с Na и Li в качестве компенсаторов, можно считать, что концентрации изоморфных Al, Na и Li с глубиной возрастают.

Для кварца малоглубинных месторождений характерно увеличение с глубиной числа максимумов на ТЛ-граммах, что свидетельствует о возрастании числа различных ЭДЦ, обусловленных вхождением в кварц не только Al, но и Fe, Ti, Ge, Ga, а в качестве компенсаторов наряду с Na и Li также Co, V, Mn, Cu, Ni, Au и т. д. При этом возрастает с глубиной доля высокотемпературных (320–380 °C) максимумов ТЛ и интенсивности как среднетемпературных (230–320 °C), обусловленных Al-центрами с Na и Li в качестве компенсаторов, так и высокотемпературных Тi-, Ge- и Fe-центров с Co, V, Mn, Cu, Ni в качестве компенсаторов. Если учесть, что фронт кристаллизации кварцевых жил движется от зон с большими градиентами Р и Т к зонам с меньшими, то следует признать, что процесс кристаллизации жил этой формации идёт сверху вниз и от флангов к центру. Также распределены интенсивности ЕТЛ и содержания изоморфных примесей в поперечных сечениях жил. Отсюда следует, что существует единая направленность в распределении изоморфных примесей Al, Ti, Na, Li, обусловленная ходом эволюции МС.

В отличие от изоморфных, концентрации неструктурных Al, Na, Li уменьшаются с глубиной в пределах изученных интервалов жильных тел (150–600 м). В надрудных зонах содержание Al_2O_3 составляет 3,4–3,9 %, несколько возрастая на уровне верхнерудных зон (Первая рудная зона Тасеевского и жила Главная Карамкенского месторождений), и затем постепенно уменьшается с глубиной, имея тенденцию к субконцентрическому симметрично-асимметричному распределению.

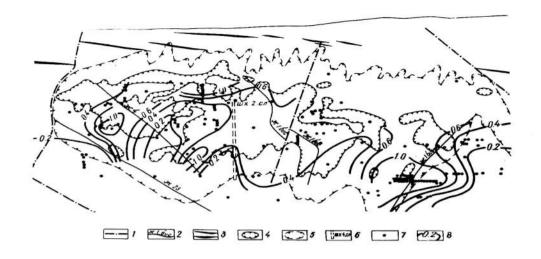
Для K_2O устанавливается в принципе такое же распределение, осложняющееся в зависимости от неоднородности положения в пространстве жил зон пережимов и раздувов, как это, например, видно на большинстве кривых рис. 4.3. Чётко прослеживается симметричная зональность в крутопадающих жилах. Величина K_2O/Li_2O в монофракциях кварца возрастает с глубиной во всех без исключения жилах в 2–5 раз на интервалах глубин 200–600 м.

Поведение щелочных элементов имеет чёткую тенденцию к связи с оруденением. На глубинах 500-600 м в зависимости от скорости перехода к нижнерудным и подрудным зонам вновь происходит уменьшение всех показателей концентраций щелочных элементов. Один из таких примеров дан в табл. 4.3 и рис. 4.2, 4.3.

Таблица 4.3 Изменение с глубиной средних содержаний рубидия в жильном кварце

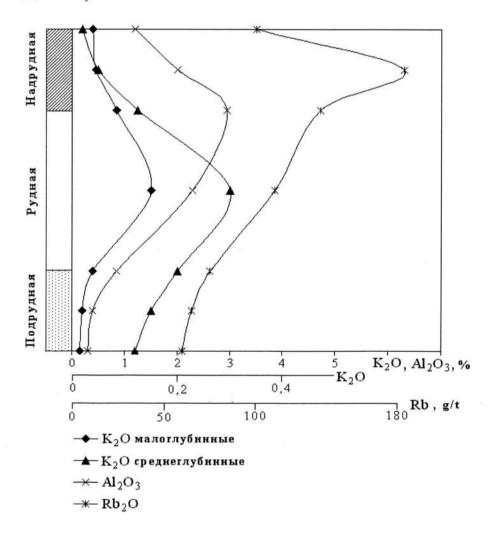
Месторождение	Часть жилы и жильной зоны, содержание, г/т									
	Надрудная	Верхнерудная	Рудная	Нижнерудная	Подрудная					
Верхнеалиинское	182	109	54	-	2					
Уконикское	-	139	105	-	-					
Пешковское вольфрамовое	-	-	61	29	Ē					
Кти-Тебердинское, Западная зона	38	81	69	57	43					
Агинское	H	76	80	22	9					
Сюрприз	15	36	27	11	-					
Карамкенское	81	150	130	112	78					

В большинстве случаев, когда изучались образцы из надрудных зон, отмечалось возрастание содержаний рубидия в верхнерудных зонах в сравнении с нижними примерно в 2 раза, что согласуется с поведением калия в кварцевых жилах, отражая симметрично-асимметричную зональность. Литий накапливается преимущественно в верхнерудных частях золоторудных жил.



Puc.~4.2. Распределение содержания K_2O в жильном кварце в плоскости Первой рудной зоны Тасеевского месторождения:

I — тектонические границы; 2 — жильные апофизы; 3 — сечения полей развития субгоризонтальных зон кремневидноного кварца в надрудной части месторождения; 4 — граница рудного столба; 5 — контур кварцевожильной зоны; 6 — стволы шахт и их названия; 7 — места отбора сечений по жильной зоне (3–30 образцов); 8 — изолинии содержаний K_3O в мас. %



Puc. 4.3. Изменения с глубиной содержаний щелочей и глинозёма в жильном кварце золоторудных формаций:

¹ — среднеглубинные золотокварцевая и золотосульфидно-кварцевая; 2 — собственно флюоритовая формация; 3 — ртутно-сурьмяно-флюоритовая; 4 — золотокварцево-флюоритовая; 5 — малоглубинная золотосеребряная

Валовое содержание рудных элементов в ЖК жил МЗСФ, имеющих незначительную (200–600 м) протяжённость на глубину, образует обычно один максимум (до 1000 кларков) в их верхних частях. При этом в кварцевых жилах среднеглубинных месторождений рудные столбы распределены преимущественно по вертикали, а МЗСФ – по латерали, сообразно склонению кварцевых жил. На рис. 4.3 дано распределение окиси калия по Первой рудной зоне Тасеевского месторождения. Видно, что с глубиной концентрации её падают. В кварце Агинского месторождения отношения калия к натрию, натрия к литию и калия к литию, имея минимум на уровне богатого оруденения, в целом уменьшаются с глубиной (рис. 2.37). Распределение калия и лития в жильном кварце жилы Главной Карамкенского месторождения имеет примерно такой же характер (рис. 2.31 и 2.32).

Детально распределение примесей в кварце рассмотрено в ряде специальных работ [Юргенсон, 1997, 2003 и др.].

Пределы вариаций содержаний элементов-примесей в жильном кварце как критерии геохимической специализации и рудоносности. Пределы вариаций валовых (структурные + неструктурные примеси) содержаний Al и Ti в ЖК изучены в монофракциях и очищенных его лёгких фракциях. В монофракциях в ряду пегматиты – грейзеновая вольфрамитово-кварцевая — среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая формация содержание Al_2O_3 уменьшается (в мас. %) от 0.203 ($\sigma=0.096$) до 0.03 ($\sigma=0.031$). В лёгких фракциях (1180 проб из 28 месторождений) вариации содержаний Al незначительны и составляют 0.2-0.4 % для всех среднеглубинных формаций. Эти особенности указывают на близкие исходные составы кварцеобразующих МС. Примерно на порядок (до 1.5 %) возрастает содержание Al в ЖК (по его лёгким фракциям) месторождений малоглубинных формаций, кристаллизация которого происходит в условиях больших градиентов РТХ-параметров МС, что не способствует на ранних стадиях разделению её силикатной и алюмосиликатной составляющих. Почти стерилен от Al и Ti ЖК месторождений горного хрусталя [Юргенсон, 1997, 2003].

В малоглубинных месторождениях валовое содержание Al в ЖК уменьшается от контактов жил к осевой их части и с глубиной (рис. 4.3), отражая меру дифференцированности силикатной и алюмосиликатной частей МС в зависимости от градиентов РТХ-параметров: вверху они большие, внизу — меньше.

Отношение концентраций AI и Ti в кварце всегда больше 20; для месторождений формаций, переходных к глубинным, оно составляет 20–40; типичных среднеглубинных – 40–60; малоглубинных и переходных к ним среднеглубинных формаций — более 80, для редкометалльных пегматитов — более 100.

Таким образом, содержание Al и Ti в кварце – важный типоморфный признак глубинности, меры связи с собственно магматическим процессом, степени метаморфизма.

Валовые концентрации щелочных металлов (K, Na, Li, Cs, Rb), которые присутствуют в ЖК наряду с компенсаторами зарядов также в виде неструктурных примесей, в частности, в тонких вростках полевых шпатов и слоистых силикатов, имеют широкие вариации в зависимости от рудно-формационной принадлежности объекта.

Обобщение материала по содержанию щелочных металлов в ЖК (монофракции, лёгкие фракции, собственно ЖК, 3400 анализов) показало, что все элементы ведут себя достаточно индивидуально и могут быть типохимическими признаками месторождений определённых рудных формаций. Данные по содержанию щелочных элементов в монофракциях могут быть использованы только в случае их содержаний, значительно превышающих чувствительность применяемых методов.

В надрудных зонах жил среднеглубинных месторождений золотокварцево-сульфидной и золотосульфидно-кварцевой формаций мышьяк, цинк и свинец накапливаются в верхних частях, волнообразно уменьшаясь с глубиной, характеризуя неоднократное повторение зон, обогащённых основным рудным компонентом. При этом Те, As, Sb, Hg, Pb, Zn накапливаются преимущественно в верхних частях, а внизу преобладают S, Cu, Sn, V, Co, Bi. В месторождениях МЗСФ мышьяк и сурьма образуют высокие контрастные ореолы, что чётко проявлено в их содержании в кремневидных, халцедоновидных и опаловидных агрегатах кварца (рис. 2.6). В нижнерудных зонах содержание их резко падает, но наблюдается тенденция к накапливанию свинца и связанного с ним серебра.

В пределах рудных полей, где развиты разные по минеральному составу жилы, также наблюдается в принципе единая вертикальная зональность изменения концентраций рудных и примесных элементов в жильном кварце.

Распределение примесных элементов подчиняется симметрично-асимметричной зональности относительно верхних и нижних границ выклинивания жил, что указывает на единый эволюционный процесс их образования [Юргенсон, 1991, 2003, 2011]. В малоглубинных жилах максимумы концентраций главных рудных элементов-примесей смещены к верхним их половинам, в среднеглубинных — к нижним. Это связано с различием градиентов физико-химических и геодинамических характеристик условий их формирования.

Рассмотренная зональность выявляется лишь в тех случаях, когда по условиям полноты разведанности или горнотехническим условиям отработки и доступности горных выработок имеется каменный материал по всему объёму жил — от верхних зон рудных индикаторов до выклинивания по падению и на флангах. В остальных случаях выявляется различная пространственная изменчивость концентраций: они возрастают, когда имеют дело с отрезком жилы, соответствующим верхнерудной зоне (главная часть халькофилов), или уменьшаются, когда изучается нижнерудная её часть.

4.2.3. Физические свойства кварца как типоморфные признаки и их изменения с глубиной

К числу физических свойств кварца, закономерно изменяющихся с глубиной, относятся параметры α-β-переходов, электропроводность, диэлектрические свойства, а также естественная термолюминесценция (ЕТЛ). Данные по ИК-спектроскопии и СКС кварца рассмотрены выше.

Параметры α-β-переходов в кварце как типоморфные признаки. Кварц, слагающий кварцевые жилы, в подавляющем большинстве случаев имеет тригональную структуру α-кварца, которая при нагревании в условиях атмосферного давления в области 573 °C переходит в гексагональный β-кварц. Е. В. Цинзерлинг в 1961 г. указала на температурный диапазон α -β-перехода от 536 до 587,6 °C, т. е. почти 52 °C.

При исследовании крупных кристаллов кварца Караль-Веемского золоторудного (Западная Чукотка), Куналейского и Шумиловского вольфрамово-рудных (Центральное Забайкалье) месторождений нами установлено, что температуры и теплоты α-β-переходов уменьшаются от ранних и внутренних их частей к поздним и пригранным [Юргенсон, 2003].

Эти изменения увязываются с дефицитом нескомпенсированных зарядов при гетеровалентном изоморфизме. Температуры α - β -перехода кварца зависят от многих факторов: так, примесь Al и Na+Li в качестве компенсаторов заряда понижают их, а Ge и Na+Li — повышают. В общем случае необычно низкие температуры α - β -перехода свойственны кварцу, образующемуся с большой скоростью.

Действительно, кварц месторождений малоглубинных формаций, обладающий низкими значениями температур α - β -переходов (536–570 °C), образуется при относительно высоких скоростях кристаллизации. Тем не менее, изучение образцов кварца последовательно образованных ритмично-слоистых агрегатов Первой жилы Тасеевского месторождения показало, что от ранних слоёв к поздним температуры α - β -переходов уменьшаются от 570 до 540 °C при изменении температур гомогенизации ГЖВ в этом же направлении от 315 до 150 °C. Причина этой закономерности кроется в том, что ранние генерации кварца содержат Al, Na, Li, K, OH, в виде неструктурных примесей полевых шпатов и слоистых силикатов, не увеличивающих его дефективность на уровне ЭЯ и, следовательно, не влияющих на температуру фазовых переходов. В поздних генерациях эти компоненты входят в кварц изоморфно, обусловливая дефективность и снижение температур α - β -превращения. Подобная закономерность установлена для фрагментов жил других месторождений этих формаций, что позволяет определить её как важный элемент горизонтальной зональности, отражающей ход процесса формирования кварцевых жил. Подобные изменения параметров фазовых переходов кварца наблюдаются до определённых глубин и по вертикали (табл. 4.4).

Изменение с глубиной температур α-β-переходов кварца Тасеевского месторождения (56 проб)

Юго-западный фланг, горизонт, м	Температура, °С	Северо-восточный фланг, горизонт, м	Температура, °С
46	563	Жилы нет	
126	570	То же	
166	558	316	560
216	556	366	558
266	551	416	550
316	560	466	563

Уменьшение температуры α - β -переходов с глубиной обусловлено, как об этом свидетельствует возрастание в этом же направлении интенсивности ЕТЛ, увеличением концентраций Al-центров с Na и Li. Намечается асимметричная субконцентрическая зональность. Для кварцевых жил ряда среднеглубинных месторождений (Токурское, Верхнеалиинское и др.) наблюдается возрастание температур α - β -перехода кварца от контактов к осевым частям жил, что свидетельствует об уменьшении как скорости кристаллизации к концу процесса, так и концентраций дефектов.

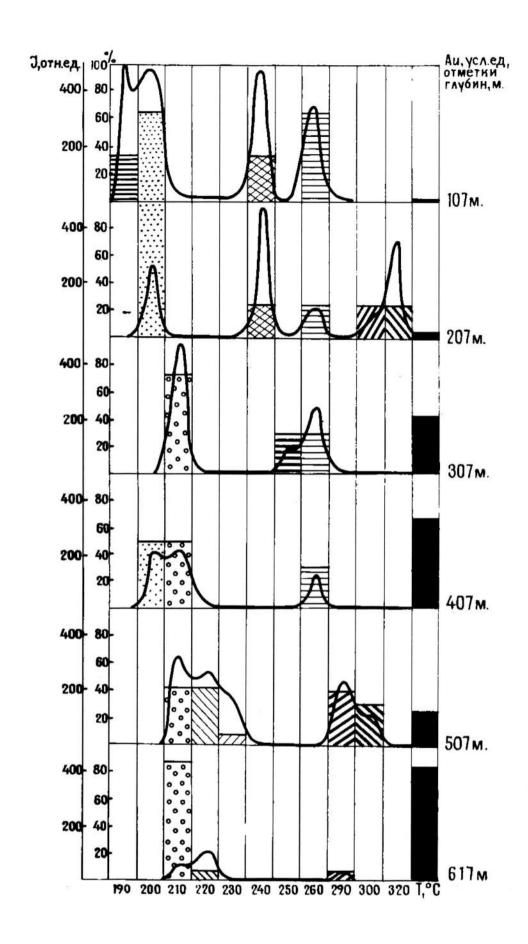
Средние значения температур α-β-переходов кварца возрастают в ряду от малоглубинных к среднеглубинным, к пегматитам и грейзенам [Юргенсон, 2003].

Таким образом, пределы вариаций температур α - β -переходов в кварце являются типоморфными признаками условий образования кварцевых жил, в частности, – хода кристаллизации и фаций глубинности.

Параметры термолюминесценции как типоморфные признаки. Кварц до конца XX в. – один из главных объектов излучения ТЛ минералов. ТЛ кварца имеет рекомбинационный характер и обусловлена существованием дырочных (O-Al/Me⁺), где Me⁺ - Li, Na, H, Cu, Au, Ag, Ni и электронных (Ti³⁺, Fe³⁺, Ge³⁺, Ga³⁺) центров. Это примесные центры. ТЛ может происходить и в результате рекомбинации вакансионных центров, типичных, например, для морионов. В результате обобщения данных по ТЛ кварца в зависимости от температуры максимума свечения выделено 13 типов ТЛ-грамм. Они объединены в три группы, ЭДЦ в которых рекомбинируют при относительно низких (124–240 °C), средних (220–310 °C) и высоких (320–380 °C) температурах. В первом случае ловушки связаны только с Al-центрами, во втором − с центрами, обусловленными примесью Al, Fe, Ti и Mn, в третьем − с примесью Al, Fe, Ge, а также (по A. И. Серебренникову) − Sn, W, Mn и Au, Ag, Cu в качестве компенсаторов зарядов. Параметры ТЛ изменяются в направлении роста в последовательно образованных кварцевых агрегатах в сечениях жил. Как правило, интенсивность ЕТЛ возрастает от контакта жилы к осевой части, образуя субсимметричных кривую для симметричных крутопадающих жил или − от лежачего бока к висячему в асимметричных жилах [Юргенсон, 2003].

По числу максимумов ЕТЛ, соотношениям их интенсивностей различаются генерации кварца, их рудоносные и безрудные разности. Для большинства месторождений среднеглубинных формаций рудоносный кварц отличается наличием двух и более пиков на ТЛ-граммах [Юргенсон, 1984]. Рудный кварц отличается преимущественно присутствием максимума 280–300 °C; даже при содержаниях золота, например, менее 1 г/т он дает максимумы при 250–300 °C с преобладанием 260–270 °C, особенно в надрудных частях [Юргенсон, 2003].

В верхних половинах жил месторождений изученных рудных формаций наблюдается возрастание интенсивности ЕТЛ с глубиной. Это явление впервые установлено нами в 1972 г. на примере Караль-Веемского месторождения. Для малоглубинных месторождений с явно выраженной асимметричной вертикальной зональностью эту тенденцию можно считать всеобщей, хотя присутствуют элементы концентричности. Для жил месторождений среднеглубинных формаций отчётливо проявлена субконцентрическая зональность, причём, в центральных частях жил – интенсивность максимальная.



Puc. 4.4. Изменение термолюмограмм жильного кварца Дарасунского месторождения на примере жилы Эповской

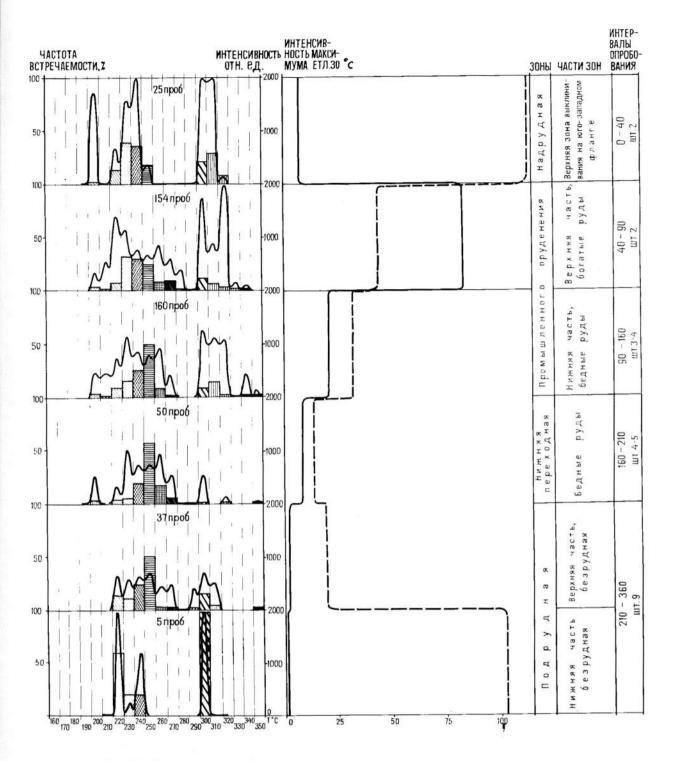


Рис. 4.5. Изменения с глубиной термолюмограмм жильного кварца в жиле Главная Карамкенского месторождения в сравнении с содержаниями золота и серебра

С глубиной изменяются не только интенсивности, но и температуры максимумов ЕТЛ. Для Первой рудной зоны Тасеевского месторождения с глубиной возрастает вклад в свечение низкотемпературных пиков при общем возрастании интенсивности. Более того, в верхнерудной и надрудной зонах развит кварц только с одним максимумом, а с глубиной число их возрастает. Кварц всех месторождений МЗСФ характеризуется увеличением числа пиков на ТЛ-граммах (200–340 °C), что связано с общим возрастанием концентраций структурных примесей.

Кварц надрудных частей жил Дарасунского месторождения характеризуется максимумом ЕТЛ при 190 °С и большой интенсивностью при 200–240 °С. Для рудной части типичны максимумы при 210 °С, для переходных зон -290–300 °С. С глубиной ТЛ-граммы кварца упрощаются -

преобладает лишь какой-то один Al-центр (рис. 4.4, 4.5). Подобное упрощение ТЛ-грамм с глубиной при возрастании доли Al-центров, рекомбинирующих при 210–220 °C и 290–310 °C, наблюдается и на месторождениях золотокварцевой формации (Любавинское, Токурское). Упрощение ТЛ-грамм кварца подрудных частей жил типично для всех месторождений. Изменение ЕТЛ в рядах рудных формаций показано в табл. 4.5.

 Таблица 4.5

 Главные максимумы ЕТЛ на ТЛ-граммах кварца важнейших рудных формаций

Формация	Температура максимума (°C) и средняя частота встречаемости (%)													
	190	200	210	220	230	240	250	260	270	280	290	300	310	320
Малоглубинная золотосеребряная					20	25	23		45			20	22	
Малоглубинная кварцево-флюоритовая					20	20	40		22					
Среднеглубинная – переходная к малоглубинной золотокварцевая			20	40	35				20					
Среднеглубинная золотокварцевая, без ясной связи с магматизмом, в песчаниково-сланцевых толщах, в сопровождении даек кислого состава							30	40						45
В диафторированных биотитовых сланцах, амфиболитах, мраморах; жилы и минерализованные зоны				28		21						26		
Глубинная золотокварцевая				22	24					22		33		
Шеелитово-сульфидно- силикатная				45	45									
Среднеглубинная золото- сульфидно-кварцевая:														
– в метавулканитах, диоритах и песчаниково-сланцевых толщах;					21					21	20	21		
 в монцонитах, диорито- монцонитах с непосред- ственной генетической свя- зью с ними; 					25	35								20
– то же, в щелочных гранитах	21	70												
Среднеглубинная золотокварцево-сульфидная			31			21								
Редкометалльные пегматиты							30					30	25	25

Каждый из приведённых комплексов максимумов ЕТЛ и числа различных ТЛ-центров типичен только для определённой рудной формации или её разновидности по признаку глубин и связи с вмещающей средой и магматизмом. Поэтому приведённые характеристики — типоморфные признаки формационной принадлежности объекта. ТЛ-характеристики кварца обусловлены составом кварцевообразующей МС, отражают ход процесса кристаллизации кварца, концентрации и виды связанных с изоморфизмом дефектов его структуры. Распределение в объёме кварцевых жил индивидов и агрегатов кварца с определенными параметрами ЕТЛ, особенно ритмично-периодическое их возрастание от контактов к осевым частям, свидетельствует о нарастании доли изоморфных примесей на фоне ритмично-периодического хода снижения температуры и связанного с нею процесса кристаллизации, ритмика которого обусловлена квантованным выходом энергии. Субконцентрически-зональное распределение кварца с возрастающими интенсивностями ЕТЛ от периферических (краевых) частей жил к центральным свидетельствует о центростремительном ходе кристаллизации.

4.3. Типоморфные особенности сульфидов и вариации признаков с глубиной

Типоморфизму сульфидов золоторудных месторождений посвящена огромная литература, обзор которой дан нами ранее [Юргенсон, 2003].

В процессе выполнения НИР в предыдущие годы [Юргенсон, 2003] и настоящей работы изучены химический состав и элементы примеси пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, пирротина, молибденита. Наиболее полно изучены пирит и арсенопирит. Сульфиды сопровождают кварц в золоторудных жилах и находятся с ними в большинстве случаев в парагенетической связи. Они являются продуктом эволюции водосиликатных высококонцентрированных флюидов и выделяются как в приконтактовых ранних генерациях парагенетических ассоциаций, так и в процессе последующей кристаллизации, составляя неотъемлемую часть триады алюмосиликаты – рудные – кварц. Распределение их в объеме жил обусловлено тем, что основная их масса выделяется в двух группах генераций – ранних, кристаллизующихся близко-одновременно с кварцем из высококонцентрированного флюида или расплава, и поздних, являющихся продуктами остаточных растворов. С ранними связана основная масса золота, находящегося в них в виде неструктурных примесей. С поздними генерациями сульфидов и сульфосолей ассоциирует относительно крупное золото, образующее собственную фазу вплоть до самородков.

На многих месторождениях (Дарасунское, Токурское, Советское, Уконикское, Мурунтау, Сарылах) известна третья заключительная группа тонкозернистых генераций сульфидов, главным образом пирита, иногда — сульфосолей, с которыми связано тонкодисперсное золото. Образование этой группы генераций, выполняющей поздние трещины, образующиеся в результате концентраций либо других причин, происходит быстро, с возникновением большого числа центров кристаллизации, и эти генерации отличаются тонкодисперсным строением.

4.3.1. Типоморфизм пирита

Наиболее ярким проявлением типоморфизма пирита является соответствие габитусных форм условия его образования. Известно несколько рядов смены габитусных форм [Евзикова, 1984]. Наиболее универсальной и часто встречающейся является смена (сверху вниз и от флангов к осевой части от непромышленных частей жил к промышленным): пентагондодекаэдр → комбинация пентагондодекаэдра и кубооктаэдра → куб, кубооктаэдр → октаэдр. Установлена корреляция между содержанием золота и частотой встречаемости и мерой развития грани октаэдра на кубических кристаллах пирита. Эти выводы получены при изучении пирита Дарасунского, Советского, Уконикского и других месторождений. В результате использования этой закономерности, впервые выявленной на примере жилы Эповской Дарасунского месторождения было предсказано развитие оруденения жилы Женевской [Юргенсон, 2003].

Важнейшим приёмом для установления эволюции ранних форм пирита является травление в аншлифах.

В пирите в качестве примесей присутствуют золото, серебро, медь, никель, кобальт, свинец, цинк, ртуть, сурьма, мышьяк, теллур, селен. К числу типоморфных элементов-примесей в пирите золоторудных месторождений относятся только золото и теллур. При этом, если золото имеет самостоятельное значение, то присутствие теллура без золота не является показателем золотоносности объекта.

Однозначно установлено, что надёжным критерием принадлежности пирита к золоторудному объекту является содержание в нем золота более 5 г/т. При меньшем содержании следует использовать другие критерии, в частности, основанные на типохимизме кварца и ПМК.

Для решения задач глубинных поисков большое значение имеют типохимические признаки, отражающие изменение концентраций элементов-примесей с глубиной. Для жил Дарасунского рудного поля установлено возрастание с глубиной (от надрудных зон к нижнерудным) соотношений концентраций в пиритах: кобальт/серебро — в 165 раз, медь/серебро — в 13 раз и уменьшение — свинец/кобальт — в 332 раза, свинец/висмут — в 455 раз, свинец/никель — в 103 раза, цинк/кобальт — в 8120 раз. Для надрудных зон эти соотношения составляют в том же порядке — x = 8 при x = 12, x = 7 при x = 14, x = 113 при x = 145 при x = 1455 при x = 1455

К числу важных типоморфных признаков пирита относится изменение с глубиной форм вхождения теллура, золота и серебра. Установлено, что в пиритах надрудных зон и зон рудных индикаторов эти элементы входят в него в виде микровключений петцита. При переходе в верхнерудные и рудные зоны золото даёт элементную металлическую фазу, а теллур вместе с висмутом образует тетрадимиты и (или) жозеит. Петцит также даёт собственные фазы вне связи с пиритом. Типичным и ярким примером такого процесса является Пионерское месторождение в Зун-Холбинском золоторудном узле. При этом с глубиной содержание теллура вообще уменьшается, а размеры золотин возрастают, и оно становится видимым простым глазом. На основе анализа величины частот встречаемости микровключений петцита в пирите (в 10 раз более % проб) и предельных содержаний золота и серебра в пробе, составляющих 0,2 и более г/т, разработан универсальный комплексный критерий отношения объекта к надрудной зоне золоторудного месторождения [Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991; Юргенсон 2003].

4.3.2. Типоморфизм прочих сульфидов

Арсенопирит характеризуется широким спектром элементов-примесей. Намечаются тенденции уменьшения содержаний серебра в арсенопиритах с глубиной на Дарасунском (от 88 г/т до 11 г/т) и Среднеголготайском (от 1,7 до 0,3 г/т) в пределах продуктивных зон [Юргенсон, 2003]. В целом изученность типохимизма арсенопирита крайне слаба, чтобы делать выводы о возможности использования его для выявления надрудных зон золоторудных месторождений.

При изучении типохимизма халькопирита выявлено, что только статистические характеристики мышьяка и сурьмы могут быть критериями для отнесения к объектам золотосульфидно-кварцевой и золотокварцево-сульфидной формаций, соответственно (г/т): $x = 1400 \div 1$ % при $\sigma \ge 1170$ и x > 100 при $\sigma \ge 140$.

К типохимическим признакам сфалеритов, характеризующих надрудные зоны жил золотокварцево-сульфидной формации, относятся статистические характеристики концентраций мышьяка и кобальта (x = 4210 при $\sigma/x = 1,1$ и x = 26 при $\sigma/x = 1,2$ соответственно, в г/т). При этом для мышьяка — это максимальное значение, а для кобальта — минимальное. Важны следующие соотношения и произведения (табл. 4.6).

Таблица 4.6 Изменение с глубиной соотношений и произведений средних значений некоторых элементов в сфалеритах

Зона Над- и верхнерудная	Статистические показатели									
	висмут/серебро	медь/серебро	мышьяк/сурьма	кобальт/никель						
	366	362	64	26						
Рудная	21	19	27	76						
Нижнерудная	14	68	18	1720						

В галенитах не установлено концентраций элементов-примесей, типохимических для золоторудных формаций. Тем не менее, по содержаниям сурьмы, цинка и кадмия, однонаправленно уменьшающихся с глубиной, соответственно в 36, 196 и 7 раз, после проверки этих данных на большем фактическом материале, статистические параметры их распределения могут быть использованы для разработки критериев для глубинных поисков. Достаточно контрастны изменения с глубиной (от надрудной к нижнерудной зоне) соотношения средних (табл. 4.7).

Таблица 4.7 Изменение с глубиной соотношений некоторых элементов-примесей в галените

Зона часть		Соотно	ошения	
	мышьяк/сурьма	медь/серебро	цинк/кадмий	золото/серебро
Надрудная, верхнерудная	0,46	0,140	84	0,008
Рудная	0,73	0,130	25	0,150
Нижнерудная	1,50	0,025	3	0,100

В результате изучения термолюминесценции сульфидов выявлено изменение с глубиной интенсивности свечения и числа максимумов. Однако на данном этапе изученности ЕТЛ сульфидов разработать критерии глубинных поисков не представляется возможным.

Одним из важных является метод ТЭДС, использование которого в комплексе с типохимическими признаками сульфидов весьма перспективно, но здесь не рассматривается в связи с тем, что достаточно полно рассмотрен в работах В. И. Красникова, В. А. Фаворова, В. А. Суматохина и др. [Методические..., 1983].

4.4. Критерии принадлежности к надрудным или рудным зонам

К настоящему времени получены следующие признаки главных рудообразующих минералов, включая лёгкую фракцию кварца, которые могут быть использованы в качестве критериев для отнесения объекта к определённой части вертикальной зональности.

Для МЗСФ (по лёгким фракциям) установлено, что критериями надрудных и рудных частей являются статистические характеристики, представленные в табл. 4.8.

Таблица 4.8 Статистические характеристики концентраций элементов-примесей в лёгких фракциях ЖК Тасеевского месторождения (г/т)

Элемент	Статистический	Часті	и рудной зональ.	ности	Критерии для отнесения жильного кварца к МЗСФ [Юргенсон, 1988]
	параметр	над	црудная	рудная	
		жилы	гейзериты		
	n	30	30	433	
Серебро	x	14,2	1,7	37,08	$\geq 5,0; \sigma/x = 1,4$
	σ	16	4	101,11	
	n	22	21	433	
Золото	х	1,87	0,52	31,90	$\geq 0.1 \text{ r/T}; \sigma/x = 1.4$
	σ	3,3	0,48	108	

Элемент	Статистический	Части	и рудной зонал	ьности	Критерии для отнесения жильного кварца к МЗСФ [Юргенсон, 1988]
	n	30	30	433	
Мышьяк	x	1057	871	181	
	σ	859	870	637	
	n	30	30	433	
Сурьма	x	531	2364	55	7.
	σ	613	3345	95	g
	n	30	30	433	
Медь	X	40	28	96	
	σ	12	12	388	
	n	30	30	433	
Свинец	x	5	4	18	
	σ	4	2	38	
	n	22	21	433	
Литий	x	158	98	0,0440	
	σ	55	66	0,0487	
	n	22	21	433	
K ₂ O, мас.%	x	0,38	0,23	0,56	> 0.55 ; $\sigma/x \ge 0.8$
	σ	0,5	0,17	0,77	
	n	22	17	433	×
K ₂ O/Na ₂ O	x	7,4	9,3	15,2	$> 7; \sigma/x \ge 0.8$
	σ	7,4	8,1	43,2	
	n	22	17	433	
K ₂ O/Li ₂ O	x	14	15	32	> 7 ; $\sigma/x \ge 0.8$
	σ	21	12	433	
Мышьяк/сурьма		1,99	0,37	3,29	
Золото/серебро		0,13	0,30	1,30	

Для надрудных зон малосульфидной золотокварцевой формации характерен халцедоновидный кварц, обогащённый золотом, серебром, мышьяком. Для его лёгких фракций типично:

- содержание K_2O с x=0.14 % и $\sigma/x=0.3$; K_2O/Na_2O с x=4.5 при $\sigma/x=0.4$;
- золотосеребряное отношение <1; $C_{Ag} \ C_{Au} \ \tilde{C}_{Bi} \sim 0,1$;
- наличие петцита в пирите при частоте встречаемости в 10 % и более проб.

Для продуктивных зон по ЛФ ЖК:

- содержание золота 0,18–4,9 г/т при $\sigma/x = 0,6-2,3$;
- величина золотосеребряного отношения x = 1,5-4,6;
- величина отношения средних содержаний цинка и свинца 1,3-2,6 и она возрастает с глубиной.

Для нижнерудных зон золотосеребряное отношение x > 4, $C_{Ag} \times C_{Au} \times C_{Bi}$ 6-10. В месторождениях золотосульфидно-кварцевой формации для надрудных зон :

- данные ТЭДС в соответствии с [Методические..., 1983];
- золото x = 0.01-0.1 г/т при $\sigma/x = 0.5-4.0$;

```
— серебро — x=0,4-8,4 г/т при \sigma/x=1,0-1,2; — цинк — x\sim190 г/т при \sigma/x>1,6; — мышьяк — x\sim300-400 г/т при \sigma/x=0,6-1,7; — цинк/мышьяк — x=0,5-0,6. Для продуктивных отрезков жил: — серебро — x=15,2 г/т при \sigma/x=1,1; — золото — x=0,15 г/т при \sigma/x=1,7; — мышьяк — x=1022 при x=1,0;
```

- цинк/мышьяк - х = 0,7. В месторождениях золотокварцево-сульфидной формации для надрудной зоны (по ЛФ ЖК):

```
- висмут - х 1-2 г/т при \sigma = 1-3;
```

- сурьма - х \sim 8,2 г/т при σ = 54.

По монофракциям кварца:

```
- золото - x \leq 0,02-0,1 г/т при \sigma/x = 0,5;
```

$$-$$
 серебро $x = 0,2-0,8$ г/т при $\sigma/x = 1,0-1,2$;

$$-$$
 цинк $-$ x = 117 $-$ 148 г/т при σ /x = 0,6 $-$ 1,4;

$$-$$
 мышьяк $-$ x = 700 г/т при σ /х \sim 1,0;

$$-$$
 цинк/мышьяк $-$ x = 0,17 $-$ 0,21;

- наличие максимумов на ТЛ-граммах 190, 240, 320 °C;
- содержание в пирите (в г/т) золота 0,1-1,2;
- висмута 17-28; кобальта 20-108;
- средние значения отношений концентраций в пирите свинца и висмута > 400; свинца и никеля больше 514; меди и серебра меньше 7;
 - соотношение в галените мышьяк/сурьма 0,46;
 - цинк/кадмий 84; золото/серебро 0,008;
- соотношение в сфалерите: висмут/серебро, медь/серебро соответственно 366 и 362; мышьяк/сурьма 64; кобальт \times никель 26.

Для продуктивных отрезков жил:

- золото x = 2,65-2,8 г/т при σ /x = 1,5-2,1;
- серебро x = 1,5 при σ /x = 1,4–3,1;
- мышьяк х = < 200 г/т;
- висмут x = 13-117 г/т при σ /x = 1,5-2,1;
- серебра x = 1,5 г/т при σ /x = 1,4-3,1.

По монофракциям сульфидов:

- смешанный тип проводимости в соответствии с [Методические..., 1983];
- концентрации в пирите золота, висмута, кобальта, соответственно (в г/т): 10–50; 132–142; 178–212;
- средние значения в пирите: свинец/висмут 0,5-11,0; свинец/никель 6-37; медь/серебро 27-98;
- отношения в сфалерите: висмут/серебро 21; медь/серебро 19; мышьяк/сурьма 27; кобальт \times никель 76;
 - отношения в галените: мышьяк/сурьма 0,73; цинк/кадмий 25; золото/серебро 0,15.

По данным изучения ЕТЛ кварца и его лёгких фракций для надрудных частей месторождений характерно:

- максимальная частота встречаемости или интенсивность относительно низкотемпературных пиков;
- верхние надрудные части характеризуются индивидуальными ТЛ-граммами с одним пиком, на интервалах с промышленным оруденением число пиков возрастает.

Таким образом, главными критериями, основанными на типоморфизме основных минералов, слагающих рудоносные кварцевые жилы и их надрудные части, являются статистические характеристики распределения химических элементов в жильном кварце и его лёгкой фракции, а также в пирите, сфалерите и галените. Кроме того, дополнительными критериями могут быть и важнейшие физические свойства жильного кварца и его лёгкой фракции.

Глава 5. Типоморфизм продуктивных минеральных комплексов и их изменчивость в пространстве рудоносных жил

5.1. Общие замечания

В гл. 1 определено понятие продуктивного минерального комплекса (ПМК). В общем случае он представляет собой саму рудоносную жилу во всех её частях по вертикали – от зоны рудных индикаторов до нижнего выклинивания, а также по латерали. Как уже указывалось, все жилы характеризуются единством вертикальной и латеральной симметрично-асимметричной субконцентрической зональности [Юргенсон, 2003]. Концентричность наиболее проявлена в среднеглубинных жилах, наименее – в малоглубинных. Для последних наиболее проявлена вертикальная асимметрия, обусловленная большими вертикальными градиентами, возрастающими кверху.

Для решения задачи локального прогноза глубинных поисков наибольшее значение имеют характеристики ПМК в надрудных зонах промышленных месторождений и численные характеристики его изменения с глубиной.

5.2. Типоморфизм продуктивных минеральных комплексов

5.2.1. Малоглубинная золотосеребряная формация

Статистические характеристики ПМК МЗСФ достаточно хорошо изучены [Китаев, 1983; Юргенсон, 1988, 2003, 2011 и др.] и могут использоваться в практике поисково-оценочных работ [а. с. 1189244]. К особенностям ПМК этой формации относятся их строение и состав. Они сводятся к следующему. Для жильного кварца всех месторождений золотосеребряной формации типичны агрегаты микротонкошестоватые, микросферолитовые массивной неяснополосчатой, чётко ритмично-полосчатой, каркасной или пластинчатой, брекчиевидной текстуры. Однако строение агрегатов, их структуры и текстуры, будучи типичны для всех месторождений, тем не менее, типоморфными признаками халцедоновидного жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации не являются. Такое же строение имеет халцедоновидный кварц заключительных стадий среднеглубинных золотокварцевых и золотосульфидно-кварцевых формации (Фатимовское, Среднеголготайское, Верхнеалиинское месторождения; халцедоновидный кварц Читино-Ингодинской депрессии и др.), месторождений флюорита и др. Отличительной чертой их является минеральный состав.

Типоморфизм ЖК. Для агрегатов жильного тонкозернистого халцедоновидного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации типичны примеси адуляра (Карамкенское, Многовершинное, Дукатское, в меньшей мере – Агинское, Сергеевское и Балейско-Тасеевское рудные поля), слоистых силикатов (гидрослюды, монтмориллониты, каолинит, диккит, хлорит). Однако эти минеральные примеси являются типичными, но не типоморфными, т. к. распространены также в аналогичных образованиях месторождений флюорита, причём в тех их частях, где флюорита бывает мало. Примеси пирита, арсенопирита и антимонита, типичные для халцедоновидных массивных и ритмично-полосчатых агрегатов жильного кварца, также типичны как для золотосеребряных, так и флюоритовых и сурьмяных месторождений. Типоморфными минералами, ассоциирующимися с жильным халцедоновидным кварцем месторождений малоглубинной золотосеребряной формации, являются золото, серебро, электрум, прустит, пираргирит, фрейбергит, миаргирит, теллуриды и селениды золота и серебра. Однако величина их выделений в большинстве случаев бывает менее 0,05 мм, а концентрации менее 0,01 %, что делает диагностику их в аншлифах и протолочках достаточно трудной. Поэтому использование этого, в общем-то, надёжного признака, не всегда возможно при большом числе проб, подлежащих исследованию.

В связи с тем, что агрегаты жильного тонкозернистого халцедоновидного кварца, как уже указывалось, содержат адуляр, гидрослюды или монтмориллонит, их лёгкие фракции были исследованы на содержание щелочных элементов, в частности калия, натрия, лития; параметры распределения этих элементов приведены в табл. 5.1.

Для лёгких фракций таких агрегатов жильного кварца всех изученных объектов малоглубинной золотосеребряной формации типично среднее содержание K_2O более $0,55\,\%$ при $\sigma/x>1$, тогда как для таких же фракций халцедоновидного кварца месторождений малоглубинной кварц-флюоритовой формации и безрудного халцедоновидного кварца заключительных стадий среднеглубинных формаций — менее $0,55\,$ при $\sigma/x<1$. Калинатровое и калийлитиевое отношение для лёгких фракций тонкозернистого жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации имеют значения более 7 при σ/x более 0,8; для таких же фракций халцедоновидного кварца месторождений флюорита и безрудного халцедоновидного кварца заключительных стадий месторождений среднеглубинных формаций эти величины имеют значения менее 7 при $\sigma/x<0,8$. При составлении выборок результатов анализов жильного кварца Многовершинного и Дукатского месторождений пробы крупнозернистого и друзоватого кварца исключались. Суммарное содержание щелочных металлов в кристаллах редко бывает более $0,1-0,3\,\%$, при этом концентрации натрия и лития, вероятность вхождения которых в структуру кварца значительно больше, нежели калия, могут быть больше, чем концентрации калия.

Математические параметры распределения золота и серебра являются важными типоморфными признаками. Численные значения их приведены в табл. 5.2 для месторождений малоглубинной золотосеребряной формации и халцедоновидных жильных кварцев других формаций. Правомерность рассмотрения золотоносности кварца Дукатского месторождения наравне с агрегатами халцедоновидного жильного кварца типичных месторождений золотосеребряной формации в определённой мере условна, т. к. руды не содержат, за редким исключением, промышленных концентраций золота.

Анализ данных табл. 5.2 показывает, что в целом для лёгких фракций агрегатов халцедоновидного жильного кварца типичных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации характерно содержание золота более 0,1 г/и при значительных вариациях и $\sigma/x > 1,4$; серебра — более $\sigma/x > 1,4$. Максимальное содержание серебра и максимальные их вариации присущи легкой фракции жильного кварца Дукатского месторождения. Среднее содержание золота и серебра в халцедоновидном жильном кварце других формаций меньше не менее чем в 4 раза, что является существенным различием.

Особенности ПМК надрудной зоны. В 1987—1988 гг. в пределах Тасеевского месторождения Опытным карьером был вскрыт надрудный конус опал-халцедоновых грязевулканических брекчий, что позволило закартировать уникальный случай сочленения с ним верхних расщепляющихся частей Первой рудной зоны Тасеевского месторождения.

Изучение опал-халцедоновых брекчий в 1989 г., ранее считавшихся надрудными метасоматитами, показало, что они представляют собой продукт застывания и последующей кристаллизации лавовых потоков, состоящих на 90–95 % из кремнезёма.

В залегании грязевулканобрекчий наблюдается макрофлюидальность, типичная для вулканических конусов.

Степень раскристаллизации кремнезёма различна — от опала до микро- и мелкогребенчатого кварца во внутренних частях микроминдалин и многочисленных трещин усыхания. Основная масса кремнезёма сложена в различной степени раскристаллизованным халцедоном.

Таблица 5.1

Статистические параметры распределения концентраций щелочей в лёгкой фракции халцедоновидного жильного кварца

Формация	Объект		K_2O, N	К,0, мас. %			K,0/	K,O/Na,O			K_2O	K,O/Li,O	
		п	×	ь	α/x	п	x	р	α/x	п	×	ь	α/x
	Тасевское	433	95'0	0,77	1,40	433	15,2	43	3,0	433	32	70	2,2
	Карамкенское	178	1,45	2,18	1,50	178	37,0	133,0	3,6	178	153	337	2,2
Малоглубинная золотосеребряная	Агинское	63	0,58	0,59	1,02	25	6,3	8	6,0	63	41	55,0	1,3
	Многовершинное	533	1,04	1,56	1,50	533	18,9	53	2,8	533	428	942	2,2
	Дукатское	113	95,0	0,72	1,29	106	9,7	0,9	8,0	136	48	29	1,4
Малоглубинная кварц-флюоритовая	Усуглинское, Уртуйское, Абагайтуйское	ç	: 0	6		ć		;	ć	ç	:	,	
		30	0,11	0,32	0,30	30	8,1	1,1	9,0	30	14,0	0,9	0,4
Безрудный халцедоновид- ный кварц среднеглубин- ных формаций	Фатимовское и Среднеголготайское	45	0,14	0,04	0,30	45	4,5	1,8	0,4	45	2,8	8,0	0,3
	Читино-Ингодинская депрессия	30	0,11	0,04	0,32	30	2,7	0,7	0,2	30	6,3	1,2	0,2

Статистические параметры распределения золота и серебра (г/т) в лёгкой фракции халцедоновидного жильного кварца

Рудно-формационная	Объект)	Статистический параметр	ий параметр			
принадлежность			30.0	золото			cepeópo	6	
		п	×	ь	α/x	п	×	ь	α/x
Малоглубинная золото	Тасеевское	433	31,9	108,0	3,4	433	37,0	101,0	2,7
сереоряная	Карамкенское	178	18,4	25,8	1,4	178	24,7	34,6	1,4
	Агинское	80	107,4	294,7	2,7	78	57,0	78,8	1,4
	Многовершинное	460	1,9	2,6	4,0	485	6,3	10,1	1,6
	Дукатское	73	6,3	1,1	3,4	III	497,7	1652,0	3,3
Малоглубинная кварц-флюоритовая	Усуглинское, Абагайтуйское, Уртуйское	30	0,03		r	30	0,27	90,0	0,2
	Верхнекручининское	70	0,01	0,04	4,0	99	0,50	0,50	1,00
Безрудный халцедоновидный кварц надрудных зон	Фатимовское и Среднеголготайское	45	0,03	0,04	1,3	45	1,5	1,6	3
среднеглуоинных формации	Читино-Ингодинская депрессия	70	0,02	0,04	2,0	63	5,0	6,0	1,7

Для описываемых лав и лавобрекчий, как и для любых, пересыщенных кремнезёмом лав, типично формирование миндалин, имеющих типичное строение: внешняя оболочка опаловая, далее идёт ритмично полосчатая ониксовая либо концентрически зональная агатовая зона, сложенная слоями (зонами) халцедона либо кварцина, отличающимися содержанием воды или глинистых компонентов, внутренняя часть сложена жеодами кварца, в интерстициях кристаллов которых — монтмориллонит либо диккит.

Текстура флюидальная и брекчиевидная. Среди обломков — в различной степени гидротермально изменённые гнейсы, граниты, дациты, порфириты, кварц-турмалиновые и кварц-сульфидные агрегаты, типичные для более ранних юрских и нижнемеловых золотоносных жил. В брекчиях установлены и интенсивно аргиллизированные гальки нижнемеловых конгломератов, и обломки песчаников. Брекчирование многократное. Особенностью опал-халцедоновых пород является их голубая окраска, часто ассоциирующаяся с коричневой.

В верхних, наиболее поздних, частях зон породы содержат существенные примеси тонкоигольчатого спутанно-волокнистого антимонита. Он находится в массе халцедона в виде звёздчатых агрегатов 0,005—0,05 мм, выполняет друзовые пустоты, нарастает на стенки трещин и образует прожилковую вкраплённость. За породами верхних частей зон, почти лишённых примесей обломков инородного материала, мы сохраняем название гейзериты, данное им в 50-е гг. В. М. Ляхницким.

На рис. 2.11 приведена зарисовка стенки карьера. В основании трапециеобразного тела залегают опал-халцедоновые грязелавобрекчии, сцементированные гейзеритами. Выше по разрезу породы субстрата встречаются в гейзеритах уже в виде обломков. Как видно из анализа взаимоотношений гейзеритов и опал-халцедоновых грязелавобрекчий, они сформировались до образования ветвящихся в верхнем выклинивании золотоносных жил, которые секут их. Тонкие хвосты жил выклиниваются примерно в 10 м от палеоповерхности, что определяет верхнюю границу малоглубинного месторождения.

Самые верхние тонкие апофизы Первой рудной зоны мощностью 1–20 см сложены не кварцем, а в различной степени раскристаллизованным опалом, частью халцедоном.

Изучение жильного опал-халцедонового материала показало, что все важнейшие типоморфные признаки жил балейского типа сохраняются. Это относится как к структурно-текстурным особенностям, так и к признакам состава и физических свойств. Отличаются они лишь от жил халцедоновидного кварца промышленных горизонтов иным набором максимумов свечения на ЕТЛ-граммах. Полученные новые данные позволяют с ещё большей уверенностью использовать в качестве минералого-геохимических поисково-оценочных критериев различия халцедоновидных кварцев малоглубинных и среднеглубинных месторождений золота [а. с. 1189244].

В надрудной зоне Тасеевского месторождения (Опытный карьер) отмечаются самые высокие в пределах Балейского рудного поля среднестатистические содержания мышьяка и сурьмы (табл. 5.3), это же хорошо видно на рис. 2.6. Они для мышьяка примерно на порядок, а для сурьмы — примерно в 30 раз больше, чем в зоне рудных столбов, а их соотношения составляют соответственно 1,2; 3,9 и 3,3 в опал-халцедоновых гейзеритах надрудной зоны, в кварцевых жилах, секущих их, и в кварцевых жилах в зоне рудных столбов. Это свидетельствует о том, что при образовании опал-халцедоновых пород в открытой системе существенной дифференциации мышьяка и сурьмы не происходит, и Sb выносится преимущественно на ранних стадиях функционирования системы в боковые породы и в надрудную зону.

В жильных образованиях преобладающим становится мышьяк. Указанное различие в соотношениях концентраций этих элементов достаточно контрастно (в 2,75–3,25 раз) и является важным показателем принадлежности опал-халцедоновых образований к надрудным зонам месторождения малоглубинной золотосеребряной формации. Дополнительным критерием является низкое (0,19) золотосеребряное отношение.

Первая рудная зона Тасеевского месторождения в надрудной своей части отличается от верхнерудной тем, что здесь уменьшается содержание K_2O до 0,38 % (в остальных частях – более 0,55 %), а также меньшими содержаниями лития. Но при этом $K_2O/Na_2O = 7,4$ при $\sigma/x = 1,0$ и $K_2O/Li_2O = 14$ при $\sigma/x = 1,5$, что полностью согласуется с требованиями «Способа поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений».

Статистические характеристики концентраций элементов-примесей в ПМК, околорудных и рудовмещающих породах Балейского рудного поля

Изученный объект, его часть						Элемент	1, статис	Элемент, статистический параметр, г/т	параметр	, 2/m					
		золото			cepeópo			свинец			медь		8	ипнк	
	п	x	۵	и	x	ь	п	×	ь	п	×	ь	п	×	ь
Балейско-Тасевское, Первая рудная зона. Надрудная: – грязелавобрекчии и гейзериты	37	0,93	0,87	70	4,96	11,18	29	16	41	29	19	40	29	65	50
то же вместе с кварцевыми жилами															
– кварцевые жилы															
Рудная															
Балейское, Северный карьер, рудные жилы, нижнерудная															

Продолжение таблицы 5.3

Изученный объект,							Элем	ент, ста	Элемент, статистический параметр, г/т	еский па	праметр	m/2 ,						
его часть		никель			кобальт			мышьяк			сурьма			висмут		*	молибден	
	u	×	ь	п	×	р	u	×	ь	п	×	ь	u	×	ь	u	×	ь
Балейско-Тассевское, Первая рудная зона, надрудная:																		
 грязелавобрекчии и гейзериты 	99	62	48	29	7	9	89	1982	1966	99	1644	3080	64	2,8	3,1	29	3	4
 то же вместе с кварцевыми жилами 	328	45	35	316	5	4	316	1366	1367	316	795	1954	132	2,1	2,4	157	2	3
– кварцевые жилы	64	53	31	89	9	2	29	1284	696	89	326	545	89	1,5	6,0	89	2	1,2
Рудная	433	6	10	433	6	10	433	181	637	433	55	95	433	8,1	1,2	433	3	14
Балейское, Северный карьер, рудные жилы, нижнерудная	54	35	32	54	5	3	54	637	1474	54	39	32	54	6,0	0,2	54	1,2	0,42

Симметрично-асимметричная зональность в изменении с глубиной статистических параметров элементов-примесей в ПМК типична для всех МЗСФ, но она может быть осложнена за счёт изменения мощностей или иных факторов. При этом общие тенденции сохраняются. Для Карамкенского месторождения (рис. 2.33), где наряду с золотом, серебром на глубине появляются сульфосоли серебра и олова, важным показателем надрудной зоны или зоны верхнего выклинивания золотого оруденения является сочетание низкого (менее 0,2) золотосеребряного и свинцово-серебряного отношений с высокими значениями содержаний серебра и отношений серебра к олову и свинца к олову (более 4). Распределение рудных элементов в жильном кварце Верхнего рудного тела Многовершинного месторождения дано на рис. 2.22.

5.2.2. Среднеглубинные формации

Надрудные зоны среднеглубинных месторождений золота представляют собой в различной мере гидротермально изменённые вмещающие породы, прежде всего аргиллизиты и переходы к ним от пропилитов, или зоны прожилковой карбонатизации, окварцевания или сульфидизации. Минеральный состав зон гидротермальных изменений варьирует в связи с двумя факторами - минеральным составом изменяющихся горных пород и глубиной (расстоянием от верхних частей рудообразующейся системы) их формирования. Определённое влияние оказывает и геохимическая специализация рудообразующей системы. Среди самых верхних частей надрудных зон выделяются различные аргиллизиты, имеющие кварцево-гидрослюдистый, кварцево-смешанно-слойно-силикатный и кварцево-каолинитовый (диккитовый) состав. Гидрослюды имеют различную степень гидратированности и в зависимости от режима железа, серы и кислорода содержат пирит, марказит либо гематит и гидрогематит. При этом их развитие никак не является показателем рудного процесса. Например, на месторождениях горного хрусталя Перекатное и Малеевском золотосеребряном чрезвычайно широко развиты гематит и гидрогематит, а во вмещающих породах присутствуют полевые шпаты и гидрослюды. Сульфиды развиты в равной мере в околорудных метасоматитах месторождений золота золотокварцевой формации, горного хрусталя, шеелита. Каолинитово-диккитовые метасоматиты в равной мере типичны для надрудных зон месторождений ртути и МЗСФ.

Главным отличием зон аргиллизитов и пропилитов, связанных с рудным процессом, является присутствие в них элементов-индикаторов рудного процесса, а ещё лучше — сульфидов, сульфосолей и теллуридов, характеризующихся типоморфными признаками золоторудного процесса. В тех случаях, когда сульфиды не образуют скоплений, не видимых ни простым глазом, ни под микроскопом, важным признаком вероятной рудоносности является геохимическая специализация тяжёлых фракций.

При анализе условий образования и вероятной рудоносности большое значение имеют их структурно-текстурные признаки и минеральный состав, в обобщённом виде приведённые в табл. 5.4 (для золотокварцевой формации) и табл. 5.5 (для других формаций).

Для оценки вероятного оруденения на глубине важно знать содержание основных рудных минералов в надрудных и верхнерудных зонах. Оценка их на основе многочисленных наблюдений приведена в табл. 5.6 и 5.7.

Ниже преимущественно для верхних половин жил или рудоносных зон приведены примеры изменения с глубиной концентрации главных рудных элементов, ассоциирующихся с золотом, а также некоторые соотношения. В табл. 5.8 даны статистические характеристики концентраций рудных элементов Верхнеалиинского месторождения в ПМК и, для сравнения, – в ЛФ ЖК. Однонаправленно происходит возрастание с глубиной содержаний золота, серебра, мышьяка, висмута, меди, свинца, цинка, сурьмы. Возрастает и мультипликативный признак – сумма концентраций, которая для надрудной и рудной зон различается на порядок.

В табл. 5.9 даны статистические характеристики концентраций элементов-примесей в ПМК некоторых жил Дарасунского рудного поля.

Для ПМК Дарасунского месторождения наиболее показательны изменения с глубиной соотношений концентраций (среднее отношений) свинца и никеля, свинца и висмута, меди и серебра, цинка и кобальта, а также кобальта, выражающиеся в однонаправленном уменьшении либо возрастании от надрудной зоны к нижнерудной на фоне концентрически-зонального распределения золота (табл. 5.10).

Структурно-текстурные признаки ПМК как критерии фаций глубинности. Малосульфидная золотокварцевая формация

Структура минерального агрегата	Текстура минерального агрегата	Пример минерального состава	Фация глубинности, пример месторождений
Микротонкозернистая	Массивная, сферолитовая, ритмично-тонкополосчатая со сферолитовым, массивным, тонко-постоватым, мелкопластинчатым сложением отдельных слоёв. Процессы пострудной перекристаллизации выражены слабо за исключением месторождений, где проявлен пострудный магматизм	Опаловые, халцедоновые, кварцевые, кварцево- во-глинистые, адуляро-кварцевые, хлорито- во-кварцевые, флюоритово-кварцевые. Может присутствовать золото, электрум, серебро, кюстелит, фрейбергит, миаргирит, канфиль- дит, науманнит, другие теллуриды и селениды, сульфосоли золота, серебра, олова, висмута, свинца, сурьмы	Малоглубинная золотосеребряная, золотосеребро-олово-теллуро-селеновая и др. Балейско-Тасевское, Многовершинное (Верхнее рудное тело), Дукатское, Карамкенское, Агинское, Сергеевское, Зодское, Хаканджа и др.
Тонкомелкозернистая	Массивная, неяснополосчатая брекчиевидная, сферолитовая, венчиковая, мелкодрузоватая, гетерокристаллическая с ориентацией оси с относительно крупных кристаллов кварца субпараллельно контакту жилы, с присыпками тонкодисперсного рудного и нерудного минерального вещества. Проявлены процессы термального метаморфизма в связи с пострудным магматизмом	Кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, альбитово (адулярово)-кварцевые, хлоритово-кварцевые, баритово-кварцевые, флюоритово-кварцевые, баритово-кварцевые. Может присутствовать пирит, арсенопирит, антимонит, галенит, теллуриды, селениды, золото, свинец, сульфосоли, тетрадимит-жозеит, ферберит, аргентит, самородное золото и серебро	Переходная от малоглубинной к среднеглубин- ной малосульфидной зологокварцевой. Многовершинное (Центральное, Промежуточное рудные тела, участок Олений и др.), Токурское, Итака-Малеевское и др.
Мелкосреднекрупнозернистая	Массивная неяснополосчатая, брекчиевидная, венчиковая, друзоватая, шестоватая, гребенчатая. Преобладают хрупкие деформации жильного кварца	Кварцевые, сульфидно-кварцевые, турмалиново-кварцевые, флюоритово-кварцевые. Обычны пирит, арсенопирит, халькопирит, самородное золото, галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, тетрадимит-жозеит, сульфосоли меди, свинца, тетлуриды, шеслит	Среднетлубинная малосульфидная золоток- варцевая. Караль-Веемское, Любавинское, Хавергинское, Коммунаровское, Саралинское, Нежданинское, Казаковское
Среднекрупнозернистая	Массивная, брекчиевидная, неясногрубополосчатая с интенсивным проявлением эпигенетических процессов перекристаллизации кварца и сульфидов с хорошо развитыми следами пластических деформаций	Золотокварцевые, золотопирит-кварцевые, золотоарсенопирит-кварцевые, золотошеелит- сульфидно-сульфосольно-кварцевые. Золото крупное, высокопробное. Присутствуют теллуриды	Переходная к глубинной малосульфидная золотокварцевая. Ирокиндинское, Мурунтау, Мютенбай, Бесапантау, Советское, Колар, Хомстейк, Морро-Велью

Структурно-текстурные признаки ПМК как критерии фации глубинности

Структура минерального агрегата	Текстура минерального агрегата	Пример минерального состава	Фация глубинности, пример месторождений
Тонкомелкозернистая	Массивная, неяснополосчатая брекчиевидная, сферолитовая, венчиковая, мелкодрузоватая, сферолитовая, венчиковая, мелкодрузоватая, глебитово(адулярово)-кварцевые, стеро-кристаллическая с орнентацией оси с кварцевые, флюоритово-кварцевые, барито-крупных зональных кристаллюв во-кварцевые. Могут присутствовать пирит, кварца субпараллельно контакту жилы и при-сыпками тонкодисперсного рудного и нерудного и нерудного и нерудного и нерудного и процессы тетрадимит-жозеит, халькопирит-марказит, фертеждую метаморфизма в связи с поструд- берит, аргентит, самородные золото и серебро ным магматизмом	кодрузоватая, Кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, клоритово- гацией оси с кварцевые, флюоритово-кварцевые, барито- х кристаллов во-кварцевые. Могут присутствовать пирит, жилы и при- о и нерудного селениды, золото, серебро, свинец, сульфосоли, ны процессы тетрадимит-жозеит, халькопирит-марказит, ферзи с поструд- берит, аргентит, самородные золото и серебро	гидрослюдисто-кварцевые, Переходная от малоглубинной к среднеглубин-)-кварцевые, хлоритово- ной малосульфидной золотокварцевой. тово-кварцевые, барито- Верхняя часть Верхнеалиинского т присутствовать пирит, галенит, теллуриды, ребро, свинец, сульфосоли, калькопирит-марказит, ферродные золото и серебро
Мелкосредне-крупнозернистая	Массивная, неясногрубополосчатая, брекчи- Кварцевые, сульфидно-кварцевые, турмалино- Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая евидная, венчиковая, друзоватая, шестоватая, во-кварцевые, флюоритово-кварцевые. Обычны Усть-Карийское, Кировское, Теремкинское, требенчатая. Преобладают хрупкие деформации пирит, арсенопирит, халькопирит, самородное Берёзовское золото, галенит, сфалерит, висмильного кварца мутин, тетрадимит-жозеит, сульфосоли меди, свинца, теллуриды, шеелит	таж, брекчи- Кварцевые, сульфидно-кварцевые, турмалино- Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевые, длюоритово-кварцевые. Обычны Усть-Карийское, Кировское, Теремкинское, деформации пирит, арсенопирит, халькопирит, самородное Берёзовское золото, галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, тетрадимит-жозеит, сульфосоли меди, свинца, теллуриды, шеелит	Среднеглубинная золотосульфидно-кварцевая Усть-Карийское, Кировское, Теремкинское, Берёзовское
Мелкосреднекрупнозернистая	Массивная, нежсногрубополосчатая, ритмич Кварцево-пиритовые, кварцево-арсенопири (карбонатия) золоток суль но-полосчатая за счёт чередования полос суль товые, кварц-пирротиновые, пирит-арсено- (карбонатио)-сульфидная. Пирит-халькопиритовые, карбонат-сульфидна проявлены не на ные, сульфосольно-галенит-халькопиритовые. Уконикское, Зун-Холбонское, нижние части всех месторождениях и связаны с особенностя- Присутствуют турмалин, сфалерит, висмутин, Верхнеалиинского и др. теллуриды золота, серебра, свинца, самородное их формирования но высокозолотоносны	ква гиновь эле, аленит ин, сф ебра, с	кварцево-арсенопири- овые, пирит-арсено- карбонат-сульфид- дарасунское, Степняк, Давендо-Ключевское, нит-халькопиритовые. Уконикское, Зун-Холбонское, нижние части сфалерит, висмутин, Верхнеалиинского и др.

Таблица 5.6

Изменение содержаний главных рудообразующих минералов ПМК в объеме жил с глубиной (в %)

Минеральный тип	Часть жилы		Минер	оал, группа, содержани	не в процентах, 1	Минерал, группа, содержание в процентах, количественное соотношение	тенпе	
	по вертикали	undnu	арсенопирит	/ шпфин / ипфин*	нпшоддпи	теллуриды золота и серебра	висмутин	тетрадимит, блёклые руды
Малосульфидный золото-кварцевый	Надрудная	0,01-0,3	0,01-0,5	^	<1	Микровключения в пирите	Нет	Нет
÷	Рудная	0,1–5,0	0,1–5,0		≤0,1	Распространены	Распространён	Максимально распространены
	Пострудная	<1,0	0,1	≥1	≥ 1,0	Очень редки	Распространён	Редок

Примечание: * - отношение содержаний арсенопирита и пирита.

Изменение солержаний главных рудообразующих минералов ПМК с глубиной (%)

Минеральный тип	Часть экилы по вертикали	Ширит	Арсенопирит	Арсенопирит/ пирит	Пирротин	Теплуриды золота и серебра	Висмутин	Тетрадимит, блёклые руды
Золотосульфидно-	Надрудная	0,1-1,0	0,1–3,0	^	Her	Микровключения в пирите	Нет	Her
кварцевый	Средняя	до 30	до 10	1 ≥ 1	Распространен	Распространены	Распространён	Максимально распространён
	Нижняя	< 1	~ 1	<1	Максимально распро- странен	Очень редки	Распространён	
Золотокварцево-	Надрудная, верхнерудная	0,3–10	0,1-10	>1	7	Микровключения в пирите	Редок	Нет
сульфидный	Средняя	50–70	~ 10	<1	1–10	Самостоятельные фазы	Распространён	Самостоятельные фазы
	Нижняя	< 10	~	<1	> 10	Нет	Редок	Редок

Таблица 5.8

Изменение с глубиной концентраций элементов-примесей в ТФ ПМК Верхнеалиинского месторождения

Зона						Эле	мент, ста	тистичес	кие хараь	стеристи	ки конце	Элемент, статистические характеристики концентраций, г/т	T/2					
		cepeopo			золото			висмут			медь			свинец			теллур	
	п	×	ь	п	×	ь	п	×	р	п	×	ь	п	×	ь	п	×	ь
Надрудная	9	44	34	9	1,6	8,0	s	2	3	5	416	399	5	2800	4087	9	27	0,1
Переходная к рудной	6	34	30	6	7,2	2,6	6	39	63	6	553	196	6	4600	4300	7	(100)	ı
Рудная: Восточная	35	71	109	35	15,6	11,4	35	363	1518	35	630	1528	34	2480	3206	18	125	31
Широтная	23	146	200	23	16,9	10,2 9,2	23	2318	3040	23	3068	2790	23	1740	2142	15	140	21
ПМК, надрудная	59	11	13,5	29	0,14	0,22	ı			09	43	40	09	414	393	,	,	э

Статистические характеристики элементов-примесей в ПМК эталонного Дарасунского месторождения золотокварцево-сульфидной формации

Элемент	Статистический			*	Жила, её часть			
	параметр		Эпо	Эповская		Женевская	Западная	Искра
		надрудная	надрудная-верх- нерудная	пережим рудной (бедные руды)	рудная	рудная	рудная	рудная
Золото	×	2,2	1,8	11,6	15	37	5,9	12,6
	р	3,2	2,7	16,9	34	35	5	16
	u	9	12	12	144	38	37	99
Cepeбро	×	3,5	3,4	11,7	13,2	65	11	35
	р	2,8	2,8	15,7	20,3	08	12	32
	u	14	32	18	140	50	54	99
Мышьяк	×	>10000	7020	2320	>4820	5370	6200	9100
	р		5320	3030		4320	5100	5300
	u	14	32	18	140	42	54	99
Висмут	x	14	10	39	64	98	14	1410
	р	18	13	51	142	122	23	2450
	п	14	32	18	140	46	54	99
Медь	×	61	76	1694	780	5439	237	8200
	р	50	86	2752	1819	4248	227	7100
	n	14	32	18	140	52	54	99
Свинец	х	249	312	1365	1022	450	876	347
	б	307	737	1938	1629	832	1740	441
	n	14	32	18	140	54	54	99

Вольфрам	×	7	4	5	9	15	< 3	14
0	р	8	3	9	6	10	3	40
	u	14	32	18	140	54	54	99
Цинк	×	1280	490	1580	1570	2890	009	700
	ь	2820	1200	2660	2740	3730	840	096
	u	14	32	18	140	53	54	99
Кобальт	×	8	16	25	29	130	19	15
	ь	4	8	21	142	129	15	18
	u	14	32	18	140	54	54	99
Никель	×	12	15	17	32	44	18	∞
4	ь	8	13	16	61	43	17	10
	и	14	32	18	140	52	54	99
Молибден	×	1	1	1	2	4	3	2
	ь	7	<1	~	1	2	2	ю
	п	14	32	18	140	54	54	99
Сурьма	×	44	<10	25	40	40	320	3090
	O	56	,	49	100	08	340	0509
	u	14	32	18	140	54	54	99
Σx_i		>11680	7965	7094	>8430	14564	8207	22934

Изменения с глубиной рудных элементов и их соотношений в жилах Дарасунского месторождения

Часть экилы								При	знаки и	Признаки и их величины	ины							
	сви	свинец/никель	2716	сви	свинец/висмут	ım.	ж	медь/серебро	01	30	золото, г/т	и	KO	кобальт, г/т	ш,	nh	цинк/кобальт	п
	n	×	р	п	×	Q	п	×	ь	п	×	ь	п	×	ь	u	×	ь
Надрудная и верхнерудная	28	514	81	26	455	1200	28	7	4	5 6	0,1 9,5	0,2 8,7	4 %	20 48	8 13	16	328	511
Рудная	34	37	73	36	11	14	27	34	6,0	14	50,1	63,1	16	178	143	16	5,1	,
Нижнерудная	4	5	9	4	1	6,0	4	86	92	5	22	44	4	800	400	4	6,4	6,0

Изменение с глубиной концентраций рудных элементов в пределах Первой и Восьмой рудных зон Нежданинского месторождения

Таблица 5.11

Горизонт,	Зона рудной	Номер				Эле	Элемент, статистический параметр (2/т)	тистиче	ский пара	wemp (2/m)	_			
выработка, м	зональности	рудной зоны		cepeópo			золото			медь			свинец	
			u	x	ь	u	×	р	п	×	ь	п	×	ь
006	Надрудная	VIII	10	1,2	1,4	9	<0,01	,	10	36	15	10	75	83
844	Верхнерудная		15	48,7	77,4	15	>>	>4,5	15	70	72	14	1746 >2730	1774 >2730
IIIr.28, 784	Рудная		10	>256,8	>322	10	8<	>3,5	10	600	1547 61	10	>4920	>3979
720			5	73,2	127,2	5	8<	<u>×</u>	5	09	22	5	>3420	>4139
1400, шурф 21	Верхнерудная	I	32	>205,5	>327,3	32	3	1,7	32 30	1057 46	2640 1242	32	449	671
1300			28	≥167,3	≥314,2	28	9<	>4,2	28	244	377	28	544	289
1200	Рудная		32	32,0	63,6	32	L<	>3,7	32	70	102	32	721	1212
006			11	16,4	5,5	11	\$<	>2,3	111	55	20	11	306	261
720			36	16,0	39,2	36	>2	>2,1	36	44	99	36	295	406

	Зона рудной	Номер				3.	емент, сп	чатистич	еский пар	Элемент, статистический параметр (г/т)	u)			
выработка, м	зональности	рудной		нинк			никель			кобальт			мышьяк	
			u	×	ь	и	×	Q	п	×	р	п	×	ь
006	Надрудная	VIII	10	150	100	10	24	12	10	9	5	10	>2740	>3860
844	Верхнерудная		15	>3760	>4575	15	31	9	15	7	9	15	>7470	>3850
Шт.28, 784	Рудная		10	>7230	>4464	10	29	6	10	∞	4	10	>9100	>2850
720			5	>4660	>4912	5	34	6	5	6	9	s	>1 %	ı
1400, шурф 21	Верхнерудная	1	32	475	1221	32	24	9	32	3	2	32	1350	992
1300			28	1970	3420	28	26	9	28	9	3	28	6300	3400
1200	Рудная		32	1162	2141	32	28	6	32	7	4	32	0029	3910
006			111	734	674	11	38	61	11	9	4	=	>1 %	ı
720			36	373	785	36	26	6	36	6	8	36	>9100	>2290

Продолжение таблицы 5.11

•	Зона рудной	Номер				Эл.	Элемент, статистический параметр	тический пара	метр		
выработка, м	зональности	рудной		сурьма			висмут		кобальт ×	/шапърох	/жентем
		iouor.	u	x	р	n	x	ь	никель	никель	сурьма
Н 006	Надрудная	VIII	10	63	62	10	\	(4)	144	0,25	43
844 B	Верхнерудная		14	425	527	15	2	2	217	0,22	18
			15	1063	2524						
Ą.	Рудная		10	1955	3269	10	2	3	232	0,28	3
			5	200	106	5	5	8	302	0,26	50
1400, шурф 21	Верхнерудная		16	1001	2419	æ	•		72	0,12	1,2
1300			14	357	288	×	ı		156	0,23	17
1200			16	278	227	×			196	0,25	24
900 P.	Рудная		11	345	234	(10)	1	1	228	0,16	29
720			18	225	133	а		a	234	0,35	40

Характер изменения с глубиной основных элементов, ассоциирующихся с золотом, для месторождений золотокварцевой формации на примере двух рудоносных зон (I и VIII) Нежданинского месторождения дан в табл. 5.11. Здесь на интервале 180 м (от отм. 900 до 720 м) представлена верхняя часть зоны VIII, включая надрудную зону, на интервале около 700 м представлена Первая рудная зона, в которой сосредоточены основные запасы месторождения. Шурф 21 вскрыл верхнерудную часть, содержащую высокие концентрации сульфосолей и серебра. На протяжении 680 м по вертикали зона содержит промышленное оруденение, на уровне 720 м переходя в нижнерудную часть.

Независимо от того, с какой частью рудоносной зоны мы имеем дело, с глубиной в пределах I и VIII зон возрастают содержания мышьяка и кобальта, а также произведение кобальта и никеля. Содержание цинка и свинца на рассматриваемых отрезках рудоносных зон имеет тенденцию к концентрически-зональному распределению с возрастанием в собственно рудных зонах. Это же относится, вероятно, и к золоту.

В зоне VIII, где сохранилась часть надрудной зоны, концентрически-зональное распределение имеют также серебро и медь, сурьма и величина соотношения мышьяка к сурьме. В связи с тем, что здесь разведана верхняя половина рудоносной зоны, однонаправленно уменьшающихся с глубиной концентраций элементов мы не имеем. В зоне I, в отличие от зоны VIII, однонаправленно уменьшаются концентрации серебра, меди и сурьмы. Это связано с отсутствием эродированных надрудной и верхней части верхнерудной зоны.

Наиболее важным показателем наличия типичной верхнерудной зоны и её границы с рудной является переход от уменьшения отношения мышьяк/сурьма к его возрастанию более, чем на порядок: от 3 до 50 в VIII зоне (в 16,7 раз) и от 1,2 до 17 в I зоне (в 14,2 раза).

 Таблица 5.12

 Градиенты концентраций элементов в ПМК Нежданинского месторождения

Части жильной зоны		Градиент	ы концентраци	и, г/т, м		Протяжённость
	серебро	золото	свинец	мышьяк	медь	отрезков, м
Верхняя часть Верхнерудный	0,88	0,09	41	46	0,63	54
Верхнерудная	3,5	0,05	44	46	8,8	60
	-2,9+4,2	0,003	+1,05+-23	19 55	2,2 9	90
Рудная	-1,35	-	+1,8	4,0	-1,4	100
	-0,048	-	-1,4	14	-0,05	300
Переход к нижней половине	-0,0022		-0,052	-16	-0,06	180

Таблица 5.13 Критерии оценки принадлежности к определённой части рудоносных жил среднеглубинной золотокварцевой формации, основанные на произведении концентраций рудных элементов

Части жил	Критерии	и их численные значен	ния, г/т	Пример месторождения
	A	В	C	
Надрудная	3,1 × 10 ⁵	0,112 × 10 ⁵	144	Нежданинское
Верхнерудная	$2,8 \times 10^{15}$	2,0 × 10 ⁵	182	Малеевское
	1×10^{10}	0,004 × 10 ⁵	-	Токурское
	$7,9 \times 10^{13}$		72-217	Нежданинское
	$1,2 \times 10^{10}$	0,44 × 10 ⁵	-	Саралинское (жила Каскадная)
Верхняя половина	$2,3 \times 10^{15}$	2,5 × 10 ⁵	248	Малеевское
	6,6 × 10 ¹¹	1,2 × 10 ⁵	-	Токурское
	$9,9 \times 10^{16}$	21,1 × 10 ⁵	128	Нелькан

Верхняя часть зоны рудных столбов	$1,7 \times 10^{13} \\ 1,5 \times 10^{20}$	10,72 355,7 × 10 ⁵	196–232	Нежданинское
Средняя и нижняя части верхней зоны рудных столбов	6×10^{13} -68×10^{13}	4,4 159 × 10 ⁵	234–306	Нежданинское
	2,68 × 10 ¹¹	1,02 × 10 ⁵	374	Саралинское (жила Каскадная)
	7 × 10 ⁹	0,013 × 10 ⁵	-	Любавинское (жила Евграф)
Переход к нижней зоне рудных столбов	2 × 10 ⁹	0,032 × 10 ⁵	250	Любавинское, жила Евграф
Верхняя часть нижней зоны рудных столбов	3 × 10 ⁸	0,03 × 10 ⁵	624	То же
Нижнерудная	$3,6 \times 10^{5}$	$0,014 \times 10^{5}$	-	Токурское

Наибольшую информацию о характере изменений с глубиной концентраций рудных элементов дают градиенты концентраций (табл. 5.12). Для отнесения изучаемого участка какой-либо жилы или жильной зоны к её определённой части предлагаются мультипликативные коэффициенты. Наиболее информативные из них даны в табл. 5.13: A — произведение средних значений концентраций золота, серебра, висмута, меди, свинца, цинка и сурьмы; B — произведение средних значений концентраций цинка и свинца; C — произведение средних значений концентраций кобальта и никеля. Для малоглубинных объектов подсчитан также коэффициент D — произведение содержаний золота и серебра [Γ . А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991]. Мультипликативные коэффициенты для месторождений МЗСФ приведены в табл. 5.14.

Таблица 5.14 Критерии оценки принадлежности к определённой части рудоносных жил МЗСФ

Части жил	Кри	итерии и их числе	нные значе	ния, г/т		Пример
	A	В	Co/Ni	C	D	месторождения
Надрудная гейзериты	1,3 × 10 ⁹	0,01 × 10 ⁵	0,11	434	4,6	Тасеевское Первая рудная зона
Гейзериты с кварцевыми жилами	1,2 × 10 ⁹	0,0043 × 10 ⁵	0,11	225	35,3	
Кварцевые жилы	1,4 × 109	$0,005 \times 10^5 - 5 \times 10^2$	0,11	318	93,5	
Рудная	1,01 × 10 ¹⁰	0.014×10^{5}	0,11	81	1180	
Нижнерудная	1,6 × 109	0,012 ×10 ⁵	0,14	75	101	Балейское, Северный карьер

5.2.3. О минералого-геохимической зональности надрудной зоны

В процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000, выполнявшихся С. П. Шубиным, Е. А. Беляковым и др. в СВ блоке Ундино-Даинской депрессии, было обращено внимание на зону окварцевания и сульфидизации, выявленную в 1960-х гг. под руководством Л. М. Алферьева.

Эта зона, получившая название Ишиканской, локализована в прибортовой части депрессии в непосредственной близости от южной границы Борщовочного хребта. Ишиканская зона проявляется в геохимическом поле слабоконтрастными аномалиями содержаний золота до сотых долей граммов на тонну. Зона была вскрыта серией канав, которыми подсечены маломощные жилки халцедоновидного кварца.

Участок имеет сложное строение. Большинство геологических границ — тектонические. Зоны окварцевания, карбонатизации и сульфидизации локализованы в магматических и карбонатно-терригенных породах различного возраста — от девонских сланцев до средневерхнеюрских песчаников, гравелитов и конгломератов. Взаимоотношения зон минерализации с меловыми отложениями шилкинской свиты неясны.

Установлено, что жильный кварц Ишиканского участка — продукт полигенерационного процесса. На это указывают факты многократного брекчирования уже сформированных существенно кварцевых образований и образования полигенерационных брекчий, в которых разновозрастные обломки существенно кварцевого или существенно карбонатного состава сцементированы более поздними существенно кварцевыми агрегатами.

Во всех зонах брекчирования в том или ином количестве присутствует кварцево-жильный материал, характеризующийся определённым минеральным составом и последовательностью формирования структурно-текстурных разновидностей существенно кварцевых агрегатов.

Выделено пять главных структурно-текстурных агрегатов кварца. Кварц I — тонкозернистые халцедоновидные агрегаты, замещающие обломки горных пород, а также гранитного, метаморфического либо гидротермального крупнокристаллического кварца с чётко проявленными признаками пластических деформаций. Кварц I характеризуется постоянным присутствием в различной степени гидратированных слюд мусковитового и биотитового рядов, наличием стильпномелана, иллита, а иногда - галлуазита и монтмориллонита, развивающихся при окварцевании по калиевому полевому шпату. Содержание слоистых силикатов варьирует от 2–3 до 10–15 %. Отмечаются турмалин, хлорит, алунит (шл. 158и). В кварце I концентрируется значительная часть присутствующих в кварцево-жильных образованиях сульфидов: пирита, арсенопирита, халькопирита. Содержание их редко превышает 1–2 %. Обычно они локализованы вблизи слоистых силикатов. Размеры выделений индивидов – 0,05–0,1 мм, гнездовых скоплений – 0,2–1,5 мм. Присутствуют также пластинки гематита и гидрогематита.

Кварц II связан постепенными переходами с кварцем I; представляет собою халцедоновидный тонко- или мелкопризматически-зернистый агрегат, в котором отдельные индивиды кварца, срастаясь между собой либо с пиритом и звёздчатыми агрегатами арсенопирита, образуют своеобразную разно ориентированную текстуру. К этой структурно-текстурной разновидности существенно кварцевых агрегатов приурочена основная масса включений сульфидов (пирита, арсенопирита, халькопирита). Она обладает максимальной золотоносностью (до 2 г/т).

Кварц III связан либо с перерывом в минералообразовании, либо постепенными переходами с кварцем II. Он характеризуется гетерокристаллическим строением агрегатов (размеры зёрен варьируют от 0,1 до 15 мм). Подобные агрегаты имеют место на флангах золоторудного месторождения Токур в Приамурье [Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1989; Юргенсон, 2003, 2010]. С гетерокристаллическим кварцем связаны относительно крупные выделения сульфидов: пирита, арсенопирита, халькопирита, марказита и продуктов их изменений (ярозита, гетита, гидрогетита), а также поздних слоистых силикатов. Разновидностями гетерокристаллических агрегатов являются пластинчатые, каркасные текстуры.

Кварц IV обычно завершает процесс последовательной кристаллизации кварцево-жильных образований и представляет собой шестоватые или шестовато-гребенчатые агрегаты. В друзовых пустотах здесь выделяются карбонаты, поздние генерации слоистых силикатов, сульфидов, прежде всего – марказита; здесь же находятся скородит, ярозит, гетит, гидрогетит.

В большинстве случаев весь комплекс описанных выше существенно кварцевых агрегатов рассекается либо цементируется поздним тонкозернистым, либо халцедоновидным кварцем V, захватывающим и облекающим как обломки кварца ранних генераций, так и сульфидов. При этом на пластинках марказита, гидрогематита, гетита нарастают новые генерации арсенопирита, пирита, кварца, карбонатов. Кварц V развит в пределах всего Ишиканского участка и, скорее всего, не имеет отношения к процессу оруденения.

В северо-восточной части участка широко развиты своеобразные ритмично-полосчатые, фестончатые существенно карбонатные агрегаты, содержащие обломки ранних существенно кварцевых брекчий. Содержание сульфидов в существенно карбонатных образованиях крайне низкое. В строении существенно карбонатных образований принимает участие крупнозернистый железистый доломит, образующий слои перистых агрегатов, чередующийся со слоями мелкозернистого доломита. Весь ритмично-слоистый существенно доломитовый агрегат рассекается прожилками серого халцедоновидного кварца, который, в свою очередь, сечётся прожилками мелкозернистого кальцита или кварц-кальцитовых агрегатов. Судя по гипсометрическому положению рассмотренных образований, а также их месту в процессе минералообразования, они являются типичными продуктами пострудных гидротерм.

Проведено сопоставление статистических характеристик концентраций золота, серебра, мышьяка, висмута, меди, лития, свинца, сурьмы, цинка по группам канав, характеризующих различные гипсометрические уровни участка. Определено, что все рудные элементы связаны, в основном, с тонко- и мелкозернистыми разновидностями жильного кварца. Для концентраций (г/т) золота (0,01-0,28), серебра (0,3-1,9), мышьяка (320-4500), свинца (7-24), сурьмы (10-3) характерно возрастание в юго-западном направлении, что указывает на существование общеизвестной геохимической зональности рудных месторождений. Проведённая фторометрическая съёмка участка показала при общем низком содержании фтора в пробах его закономерное уменьшение в этом направлении от 0,10% ($\sigma=0,6\%$) до $\leq 0,02\%$ ($\sigma\leq 0,3$).

Подтверждение обнаруженная зональность получила при изучении аншлифов и тяжёлых фракций протолочных проб. В направлении с юго-запада на северо-восток уменьшается частота встречаемости и количество пирита и галенита, арсенопирита и халькопирита (в пробах канавы № 15 они не зафиксированы вообще), исчезает сфалерит, висмутин и т. д. Одновременно в этом же направлении увеличивается доля гидроокислов железа и их агрегатов с породой, которые в пробах канав № 12 и 15 зачастую представляют тяжёлую фракцию целиком. Только в районе канав № 1, 2 и 9 в виде единичных знаков встречены халькозин и блёклая руда.

Золото отмечено дважды — в образце 54и (канава № 9) и 122и (канава № 12). В том и другом случае структура кварца характеризуется наличием крупных зональных зёрен и рисовидного кварца II, развивающегося по крупным зёрнам или заполняющего интерстиции. Геохимические особенности тяжёлых фракций указывают на относительно низкое содержание золота, серебра, свинца и меди (табл. 5.15). Но при этом проявляется ртуть, свидетельствующая о принадлежности изученных проб к верхним, существенно надрудным частям месторождения.

Таблица 5.15 Геохимические особенности тяжёлых фракций в надрудных зонах Ишиканского участка (объединённые пробы)

Канава	Зона			Cmam	истич	еские х	арактер	оистик	и конце	нтраци	ій, г∕т		
			золото			серебро	,		свинец			медь	
15	Рудных индикаторов	4	0,15	0,20	4	2,0	3,3	4	90	140	4	162	111
12	То же	29	0,18	0,23	28	6,0	7,2	29	533	1834	29	649	938
10	То же, переход к надрудной	23	0,16	0,19	23	8,0	6,0	23 23	77 117	60 201	23	156	201
9	Рудных индикаторов, южн. блок	16	0,47	0,30	16	32,7	51,9	16	112	111	16	156	77
1,2	Переход к надрудной, южн. блок	13	2,3	0,83	13	18,6	27,7	13	350	255	13	428	454
15, ПМК		19	0,01	-	14	0,3	0,2	14	7	3	14	24	10

Таблица 5.16 Геохимические особенности тяжёлых фракций в надрудных зонах Ишиканского участка (объединённые пробы)

Канава	Зона	Cn	namucn	пические	харак	терисп	шки ко	нцентраций,	г/т, ртуть	$n \times 10^{-6} \%$
			цинк			ртуть		кобальт/ никель	ртуть*/ серебро	ртуть**/ мышьяк
15	Рудных индикаторов, сев. блок	4	450	484	2	64	8	0,84	32,0	66
12	То же	29	970	1930	5	198	73	0,16	8,6	52

Канава	Зона	Статистические характеристики концентраций, г/m, ртуть n × 10 ⁻⁶ %									
			цинк			ртуть		кобальт/ никель	ртуть*/ серебро	ртуть**/ мышьяк	
10	То же, переход к надрудной	25	310	310	6	39	29	0,095	4,88	6,8	
9	Рудных индикаторов, южн. блок	16	370	490	4	48	22	0,072	1,47	17,0	
1,2	Переход к надрудной, южн. блок	13	600	700	2	88	4	0,027	4,73	14,0	
15, ПМК		14	67	63	-	-	-	5	1.71		

Примечание: $* - x \times 10^{-2}$; $** - x \times 10^{-5}$.

Судя по структуре, весь участок с субширотным нарушением делится на два блока – северо-восточный и юго-западный с вертикальным перемещением северо-восточной части юго-западного блока вверх, что хорошо фиксируется двумя ритмами изменений содержаний фтора, цинка, никеля, а также отношений ртуть/мышьяк и ртуть/свинец (табл. 5.16).

Лёгкие фракции жильного кварца проанализированы на присутствие основных рудных и щелочных элементов. Установлено, что приведённые выше выводы о характере пространственного поведения золота, серебра, мышьяка, сурьмы, меди, свидетельствующие о наличии нормальной геохимической зональности, подтверждаются и данными по лёгким фракциям. Отражением существующей зональности является уменьшение в 2 раза содержаний K_2O в северо-восточном направлении — от канав N_2O к канаве 15. В этом же направлении происходит изменение характера термолюминесценции, выражающееся в возрастании доли высокотемпературных пиков, сопровождающемся увеличением их относительной интенсивности.

По нашей рекомендации, учитывавшей особенности геохимической зональности, минерализованная зона была разбурена скважинами глубиной до 205 м, которые вскрыли зону в частях, где пройдены канавы. Обработка аналитических данных керна скважин подтвердила выявленную геохимическую зональность (табл. 5.17) и принадлежность Ишиканского участка к надрудной зоне месторождения среднеглубинной золотосульфидно-кварцевой формации. В результате типоморфического анализа с использованием индекса близости к эталону он был оценен как зона рудных индикаторов месторождения, подобного Восточной зоне Верхнеалиинского рудного поля, где содержание золота достигало 0,14 г/т, т. е. цифр, аналогичных Ишиканскому участку.

Таблица 5.17 Содержание индикаторных элементов в пробах скважин Ишиканского участка (г/т)

Элемент	Статистический		Скважина, интервал глубин, м							
1	параметр	68	65	64		61				
		0-205	115–160	85-205	43-80	24–127				
Золото	n	4	3	7	7	5				
	х	≤0,01	0,02	≤0,02	≤0,07	≤0,11				
	σ	<0,01	0,02	≤0,02	≤0,08	≤0,2				
Серебро	n	4	3	7	7	5				
	x	0,14	0,17	0,40	0,94	0,04				
	σ	0,11	0,06	0,21	0,57	0,02				
Мышьяк	n	4	3	7	7	5				
	х	125	290	530	900	>2360				
	σ	90	360	380	580	>4280				

Висмут	n	4	3	7	7	5
	x	<1	<1	<1	<1	<1
	σ	(40)	-	-	-	-
Медь	n	4	3	7	7	5
	x	13	18	24	27	30
	σ	6	3	5	5	12
Свинец	n	4	3	7	7	5
	x	4	11	24	27	30
	σ	2	4	5	5	12
Сурьма	n	4	3	7	7	5
	x	<20	≤20	≤40	≤50	160
	σ	:=3	≤20	≤20	≤30	200
Цинк	n	4	3	7	7	5
	х	≤30	70	60	90	200
	σ	20	40	20	40	160
Калий	n	4	3	7	7	5
	x	<2000	1300	3900	3600	>6600
	σ	1=0	<2000	2900	1400	>3200
Натрий	n	4	3	7	7	5
	x	50	150	150	200	1400
	σ	0	60	50	50	2050

5.2.4. Об использовании статистических параметров концентраций элементов-примесей в тяжёлых фракциях продуктивного минерального комплекса

Общеизвестно, что получение тяжёлых фракций преследует цель концентрирования рудных минералов. Это даёт возможность существенно повысить информативность минерализованных зон или метасоматитов относительно присутствия в них элементов-индикаторов рудного процесса. Такой методический приём был рекомендован автором в методике реализации способа поисков и разведки месторождений золота и серебра [Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон, 1991]. Он даёт хорошие результаты при использовании таких важных индикаторных элементов, как ртуть (табл. 5.18), золото, теллур (табл. 5.19), все халькофильные металлы.

Изученный объект и его часть		Содержание	ртути, 10-6 %	
	n	x	σ	max
Ишиканский участок, верхняя часть зоны рудных индикаторов	8	144	93	288
Многовершинное месторождение: верхняя часть Верхнего рудного тела	56	149	102	320
Нижняя часть рудного столба	42	52	30	106
Подрудная зона	23	26	17	59
Верхнеалиинское месторождение: надрудная зона	11	138	87	237
Рудная зона	22	27	25	87
Ирокиндинское месторождение, рудные зоны	9	14	10	38

Совершенно определённо по тенденции изменений концентраций ртути в тяжёлых фракциях фиксируются надрудные зоны, отличающиеся максимальными её содержаниями. При этом порядок цифр для верхних частей рудных тел или их надрудных зон близок независимо от формационной принадлежности $(140-150\times10^{-6})$ при близких (63-68%) коэффициентах вариации. Эти данные пока предварительны $(171\$ проба с 4 месторождений), но они обнадёживают соответствием известным закономерностям о преимущественном накоплении ртути в верхних частях рудных месторождений. Поведение с глубиной элементов-примесей, заключённых в тяжёлых фракциях в целом аналогично для ПМК, но проявлено более контрастно, как это показано на примере Верхнеалиинского месторождения (табл. 5.19).

Поведение золота, серебра, свинца, меди, цинка, ртути в тяжёлых фракциях объединённых проб чётко выявляет зональность в пределах зоны рудных индикаторов и надрудной зоны Ишиканского участка, подчёркивая его блочность, выявляя как бы две субконцентрические зоны (цинк, ртуть, отношения ртуть/серебро, ртуть/мышьяк). Универсальным критерием изменения с глубиной является отношение кобальта к никелю, уменьшающееся в этом направлении в 31 раз (табл. 5.19).

Из приведённых данных следует, что в пределах кварцевых жил распределение рудных элементов зонально как в их поперечных разрезах с максимумами в приконтактовых частях и минимумом в осевой части, в полосчатых (слоистых) жилах, образуя ритмично-повторяющиеся концентрации, так и по падению, возрастая в зонах с высоким содержанием металлов, нередко представляющих собою рудные столбы. Природа их, как уже указывалось, двоякая. В частях жил, где не развиты структуры посткристаллизационного перерождения кварца, зоны с высокими содержаниями рудных элементов образуют замкнутые лентообразные (в проекциях на вертикальную плоскость) поля, локализованные на переходах от областей, близких к выклиниванию или пережиму, к осевым частям жил. Фактически наиболее обогащённым оказывается приконтактовый слой жилы. Линии изоконцентраций в плоскости жилы дают картину субконцентрических зональностей различных порядков - от локальных мест обогащения до отдельных крупных звеньев и жилы в целом. На графиках содержаний эти вариации выражаются в ритмичном волнообразном возрастании или уменьшении с глубиной. Для ЖК жил МЗСФ типичны контрастные изменения, отображающие возрастание концентраций золота, серебра, сурьмы в 10-20 раз до определённых глубин, не превышающих обычно 100-150 м, а затем такое же быстрое уменьшение до 1,5-2 г/т на глубинах 250-300 м (рис. 2.6, 2.16, 2.37, 3.1), а также возрастания с глубиной величины Au/Ag, которая в рудных зонах ~ 1, а в нижнерудных - больше 1.

5.3. Статистические характеристики концентраций рудных элементов как критерии золотого оруденения на глубине

Для решения задачи прогнозирования золотого оруденения на глубине можно использовать данные о геохимической зональности, полученные при разработке методики оценки уровня эрозионного среза. Если известны критерии определения принадлежности зоны минерализации или метасоматоза к надрудной зоне или зоне рудных индикаторов объекта золоторудной формации, то задача решаема. Для решения задачи в самом общем случае необходимо иметь устойчивые признаки. К ним может быть отнесён ряд ассоциирующих химических элементов. При изучении верхних частей золоторудных месторождений, в частности верхнерудных и надрудных зон, а также зон рудных индикаторов, установлено, что для золоторудных формаций важнейшим признаком является присутствие золота в количестве не менее 5–10 кларков (более 0,01 г/т) в зонах рудных индикаторов в ассоциации с типичными его спутниками – серебром, медью, свинцом, ртутью, теллуром, мышьяком или сурьмой (табл. 5.19). Один какой-либо из этих признаков не является определяющим. Необходимо присутствие всех признаков (табл. 5.20).

В собственно надрудных зонах золоторудных месторождений по сравнению с зонами рудных индикаторов концентрации элементов возрастают. При этом градиенты возрастания разных элементов различаются в зависимости от рудноформационной принадлежности ожидаемого месторождения. Это показано на примерах Тасеевского месторождения и Ишиканской зоны.

Таблица 5.19 Изменение с глубиной концентраций элементов-примесей в ТФ ПМК Верхнеалиинского месторождения

Зона		Элемент, статистические характеристики концентраций, г/т																
	(серебр	00		золот)		висму	m		медь			свине	ц		теллур	,
	n	х	σ	n	х	σ	n	х	σ	n	x	σ	n	x	σ	n	х	σ
Надрудная	6	44	34	6	1,6	0,8	5	2	3	5	416	399	5	5800	4087	6	27	0,1
Переходная к рудной	9	34	30	9	7,2	7,6	9	39	63	9	553	967	9	4600	4300	7	87 (100)	-
Рудная: Восточная	35	71	109	35 19	15,6 19,2	11,4 22,5	35	363	1518	35	630	1528	34	2480	3206	18	125	31
Широтная	23	146	200	23 15*	16,9 15,8	10,2 9,2	23	2318	3040	23	3068	2790	23	1740	2142	15	140	21
ПМК, надрудная	59	11	13,5	29	0,14	0,22		-	ē	60	43	40	60	414	393	-	. .	-

Таблица 5.20 Статистические параметры концентраций золота и элементов спутников золоторудной формации в зонах метасоматитов над золоторудными месторождениями (в г/т)

Элемент	Статистический	Bud	минерально	го тела или фр	ракции	
	параметр	Метасоматиты, зоны минерализации	жк пмк	ТФ	ЛФ	Сульфиды
Золото	x	>0,01	0,12	>1,0	≥0,1	>1,0
	σ/x	≥ 1,4	≥2.0	≥1,4	≥1,4	≥1,4
Серебро	x	>0,3	>1,0	>4,0	≥1,0	>5,0
	σ/x	≥0,7	>0,7	>1,5	>0,7	>1,5
Медь	x	>25	>30	>150	>25	2
	σ/x	≥0,7	≥0,7	≥0,7	≥0,4	-
Свинец	х	>8	>6	≥70	>6	2
	σ/x	≥0,4	≥0,4	≥0,7	≥0,4	-
Ртуть	x	≥15 ×10 ⁻⁶	≥15 × 10 ⁻⁶	≥140 × 10 ⁻⁶	≥15 × 10 ⁻⁶	-
	σ/x	≥0,7	≥0,5	≥0,5	≥0,7	-
Ртуть/серебро	-	≥110	5	≥8	-	-
Ртуть/мышьяк	-	≥115	2	≥50	-	-
Кобальт/никель	1=0	≥0,13	≥0,10	≥0,15	-	-
Рубидий	81	≥50 ≥0,5	8 -	-	-	-

Глава 6. Типохимизм околорудноизменённых пород и минералого-геохимическая зональность

6.1. Общие замечания

Одним из важных признаков вероятного оруденения является, как известно, развитие околорудноизменённых пород. Первостепенное значение имеет детальность их изучения, прежде всего на уровне минеральных агрегатов, являющихся основными носителями минералого-геохимической информации о характере и интенсивности рудообразующего процесса.

При изучении типоморфизма и пространственной изменчивости продуктивных минеральных комплексов обращалось внимание на взаимосвязь процессов формирования околорудных изменений во вмещающих породах и становления золотоносных кварцевых жил.

Для многих золоторудных месторождений околорудные метасоматиты достаточно детально описаны.

6.2. Малоглубинная золотосеребряная формация

Наиболее полно изучены околорудно-изменённые породы и их минералого-геохимическая специализация Балейского рудного поля, где В. Д. Пампурой, О. В. Русиновой [Балейское..., 1984], Н. А. Китаевым [1982], В. П. Роговой [1997], нами и другими исследователями установлена зональность, заключающаяся в том, что по мере приближения к поверхности березиты и пропилиты, развитые по вулканитам шадоронской серии, сменяются гидрослюдистыми, монтмориллонитовыми, каолинит-диккитовыми аргиллизитами. Ширина зон околожильных метасоматитов варьирует в зависимости от мощности жил, литологического состава, структурно-текстурных особенностей и других свойств вмещающих пород, а также от глубины от дневной поверхности. Среди рудных минералов в околорудных породах преобладает пирит.

Исследования геохимической специализации пирита околорудноизменённых пород, выполненные Н. А. Китаевым [1982], показали обогащённость его серебром, мышьяком, золотом, сурьмой, свинцом, медью, цинком, кобальтом, никелем, таллием, висмутом. Средние содержания их варьируют в широких пределах (табл. 6.1).

Максимальные концентрации серебра присущи пириту зоны рудных столбов, а мышьяка и сурьмы – верхних половин жил. Максимальные содержания свинца, меди, кобальта характерны для пирита околорудных пород нижних половин жил. Частоты встречаемости золота в пирите и его содержания максимальны для уровня богатого оруденения. Содержание золота и серебра уменьшается также по мере удаления от жил [Балейское..., 1984; Юргенсон, 2003].

Соотношение серебра и золота в пиритах значительно выше, чем во вмещающих их околорудноизменённых породах, что свидетельствует о преимущественном накоплении золота в пирите. В целом распределение пирита с определёнными содержаниями элементов-примесей подчиняется универсальной для Тасеевского месторождения субконцентрической симметричноасимметричной зональности и в общем отражает поведение рудных элементов в кварцевых жилах. Зональность околожильных зон на различных глубинах варьирует (табл. 6.2).

Таблица 6.1 Средние содержания элементов-примесей в пирите (г/т) околорудноизменённых пород [по: Балейское..., 1984]

Горизонт	Число проб	Серебро	Мышьяк	Сурьма	Свинец	Медь	Цинк	Кобальт	Никель
126	24	3	1700	290	20	20	120	13	11
166	20	7	2200	220	40	50	130	11	15
216	14	8	1800	230	70	70	220	18	17
266	46	10	1300	190	90	160	200	34	17
316	16	- 7	1000	150	410	240	140	31	13
366	18	6	1300	150	240	160	140	21	11
416	14	4	1500	210	40	50	160	39	21

Таблица 6.2 Схема зональности околожильных зон на разных уровнях оруденения

Зона, её часть	Внутренняя зона	Внешняя зона	
Надрудная	Халцедоново-кварцево- каолинитово-диккитовая	Кварцево-халцедоново- каолинитово-монтмориллонитово- селадонитовая	
Верхнерудная	Кварцево-каолинитовая	Кварцево-гидрослюдистая	
Рудная	Кварцево-гидрослюдисто- монтмориллонитовая	Кварцево-тосудитово- гидрослюдистая	
Нижнерудная	Кварцево-гидрослюдистая	Хлоритовая с гидрослюдой	

Особенности околорудно-изменённых пород и гейзеритов в надрудной зоне рассмотрены выше.

К геохимическим особенностям околорудноизменённых пород Балейского рудного поля, как указывалось выше, относится обогащённость их не только элементами-индикаторами золоторудного процесса, но и их цезий-литиевая специализация. Однозначно установлено, что в полях разновозрастных площадных и трещинных зон гипергенной аргиллизации (кор выветривания) развиты узкие зоны, обогащённые литием и цезием. Это связано с общей обогащённостью МС редкими щелочными металлами, в процессе эволюции которых образуются золотоносные кварцевые жилы МЗСФ.

В зонах околожильных изменений, особенно верхнерудных и надрудных зон, по направлению к ним возрастает калинатровое отношение (с 2–13 до 20–70) и содержание лития и цезия. Последний коррелирует с калием. Пределы вариации отношения К/Nа для глинистых фракций коры выветривания составляют 0,5–5,0, а зон гидротермальной аргиллизации – 2–48 (т. е. в 4–10 раз больше). Важным показателем наличия гидротермальной аргиллизации является величина (Li/Cs): (K/Na). Для глинистых минералов зон гидротермальной аргиллизации она находится в пределах 0,07–17, а в корах выветривания 5–3000 [Пампура и др., 1969; Балейское..., 1984].

Геохимия околорудных пород Балейского рудного поля является предметом внимания многих специалистов. Наиболее значительны результаты работ Н. А. Китаева [1967] и Р. В. Грабеклиса [1991]. Ими установлено, что основными элементами-индикаторами золотосеребряного оруденения по первичным ореолам являются золото, серебро и сурьма. В околорудном пространстве в аномальных концентрациях присутствуют также свинец, цинк, медь, ртуть и, в какой-то мере, молибден, олово и вольфрам, не образующие устойчивых концентраций. Ореолы этих элементов

по контрастности и размерам уступают ореолам золота, серебра и сурьмы. Все контрастные ореолы совпадают с рудоконтролирующими структурами. Содержание золота в ореолах везде выше 0,01 г/т. В вертикальном сечении ширина ореолов составляет 40–60 м, иногда достигая 150–200 м. Максимальные концентрации элементов-примесей совмещены с зонами интенсивного окварцевания. Это же относится и к золоту (1,0 г/т и выше). Со стороны висячего бока жил ореолы шире, что свидетельствует об образовании ореола синхронно с образованием жилы. Ореолы серебра и мышьяка менее контрастны по сравнению с золотом, но хорошо согласуются по форме. Это также указывает на синхронность их образования. Ореолы серебра слабо дифференцированы. С золотом пространственно ассоциирует также сурьма, а с последней – мышьяк. При этом смещены не только поля в целом, но и их максимумы (сурьма – до 0,03 %, мышьяк – до 1 %). Медь, свинец, олово, молибден, цинк, вольфрам ведут себя так же, но образуют неконтрастные и широкие ореолы, соответствующие общей ширине ореольной зоны. Олово более всего согласуется с серебром, что указывает на возможные общие для них минеральные формы в ореолах.

Для крутопадающих рудных зон Н. А. Китаевым в 1967 г. установлено, что над рудными телами ореолы мышьяка, сурьмы и меди имеют форму «шапки», в верхних частях которой наблюдается также замыкание ореолов серебра. Для пологозалегающих рудных зон в верхнерудных сечениях развиты преобладающие ореолы серебра и мышьяка, а в нижнерудных — вольфрама, свинца и молибдена. При этом ореолы ртути всегда занимают верхне- и надрудное положение. В целом осевая зональность по Н. А. Китаеву характеризуется рядом: свинец — золото — мышьяк — сурьма — медь — ртуть.

В целом для околорудноизменённых пород Балейского рудного поля типохимической является следующая элементная ассоциация: золото, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть. Особенностью их является также контрастность ореолов щелочных элементов группы калия (калий, литий, цезий, рубидий, рис. 4.3).

В надрудных уровнях преимущественно развиты ореолы мышьяка, сурьмы, ртути с обязательным одновременным присутствием золота и серебра в концентрациях более 0,05 г/т, а в кварцево-халцедоновых образованиях – более 0,1 г/т. Околорудноизменённые породы нижнерудных и надрудных зон характеризуются содержаниями молибдена, вольфрама и висмута более 1–2 г/т. Эти же особенности характерны и для околорудноизменённых пород других МЗСФ, но вместо цезия там может быть развит рубидий, характерный также и для надрудных зон месторождений среднеглубинных формаций [Юргенсон, 2011].

Для некоторых МЗСФ, например Карамкенского, олово является типичным и важным компонентом околорудных пород верхнерудных зон. А для Многовершинного такую роль играет молибден. Поэтому формула расчёта коэффициента зональности с Sn × Mo в знаменателе не может быть использована в качестве универсальной для МЗСФ. Она правомерна только для Тасеевского месторождения. Наиболее приемлема формула расчёта Р. В. Грабеклиса и др. [1982]:

$$\frac{Au \times Ag \times As}{Cu \times Pb \times Zn}.$$

Рассчитанный Р. В. Грабеклисом по ней K_3 для надрудной зоны Тасеевского месторождения составляет 0,01–10,0, а для рудной – 10 - n × 1000, хотя для надёжности перекрытия этого не должно быть. С учётом особенностей МЗСФ Северо-Востока РФ группой сотрудников ЦНИГРИ [Методика..., 1989] для расчёта K_3 предложена формула (мышьяк × сурьма) / (золото × серебро). Она пригодна лишь для расчёта K_3 надрудных зон, где максимально содержание мышьяка и сурьмы и минимально – золота и серебра. С глубиной в связи с уменьшением содержаний мышьяка и сурьмы и возрастанием золота и серебра контрастность K_3 будет сглаживаться.

6.3. Среднеглубинная формация

6.3.1. Малосульфидная золотокварцевая формация

Основная масса месторождений этой формации представлена кварцевыми жилами и кварцевожильными зонами, сопровождающимися дайковым комплексом, локализованными в песчанико-сланцевых толщах.

В зависимости от глубин становления верхних частей жил, протяжённых по вертикали на 700 и более метров зональность околорудноизменённых пород варьирует.

Например, для Токурского и Нежданинского месторождений, верхние части которых характеризуются типоморфными признаками нижних частей малоглубинных объектов, типичны пиритово (арсенопирито)-карбонатно-кварцево-гидрослюдистые метасоматиты, имеющие сходство с кварцево-гидрослюдистыми метасоматитами нижнерудных частей МЗСФ. Отличие их заключается в развитии альбита и слабо упорядоченного калинатрового полевого шпата. Эти специфические аргиллизиты имеют много общего с березитами и пропилитами, но в отличие от них вместо типичных слюд содержат иллит и другие гидрослюды. С глубиной они переходят в типичные березиты, отличающиеся наличием наряду с пиритом также и арсенопирита. Мощность зон окварцевания и сульфидизации на Токурском месторождении достигает в зависимости от мощности конкретного участка жилы от 20 см до 10 м. Околорудноизменённые породы содержат до 10 г/т золота. Зоны окварцевания и сульфидизации на Нежданинском месторождении имеют мощность до 10–15 м и более. Для надрудных зон всех изучавшихся месторождений характерно обилие мышьяка в форме арсенопирита по мере движения сверху вниз в пределах рудных зон. В нижнерудных зонах они вновь уменьшаются. Арсенопирит уступает место пириту, а затем – и пирротину. В надрудных ореолах преобладают мышьяк, цинк, свинец, медь.

6.3.2. Золотосульфидно-кварцевая формация

Вмещающими для жил этой формации, за редким исключением, являются магматические породы. Для месторождений этой формации характерна полная вертикальная зональность околорудноизменённых пород. В надрудных частях это зоны специфических кварцево-гидрослюдисто-хлоритовых аргиллизитов с пиритом и арсенопиритом, переходящих на уровне рудных зон в пиритово-хлоритово-слюдистые пропилиты и слюдиты, затем — в березиты и биотитовые слюдиты. Характерной чертой околорудноизменённых пород является обогащённость их рубидием, как это было показано выше (гл. 2) для жильного кварца, что связано с общим для всех месторождений золота развитием калиевого околожильного метасоматоза. В зависимости от глубины от дневной поверхности, геохимической специализации рудно-магматической системы, минерального и химического состава вмещающих пород минеральные формы калия и сопутствующих ему рубидия, лития и цезия варьируют.

Для золотомолибденовых месторождений типично развитие калиевого полевого шпата, нередко плохо упорядоченного, для золотошеелитовых — образование биотитов. Для собственно золоторудных месторождений золотосульфидно-кварцевой формации характерны как биотитизация, так и калишпатизация, нередко сопровождающиеся турмалином. При этом интенсивность развития калишпатизации и турмалинизации возрастает по мере перехода месторождений от собственно золоторудных к золотомолибденовым. На фоне общего возрастания роли этих процессов для золотомолибденовых характерна большая интенсивность калишпатизации по сравнению с турмалинизацией.

Калишпатизация предшествует выделению рудных минералов в околожильном пространстве и развивается как в процессе диффузного обмена в массе горных пород, так и кристаллизации в виде прожилков, жил и гнёзд. Наблюдается теснейшая ассоциация пирита, халькопирита и молибденита с калиевым полевым шпатом (Среднеголготайское, Давендинское, Алексеевское, некоторые жилы Шахтаминского и др.). Этот же процесс наблюдается в околожильном пространстве и в приконтактовых частях жил месторождений золотокварцево-сульфидной формации (Ключевское, жилы Искра, Женевская, Эповская и др. Дарасунского поля).

Процесс калишпатизации предположительно связывается с формированием субщелочных гранит-порфиров, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров. Для молибденсодержащих собственно золоторудных месторождений калишпатизация наиболее ярко проявлена там, где в пределах рудных полей развиты дайки гибридных лампрофиров (Среднеголготайское, Амурская дайка и др.), монцонит-порфиров (Верхнеалиинское). Особенность полевого шпата в этих дайках – присутствие в нём сульфидов, что может указывать как на прямые генетические связи оруденения с этим комплексом пород, так и на возможность формирования сульфидов из расплавов или надкритических водосиликатных флюидов. Пирит в околорудноизменённых полевошпатовых метасоматитах является одним из носителей рудных элементов, создающих геохимические эндогенные ореолы. Кроме этого развиты и их субмикроскопические фазы.

Биотитизация широко развита в околорудноизменённых породах месторождений золотокварцевой (Мурунтау, Любавинское), золотосульфидно-кварцевой (золотомолибденитововисмутиново-тетрадимитово-пиритово-халькопиритово-арсенопиритово-кварцевого например, Среднеголготайское; золотохалькопиритово-арсенопиритово-пиритово-кварцевого, например, Верхнеалиинское; золотовисмутитово-тетрадимитово-шеелитово-арсенопиритовокварцевого (Казаковское). Она, как и калишпатизация, одновременна с оруденением, связана с процессом ороговикования и накладывается на него. Одним из показателей связи этих биотитов с оруденением являются линейные зоны их развития, пространственно совмещённые с рудными телами и образующие ореол непосредственно околорудных пород. Другим показателем связи биотитов и оруденения являются повышенные концентрации рудных элементов как в биотититах, так и в биотитах. На Среднеголготайском месторождении в биотититах установлены повышенные концентрации золота, висмута, меди; биотититы Талатуйского месторождения обогащены золотом и медью и т. д. Зоны биотититов при наложении относительно низкотемпературных процессов подвергаются хлоритизации, аргиллизации с образованием фазы гидробиотита, иллита или селадонита и захватом железа в форме пирита или арсенопирита. При этом основная масса калия, лития и рубидия фиксируется в гидрослюде, а халькофильные элементы концентрируются в сульфидах, прежде всего в пирите и арсенопирите, устойчивых в этих условиях.

Турмалинизация широко развита на золоторудных месторождениях. Наличие турмалина в кварцевых жилах считалось одним из важнейших признаков рудоносности, и выделялся собственно кварц-турмалиновый тип золоторудных жил. В настоящее время эти представления имеют лишь исторический интерес. Тем не менее, сочетание турмалинизации с окварцеванием, биотитизацией и развитием сульфидов имеет определённое значение при поисках рудных месторождений, а место турмалина в последовательно образованных минеральных агрегатах как в жилах, так и в околорудных породах, его геохимическая специализация имеют значение для понимания места и роли бора в эволюции рудно-магматических систем и как возможный критерий рудоносности.

Турмалины золоторудных месторождений отличаются повышенными концентрациями серебра (0,6 г/т при $\sigma/x \sim 1$), висмута (x = 4 г/т при $\sigma/x \sim 2$), свинца (x = 9 г/т при $\sigma/x \sim 0.5$).

6.3.3. Золотокварцево-сульфидная формация

Рудные тела месторождений рассматриваемой формации развиты исключительно в зонах сочленения глубокометаморфизованных основных магматических пород (амфиболиты и их изменённые аналоги) и субщелочных кислых пород – граносиенитов, фельзитов со щелочным уклоном и др.

В связи с этим в зонах влияния рудных тел образуются листвениты и березиты, в верхнерудных зонах переходящие в специфические зеленоватые иллит- и селадонитсодержащие аргиллизиты, неотъемлемой составной частью которых являются мангананкериты, манганкальциты и сульфиды. Среди последних в зависимости от геохимической специализации минералообразующей системы преобладают либо пирит, либо арсенопирит. С глубиной эти метасоматиты переходят в нормальные березиты или листвениты в зависимости от преобладания кислых или основных вмещающих пород. Особенностью их является высокое содержание калия и, соответственно, калинатровое отношение более 1.

6.3.4. Некоторые индикаторные числа

Концентрации элементов-примесей в околожильном пространстве среднеглубинных формаций изучались для жил Дарасунского и Верхнеалиинского месторождений. Оказалось, что сами по себе полученные числа хотя и отражают изменения с глубиной концентраций таких элементов, как золото, серебро, мышьяк, сурьма, медь, свинец, цинк, кобальт, никель, и в принципе можно по ним выделить принадлежность изучаемого объекта к надрудной зоне, но они оказываются невыразительными, недостаточно контрастными. Поэтому были предприняты расчёты отношений концентраций в ПМК и эндогенных ореолах ядерной части. А для надрудных зон отдельно рассчитаны концентрации в прожилках жильных зон или зон прожилкования и изменённых вмещающих пород. Эти данные приведены в табл. 6.3.

Индикаторные соотношения концентраций элементов-примесей в ПМК и околорудноизменённых породах и изменение их с глубиной

Месторождение	Зона, её часть	Элемент и соотношение							
		висмут	цинк	медь	сурьма	кобальт			
	Надрудная, рудных индикаторов	7,0	1,9	1,1	4,9	0,8			
Дарасунское	Надрудная верхнерудная	1,7	2,7	1,2	1,0	0,8			
	Рудная	158	6,5	35	9,7	9,2			
	Нижнерудная	10	12,6	12,7	1,2	3,0			
Верхнеалиинское, Восточная зона	Рудных индикаторов	1,9	1,5	0,9	4,3	0,9			
	Надрудная	0,9	2,8	0,9	2,4	1,0			
	Рудная	8,4	5,0	11,5	2,7	15,3			
Широтная зона	Рудная	37,4	4,0	3,0	4,0	9,2			

Видно, что достаточно контрастно выделяются надрудные зоны по сравнению с рудными. Как и везде — даже в этих числах, являющихся показателями меры миграции рудных элементов из МС во вмещающие породы, совершенно отчётливо проявлена субконцентрическая зональность, если изучена подрудная зона. Полученные числа, если провести дополнительные исследования, могут стать критериями оценки вероятного оруденения на глубине по соотношению концентраций элементов-примесей в ореольном пространстве и ПМК в надрудных зонах. Можно использовать данные по висмуту (0,9-7,0), цинку (1,5-1,9), меди (0,9-1,1), сурьме (4,3-4,9), кобальту (0,8-1,0), как это видно из табл. 6.3.

Характерно, что для большинства элементов типично накопление их в жилах при минимальном выходе в боковые породы. Это связано с тем, что формирование высокопродуктивных отрезков жил происходит в условиях относительно небольших градиентов физико-химических параметров МС и вмещающей среды, когда наступает динамическое равновесие. В тех случаях, когда изучали значительный вертикальный отрезок жилы (например, Эповской на интервале 107–717 м) с захватом надрудных, рудных и нижнерудных их частей, всегда отмечалась симметрично-асимметричная зональность, выражающаяся также и в соотношениях концентраций элементов в жиле и околожильном пространстве, на что уже обращалось внимание. Конечно, часть элементов, например цинк, имеют тенденцию к уменьшению доли, выходящей в ореольное пространство и в нижнерудной зоне. Однако, можно полагать, что в надрудной эта тенденция изменится.

Для тех же рудных тел была предпринята попытка расчёта мультипликативных коэффициентов A, B, C и D, приведённых в гл. 5 (табл. 5.14). Величины этих коэффициентов значительно меньше, чем соответствующих им для ПМК. Тем не менее, они вполне могут быть использованы для оценки наличия на глубине золотого оруденения, по крайней мере золотосульфидно-кварцевой (подобно Верхнеалиинскому) и золотокварцево-сульфидной формаций (Дарасунский тип). Критериями для оценки в комплексе могут быть величины (табл. 6.4):

$$-A - 8.2 \times 10^6 - 43 \times 10^6$$
;

$$-B - 0.16 \times 10^5 - 0.99 \times 10^5$$
;

$$-D - 0.08 - 0.81$$
.

При этом нижнерудные зоны, имея сходство по D (0,09), B (0,14 × 10 5), чётко (более чем на порядок) отличаются по признаку C (5544).

⁻C - 115 - 432;

Зона, её часть		Коэффи	Месторождения		
	A	В	C	D	
Надрудная, рудных индикаторов	22,9 × 10 ⁶	0,52 × 10 ⁵	432	0,08	Верхнеалиинское, Восточная зона
Надрудная	43 × 10 ⁶	$0,16 \times 10^{5}$	115	0,28	То же
То же	8,2 × 10 ⁶	0,99 ×10 ⁵	200	0,08	Дарасунское
Надрудная, Верхнерудная	74,6 × 10 ⁶	0,23 × 10 ⁵	342	0,81	Дарасунское
Рудная	3,3 ×10 ¹²	4,8 × 10 ⁵	48	9,0	Верхнеалиинское, Восточная зона
	$6,6 \times 10^{7}$	0,46 × 10 ⁵	204	3,7	Дарасунское
Нижнерудная	$10,5 \times 10^7$	$0,14 \times 10^{5}$	5544	0,09	Дарасунское

Для Дарасунского месторождения из значительного числа соотношений концентраций элементов-примесей с ореольном пространстве ядерной зоны контрастно изменяются с глубиной числа соотношений медь/серебро (надрудная в 4,5 раз больше рудной), свинец/висмут (надрудная в 8 раз больше рудной и 6,6 раз — нижнерудной), цинк/кобальт (надрудная в 6 раз больше рудной и в 34 раза — нижнерудной, свинец/никель (надрудная в 6 раз больше нижнерудной и в 3,5 раза больше рудной). При этом для первого соотношения совершенно отчётлива субконцентрическая зональность, а для третьего (цинк/кобальт) и четвёртого (свинец/никель) — однонаправленная, обусловленная поведением никеля и кобальта (табл. 6.5).

Таблица 6.5 Изменение с глубиной соотношений некоторых элементов в околорудных породах Дарасунского месторождения

Зона, её часть	Соотношения									
	медь/серебро	свинец/цинк	цинк/кобальт	свинец/никель						
Надрудная, рудных индикаторов	72	73	68	7,3						
Надрудная, Верхнерудная	28	22	10	7,2						
Рудная	16	9	11	2,1						
Нижнерудная	85	11	2,1	1,2						

 $\it Tаблица~6.6$ Изменение с глубиной некоторых мультипликативных коэффициентов, Дарасунское месторождение

Зона, её часть	Произведения соотношений									
	медь <u>цинк</u> серебро × <u>цинк</u>	медь <u>свинец</u> серебро × свинец	$\frac{\textit{медь}}{\textit{серебро}} \times \frac{\textit{свинец}}{\textit{никель}}$							
Надрудная, рудных индикаторов	4896	5256	526							
Надрудная, Верхнерудная	280	616	211							
Рудная	176	144	34							
Нижнерудная	178	935	71							

Ещё более контрастно изменяются произведения отношений, представленных в табл. 6.6. Для оценки принадлежность ореольного подсечения к определённой части рудоносной структуры целесообразно использовать произведение отношений (медь/серебро) \times (свинец \times висмут), которое в 36,5 раз больше для надрудной зоны по сравнению с рудной и в 5,6 – по сравнению с нижнерудной.

Приведённые первые, далеко не полные результаты сравнительного изучения ПМК и эндогенных ореолов, непосредственно связанных с формированием золоторудных жил, однозначно свидетельствуют о плодотворности выбранного направления НИР по разработке критериев глубинных поисков на основе выявления и использования их типоморфных признаков.

Глава 7. О типохимизме эндогенных ореолов и возможных критериях связи с ними промышленного оруденения

7.1. Замечания к геохимической классификации

По данным работ, проведённых производственными партиями [Геохимические методы, 1973; Григоров, 1990; Григорян, 1987; Григорян и др., 1983; Мельцер, 1992; Научные основы..., 1970; Рафаилович, 1992 и др.]; (Р. А. Баумштейн и др., 1979 г.; И. В. Гольдмахер и др., 1991 г.) установлено, что рудно-формационная принадлежность объекта в геохимических полях адекватно не отображается. Поэтому, используя лишь геохимические данные – набор главных, профилирующих элементов-индикаторов геохимического поля, – для Восточного Забайкалья составлена классификация золоторудных месторождений, включающая шесть главных «минерально-геохимических типов» (Баумштейн и др., 1979 г.; Гольдмахер, 1991 г. и др.): а) золотомедные; б) золотосурьмяные; в) золотополиметаллические; г) золотомышьяковые; д) золотовольфрамовые.

Они соотнесены с определёнными золоторудными месторождениями или их группами, например, Дарасунский, Новоширокинский, Ушмунский типы, либо по отдельным месторождениям, например, Карийское, Талатуйское, Балейское и т. д. У разных авторов для одних и тех же объектов даются различные элементы, данные по концентрациям которых используются в расчётах коэффициента зональности (K_2) .

Например, для Балейского рудного района и месторождения Б. М. Васильев [1983] даёт:

- сурьма × свинец / медь × серебро;
- сурьма \times свинец \times цинк / серебро \times медь \times олово;
- молибден × висмут / свинец × олово;
- вольфрам × молибден × висмут/свинец × цинк × сурьма.

Для Балейского месторождения (Р. В. Грабеклис и др., 1982 г.) приводят: золото \times серебро \times мышьяк/медь \times свинец \times цинк.

Для него же (Карелин и др., 1992 г.) – для ядерной зоны – золото \times мышьяк \times сурьма/ кобальт \times никель \times молибден.

Для Дарасунского типа (Баумштейн и др., 1979 г.): свинец \times мышьяк \times цинк / кобальт \times молибден \times олово. У В. А. Шимановского (1988 г.): серебро \times мышьяк \times свинец \times цинк / медь² \times висмут².

Очевидна недостаточная разработанность приведённой классификации. Она связана, прежде всего, с явлением конвергентности химического состава эндогенных ореолов и сложностью их интерпретации при использовании чисто геохимического подхода, а также отсутствием надёжных количественных классификационных критериев.

7.2. О типохимических элементных ассоциациях и вертикальной зональности эндогенных ореолов

В результате многолетних геохимических исследований, выполненных указанными выше авторами для надрудных и подрудных зон золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, выделяются ассоциации химических элементов, представленные в табл. 7.1.

Вертикальная геохимическая зональность для всех шести минерально-геохимических типов месторождений отображается тремя разновидностями K_3 :

$$K_{3}^{-1} = \frac{\text{серебро} \times \text{ цинк} \times \text{мышьяк}}{\text{олово} \times \text{медь} \times \text{молибден}};$$

$$K_{3}^{-2} = \frac{\text{свинец} \times \text{серебро} \times \text{мышьяк}}{\text{медь} \times \text{молибден} \times \text{никель};};$$

$$K_{3}^{-1} = \frac{\text{свинец} \times \text{серебро} \times \text{цинк} \times \text{мышьяк}}{\text{олово} \times \text{медь} \times \text{молибден} \times \text{вольфрам}}.$$

 Таблица 7.1

 Типохимические ассоциации элементов в ореолах надрудных и подрудных золоторудных месторождений

Геохимический тип месторождения	Ассоциации элементов Зона			
	Мышьяково-сурьмяный	Сурьма, мышьяк, серебро, золото	Сурьма, мышьяк, серебро, золото	Золото, вольфрам, молибден
Золотополиметаллический	Цинк, серебро, сурьма, золото, мышьяк		Медь, золото, серебро; золото, серебро	
Золотомышьяково- полиметаллический	Свинец, цинк, золото, серебро	Цинк, мышьяк, серебро	Золото, серебро; золото, молибден, вольфрам, олово	Молибден, вольфрам, олово
Золотомышьяковый с висмутом	Сурьма, цинк	Серебро, золото	Медь, золото, серебро; серебро, золото	Медь, молибден, висмут, никель
Золотомедный	Золото, олово, медь, цинк, свинец	Золото, серебро		
Золотовольфрамовый	Свинец, серебро, золото, вольфрам, мышьяк	Золото, серебро; золото, литий	Литий, золото, вольфрам, медь, никель	

Наиболее информативен К $_{3}^{1}$, который для выделенных 6 минерально-геохимических типов золоторудных месторождений варьирует следующим образом (табл. 7.2).

Тип месторождения	K_{j}^{I}		
Золотосурьмяные, золотополиметаллические	900–170500000		
Золотомышьяково-полиметаллические	8,5-20000		
Золотомышьяковые	0,8-10000		
Золотомедные	0,05-800		
Золотовольфрамовые	0,02-25		

Очевидно перекрытие К $_3^1$ всех типов, что свидетельствует об отсутствии существенного критерия классификации, хотя все золотосурьмяные и золотомышьяковые месторождения на порядок отличаются от золотомедных и золотовольфрамовых. Тем не менее, очевидно, что необходим другой, в частности, рудно-формационный подход.

Кроме того, использование приведённых выше K_3 , где в знаменателе находятся элементы, не типичные даже для нижнерудных зон МЗСФ (медь, олово, молибден, вольфрам), вызывает сомнение. А использование меди и олова, которые в равной мере могут присутствовать в составе сульфидов в рудных и нижних рудных частях жил, а в виде сульфосолей – на верхних горизонтах, далеко не всегда оправдано и недостаточно обосновано.

В этом отношении интересны соотношения по вертикали золотополиметаллической геохимической ассоциации в пределах Итакинского рудного узла. На Малеевском участке (Гольдмахер, 1882 г.) РФА, характерные для Сурьмяной Горки, отсутствуют, а типоморфные ассоциации участка Малеевский в пределах Главной жильной зоны Сурьмяной Горки присутствуют. При этом считается, что эта золотополиметаллическая ассоциация, развитая на Малеевском участке, соответствует таковой нижних горизонтов Сурьмяной Горки.

На основе использования численных критериев глубинности однозначно установлено, что кварцево-жильный рудоносный минеральный комплекс Малеевского участка образовался на меньших глубинах, чем Сурьмяной горки. Поэтому золотополиметаллическая ассоциация этого участка никак не может соответствовать нижним горизонтам Сурьмяной горки. Золотополиметаллические ассоциации являются признаком геохимической специализации, а не глубины формирования, и типичны, если они сульфосольные, для верхних горизонтов, а сульфидные – для всех, в зависимости от режима серы, сурьмы и мышьяка. При этом даже ассоциация с ними меди и серебра может указывать на развитие сульфосолей. Только минеральные формы, например медь в халькопирите, свинец и цинк в сульфидах, могут быть показателями относительной глубинности. А сама по себе ассоциированность этих элементов далеко не всегда может быть использована для определения принадлежности к той или иной части рудной зоны или жилы. Это же относится и к висмуту, который считается элементом относительно глубоких частей геохимических полей. Если висмут связан преимущественно с минералами группы тетрадимита или сульфоантимонитами, он показатель верхних половин рудных зон, а если – с висмутином – нижних, а иногда – и подрудных.

Ярчайшим примером в этом отношении является сочетание приподнятого блока горы Кафтанихи в пределах Среднеголготайского рудного поля, как установлено нами в 1968 г., где весь висмут связан с висмутином, и в ассоциации с ним нет ни золота, ни теллура, типичных для всего золоторудного процесса на этом месторождении с относительно опущенными блоками, содержащими промышленное золото в ассоциации с тетрадимитом, жозеитом и другими минералами теллура и висмута [Юргенсон и др., 1979].

Кроме того, концентрация и распределение в пространстве жил или жильных зон тех или иных элементов зависит от геохимической специализации продуктов разных стадий формирования месторождения.

7.3. О минералого-геохимических критериях рудно-формационной типизации золоторудных месторождений и связанных с ними эндогенных ореолов при глубинных поисках

Приведённая в гл. 1 (табл. 1.1), базовая рудно-формационная типизация разработана с использованием критериев, учитывающих следующие признаки: геолого-структурную позицию, меру связи с магматизмом, фацию глубинности, минеральный тип [Юргенсон, 2003].

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о том, что единой геохимической классификации золоторудных месторождений ещё не разработано. Это связано, на наш взгляд, с тем, что химический элемент в геологических процессах не является основным носителем информации о становлении рудно-магматических систем. Главным носителем минерало- и рудогенетической информации является минеральный уровень организации химических элементов, а структуры геохимических полей имеют минеральную природу.

Следовательно, для рациональной типизации геохимических полей, установления их структуры (пространственного распределения ассоциаций химических элементов и их концентраций) необходим минералого-геохимический подход. Он заключается, как известно, в па-

раллельном изучении геохимических полей геохимическими и минералогическими методами. Именно такой подход даёт возможность разработать рудно-формационную типизацию рудных месторождений и соответствующих им геохимических полей.

Для этого необходима разработка единой методики, включающей использование принципов обработки геохимических данных (факторный анализ, расчёт геохимических формул, коэффициентов зональности, концентрированности и интенсивности оруденения и т. д.) эндогенных ореолов рассеяния, соотнесённых с объективно существующими телами определённых уровней организации вещества (ПМК, ЖК, околорудоизменённые породы, раздельное изучение жильного и породного материала). Элементы такого подхода были использованы, например, В. И. Баумштейн при изучении зон прожилкования редкометалльно-вольфрам-молибденового Булуктаевского месторождения в Бурятии.

Для того чтобы выделенные элементные ассоциации действительно стали типохимическими, необходимо найти для них количественные признаки в виде обобщённых коэффициентов или показателей. Эти показатели должны быть среднестатистическими параметрами, например, среднее отношений или среднее произведений, обязательно характеризующееся и стандартным отклонением. Только в этом случае, выбрав один из типичных объектов определённой рудной формации за эталонный, можно сравнить с ним все остальные, используя индекс близости к эталону, применяемый в типоморфическом анализе [Юргенсон, 1997]. Даже в этом случае для получения объективных численных данных для сравнения известных объектов предварительно необходимо провести их рудно-формационную типизацию на основе известных общегеологических, минералого-геохимических признаков, а также типоморфизма минеральных тел.

Используя имеющуюся базу геохимических данных, необходимо рассчитать стастистические характеристики концентраций рудообразующих элементов для основных составных частей геохимических полей известных промышленных месторождений, определённых рудных формаций, вычислив зоны: надрудных метасоматитов, прожилковой минерализации (окварцевание, сульфидизация, карбонитизация), околорудноизменённых пород надрудных частей кварцево-жильных зон, верхнерудных, рудных и подрудных зон, сопоставив их с такими же характеристиками жильного или рудного материала (ПМК или ЖК), полученного нами в процессе выполнения НИР по соответствующим темам в 1980—1996 гг. Этот приём позволяет получить надёжные и однозначные критерии взаимосвязи характеристик эндогенных геохимических ореолов и соответствующих им отрезков жил или жильных зон, содержащих концентрации рудных элементов, имеющих или не имеющих отношение к промышленному оруденению в месторождениях определённых рудных формаций.

Имея статистические характеристики ПМК и ЖК определённых частей промышленных месторождений определенных рудных формаций и соответствующих им эндогенных ореолов, можно получить объективные минералого-геохимические критерии глубинных поисков промышленных месторождений конкретных рудных формаций.

Глава 8. Об основных принципах минералого-геохимической методики и технологии глубинных поисков и оценки не выходящего на дневную поверхность эндогенного золотосеребряного оруденения

8.1. Общие положения

Весь изложенный выше материал показывает, что для успешного прогнозирования и поисков слепых рудных тел и их сообществ необходим подход, включающий как данные, характеризующие геодинамические, геолого-структурные, литолого-петрографические и другие факторы вмещающей среды, так и минералого-геохимические критерии развития рудного процесса на разных уровнях его организации — от рудного узла до рудного тела.

На примере Балейского рудного узла С. П. Карелиным и др. [1992] разработан методический подход глубинных поисков месторождений балейского типа на основе постепенного приближения от рудного узла через рудное поле к рудному телу, который, к сожалению, не проверен практикой. Во всяком случае, использование этого подхода при поисках месторождения балейскоого типа в пределах Куниканской площади не привело к открытию промышленного золотого оруденения.

Если рудный узел выявляется и идентифицируется посредством общегеологических критериев, аномальных геофизических и геохимических полей, то рудное поле отличает набор структурированных контрастных геохимических и геофизических аномалий, сопровождающих поля надрудных зон минерализации.

Рекомендуемая методика глубинных поисков касается той части прогнозно-поискового комплекса, когда выявлены геохимические и геофизические аномалии, соотносящиеся с зонами аргиллизации, окварцевания, карбонитизации, сульфидизации и др. Задача заключается в том, чтобы определить принадлежность их к слепому золотому оруденению.

В основу решения задачи положена обобщённая модель рудообразующей системы, включающей элементарные рудные тела (жилы, жильные зоны и др.), описанные выше (гл. 2, 3). В связи с тем, что обычно образуется несколько элементарных рудных тел, составляющих их сообщества в виде рудных месторождений, рудных полей, связанных единством эндогенного источника рудообразующих флюидов, формируется единое дискретное геохимическое поле, отображающее весь процесс становления конкретного рудного поля. Вероятность его идентификации на общем геохимическом фоне достаточно велика. И в первом приближении достаточно зафиксировать отдельные части и по ним выявить всё поле, если оно отображается в выходящих на дневную поверхность около- или надрудноизменённых породах.

Если по гоехимическим и геофизическим данным, подкреплённым картированием гидротермально изменённых пород, удаётся ограничить площадь предполагаемого рудного поля, следует определить принадлежность частных геохимических аномалий и отображённых ими зон гидротермально-изменённых пород к надрудным зонам месторождений золота, определить их формационную принадлежность, минеральный тип, фацию глубинности и на основе индекса близости к эталону выбрать для детализации наиболее перспективные.

8.2. Определение принадлежности к золоторудной формации

8.2.1. Методологический подход

На основе рассмотренных выше типормофных признаков и критериев принадлежности зон гидротермально или околорудноизменённых пород и связанных с ними геохимических аномалий по первичным эндогенным ореолам к определённым частям рудных тел золоторудных месторождений предлагается следующая схема минералого-геохимической методики и технологии глубинных поисков не выходящего на дневную поверхность (слепого) золотого оруденения:

- среди множества участков, характеризующихся по данным геолого-съёмочных, геохимических и геофизических работ наличием факторов локализации золоторудных месторождений, выбираются наиболее перспективные;
- используя K_3 , оценивается принадлежность эндогенной аномалии по первичным ореолам к одному из минерально-геохимических типов; если известны статистические характеристики этих эндогенных ореолов, на основе индекса близости к эталону определяется принадлежность аномалии к золоторудной формации;
- для решения задачи связи данной эндогенной геохимической аномалии с золоторудным объектом на основе анализа результатов геолого-съёмочных работ в пределах оцениваемой аномалии определяется участок с развитеим выходов на дневную поверхность коренных обнажений, элювиально-делювиальных свалов, развалов, либо в плотиках россыпей, либо вскрытых поверхностными горными выработками или буровыми скважинами фрагментов ЖК, сульфидизированных либо окварцованных горных пород;
- на местности производится поиск выходов ЖК или зон аргиллизации, карбонатизации, окварцевания, сульфидизации и др., отбор образцов, количество которых должно позволить выполнить обработку аналитических данных методами матстатистики (20–33 шт.);
- проводится минералого-геохимическое изучение отобранной совокупности проб, позволяющее выявить признаки для отнесения их к определённой части рудного месторождения на основе использования критических величин признаков ПМК, ЖК, его ЛФ (структурно-текстурные особенности, минеральный и элементный состав) и ТФ, свойств и типоморфных признаков парагенных минералов, комплексного типохимического критерия; определяется принадлежность объекта к определённой формации;
- определяется принадлежность возможного месторождения к конкретной фации глубинности;
- на основе имеющихся данных изучения минерального состава, типохимических критериев определяется минеральный тип;
- оценивается принадлежность объекта к надрудной либо подрудной зоне месторождения золота;
- если не установлено, что объект соотносится с подрудной зоной, то, используя индекс близости к эталону, оцениваются его вероятные масштабы и возможная промышленная значимость;
 - весь материал обобщается, и выдаются рекомендации о целесообразности и направлениях ГРР.

8.2.2. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации

Существенное значение имеют только типохимические признаки, связанные с основным видом оруденения. В табл. 8.1 приведены совокупности усреднённых критических величин концентраций элементов примесей в ПМК, позволяющие однозначно и уверенно отнести его к определённой золоторудной формации. В общем случае для отнесения какого-либо объекта к золоторудной формации достаточно обнаружения в ПМК или надрудной зоне концентраций золота более 0,2 г/т при $\sigma/x > 1$. Критические величины некоторых типоморфных признаков МЗСФ даны в табл. 4.8 и 5.14. В случае присутствия пирита важным типоморфным признаком отношения его к золоторудному является наличие микровключений петцита при частоте встречаемости в 10 или более процентов проб. В тех случаях, когда среди элювиально-делювиальных образований или в керне скважин присутстствует ЖК, изучение которого согласно требованиям гл. 1, проводится с использованием ЛФ, в качестве критериев принадлежности к золоторудной формации используются данные табл. 8.2.

В пределах золоторудных формаций по типоморфным признакам ПМК жильного кварца обособляются четыре группы (табл. 8.3). Первая — золотосульфидно-кварцевые, в которой по глубине образования, геохимическим особенностям, содержанию сульфидов, роли мантийного материала, месторождения образуют ряд от золотомолибденово-кварцевых (Среднеголготайское, некоторые жилы Шахтаминского и др.) к золотосурьмяно-кварцевым (Итакинское, жилы Антимонитовая, Восточная зона Верхнеалиинского, Сосновское и др.). Вторая — золотокварцевосульфидные (Дарасунское, Уконикское и др.).

Таблица 8.1 Рудно-формационные и поисково-оценочные минералого-геохимические критерии принадлежности к золоторудной формации, основанные на признаках ПМК

Золоторудная	KĮ	оитерии	й и его ч	исленно	е значен	ue			
формация	Минералы-индикаторы		Элеменп	пы-инди	каторы	и их ко	нцентр	ации, г/п	n
	1997	30Л	omo	сер	ебро	mes	ілур	вис.	мут
		X	σ	x	σ	x	σ	x	σ
Среднеглубинная мало сульфидная золотокварцевая	Кварц, золото, серебро и их теллуриды и селениды; сульфосоли, тетрадимит-жозеит, микровключения петцита в пирите при частоте встречаемости в 10 и более % проб. Содержание сульфидов до 5 %, обогащённость золотом сульфидов	>0,2	>1,0	>1,0	>4	≥50		≥1,0	≤10
Среднеглубинная золотосульфидно- кварцевая	То же, сульфидов до 50 %	>0,2	>1,0	≥1,0	>10	≥50	ē	≥10,0	>21
Среднеглубинная золотокварцево- сульфидная	То же, сульфидов более 50%	≥1,0	>3	≥3,0	>12	≥50		>10	>23

Продолжение таблицы 8.1

Золоторудная			Kpum	ерий и его чі	исленное зн	ачение		
формация		3	лементы-і	<i>индикаторы</i>	и их конце	нтрации, г/п	n	
	мын	иьяк	моли	ибден	воль	фрам	оле	060
	x	σ	x	σ	х	σ	х	σ
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая	≥200	>300	<20	<26	<600	<2000	<10	<10
Среднеглубинная золотосульфидно- кварцевая	≥100	>2000	<500	<1200	<600	<2200	<60	<50
Среднеглубинная золотокварцево- сульфидная	>3000	>4000	<600	<1200	<50	<50	<300	<250

Таблица 8.2 Геохимические критерии принадлежности к золоторудной формации, основанные на признаках ЛФ ПМК

Золоторудная				KĮ	оитерий	и его ч	исленно	е значен	ue			
формация				Элеменп	пы-инди	каторы	и их ко	нцентро	иции, г/1	71		
		золото			серебро			висмут			мышьяк	
	x	σ	σ/x	x	σ	σ/x	х	σ	σ/x	х	σ	σ/x
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая	0,4	0,2	0,6	0,6 99	0,2 285	0,25 2,9	6	16	2,7	7380	4200	1,0
Среднеглубинная золотосульфидно- кварцевая	0,12	0,25	1,2	0,6 16,4	0,7 17,6	0,6 2,0	124	190	1,5	2225	3265	1,4

Золоторудная				K	ритерий	і и его ч	исленно	е значен	ue			
формация				Элеменп	пы-инди	каторы	и их ко	нцентро	щии, г/г	n		
		золото			серебро			висмут	ki .		мышьян	c
	X	σ	σ/x	x	σ	σ/x	x	σ	σ/x	х	σ	σ/x
Среднеглубинная золотокварцевая, переходная к глубинной	0,4	0,2	0,6	0,1	0,4	0,4	12	24	2,5	4670	4620	1,3
Среднеглубинная золотокварцево- сульфидная	1,42	2,5	1,8	6,1	10,0	1,3	468	818	3,6	6660	3832	2,5

Продолжение таблицы 8.2

Золоторудная			Kį	ритерий и	его числен	ное значен	iue		
формация			Элемени	пы-индика	торы и их	концентр	ации, г/т		
		молибден			вольфрам			свинец	
	x	σ	σ/x	х	σ	σ/x	х	σ	σ/x
Среднеглубинная малосульфидная золотокварцевая	8	11	1,5	94	399	4,3	93	128	2
Среднеглубинная золотокварцевая, переходная к глубинной	16	20	1,4	531	1444	2,7	25	25	1,8
Среднеглубинная золотосульфидно- кварцевая	338	923	2,7	27	54	2,6	473	229	1,2
Среднеглубинная золотокварцево- сульфидная	9	24	2,9	25	29	1,3	1634	2971	1,8

Таблица 8.3 Отношения концентраций рудных элементов в жильном кварце золоторудных формаций и степень его СКС

Золоторудная формация,		0.	тношение	компонент	106	N. C.	Степень
её минералого-геохимическая разновидность, минеральный тип	Au/Cu	As/Sb	Pb/Zn	Pb/Bi	Au/Ag	Mo/W	СКС,%
Золотосульфидно-кварцевая							
Mo-Au	0,03	47,0	3,10	0,26	4,30	24,0	77-85
Sb-Au	0,01	1,30	1,27	326	0,13	1,80	72-77
Золотокварцево-сульфидная	0,01	9,10	0,46	1,73	0,75	0,20	50-70
Золотокварцевая							
Au-Cu	0,02	16,0	1,15	505	0,38	0,01	71–76
Au-Ag	0,07	9,60	0,66	466	0,07	0,11	45-56
Малоглубинная золотосеребряная							31 5
Au-Ag-Sn-адулярово-кварцевый	0,01	3,40	1,67	760	0,01	2,00	40-50
Au-Ag-халцедон-кварцевый	1,13	2,40	0,24	18,0	17,8	3,00	29

Для этих двух групп месторождений типична прямая связь кварцевых жил с дайками гибридных лампрофитов, локализация в магматических или апомагматических породах. Внутри золотосульфидно-кварцевой формации от Mo-Au к Sb-Au к её разновидностям происходит уменьшение средних содержаний Au, Mo, W, Bi, As, Au/Ag и As/Sb и возрастание Ag, Cu, Pb, Zn, Sb. В ряду формаций золотосульфидно-кварцевая – золотокварцево-сульфидная возрастают абсолютные концентрации Au, Cu, As, Sb. При этом Au/Ag, Pb/Zn, Mo/W, As/Sb уменьшается, а Pb/Bi возрастают. Изменения эти, вероятно, связаны с глубинами образования: для Мо-Au группы месторождений СКС=77–85 %, для Sb-Au группы СКС=72–77 %, а для золотокварцево-сульфидной формации СКС=50–70 %.

В пределах третьей, золотокварцевой, формации выделяются две группы подформаций – Аи-Си и Аи-Ад, различающиеся близостью к магматическому источнику оруденения и глубиной. Первая (жилы Юрасовская, № 30 в Ирокиндинском узле) относится к глубинным (степень СКС 71–76 %), вторая (Токурское, Нежданинское месторождения) - к наименее глубинным из среднеглубинных (степень СКС 45-56 %). Между ними располагаются переходные по содержанию Cu, Au, Pb с минимальными содержаниями Ад среднеглубинные (Любавинский узел) и переходные к глубинным (Советское, Мурунтау и др.). В ряду этих групп месторождений золотокварцевой формации средние содержания Au, Cu, W, а также Au/Ag, As/Sb, Pb/Zn уменьшаются, а Ag, Pb, Zn, As и Sb – возрастают. Среди месторождений МЗСФ, составляющих четвёртую группу, определённо, как по глубине образования, так и по Au/Ag – соотношению выделяются две группы месторождений: Au-Ag-Sn – адулярово-кварцевые (Дукатское, Многовершинное) и Au-Ag – халцедон-кварцевые (Агинское, Балейское и др. рудные поля) с переходными между ними (Карамкенское, Эвенское, Ойра и др.). Степень СКС варьирует от 40-50 % у первых, до 29-35 у вторых и 38-42 у промежуточных. В этом ряду между крайними членами средние содержания Au, As, Sb и Ag/Au возрастают, а Ag, Cu, Pb, Zn уменьшаются. Таким образом, рассмотрение пределов вариаций численных значений концентраций рудных элементов-примесей в ЖК золоторудных месторождений различных рудных формаций показало, что они могут быть минералого-геохимическими критериями при рудно-формационной типизации.

Критерии отнесения к золоторудной формации по основному рудному элементу базируются на пределах численных значений статистических характеристик ряда элементов, типоморфных для той или иной рудной формации (табл. 8.1, 8.3). Из сказанного выше следует, что для месторождений золоторудных и переходных к ним формаций существуют критические статистические характеристики концентраций золота, серебра, теллура, висмута, мышьяка, молибдена, олова, комплекс которых позволяет относить объект по группе образцов однородной выработки в 20–30 шт. к определённой золоторудной формации, что и позволило разработать комплекс глубинных поисков и формационного анализа. Отнесение ЖК, ПМК или зоны гидротермально-изменённых пород к золоторудной формации возможно в присутствии хотя бы единичных зёрен типоморфных минералов: золота, серебра, либо их теллуридов, либо сульфосолей, тетрадимита-жозеита, либо пирита с микровключениями теллуридов золота и серебра. Наличие указанных минералов является однозначным признаком золоторудной формации только при условии, что концентрации типохимических элементов находятся в пределах, характеризующих данную формацию.

Приведённый выше обзор ассоциаций химических элементов эндогенных ореолов свидетельствует о широких вариациях как набора элементов, так и их концентраций, отображающихся в коэффициентах зональности и других показателях. Следует отметить, что, как и для ПМК, для эндогенных ореолов типичен широкий спектр халькофильных элементов независимо от принадлежности объекта к золоторудной либо переходной формации. Наличие или отсутствие высоких концентраций мышьяка, сурьмы или висмута никак не указывает на связь ореола с золоторудным объектом. Главным признаком являются профилирующие элементы в характерной для данной концентрации группы месторождений ассоциации в соотношениях концентраций, как это было показано выше (гл. 6, 7) на примере Дарасунского и Верхнеалиинского месторождений. Иными словами, в ореольном пространстве золоторудных месторождений должно присутствовать золото в концентрациях более 0,01 г/т при условии наличия типохимических признаков золоторудной формации по данным изучения зон минерализации (окварцевания, аргиллитизации, сульфидизации, карбонатизации). Все остальные элементы (серебро, свинец, цинк, медь, висмут и т. д.) сами по себе не дают одназначной информации о золоторудной формации.

Отнесение выходов или подсечений жильного кварца по критериям, основанным на его монофракциях или ЛФ ПМК, к золоторудному объекту производится согласно разд. 5.4. Критерии для отнесения к золоторудной формации на основе изучения ПМК и гидротермально изменённых пород приведены в гл. 6.

8.3. Отнесение к фации глубинности

Проблема определения глубины образования золоторудных месторождений имеет существенное значение при их оценке. В этом отношении огромное значение имеет возможность однозначной интерпретации принадлежности зон надрудных кремнезёмистых (опал-халцедоновых, халцедоновидного кварца) тел и вообще жильного кварца к месторождению малоглубинной золотосеребряной формации. Одной из важнейших причин огромных безуспешных материально-технических затрат на поиски подобного месторождения на Куниканской площади в 1980–1990-х гг. является полное игнорирование разработанного в 1984 г. «Способа поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений» (а. с. 1189244 СССР). Изучение жильного кварца Куниканского участка, выполненное нами независимо от производства ГРР, показало принадлежность его к непромышленному объекту [Юргенсон, 1988, 1991].

Типоморфные, типохимические в том числе признаки, характеризующие фации глубинности, рассмотрены в разд. 4.2.1. Численные критерии для определения фации глубинности даны в табл. 8.4 для практических целей используется диаграмма, представленная на рис. 8.1.

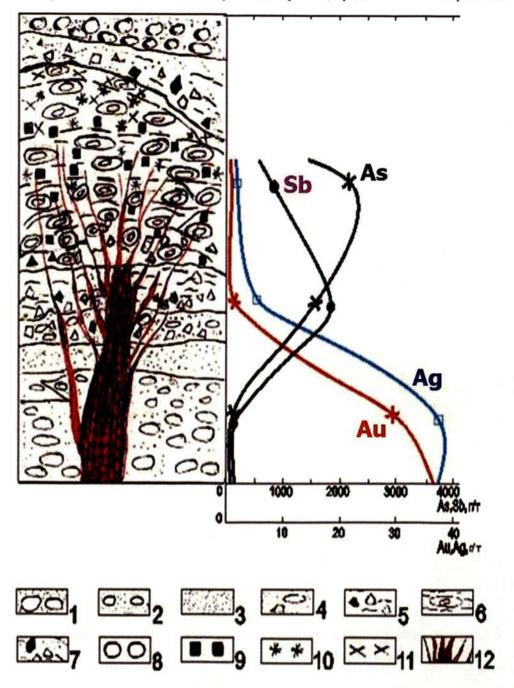


Рис. 8.1. Схема строения и распределения по вертикали сурьмы, мышьяка, золота и серебра в надрудной, верхнерудной и верхней рудной частях Первой рудной зоны Тасеевского месторождения: 1 — конгломераты; 2 — мелкогалечные конгломераты, гравелиты; 3 — песчаники; 4 — конглобрекчии окремненные; 5 — грязевулканобрекчии; 6 — гейзериты — опал-халцедоновый кремнезём с обломками ранних образований; 7 — мусорные породы, продукты разрушения гейзеритов и разновременных рудных образований; 8 — каменские конгломераты; 9 — пирит-мельниковит; 10 — антимонит; 11 — реальгар и аурипигмент; 12 — жилы продуктивного кварца. Чёрными линиями даны графики изменения с глубиной мышьяка и сурьмы, красной линией — золота, голубой — серебра

Критерии для отнесения золоторудных месторождений к определённым фациям глубинности

Золоторудная формация	Фация глубинности		Критерий и его численные значения	ия			
	20	Минералы-индикаторы	Структуры и текстуры	Степень СКС, кварца, %	b CKC, a, %	C_{H_2O}/C_{CO_2} ϵ Keapue	C _{CO2}
Малосульфидная золотосеребряная	Малоглубинная	Низкопробное золото, электрум, кностелит, фрейбергит, миаргирит, канфильдит, науманнит, другие теллуриды, селениды, сульфосоли олова, висмута и др.	Массивные, микросферолитовые, ритмично-полосчатые со сферолитовым, тонкошестоватым, мелкопластинчатым сложением отдельных слоёв	31÷40	3÷8	38÷67	21÷40
	Среднеглубинная	Золото тетрадимит жозеит, теллуриды золота и серебра, микровключения петцита в пирите	Мелкокрупнозернистые до крупнокристал- лически-зернистых и друзоватых, массив- ные, неяснополосчатые, брекчисвидные, шестоватые, гребенчатые	45÷63	6÷14	7÷15	4÷7
грессивным метаморфизмом зелено-сланцевой фации вне прямой и непосредственной связи с магматизмом	Переходная к глубин- То же ным	То же	Среднекрупнозернистые массивные, с широко проявленными пластическими деформациями	64÷67	5÷9	8÷9	2÷9
Жилы локализованы в метамор- фических толцах биотитовой субфации и низких ступеней амфиболитовой фации мета- морфизма с наложенной эпидо- тизацией, актинолитизацией	Среднеглубинная	То же	Среднекрупнозернистые массивные, неяснополосчатые до друзоватых, шестоватых и гребенчатых	74÷78	10÷11	3÷6	2÷9
		Преобладает арсенопирит, обыч- на обогащённость промышлен- ными концентрациями шеслита, золото крупное, крайне неравно- мерно распределено		,			
Золотосульфидно-кварцевая	Среднеглубинная	Золото с пробностью более 750, теллуриды золота и серебра, тетрадимит-жозеит, сульфосоли меди, обогащённые золотом, микровключения петцита в пирите. Содержание сульфидов до 50 %	Тонкозернистые до крупнозернистых, мас- сивные, брекчиевидные, грубополосчатые, шестоватые, гребенчатые, друзоватые, сим- метрично-зональное строение жил	52÷86	10÷13	5÷12	2÷3
Золотокварцево-сульфидная		То же, но содержание сульфидов То же более 50 %	Тоже	71÷80	2÷11	2÷12	2÷6

Критериями фаций глубинности являются: структуры и текстуры минеральных агрегатов, величины степени СКС [Юргенсон, 1996, 2003]. С этим сопряжены изменяющиеся величины H,O/CO₂, пределы вариаций температур α-β-переходов [Юргенсон, 1991, 2003, 2011].

Для отнесения халцедоновидного кварца к месторождению малоглубинной золотосеребряной формации необходим строгий учёт семи признаков, позволяющих однозначно отнести объект к этой формации (а. с. 1189244 СССР). Методы изучения типоморфизма халцедоновидного кварца и его использования рассмотрены автором [Юргенсон, 1988]. При этом особенности этих признаков для надрудной зоны Тасеевского месторождения необходимо взять из разд. 5.2. Дополнительными критериями фаций глубинности могут служить изменяющиеся величины К/Na, содержания серебра, формы обобщённых ТЛ-грамм [Юргенсон, 2003, 2004, 2012, 2013].

8.4. Критерии принадлежности к объекту определённого минерального типа золоторудной формации

В практике геолого-разведочных работ знание минерального типа прогнозируемого или оцениваемого месторождения является определяющим для заключения о целесообразности проведения ГРР, т. к., например, малосульфидные жилы золотокварцевой формации, содержащие низкие концентрации мышьяка и сурьмы, предпочтительнее обогащённых их минералами-носителями. Поэтому уже на ранних стадиях изучения объекта важно определение его минерального типа.

Критерии принадлежности к объекту определённого минерального типа рудной формации разработаны на основе наличия или отсутствия в нём примесей типоморфных минералов, а при их отсутствии — на основе типохимических признаков. В частности, типоморфные примесные минералы жильного кварца малоглубинной золотосеребряной формации — низкопробное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро, фрейбергит, миаргирит, пираргирит, прустит, науманнит, канфильдит, пиростильпнит; типохимические признаки — среднее содержание $K_2O > 0,55\,\%$; Au и Ag, соответственно, более 0,1 и 5 г/т; отношение содержаний K_2O/Na_2O , K_2O/Li_2O более 7. Типохимические критерии ЛФ ЖК *среднеглубинной малосульфидной золотокварцевой формации*: среднее содержание Ag $-0,4-0,5\,$ г/т, $\sigma/x=1,1-4,0$; среднее содержание Au $>0,1\,$ г/т; Bi $>1\,$ г/т; K/Na -10-12; типоморфные примесные минералы — золотосодержащие пирит либо арсенопирит, блёклая руда, тетрадимит, галенит, либо их сочетания. Содержания главных рудообразующих сульфидов в ПМК месторождений основных минеральных типов даны в табл. разд. 5.2.2.

Наличие какого-либо одного признака недостаточно для отнесения ЖК или зоны минерализации к золоторудной формации конкретного минерального типа; следует использовать необходимый и достаточный комплекс критериев. Один из них — сочетание знаний о минеральном составе, суммарном содержании элементов-примесей и геохимической специализации. Особенно важно его использование для переходных или экзотических минеральных типов. Например, среди месторождений золотосульфидно-кварцевой формации известны магнетитсодержащие минеральные типы (Новинка в Карийском поле, Талатуйское в Дарасунском узле вне связи со скарновым процессом и Калиостровское в Коммунаровском узле, прямо связанное со скарнами). Первые два от обычных кварцевых жил золотосульфидно-кварцевой формации отличаются на порядок большими содержаниями вольфрама. От скарново-шеелитовых месторождений (например, Восток-2 в Приморье) их отличает на порядок большее содержание золота, а от золотошеелитово-силикатной формации (Кти-Теберда, Кавказ) — на порядок большее содержание золота, молибдена и сурьмы.

Конкретные цифры суммы средних содержаний рудных компонентов (без Fe и Mn) в жильном кварце для золотокварцевых месторождений варьируют в пределах (в г/т) 890–2580 (пиритовая основа) и 3940–9420 (арсенопиритовая основа); золотосульфидно-кварцевых – 1040–4773 (пиритовая основа) и 5238–13050 (арсенопирит- антимонитовая основа); золотокварцевосульфидных – 1318–9695 (пиритово-галенитово-сфалеритовая основа) и 9054–22934 (халькопиритово-сульфосольная основа). В целом при определении минерального типа рудной формации главными являются типохимические признаки, пределы вариаций которых достаточно устойчи-

вы. При этом с учётом возможных изменений состава примесей в ЖК в зоне гипергенеза целесообразно сочетание критических величин средних содержаний концентраций профилирующих элементов-примесей как в ЖК, так и в его ЛФ.

На основе указанной выше модели разработаны количественные критерии локального прогноза крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. Для агрегатов кварц-халцедонового или сульфидно-кварц-халцедонового состава надрудных зон этих месторождений установлены: критические концентрации золота, серебра (более 0,2 г/т) и теллура в пирите (более 30 г/т), в пирите и лёгкой фракции жильного кварца (Au более 0,1 г/т при σ/x 1,4; Ag более 3,0 г/т при σ/x более 1,4), критические содержания в ней K_2O (более 0,45 % при σ/x более 0,8), K_2O / Li_2O , K_2O / Na_2O более 1,40, критические только этих критериев не всегда позволяет однозначно решить задачу. Другие критерии знает только автор, и они не разглашаются.

Для жильного кварца жил МЗСФ типично контрастное возрастание концентраций золота и серебра с глубиной, а для сурьмы и мышьяка — уменьшение в 10–20 раз до определённых глубин. При этом содержание золота и серебра возрастает до глубин 150–200 м, а затем также быстро уменьшается на глубинах 250–300 м до 2–10 г/т при возрастании величины Au/Ag, которая всегда много больше 1 в рудных зонах. Содержание мышьяка и сурьмы уменьшается с глубиной.

Рассмотренная зональность выявляется лишь в тех случаях, когда по условиям полноты разведанности или горнотехническим условиям отработки и доступности горных выработок имеется каменный материал по всему объёму жил — от верхних зон рудных индикаторов до выклинивания по падению и на флангах. В остальных случаях выявляется различная пространственная изменчивость концентраций: они возрастают, когда имеют дело с отрезком жилы, соответствующим верхнерудной зоне (главная часть халькофилов), или уменьшаются, когда изучается нижнерудная её часть.

В верхних, надрудных зонах жил As, Sb, Te, Hg накапливаются в верхних их частях, уменьшаясь с глубиной. С глубиной возрастает доля S, Cu, Sn, W, Co, Bi, хотя последний и не типичен для жильного кварца МЗСФ. В месторождениях МЗСФ в нижнерудных зонах наблюдается тенденция к накапливанию свинца и связанного с ним серебра. С целью разработки минералогогеохимических критериев локального прогноза любых месторождений полезных ископаемых, в том числе и МЗСФ, используется явление типоморфизма минеральных тел и следующая последовательность НИР, включающая выявление количественных типоморфных признаков, характеризующих принадлежность изучаемого объекта: 1) к определённой рудной формации; 2) фации глубинности; 3) минеральному типу; 4) к надрудной, рудной или подрудной зоне возможного месторождения.

В ряде случаев, когда интенсивно проявлены процессы окисления, определение отношения к надрудной или подрудной зоне затруднительно и требует проведения бурения трёх—четырёх скважин с интервалом глубин 40–50 м. После выполнения этих операций производится оценка масштабов возможного месторождения на основе расчёта индекса близости к эталону, за который принято типичное крупное месторождение МЗСФ.

8.5. Определение отношения к надрудной или подрудной зоне

На данном уровне знаний о золоторудных месторождениях, в том числе связанных с кварцевыми жилами, с относительно высокой долей вероятности в оптимальных условиях можно оценивать принадлежность изучаемой части данного объекта к одной из нижеперечисленных его частей: надрудной с низкими содержаниями полезного компонента, например, – золота (менее 1 г/т), верхнерудной или переходной к рудной (содержание, переходное к промышленному – 1–5 г/т), верхняя половина рудного тела (промышленные содержания), зона рудных столбов (богатые руды), нижнее положение рудного тела, нижнерудная и подрудная (содержание золота низкое, ниже промышленных (< 1–2 г/т)). На практике часто можно оценить лишь принадлежность к надрудной, рудной либо подрудной. В тех случаях, когда объект весьма близок к эталону, возможна более детальная оценка. Критериями принадлежности к определённой зоне, полученными при изучении жильного кварца и кварцевых жил, являются параметры их вертикальной зональности, выраженные в устойчивых пределах вариаций независимых типоморфных признаков строения (структурно-текстурные особенности, величина степени СКС), химического состава (соотношения концентраций химических элементов, структурные и неструктурные примеси, соотношение концентраций воды и углекислоты), физических свойств (ЕТЛ, температуры α-β-переходов, ДП). Существенное значение имеет анализ минеральной зональности кварцевых жил, выражающийся в смене с глубиной определённых минеральных ассоциаций, парагенетически связанных с жильным кварцем и заключённых в нём.

Необходимо учитывать существование различных типов зональности в зависимости от вектора фронта кристаллизации и глубины формирования жил. Для всех жил в разной мере типична симметрично-асимметричная зональность, но в зависимости от соотношения вертикальной и горизонтальной составляющих степень концентрации варьирует. Когда жильное тело имеет в разрезе чётковидное строение за счёт многократных пережимов, в пределах его может быть несколько частей с симметрично-асимметричной субконцентрической зональностью. Поэтому получение строго однонаправленных и выдержанных по градиентам закономерностей изменения каких-либо свойств жильного кварца и ассоциирующихся с ним минералов в пределах всей жилы нередко затруднено. Тем не менее, для ряда кварцевожильных тел, разведанных на достаточно большом вертикальном интервале (200-600 м, Дарасунское, Токурское, Нежданинское, Мурунтауское, Советское, Верхнее-Алинское, Кти-Тебердинское и др.), степень СКС, соотношение концентраций воды и углекислоты, содержание в жильном кварце азота, мышьяка, висмута, теллура, соотношение содержаний алюминия и титана, золота и серебра, концентрации ЭДЦ изменяются однонаправленно, имея отклонения от общей закономерности в местах пережимов или раздувов мощности. При этом концентрации в кварце азота, висмута, кобальта, степень СКС, отношение золота и серебра с глубиной возрастают, а концентрации мышьяка, теллура, соотношения концентраций H₂O и CO₂, Al и Ti – уменьшаются. При определении уровня эрозионного среза на данном этапе разработанности проблемы, как сказано выше, можно определить принадлежность золоторудного объекта либо к надрудной или верхнерудной, либо к рудной (продуктивной). либо к подрудной или нижнерудной частям месторождений. Так, надрудные части среднеглубинных золоторудных месторождений золотосульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций характеризуются следующими концентрациями элементов-примесей в кварце (в г/т): золото -x > 0.01 при $\sigma/x = 0.5-4.0$; серебро x = 0.2 - 8.4 при $\sigma/x = 0.25 - 1.4$; мышьяка $-x \approx 200$ при $\sigma/x = 0.6 - 1.7$. Большое значение имеют величины отношений концентраций.

Для месторождений малосульфидной золотокварцевой формации характерно развитие халцедоновидного кварца, обогащённого серебром, золотом, мышьяком при их содержании в лёгких фракциях, соответственно: 0.03 г/т (x) при $\sigma/x = 1.3$; $x \sim 1.5 \text{ г/т}$, $\sigma/x = 1.1$; $x \sim 200 - 4000 \text{ г/т}$ при $\sigma/x \sim 1.3$; золотосеребряное отношение — менее 1; степень СКС варьирует от 29 до 42 %. При определении принадлежности объекта к надрудной зоне золоторудного месторождения используются данные разд. 4.3, а также разд. 5.2.1.

Для оценки уровня эрозионного среза и принадлежности объекта к надрудной или подрудной зоне можно использовать градиенты концентраций элементов, пример которых дан в гл. 5. Градиенты концентраций элементов-примесей положительны в надрудных и верхнерудных зонах. В рудной зоне они с глубиной уменьшаются, а в нижнерудной – изменяют знак на отрицательный.

Важными критериями для отнесения объекта к надрудной зоне золоторудного объекта являются мультипликативные признаки — произведения средних значений концентраций золота, серебра, висмута, меди, свинца, цинка, сурьмы; цинка и свинца; кобальта и никеля, золота и серебра. Эти числа минимальны в каждом объекте для надрудных и подрудных зон. Пределы чисел даны в табл. гл. 5.

Значительная информация об уровне эрозионного среза заключена в сульфидах, находящихся в жильном кварце. Критериями надрудных частей месторождений рассматриваемой формации являются: низкое содержание в пирите (в г/т) золота (0,1–1,2), висмута (17–28), кобальта (20–108); отношения концентраций свинца и никеля, близкие к 500; меди и серебра больше 7. Содержание в галените (в г/т): сурьмы и цинка, соответственно, более 7200 и 5800; содержание в сфалерите (дарасунский тип, в г/т): серебра и мышьяка, соответственно, 9,5 и 4210, произведение средних содержаний кобальта и никеля (табл. 5.11).

Для нижнерудных зон характерны максимальные содержания в пирите никеля ($x \sim 71 \Gamma/T$ при $\sigma = 57$), кобальта ($x \sim 800 \Gamma/T$ при $\sigma \sim 400$), висмута ($x \sim 155 \Gamma/T$ при $\sigma \sim 122$) и мышьяка (x > 1%). Произведение средних содержаний кобальта и никеля максимально (до 1720 Γ/T).

8.6. Способ определения первоочередного объекта для организации поисково-оценочных и разведочных работ

В тех случаях, когда на основе выполненного анализа всего имеющегося геологического и аналитического материала ряд проявлений ЖК, зон окварцевания и сульфидизации признан принадлежащим к одной из золоторудных формаций, возникает необходимость выбора первоочередного объекта для организации детальных поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ. В этом случае рекомендуется использовать способ оценки, близкий к эталону. Эталон и объекты сравнения характеризуются среднеарифметическими значениями типоморфных признаков (х) и соответствующими среднеквадратичными отклонениями (б). Значение признаков объектов нормализуется относительно эталона:

$$\frac{\overline{X}_O - \overline{X}_{\mathcal{I}}}{\sigma_{\mathcal{I}}},\tag{7.1}$$

где x_0 и x_3 — среднеарифметические значения величин типоморфного признака, соответственно, одного из объектов и эталона;

среднеквадратичное отклонение численных значений признака эталона.

Полученные величины отражаются в долях среднеквадратичных отклонений эталона и могут сравниваться друг с другом. Производится отбор признаков и сравнений объектов по величине индекса близости к эталону, который вычисляется по формуле

$$I_{\mathcal{B}_{9}} = \frac{1}{m} \cdot \sum \left[\frac{\overline{x}_{o} - \overline{x}_{9}}{\sigma_{9}} \right]^{2}, \tag{7.2}$$

где I_{B_3} – индекс близости, m – число учтённых признаков.

¹³ Подобный же подход к сравнению минеральных тел по типоморфным признакам был предложен Н. П. Юшкиным [1978]. Примеры оценки близости к эталону даны нами в опубликованных методиках.

Для оценки близости оцениваемого объекта к эталону целесообразно использовать признаки, численные значения которых легко подвергаются обработке методами математической статистики при условии нормального закона распределения. Доказательство этого получено построением кривых распределения содержания K_2O , серебра и золота ЖК на массивах более, чем 200-400 проб, приведённых в специальной работе [Юргенсон, 1988].

Особое значение имеет использование разработанного способа для оценки принадлежности свалов или подсечений буровыми скважинами к надрудным зонам месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. Месторождения малоглубинной золотосеребряной формации, если не перекрыты относительно мощными (до 100-200 м) более поздними образованиями, всегда предпочтительнее для разработки, чем такие же по масштабам месторождения среднеглубинных формаций. Установлено, что градиенты возрастания с глубиной концентраций золота и серебра в жильных телах месторождений МЗСФ значительно больше, чем для аналогичных интервалов глубин среднеглубинных месторождений. Компактность и сосредоточенность запасов до глубин рентабельной отработки открытым способом позволяет исключать экономически менее рентабельный подземный способ их отработки. Классическим примером таких месторождений являются Балейское и Тасеевское в Восточном Забайкалье. Первое из них сначала было отработано подземным способом, а затем вновь - карьером. При этом вторичная отработка месторождения, из которого до этого были вынуты подземным способом наиболее богатые руды, оказалась весьма рентабельной. Поэтому, как нам представляется, ошибочной была и подземная отработка Карамкенского месторождения. Промышленная значимость месторождений МЗСФ была и остаётся достаточно высокой.

Однако локальный прогноз и поиски их в пределах слабо обнаженных горно-таёжных территорий достаточно затруднительны в связи с тем, что в рудных полях малоглубинных и среднеглубинных месторождений (не только золотосеребряных, но и собственно золоторудных, флюоритовых, молибденовых, а также в безрудных полях) широко развит халцедоновидный жильный кварц, со-

держащий тот же набор примесных минералов, что и продуктивный на золотосеребряное оруденение. Более того, для него типичны также ритмично-полостчатые фестончатые тонко- и микрозернистые и пластинчатые текстуры, столь типичные для жильного выполнения месторождений МЗСФ. Фактически все макропризнаки жильного кварца месторождений МЗСФ и других весьма близки.

Прогноз и поиски не выходящих на дневную поверхность месторождений МЗСФ, по старинной традиции до сих пор называемых эпитермальными, хотя они таковыми не являются, в большинстве случаев затруднительны, если на дневной поверхности наблюдаются лишь зоны окварцевания, представленные халцедоновидным кварцем, не содержащим сколько-нибудь повышенных примесей золота и серебра (менее 0,5 г/т), а также типичных для этих месторождений сульфосолей серебра. При этом следует иметь в виду, что адуляр, пирит и другие сульфиды, обычно сопровождающие золотоносный жильный халцедоновидный кварц, совершенно не типоморфны для надрудных зон месторождений МЗСФ. Считавшиеся ранее признаками принадлежности халцедоновидного кварца к продуктивному на золотосеребряное оруденение примеси меди, свинца, цинка, ртути, мышьяка или сурьмы оказались непоказательными.

Для отнесения жильного халцедоновидного кварца к надрудной зоне золоторудного месторождения необходимо, чтобы он содержал то или иное количество пирита, содержащего микровключения теллуридов золота или серебра, в частности, петцита. Присутствие теллура наряду с золотом и серебром является главным показателем отношения любого жильного кварца к золоторудной формации. При этом важнейшим признаком принадлежности его к надрудной зоне золоторудного месторождения является содержание золота и серебра не менее $0,2\,$ г/т. Но для отнесения его к месторождению МЗСФ этих признаков недостаточно. Оказалось, что определяющими являются пределы содержаний K_2O в лёгкой фракции жильного кварца, получаемой разделением в бромоформе дроблёного материала, а также соотношений K_2O/Na_2O и K_2O/Li_2O и содержание рубидия. Установлено, что содержание рубидия максимально в лёгких фракциях жильного кварца надрудных и верхнерудных частей всех малоглубинных и переходных к ним золоторудных формаций.

Весьма показательным оказалось не только содержание и формы воды в халцедоновидных кварцах, но и температурные диапазоны максимума её выхода из кварца при нагревании в воздушной атмосфере. Для месторождений МЗСФ он находится при температурах выше 300 °C, а других – менее 250 °C [а. с. 1189244].

Для пирита из халцедоновидного кварца надрудных зон Тасеевского месторождения характерны отрицательные значения электродного потенциала в пределах -40...-380 мВ. Эти пириты активны, недосыщены железом, и свободная сера легко окисляется, давая сульфаты. Основная масса пирита в надрудных зонах характеризуется уширенными пиками на дифрактограммах, что свидетельствует об их несовершенной структуре.

Важным показателем принадлежности тонкозернистого кварца к надрудным зонам месторождений МЗСФ является степень совершенства кристаллического строения (СКС). Из общего диапазона вариаций степени СКС (от 19 для халцедона до 100 для совершенных кристаллов из пегматитов и хрусталеносных жил) при решении задачи глубинных поисков используется область низких значений, характеризующая условия наименьших глубин. Величина степени СКС характеризует скорость кристаллизации, которая в свою очередь определяется мерой открытости-закрытости минералообразующих систем, флюидных давлений и, следовательно, глубин их функционирования. Величины степени СКС, характеризующие надрудные части золоторудных формаций, приведены в табл. 8.5.

Величины степени СКС халцедоновидного кварца надрудных зон

Таблица 8.5

Рудная формация	Структурно-текстурная	Величина ст	епени СКС, %
	особенность	размах	среднее
	Опал-халцедоновый	21-29	25
Малоглубинная золотосеребряная	Халцедоновидный и тонкозернистый	26–31	29
	Полосчатый	29–35	32

Переходная к малоглубинной золотокварцевая	Халцедоновидный, тонкозернистый	29–36	32
Золотосульфидно-кварцевая, золотокварцево-сульфидная	Халцедоновидный, тонкозернистый	29–40	36

Кроме этого, мера открытости оценивается по величине отношения концентраций воды и углекислоты [Юргенсон, 1991, 2003] в кварце. Для малоглубинных месторождений и надрудных частей среднеглубинных соотношение $\rm H_2O$ и $\rm CO_2$ находится в пределах от 10 до 90 в связи с динамичным изменением анизотропной тектонически неустойчивой среды минералообразования, характеризующейся периодическим приоткрыванием трещин и вскипанием растворов, сопровождающимся преимущественным отделением $\rm CO_2$, растворимость которого при низком давлении и высоких температурах, как известно, мала. В целом для месторождений, образующихся в условиях малых глубин $\rm (0,01-1,0~km)$, имеет место неравенство:

 $limV_p < limV_K$, где $limV_p$ — предел вариаций давлений, $limV_K$ — предел вариаций величины отношения концентраций воды и углекислоты.

Пределы вариаций K (H_2O/CO_2), являясь типоморфными признаками физико-химических условий образования жильного кварца (давления и состава), представляются как признаки глубины формирования, меры закрытости системы и скорости кристаллизации. Величина K является важнейшим свойством кварца, пределы вариаций которой используются для определении принадлежности его либо к надрудным зонам малоглубинных месторождений золотосеребряной формации, либо среднеглубинных месторождений, идентификация которых на ранних стадиях изучения надрудных зон золоторудных месторождений позволяет оценить наличие или отсутствие месторождения балейского типа или малоглубинной золотосеребряной формации в целом.

В результате изучения минералого-геохимических особенностей надрудной зоны Тасеевского месторождения, залегающей в меловых вулканогенно-осадочных терригенных отложениях Балейского грабена, установлено, что она залегает на коре выветривания по обломочным горным породам верхнебалейской свиты и представляет собой продукт грязевулканической деятельности.

8.7. Внедрение усовершенствованного способа и технологии на примере кварцево-жильных зон в Восточной Монголии

Оценка работоспособности разработанного автором способа прогнозирования и оценки вероятного оруденения МЗСФ в 2009–2011 гг. была продемонстрирована на участке Их-Даагай в Восточном аймаке Монголии. Проведены полевые работы (6–13 июня и 18–26 июля 2009 г. и в марте–апреле 2010 г.). Для решения задачи использована минералого-геохимическая технология локального прогноза и глубинных поисков золотосеребряного оруденения [Юргенсон, 2007], основанная на «Способе поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений [а. с. 1189244].

Особенности жильного кварца участка Их-Даагайского блока и его оценка. В результате осмотра и полевого изучения известных свалов халцедоновидного кварца в пределах Даагайского блока для исследований было выбрано два участка. Они отличаются преимущественным распространением обломков и глыб существенно кварцевого состава с относительно равномерным развитием массивного, ритмично-полосчатого и брекчиевидного жильного кварца. Другим важным признаком, определявшим выбор участков, было развитие гидроксидов железа по пириту. Учитывалось также развитие псевдоморфоз по кристаллам кривогранного и кубопентагондодека-эдрического габитуса. Это обусловлено тем, что ранее нами и другими исследователями установлено преимущественное развитие кристаллов пирита указанного облика в продуктивных на золото существенно кварцевыъх телах многих месторождений [Юргенсон, 2003, 2004].

Пробы в количестве 54 штук отобраны из канав, специально пройденных вкрест простирания зон распространения кварцевых свалов. Образцы кварца изучены визуально. Затем переданы в лабораторию $SGS\ Vostok\ Limited\ для\ дробления\ и\ истирания\ с\ последующим анализом на SiO<math>_2$, Al $_2O_3$, CaO, K $_2O$, Li $_2O$, Na $_2O$, Au, Ag, Te, As, Bi, Sb, F, Cu, Ni, Cd, Pb, Zn, Mo,W, Со методом

ISP. В общей сложности проанализировано более 150 проб и выполнено до 780 элементоопределений. Изготовлены и с различной степенью детальности изучены шлифы и аншлифы всех разновидностей жильного кварца (около 100 шт.).

В Казанском университете выполнено исследование глин методом рентгеновской дифрактометрии (аналитик – доцент Г. А. Кринари). Рентгеноструктурное определение ряда минералов выполнено в Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (16 анализов). Для определения форм концентрирования серебра, золота и других элементов произведён качественный минералогический анализ тяжёлых фракций. Кроме того, методом ISP определены содержания всех основных химических элементов в тяжёлых фракциях. В связи с тем, что в лёгких фракциях по участку канавы №3 содержание серебра оказалось выше, чем в исходных пробах, на ряд элементов проанализирована отмученная глинистая фракция.

Мощности жил, из которых отобраны пробы, варьируют от 2,5 до 4 м. В связи с тем, что канавы, пройденные в июне 2009 г. вскрыли лишь самые верхние, разрушенные части жил, детали их строения выявить не удалось. Тем не менее, установлено, что они претерпели неоднократное брекчирование, и наиболее ранний ритмично-полосчатый кварц интенсивно передроблен и рассечён поздним массивным кавернозным с мелкими (1–5 мм) полостями, стенки которых



Puc. 8.2. Реликты ритмично-полосчатого жильного кварца в позднем массивном тонкозернистом жильном кварце



Рис. 8.3. Типичная текстура жильного кварца кварцево-жильных тел месторождений малоглубинной золотосеребряной формации. Канава № 3

выполнены мелкими кристалликами гребенчатого кварца, иногда кальцита. Полости выполнены тонкочешуйчатым агрегатом муковита и гидрослюд (данные изучения шлифов и рентгеноструктурного анализа). Наряду с массивным кварцем здесь развит также мелкогребенчатый, приконтактовые части тектонически не изменённых жил сложены полосчатым кварцем, сменяющимся массивным и массивно-гребенчатым.

В целом полевое изучение жильного выполнения в гранитах и гранитогнейсах, микродиоритах и сланцах показало, что последовательность смены кварца здесь такова: брекчии с реликтами полосчатого и массивно-полосчатого → фрагменты полосчатого и массивно-полосчатого → фрагменты полосчатого → массивный - пластинчатый, кавернозный, мелкогребенчатый, мелкодрузоватый. Это показало, что строение жил и текстуры ЖК типичны для МЗСФ (рис. 8.2, 8.3). Сульфиды, в абсолютном большинстве случаев представленные пиритом и редко арсенопиритом, сфалеритом, сульфосолями, стибнитом, единичными мелкими агрегатами аргентита (данные изучения аншлифов), интенсивно окислены. Пирит в основном замещен гетитом и гидрогетитом, реже лепидокрокитом. Арсенопирит замещён скородитом, миметитом в тонком срастании с гидроксидами железа. Очень редко присутствуют реликты

галенита в церусситовой рубашке. В тяжёлых фракциях постоянно присутствуют гидроксиды марганца, являющиеся иногда сорбентами серебра. Золото обнаружено в аншлифе лишь одного образца (рис. 8.4), содержавшего до 0,4 г/т золота и до 50,3 г/т серебра.

Оценка рудно-формационной принадлежности жильного кварца изученных участков Их-Даагайского блока. В результате статистической обработки аналитических данных (расчёт среднего арифметического, х, среднеквадратичного отклонения, о), представленных в табл. 8.6, 8.7 и 8.8. По среднему содержанию золота в исходных пробах и лёгких фракциях ни одна из выборок не соответствует требованиям критерия для отнесения изученных объектов к месторождению золота по содержанию его в надрудных зонах. По среднему содержанию и среднеквадратичному отклонению концентраций серебра (5,9 г/т) участок канавы № 3 (табл. 8.7) вполне вписывается в требования не только золотоносной формации, но и МЗСФ. По другим параметрам (содержание К.О, К.О/Na,О, К,О/Li,О,) оба участка соответствуют МЗСФ (табл. 8.6 и 8.7). В связи с неполным соответствием жильного кварца изученных участков к МЗСФ нет необходимости определять индекс близости к эталону, т. к. он заведомо будет велик.

Согласно методике и технологии оценки принадлежности жильного кварца к МЗСФ необходимо, чтобы все полученные

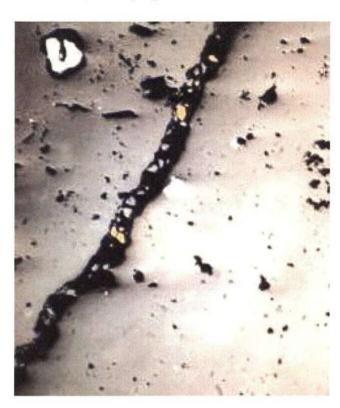


Рис. 8.4. Золото (жёлтое) в волосовидной трещине в пиритсодержащем кварце (белый пирит, серый кварц). Увелич. в 50^{x}

показатели соответствовали разработанным критериям. В данном случае по формальным признакам оба участка нельзя однозначно отнести к золоторудной формации.

Таблица 8.6 Типохимические признаки лёгкой фракции жильного кварца жилы № 3

Статистические характеристики	Аи, г/т	Ag, ɛ/m	K ₂ O,%	Na ₂ O,%	Li ₂ O,%	K_2O/Na_2O	K ₂ O/Li ₂ O
n	27	27	27	27	27	27	27
x	0,053	5,9	0,54	0,064	0,075	8,43	7,2
σ	0,048	11,36	0,34	0,013	0,011	0,08	0,09

Таблица 8.7 Типохимические признаки лёгкой фракции жильного кварца жилы № 2

Статистические характеристики	Аи, г/т	Ag, z/m	K,O,%	Na ₂ O,%	Li ₂ O,%	K ₂ O/Na ₂ O	K ₂ O/Li ₂ O
n	26	26	26	26	26	26	26
x	0,022	0,42	0,69	0,037	0,11	18,65	6,27
σ	0,026	0,21	0,36	0,013	0,013	0,18	0,13

Но, учитывая необычайно высокое содержание серебра до 50,3 г/т, а также находку золота в аншлифе, совершенно типичный для этой формации жильный кварц, интенсивно развитую зону окисления, предположили, что здесь мы имеем дело с особым случаем, когда основная часть золота в результате процессов выщелачивания вынесена, а серебро, будучи малоподвижным, связанным частью со слоистыми силикатами (содержание в отмученном классе до 54,9 г/т – проба M3/4Pм, и 10,7 – проба M3/24 м). В лёгких фракциях этих же проб серебра также больше (проба M3/4P – 60,4 г/т, проба M3/24 – 11,5 г/т), чем в исходных пробах (50 г/т и 8,5 г/т). Часть серебра, видимо, находится в зоне выщелачивания в виде тонкодисперсной серебряной черни, неотличимой от гидроксидов марганца.

Для выяснения распределения рудных элементов в рудной части жильного кварца выделены в бромоформе и проанализированы тяжелые фракции. Выход их составил 0,2–0,5 % от массы исходной пробы (0,04–0,5 г). Для проведения анализа на комплекс рудных элементов, включая золото и серебро, все тяжёлые фракции из проб каждой канавы объединены в три группы с различным содержанием золота и серебра. Основная масса тяжёлой фракции представлена псевдоморфозами гидроксидов железа по кубопентагондодекаэдрическим, нередко кривогранным, и пентагондодекаэдрическим кристаллам пирита. Присутствуют также обломки кварца, гидрослюд, покрытые корочками гидроксидов железа и марганца. Это подтверждается высоким содержанием железа в этих фракциях (более 30 %), а также кремнезёма (19,9–31,7 %). Присутствие слюд подтверждается относительно высоким содержанием лития.

По содержаниям ряда важных химических элементов тяжёлые фракции жильного кварца канав № 2 и 3 существенно различаются (табл. 8.8).

 Таблица 8.8

 Сравнительные данные по содержанию элементов в тяжелых фракциях

Канавы и группы тяжёлых фракций	Au, z/m	Ag, z/m	As, z/m	Sb, 2/m	Cu, z/m	Pb, 2/m	Zn, z/m
Канава № 2	1.0						
Группа 1	0.52	1.3	1810	400	370	720	260
Группа 2	1.21	1.8	1790	450	270	690	190
Группа 3	Нет материала	15.9	1960	330	240	590	120
Канава № 3							
Группа 1	2.92	9.7	6970	1710	300	120	900
Группа 2	0.89	86.9	7140	1550	300	190	1050
Группа 3	109	121	5260	1260	190	100	380

Из табл. 8.8 видно, что содержание серебра в тяжёлых фракциях жильного кварца канавы № 3 значительно выше, чем канавы № 2 (9,7–121 г/т и 1,3–15,9). Это относится и к золоту (0,52–1,21 и 0,89 и 109), мышьяку и сурьме, что указывает на меньшую эродированность жилы по канаве № 3.

В результате сделаны следующие выводы.

1. Среди образцов жильного кварца канав № 2 и 3 присутствуют фрагменты типичных для малоглубинных месторождений ритмично-полосчатых текстур, переходящих в массивные и пластинчатые. Однако большинство из них интенсивно брекчированы. Брекчирование проявлено многократно. Основным минералом является кварц (SiO₂ составляет 94,6–100 %). По данным рентгеноструктурных исследований присутствуют гипогенные хлорит, тосудит, гидрослюды и смектиты, что указывает на интенсивный процесс гипогенной аргиллизации, типичной для приповерхностных частей любых, в том числе и малоглубинных объектов.

Из рудных минералов установлен пирит в количестве менее 1 %. Основная масса его окислена с образованием гетита и гидрогетита. Присутствует незначительное количество ярозита, миметита, скородита. Кроме него в кварце присутствуют арсенопирит, сульфосоли, марказит, стибнит, сульфаты меди, галенит, церуссит, англезит, сфалерит, апатит, шеелит, единичны находки самородного серебра и золота (рис. 8.4).

Эти данные в целом свидетельствуют о принадлежности объекта к МЗСФ. Особенностью изучаемого объекта является наложение позднего брекчирования и окварцевания.

- 2. По критическим содержаниям золота и серебра жильный кварц канавы № 2 не позволяет его однозначно отнести к золоторудной формации. Но, учитывая интенсивность гипергенного окисления пирита и, вероятно, незначительного количества других сульфидов, в результате которого золото, серебро и другие рудные элементы, а также сурьма и мышьяк были выщелочены и, возможно, переотложены на более глубоких горизонтах, можно предполагать возможность оруденения на глубине. На это указывает присутствие микроскопических включений золота в аншлифе, содержащем относительно свежий пирит. Важным показателем возможной золотоносности является присутствие теллура.
- 3. По критическим содержаниям золота и особенно высоким содержаниям серебра (до 50 г/т), а также K_2O , K_2O/Li_2O , K_2O/Na_2O материал канавы № 3 приближается к малоглубинной золотосеребряной формации. Присутствие теллура, а также содержание мышьяка и сурьмы в количестве в среднем 100-300 г/т также приближает жильный кварц к возможно продуктивному.
- 4. Особенностью объектов является присутствие фтора, что может указывать на принадлежность жильного кварца к верхнерудной зоне.
- 5. Полученные данные свидетельствуют о нетипичном минеральном типе МЗСФ и интенсивно проявленной зоне гипергенеза, в условиях которой рудная нагрузка кварца изменилась в процессе окисления.

Для подтверждения или опровержения полученных выводов было предложено пробурить 6 поисковых скважин с целью подсечения изучаемых жил на глубинах 50, 100 и 150 м. Учитывая крутое падение рассмотренного кварцево-жильного тела № 3, пробурили 4 наклонные скважины навстречу друг другу. Подсечена зона сульфидизации в аргиллизитах, в которой чётко выявился ореол рассеяния мышьяка, сурьмы, селена и жильная зона халцедоновидного кварца, свидетельствующих о принадлежности его к месторождению малоглубинной золотосеребряной формации. В одном из подсечений содержание золота составляет 4,18 г/т, а серебра − 12,6 г/т, что соответствует нижнему пределу промышленных содержаний. Рекомендовано продолжение геолого-разведочных работ с целью определения промышленной ценности объекта.

Заключение

- 1. Определён методологический алгоритм комплексного использования геохимических и минералогических исследований для разработки количественных критериев локального прогноза, поисков и оценки месторождений золота, связанных с кварцевыми жилами и зонами окварцевания на основе использования явления типоморфизма.
- 2. Доказано, что первичные ореолы рассеяния и надрудные зоны эндогенных месторождений золота и серебра обладают сходными типохимическими свойствами, и главной задачей локального прогноза является разработка и использование минералого-геохимических критериев их диагностики по фрагментам зон околорудноизменённых горных пород, представленных халцедоновидным кварцем, зонами аргиллизации, сульфидизации, флюоритизации и др.
- 3. В результате развития ранее выполненных научно-исследовательских работ по изучению типоморфизма главных рудообразующих минералов месторождений золота, связанных с кварцевыми жилами, и при использовании универсальной модели их образования как следствия эволюционной самоорганизации водно-силикатного раствора-расплава, обогащённого рудными и щелочными металлами (K, Na, Li, Cs, Rb), а также летучими компонентами (CO₂, F, Cl, S, As, Te, N и др.) [Юргенсон, 1997, 2003], выявлены пределы численных значений критериев определения принадлежности жильного кварца к надрудным зонам промышленных месторождений золота и серебра.
- 4. Усовершенствован способ поисков и разведки месторождений малоглубинной золотосеребряной формации и разработана минералого-геохимическая технология их локального прогноза, поисков и оценки.

Выработана последовательность НИР, включающая выявление количественных типоморфных признаков, характеризующих принадлежность изучаемого объекта: 1) к определённой рудной формации, 2) фации глубинности, 3) минеральному типу, 4) к надрудной, рудной или подрудной зоне возможного месторождения и 5) к эталону месторождения определённого масштаба на основе вычисления индекса близости к эталону.

- 5. Методологический аспект решения задачи заключается в уточнении и использовании факторов и критериев выявления среди множества зон окварцевания, сульфидизации и других метасоматических образований, имеющих непосредственное отношение к надрудным зонам промышленных месторождений среднеглубинных формаций или МЗСФ.
- 6. Впервые выделен и охарактеризован новый золотопирит-кварцево-флюоритовый тип малоглубинной золотокварц-флюоритовой формации. Определены основные критерии для его идентификации .
- 7. Общетеоретические положения и методические приёмы изучения типоморфизма успешно применялись при рудно-формационном анализе ряда генетических и промышленных типов новых рудных месторождений. На примере Ишиканского участка в прибортовой зоне Ундино-Даинской депрессии (Восточное Забайкалье) показано использование технологии для оценки принадлежности объекта к надрудной зоне месторождения среднеглубинной золотосульфидно-кварцевой формации, а на примере участка Их-Даагай (Восточная Монголия) (2009–2011 гг.) показано использование технологии для оценки принадлежности свалов халцедоновидного кварца к месторождению МЗСФ. В результате буровых работ получены доказательства возможного открытия месторождения золота и серебра.

Библиографический список

- 1. А. с. 1010588 СССР. Способ обнаружения золоторудных месторождений / Н. А. Китаев, П. В. Богатырёв (СССР). № 3350280/18–25; заявлено 02.11.81.
- 2. А. с. 1072621 СССР. Способ оценки золотоносности кварцевых жил / А. М. Гребенчиков, В. Д. Нартикоев, А. Р. Хруст (СССР). № 3393560/18-25; заявлено 10.03.84.
- 3. А. с. 1189244 СССР. Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золотосеребряных месторождений / Г. А. Юргенсон (СССР). № 3709613/24–25; заявлено 11.03.84.
- 4. А. с. 1205655 СССР. Способ поисков золоторудных месторождений / И. Я. Некрасов, А. А. Конюшок (СССР). № 3784175/24–25; заявлено 24.07.84.
- 5. А. с. 1217118 СССР. Способ выявления площадей, перспективных для поисков низкотемпературных гидротермальных месторождений золота / В. В. Грицик (СССР). № 3674991/24– 25; заявлено 12.12.83.
- 6. Авдонин, В. В. Околорудные породы колчеданно-полиметаллических месторождений: природа, состав, поисковое значение: обзорная информация / В. В. Авдонин. Москва: Геоинформмарк, 1996. Вып. 7. 47 с.
- 7. Алексеенко, В. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых / В. А. Алексеенко, Г. В. Войткевич. Москва: Недра, 1979. 311 с.
- 8. Андрусенко, Н. И. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золотосеребряных месторождений Центральной Камчатки / Н. И. Андрусенко, Ю. М. Щепотьев // Геохимия. — 1974. — № 2. — С. 179—186.
- 9. Архипчук, Р. 3. К характеристике природы минералообразующих растворов флюорит-фенакит-бертрандитовой минерализаии / Р. 3. Архипчук, И. Я. Кузьмин // Изв. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР. -1968. Т. 4. Вып. 1. С. 97-98.
- 10. Атрошкин, В. Ф. Использование геохимических особенностей минералов для прогнозирования погребённых рудных тел и месторождений / В. Ф. Атрошкин, П. М. Аносов, Г. А. Юргенсон // Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных районов: материалы чт. памяти акад. С. С. Смирнова. Чита: Геогр. о-во СССР, 1988. С. 229–230.
 - 11. Балейское рудное поле. Москва: ЦНИГРИ, 1984. 269 с.
- 12. Балицкий, В. С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования / В. С. Балицкий. Москва: Недра, 1978. 143 с.
- 13. Баранов, Э. Н. Формы нахождения ртути в рудах месторождения Кастельяно (Куба) / Э. Н. Баранов, А. Норман, В. А. Бородин // Геохимия. 1989. № 3. С. 432—437.
- 14. Баумштейн, Р. А. Вертикальная зональность первичных геохимических ореолов участка Новинка одного золоторудного месторождения в Забайкалье / Р. А. Баумштейн // Вопр. регион. геологии и металлогении Забайкалья. Чита: Заб. фил. Геогр. о-ва СССР. 1972. Вып. 8. С. 47—48.
- 15. Бойко, С. М. Типоморфные особенности кварцев и сульфидов в месторождениях олововольфрамового пояса Забайкалья / С. М. Бойко; отв. ред. Г. А. Юргенсон // Типоморфизм минералов и его прикладное значение.— Чита: Читин. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1883. С. 7–10.
- 16. Бураго, А. И. Геохимические модели рудных месторождений как основа решения обратных задач прикладной геохимии / А. И. Бураго, С. С. Караулов, А. Н. Калягин // Геохим. методы рудных месторождений. Новосибирск: Наука СО, 1982. Ч. 2. С. 82—94.

- 17. Василенко, Г. П. Сереброносные галениты сульфидных руд Дальнегорского района / Г. П. Василенко, С. П. Гарбузов // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ВМО, 1987. С. 56–67.
- 18. Воларович, Г. П. Типоморфные особенности самородного золота и кварца близповерхностных месторождений / Г. П. Воларович, Л. Н. Николаева, Н. Б. Бархударян // Науч. основы и практ. использование типоморфизма минералов. Москва: Наука, 1980. С. 204–212.
- 19. Волков, А. В. Термобарогеохимические особенности и условия образования золотосульфидного вкраплённого оруденения: информ. сб. ВИЭМС / А. В. Волков // Передовой науч.произв. опыт. – Москва: ВИЭМС, 1989. – С. 14–23.
- 20. Вопросы методики поисков и оценки месторождений олова. Москва: Мингео СССР, 1974. 332 с.
- 21. Воротынцев, А. А. О поисковых признаках кварц-сульфидных объектов / А. А. Воротынцев, В. Е. Ланда, В. И. Красников // ЭИ ВИЭМС. Геол. методы поисков и разведки месторождений метал. полезн. ископаемых: отеч. произв. опыт. 1987. Вып. 11. С. 1–10.
- 22. Гаврилов, А. М. О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкраплённых руд по данным изотопного состава серы сульфидов / А. М. Гаврилов, Л. И. Гриненко // Тр. ЦНИГРИ. Москва, 1980. Вып. 150. С. 62–68.
- 23. Гамянин, Г. Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии / Г. Н. Гамянин. Москва: Наука, 1974. С. 5–34.
- 24. Гамянин, Г. Н. Зональность изменения типоморфных свойств минералов одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии / Г. Н. Гамянин, Н. А. Горячев // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. Якутск, 1983. С. 6–19.
- 25. Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья / Г. А. Юргенсон [и др.]. Новосибирск: Наука, 1999. 574 с.
- 26. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н. В. Петровская [и др.] // Тр. ЦНИГРИ. Москва: Госгеолтехиздат, 1961. Ч. 2. Вып. 45. 156 с.
- 27. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. Москва: Наука, 1971. 335 с.
- 28. Геохимические критерии различия дорудной и синрудной аргиллизации рудовмещающих пород Балейского грабена / В. Д. Пампура [и др.] // Ежегодник Сиб. ин-та геохимии. Иркутск, 1970. С. 190–192.
 - 29. Геохимические методы в решении геологических задач. Москва: Наука, 1988. 208 с.
- 30. Геохимические критерии различия дорудной и синрудной аргиллизации рудовмещающих пород Балейского грабена / В. Д. Пампура [и др.] // Ежегодник Сиб. ин-та геохимии. Иркутск: СибГЕОХИ СО АН СССР, 1970. С. 190–192.
- 31. Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений. Москва: ИМГ РЭ, 1973. 99 с.
- 32. Гинзбург, А. И. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ / А. И. Гинзбург, В. И. Сидоренко, Г. А. Кузьмин. Москва: Недра, 1981. 237 с.
- 33. Горжевский, Д. И. Магматические и рудные формации / Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Р. М. Константинов. Москва: Недра, 1986. 211 с.
- 34. Горячев, Н. А. Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии / Н. А. Горячев. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.
- 35. Горячев, Н. А. Щёлочи и алюминий в кварце как индикаторы условий его образования / Н. А. Горячев, Л. П. Шадрина, Э. Е. Сабардахова // Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии. Якутск, 1983. С.88–93.
- 36. Гребенчиков, А. М. Минералого-геохимические особенности близповерхностных золоторудных месторождений позднепалеозойского вулканического пояса Казахстана: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. М. Гребенчиков. Москва, 1976. 20 с.
- 37. Григоров, С. А. Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным / С. А. Григоров. Москва: Наука, 1990. 157 с.
- 38. Григорян, С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений / С. В. Григорян. Москва: Недра, 1987. 403 с.

- 39. Григорян, С. В. Оценка промышленной значимости прогнозируемого скрытого сульфидного оруденения / С. В. Григорян, А. А. Головин, Г. Э. Федотова // Оценка прогнозных ресурсов скрытого эндогенного оруденения по данным геохимических работ: науч. тр. ИМ ГРЭ. Москва, 1983. С. 28–32.
- 40. Григорян, С. В. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения / С. В. Григорян, Е. М. Янишевский. Москва: Недра, 1968.-204 с.
- 41. Гриненко, Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов золота рудных месторождений Балейского района (Восточное Забайкалье) / Л. Н. Гриненко, М. Г. Андреева, А. М. Гаврилов // Геохимия. -1965. № 3. С. 325–336.
- 42. Грязнов, О. Н. Картирование рудоносных метасоматитов / О. Н. Грязнов, К. К. Золоев, Э. М. Ляхович. Москва: Недра, 1994. 271 с.
- 43. Гундобин, Г. М. Минералого-геохимическая зональность золотосеребряных месторождений / Г. М. Гундобин, Р. Г. Кравцова // Геол. рудные месторождения. 1984. Т. 2. \mathbb{N}_2 5. С. 49—55.
- 44. Гуреев, В. Ф. Методологические указания по применению минералого-геохимического шлихового метода при поисках золоторудных месторождений / В. Ф. Гуреев, А. М. Гребенчиков. Москва: ЦНИГРИ, 1979. 22 с.
- 45. Дерюгин, Ю. Н. Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения в раннедокем-брийских зеленокаменных поясах / Ю. Н. Дерюгин // Геол. методы поисков и развития месторождений метал. полезн. ископаемых: отеч. произв. опыт. 1987. Вып. 8. Москва: ВИЭМС, 1978. С. 1–11.
- 46. Добровольская, М. Г. Ассоциации элементов-примесей в сфалерите как индикаторы формационного и генетического типов свинцово-цинковых месторождений / М. Г. Добровольская, А. Ю. Ведяев // Докл. АН СССР. − 1989. − Т. 306. − № 4. − С. 968–972.
- 47. Доломанова, Е. И. Распределение углекислоты в кварце оловорудных месторождений Забайкалья (по данным ИК-спектрометрии) / Е. И. Доломанова, Е. В. Власова // Зап. ВМО. 1974.-T.103.-Bып. 6.-C.711-714.
- 48. Дэвис, Дж. Статистика и анализ геологических данных / Дж. Дэвис; пер. с англ. Москва: Мир, 1977. 571 с.
- 49. Евзикова, Н. З. Поисковая кристалломорфология / Н. З. Евзикова. Москва: Недра, 1984. 140 с.
- 50. Жабин, А. Г. Минералогические исследования околорудных ореолов / А. Г. Жабин, Н. С. Самсонова, И. З. Исакович. Москва: Недра, 1987. 160 с.
- 51. Зональность гидротермальных месторождений как основы поисков глубокозалегающих рудных тел / В. В. Поликарпочкин [и др.] // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970. С. 252–340.
- 52. Иванкин, П. Ф. Основные черты процесса формирования субвулканических золотосеребряных месторождений / П. Ф. Иванкин, Г. П. Воларович, П. В. Иншин // Сов. геология. 1979. № 3. С. 32-44.
- 53. Иванова, Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии / Г. Ф. Иванова. Москва: Наука, 1976. 244 с.
- 54. Иванова, Г. Ф. Основные параметры гидротермальных растворов, формировавших вольфрамовые месторождения / Г. Ф. Иванова, В. Б. Наумов // Геохимия. 1989. № 7. С. 925–935.
- 55. Изучение электрических свойств Дукатского месторождения с целью прогнозирования оруденения на глубину / В. И. Красников [и др.] // Сб. рефератов НИР ЗабНИИ, завершённых в 1976 г. Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 1978. С. 21–27.
- 56. Китаев, Н. А. Критерии поисков золоторудных близповерхностных формаций Сибири / Н. А. Китаев // Геохим. методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука CO. 1982. Ч. 2. С. 58—67.
- 57. Классификация геологических и рудных формаций для целей локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов СССР // М. Б. Бородаевская [и др.] // Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений: тр. ЦНИГРИ. Москва, 1987. Вып. 216. С. 9–19.

- 58. Кривицкая, Н. Н Минералогия золотоносных сульфидов железа Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье): автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / Н. Н. Кривицкая. Москва: МГУ, 1977. 30 с.
- 59. Критерии прогнозной оценки территорий на твёрдые полезные ископаемые / под ред. Д. В. Рундквиста. Ленинград: Недра, 1986. 752 с.
- 60. Кузьмин, В. И. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах / В. И. Кузьмин, Н. В. Добровольская, Л. С. Солнцева. Москва: Недра, 1979. 270 с.
- 61. Лазько, Е. М. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения / Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр. Москва: Недра, 1981. 256 с.
- 62. Лозовский, В. И. Некоторые данные к поискам слепых рудных тел эпитермальных золоторудных месторождений / В. И. Лозовский // Вопр. рудоносности Восточного Забайкалья. Москва: Недра, 1967. С. 7–20.
- 63. Ляхов, Ю. В. Условия образования и зональность золоторудных месторождений (по данным термобарогеохимии): автореф. ... дис. д-ра геол.-минер. наук / Ю. В. Ляхов. Москва, 1985. 42 с.
- 64. Максимов, С. С. Пропилиты и вторичные кварциты Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / С. С. Максимов, Г. А. Юргенсон // Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969. С. 203–204.
- 65. Максимов, С. С. Новые данные о геологии и рудоносности фундамента Балейского грабена / С. С. Максимов, Г. А. Юргенсон, В. П. Бородин // Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1969. Вып. 36. С. 66–70.
- 66. Мельцер, М. Л. О геохимических критериях поисков золотокварцевых месторождений Южно-Верхоянского синклинория / М. Л. Мельцер. Якутск, 1992. С. 120–125.
- 67. Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра / ред. М. М. Константинов, В. А. Нарсеев. Москва: ЦНИГРИ, 1989. 153 с.
- 68. Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений / В. И. Красников [и др.]. Ленинград, 1983.-91 с.
- 69. Моисеев, Б. М. Природные радиационные процессы в минералах / Б. М. Моисеев. Москва: Недра, 1985. 174 с.
- 70. Мягков, В. Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд / В. Ф. Мягков. Москва: Недра, 1984. 126 с.
- 71. Напартэ, В. А. Минерально-геохимическая зональность золоторудных месторождений различных формаций / В. А. Напартэ, Р. А. Баумштейн // Вопр. регион. геологии и металлогении Забайкалья. Чита: Заб. фил. Геогр. о-ва СССР. 1972. Вып. 8. С. 42–44.
- 72. Нарсеев, В. А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана / В. А. Нарсеев. Алма-Ата: ИМС, 1973. 237 с.
- 73. Наумов, В. Б. Концентрация Ag и Те в высокотемпературных растворах по данным изучения флюидных включений / В. Б. Наумов // ДАН СССР. – 1988. – Т. 301. – № 4. – С. 966–968.
- 74. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений // Симпозиум. Ч. 1. Доклады. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970. 342 с.
- 75. Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов // Материалы XXI Съезда ММА (Новосибирск, 4–10 сент. 1978 г.). Москва: Наука, 1980. 302 с.
- 76. Невструев, В. Г. Геохимическая типизация, зональность и прогнозная оценка золотого оруденения (на основе месторождений Западного Приохотья): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / В. Г. Невструев. Благовещенск, 1984. 26 с.
- 77. Некоторые особенности флюидного режима азота в гидротермально-метасоматических системах (на примере золоторудных месторождений Зод, Чарматан, Мурунтау и Марджанбулак) / А. Б. Кольцов [и др.] // Геохимия. 2001. N 11. C. 1196—1206.
- 78. Панов, Е. Н. Исследования вариаций температуры α - β -превращений кварца гранито-идов северо-восточного Забайкалья / Е. Н. Панов, И. Г. Муратов, Л. Н. Касатов // ДАН СССР. 1967. Т. 175. № 6. С. 1359–1362.

- 79. Петровская, Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золотокварцевых образований на примере месторождений Енисейского Кряжа / Н. В. Петровская // Тр. НИГРИзолото. Москва, 1956. Вып. 21. С. 3–45.
 - 80. Петровская, Н. В. Самородное золото / Н. В. Петровская. Москва: Наука, 1973. 347 с.
- 81. Петровская, Н. В. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса месторождений золота Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н. В. Петровская, П. С. Бернштейн, С. К. Мирчинк // Тр. ЦНИГРИ. 1961. Вып. 45. Ч. І, ІІ. 98 с.
- 82. Радиоспектроскопия кварца / И. В. Матяш, А. Б. Брик, А. П. Заяц, В. В. Мазыкин. Киев: Наукова думка, 1987.-168 с.
- 83. Ракчеев, А. Д. Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд: справ. / А. Д. Ракчеев. Москва: Недра. 1989. 230 с.
- 84. Рафаилович, М. С. Изменчивость состава формационных и геохимических типов золотого оруденения и её использование при прогнозировании и поисках / М. С. Рафаилович. Алма-Ата: КазИМС, 1992. 91 с.
- 85. Рейф, Ф. Г. Условия и механизм зарождения рудоносных растворов вольфрамовых месторождений Забайкалья / Ф. Г. Рейф // Геохимия. -1980. -№ 11. С. 1675–1684.
- 86. Рейф, Ф. Г. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение / Ф. Г. Рейф, Е. Д. Бажеев. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
- 87. Родионов, Д. А. Статистические методы классификации геологических объектов / Д. А. Родионов, Р. И. Коган, Ю. П. Белов. Москва, 1979. 30 с.
- 88. Сидоров, А. А. Золотосеребряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов / А. А. Сидоров. Магадан, 1978. 369 с.
- 89. Смирнов, С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений / С. С. Смирнов // Изв. АН СССР. Сер. геол. и разв. 1937. № 6. С. 1071–1083.
- 90. Смирнов, С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях / С. С. Смирнов // Избр. тр. Москва: Изд-во АН СССР, 1955. С. 144–160.
- 91. Состав и физические свойства параморфозы а-кварца по b-кварцу из пегматитов Волыни / Е. И. Доломанова [и др.] // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1976. № 3. С. 50–59.
- 92. Спиридонов, А. М. Золотоносные рудномагматические системы Забайкалья / А. М. Спиридонов, Л. Д., Зорина Н. А. Китаев. Новосибирск: Гео, 2006. –291 с.
- 93. Справочник по математическим методам в геологии / Д. А. Родионов [и др.]. Москва: Недра, 1987. 335 с.
- 94. Средние содержания элементов-примесей в минералах / В. В. Иванов [и др.]. Москва: Недра, 1973. 208 с.
- 95. Судов, Б. А. Геохимические поиски скрытых рудных месторождений по первичным ореолам йода и брома / Б. А. Судов // Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука СО, 1982. Ч. 2. С.100–106.
- 96. Тимофеевский, Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона / Д. А. Тимофеевский. Москва: Недра, 1972. 260 с.
- 97. Типоморфизм кварца, пирита и золота золоторудных месторождений Узбекистана / под ред. Р. А. Мусина. Ташкент: ФАН, 1981. 144 с.
- 98. Типоморфизм минералов и его прикладное значение / отв. ред. Г. А. Юргенсон. Чита: Чит. отд-ние Всесоюз. минер. о-ва, 1883.-142 с.
- 99. Типоморфизм минералов как поисковый критерий / С. А. Щека, Н. В. Гореликова, А. А. Вржосек, В. В. Наумова // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ВМО, 1987. С. 9–33.
- 100. Типоморфизм минералов: справ. / под ред. Л. В. Чернышевой. Москва: Недра, 1989. 560 с.
- 101. Типы метасоматических преобразований пород Балейского рудного поля и их соотношения с золотоносными жилами / В. Г. Хомич [и др.] // Критерии рудоносности метасоматитов: тр. симп. Алма-Ата, 1974. Ч. 2. С. 210–220.

- 102. Тлеулина, К. А. Месторождение Уенке-Булак представитель золотосеребрянофлюоритового минерального типа (Заилийский Алатау) / К. А. Тлеулина, В. А. Глоба // Изв. НАН РК. Сер. геол. и разв. 2006. № 6. С. 18—23.
- 103. Уайт, Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии / Д. Е. Уайт, Е. Т. Андерсон, Д. Е. Груббс // Геохимия современных поствулканических процессов. Москва: Мир, 1965. С. 167–172.
- 104. Увадьев, М. Д. Типоморфизм кварца и пирита критерий оценки перспективности рудопроявлений золота малоглубинного типа / М. Д. Увадьев: тез. докл. Всесоюз. симп. (Ленинград, 12-14 апр. 1988 г.). Ленинград, 1988 .— 101 с.
- 105. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР / Н. А. Шило, В. И. Гончаров, В. А. Альшевский, В. В. Ворцепнев. Москва: Наука, 1988. 181 с.
- 106. Фатьянов, И. И. Золотосеребряное отношение и его вариации на одном из месторождений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса / И. И. Фатьянов // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ВМО, 1987. С. 132–138.
- 107. Фирсов, Л. В. Золотокварцевая формация Яно-Колымского пояса / Л. В. Фирсов. Новосибирск: Наука СО, 1985. 217 с.
- 108. Фурсов, В. З. Ртуть индикатор при геохимических поисках рудных месторождений / В. З. Фурсов. Москва: Недра, 1977. 142 с.
- 109. Хамрабаева, З. И. Систематика золоторудных и золотосодержащих месторождений по минеральным ассоциациям теллуридов / З. И. Хамрабаева // Узб. геол. журн. 1983. № 5. С. 9–15.
- 110. Черепанов, А. А. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья: дис. ... канд. геол.-минер. наук / А. А. Черепанов. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1971.-218 с.
- 111. Щербакова, М. Я. О физической природе парамагнитных центров в кварце / М. Я. Щербакова, Р. И. Машковцев // Минералы и методы их исследования. Новосибирск: Новосиб. пед. ин-т, 1989. С. 50–59.
- 112. Юргенсон, Г. А. Типоморфные признаки жильного кварца месторождений малоглубинной золотосеребряной формации как критерии рудоносности / Г. А. Юргенсон // Вопр. прикладной минералогии. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1984a. C. 35-42.
- 113. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца/ Г. А. Юргенсон. Москва: Недра, 1984б. 149 с.
- 114. Юргенсон, Г. А. Минералогическое картирование при изучении жильного кварца / Г. А. Юргенсон // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 55–59.
- 115. Юргенсон, Г. А. О механизме образования ритмично-слоистых эндогенных рудных тел и жил / Г. А. Юргенсон // Минералогия народному хозяйству: тез. докл. к VII Съезду ВМО. Ленинград: Наука, 1987. C. 236-237.
- 116. Юргенсон, Г. А. Критерии различия надрудных, рудных и подрудных зон на примере стратиформного месторождения шеелита на основе изучения типоморфизма жильного кварца / Г. А. Юргенсон // Поисковая минералогия (Алма-Ата, 4–7 окт. 1987 г.). Алма-Ата, 1987. С. 107–108.
- 117. Юргенсон, Г. А. Методические рекомендации по изучению и использованию типоморфизма халцедоновидного жильного кварца при поисках и оценке месторождений малоглубинной золотосеребряной формации / Г. А. Юргенсон. Чита-Москва, 1988.-44 с.
- 118. Юргенсон, Г. А. Уровни организации минерального вещества как иерархическая основа для разработки минералого-геохимических критериев оруденения / Г. А. Юргенсон // Четверть века отраслевой науки Забайкалья. Чита, 1989. С. 115–118.
- 119. Юргенсон, Г. А. О субконцентрической симметрично-асимметричной зональности и распределении жильного кварца с определенными свойствами месторождения Токур (Приамурье) / Г. А. Юргенсон // Рудные месторождения Дальнего Востока минералогические критерии прогноза, поиска и оценки: тез. докл. Владивосток, 1991. С. 78—79.

- 120. Юргенсон, Г. А. Зависимость концентрации воды и углекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах / Г. А. Юргенсон // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 721-723.
- 121. Юргенсон, Г. А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудно-формационного анализа и оценки рудоносности / Г. А. Юргенсон // Недра Востока, 1993. С. 28–33.
- 122. Юргенсон, Г. А. К вопросу о физико-химических условиях образования жильного кварца // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья / Г. А. Юргенсон. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996а. С. 69-83.
- 123. Юргенсон, Г. А. Зависимость совершенства кристаллического строения жильного кварца от условий его образования / Г. А. Юргенсон // Докл. РАН. 1996б. Т. 349. № 3. С. 372—375.
- 124. Юргенсон, Г. А. О механизме образования рудоносных кварцевых жил / Г. А. Юргенсон // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях: тез. докл. Междунар. симп., посв. 100-летию акад. А. Г. Бетехтина. Москва: ИГЕМ, 1997. С. 207–208.
- 125. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: дис. . . . д-ра геол.-минер. наук / Г. А. Юргенсон. Чита: ЧИПР СО РАН, 1997. 140 с.
- 126. Юргенсон, Г. А. Особенности крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации и использование типоморфизма жильного кварца при их поисках и оценке / Г. А. Юргенсон; отв. ред. Ю. Б. Марин // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Санкт-Петербург: СГИ, 1998. С. 298–315.
- 127. Юргенсон, Г. А. Эволюция совершенства кристаллического строения минерального вещества / Г. А. Юргенсон // Материалы IX Съезда МО РАН. Санкт-Петербург, 1999. С. 269–270.
- 128. Юргенсон, Г. А. Основные параметры генетической модели крупного месторождения малоглубинной золотосеребряной формации / Г. А. Юргенсон // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 51—54.
- 129. Юргенсон, Г. А. Количественные минералого-геохимические критерии локального прогноза и поисков скрытого эндогенного оруденения / Г. А. Юргенсон // Природные ресурсы Забайкалья и проблемы природопользования: материалы научн. конф. Чита, 2001. С. 27—29.
- 130. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм и рудные формации / Г. А. Юргенсон. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.
- 131. Юргенсон, Г. А. Количественные минералого-геохимические критерии локального прогноза крупных месторождений малоглубинной золотосеребряной формации / Г. А. Юргенсон // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: тез. III Всерос. симп. с междунар. участием. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2004. С. 254–256.
- 132. Юргенсон, Г. А. Способ обнаружения близповерхностных месторождений золота и серебра / Г. А. Юргенсон // Научный и промышленный потенциал Сибири. Новосибирск, 2004. С. 149.
- 133. Юргенсон, Г. А. Типоморфные свойства жильного кварца как критерии рудоносности / Г. А. Юргенсон // Вестн. ЧитГУ. -2004. Вып. 37. С. 180-185.
- 134. Юргенсон, Г. А. О триаде как основной структурно-генетической компоненте рудоносных кварцевых жил / Г. А. Юргенсон // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: материалы науч. конф. (Иркутск, 3–7 окт. 2005 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. Т. I. С. 207–209.
- 135. Юргенсон, Г. А. Триада как основной структурно-генетический элемент рудоносных кварцевых жил / Г. А. Юргенсон // Зап. РМО. 2006а. № 6. С. 94–107.
- 136. Юргенсон, Г. А. О природе рудоносных кварцевых жил / Г. А. Юргенсон // Теория, история, философия и практика минералогии: материалы IV Междунар. минер. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006б. С. 91–92.
- 137. Юргенсон, Г. А. О возможном коренном источнике Кручининских золотоносных россыпей (Центральное Забайкалье) / Г. А. Юргенсон // Природные ресурсы Забайкалья и про-

блемы геосферных исследований: материалы нучн. конф., посв. 25-летию ИПРЭК СО РАН и памяти чл.-кор. АН СССР Ф. П. Кренделева (Чита, 12-15 сент. 2006 г.). – Чита: 3абГГПУ, 2006в. – С. 127-129.

- 138. Юргенсон, Г. А. Особенности минерального состава руд малоглубинной золотокварц-флюоритовой формации / Г. А. Юргенсон // Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения: материалы Годичного собр. РМО. Санкт-Петербург, 2006г. С. 84–87.
- 139. Юргенсон, Г. А. Минералого-геохимическая технология локального прогноза и глубинных поисков слепого золотосеребряного оруденения / Г. А. Юргенсон // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России: материалы Годичного собр. РМО. Москва, 2007. С. 177–179.
- 140. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм жильного кварца и сульфидов надрудных зон как критерий локального прогноза и поисков слепых месторождений золота / Г. А. Юргенсон // Вестн. ЗабЦ РАЕН. -2008. -№ 1. С. 32–36.
- 141. Юргенсон, Г. А. Перспективы Забайкалья на месторождения золота малоглубинных формаций / Г. А. Юргенсон // Приоритеты и особенности развития Байкальского региона: материалы III Междунар. науч.-практ. конф., посв. Году планеты Земля и 85-летию Республики Бурятия (Улан-Удэ, 3 июля 31 авг. 2008 г.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008а. С. 260–263.
- 142. Юргенсон, Г. А. Об особенностях надрудных зон месторождений малоглубинной золотосеребряной формации / Г. А. Юргенсон // Междунар.горно-геол. форум «Золото северного обрамления Пацифика» (Магадан, 10–14 сент. 2008 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008б. С. 40–42.
- 143. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм жильного кварца как критерий качества и масштабов месторождений золота / Г. А. Юргенсон // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: материалы Всерос. науч. конф. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2008в. С. 154–157.
- 144. Юргенсон, Г. А. Типоморфизм жильного кварца и минералого-геохимическая зональность месторождения Токур в Приамурье / Г. А. Юргенсон // Вестн. ЗабЦ РАЕН. 20106. № 1.- С. 15-24.
- 145. Юргенсон, Г. А. Малоглубинные месторождения золота и серебра, условия образования и минералого-геохимическая технология их глубинных поисков и оценки / Г. А. Юргенсон // Учёные зап. ЗабГГПУ. Сер. «Естественные науки». 2011. № 1. С. 136–145.
- 146. Юргенсон, Г. А. Опыт внедрения современной минералого-геохимической технологии поисков и оценки оруденения малоглубинной золотосеребряной формации / Г. А. Юргенсон // Минерагения Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ: Экос, 2012. С. 202–207.
- 147. Юргенсон, Г. А. Перспективы золотого оруденения малоглубинной золотокварцсульфидно-флюоритовой формации / Г. А. Юргенсон // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2012. – № 1. – С. 18–24.
- 148. Юргенсон, Г. А. Усовершенствованная минералого-геохимическая технология поисков и оценки оруденения малоглубинной золотосеребряной формации и опыт её внедрения в Восточной Монголии/ Г. А. Юргенсон // Вест. Заб. регион. отд-ния РАЕН. — 2012—2013. — № 1. — С. 48–54.
- 149. Юргенсон, Г. А. Балейское рудное поле / Г. А. Юргенсон, Р. В. Грабеклис; под ред. акад. Н. П. Лаверова // Месторождения Забайкалья. Москва: Геоинформмарк, 1995. Кн. 2. С. 19–32.
- 150. Юргенсон, Г. А. О некоторых свойствах пирита и арсенопирита стратиформного месторождения Кти-Теберта / Г. А. Юргенсон, А. В. Ехлаков // Проблемы стратиформных месторождений. Чита: Чит. политехн. ин-т, 1990. Ч. 2. С. 198–200.
- 151. Юргенсон, Г. А. Строение и рудноформационная принадлежность жильного кварца на ИК-спектрах методом нарушенного полного внутреннего отражения / Г. А. Юргенсон В. В. Лимберова, Е. В. Миронова // Вестн. ЗабГУ. 2012. № 10. С. 36–42.
- 152. Юргенсон, Г. А. Влияние нагревания на электропроводность жильного кварца различной текстуры / Г. А. Юргенсон, В. Д. Перевертаев // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 4. С. 87-91.

- 153. Юргенсон, Г. А. О выделении воды из кварца при нагревании в вакууме / Г. А. Юргенсон, В. Д. Перевертаев, В. А. Горковенко // Геохимия. 1978. № 1. С. 133—138.
- 154. Юргенсон, Г. А. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца / Г. А. Юргенсон, Г. Т. Тумуров // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1980. № 6. С. 50–59.
- 155. Юргенсон, Г. А. Вариации состава и свойств жильного кварца месторождений золотосульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования / Г. А. Юргенсон, В. Е. Тупяков, О. И. Широкий // Геол. рудных месторождений. 1979. Т. 21. № 3. С. 56-67.
- 156. Юргенсон, Г. А. К вопросу о рудно-формационной принадлежности месторождения Токур / Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон // История исследований золотоносности Приамурья. Благовещенск: Амур. отд-ние ВМО АН ССР, 1989. С. 82–84.
- 157. Юргенсон, Г. А. Минералого-геохимическая методика определения рудноформационной принадлежности и оценки эрозионного среза среднеглубинных месторождений золота / Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон. Москва: Мингео СССР, 1991. 98 с.
- 158. Юргенсон, Г. А. Типоморфные признаки кварца и пирита как поисково-оценочные критерии / Г. А. Юргенсон, Т. Н. Юргенсон // Поисковая минералогия: современное состояние и перспективы развития. Алма-Ата: КазИМС, 1987. Т. 1. С. 56–57.
- 159. Юргенсон, Т. Н. Использование микровключений петцита в пирите при поисках и оценке месторождений золота / Т. Н. Юргенсон; под ред. Г. А. Юргенсона // Проблемы рудообразования поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. С. 197–203.
- 160. Юргенсон, Т. Н. О вертикальной кристалломорфологической зональности пирита жилы Эповской в связи с её золотоносностью / Т. Н. Юргенсон // Металлогения и прогноз полезных ископаемых. Чита, 1986. С. 112–114.
- 161. Юргенсон, Т. Н. Термовысвечивание пирита и возможности его использования в поисковой минералогии / Т. Н. Юргенсон // Поисковая минералогия: современное состояние и перспективы развития. – Алма-Ата: КазИМС, 1987. – Т. 2. – С. 116–117.
- 162. Юшкин, Н. П. Теория и методы минералогии. Избранные проблемы / Н. П. Юшкин. Москва: Наука, 1977. 292 с.
- 163. Ярцев, А. П. О генезисе месторождения Мурунтау по данным изучения типоморфизма пирита / А. П. Ярцев, Ю. Д. Жеребцов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. и разв. 1988. № 5. С. 25—35.
- 164. Amthauer, G. Einwendung des Mossbauer-Effektes in Mineralogie und Kristallographie. Z. Kristallogr / G. Amthauer. − 1987. − № 1–4. − P. 10–11.
- 165. Chechyotkin, V. S. Condition of Localization, Geological Structure and Genesis of Large and Unique Mineral Deposits of the Chita Region / V. S. Chechyotkin, V. M. Asoskov, G. A. Yurgenson // The 3 Symposium on Geological and Mineragenetic correlation in the Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia Changchun, 1999. P. 23.
- 166. Dixon, J. E. Infrared spectroscopic measurements of CO_2 and H_2O in Jan de Fuca Ridge basaltic glasses / J. E. Dixon, E. Stolper, John R. Delaney // Earyh and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 87–104.
- 167. Hallberg, A. The Enosen gold deposit, central Sweden. A paleoproterozoic high sulphidation-epithermal gold mineralization / A. Hallberg // Miner deposita. − 1994. − № 2. − P. 150–162.
- 168. Izawa, Eiji. Hydrothermal alteration associated with Monsatsu-type gold mineralization in the Kasuga area, Kagoshima prefecture, Japan / Eiji. Izawa // Rept. Geol. Surv. Jap. − 1991. − № 227. − P. 49–52.
- 169. Leitch, C. H. B. Bralorne: a mesothermal, shield-type vein gold deposit of Cretaceons age in southwestern British Columbia / C. H. B. Leitch // CIM Bull. − 1990. − № 83. − P. 53–80.
- 170. Lindgren, W. Mineral deposits. McGraw-Hill Book Company. 4th edition / W. Lindgren, 1933. 930 p.
- 171. Lowenstern, J. B. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma / J. B. Lowenstern // Geology. − 1994. − № 10. − P. 893–896.
- 172. Marakushev, A. A. The main problem of origin hydrothermal ore deposits / A. A. Marakushev // 9 Symp. Int. Assoc. Genes. Ore Deposits, Beijing. Aug. 12–18, 1994: Abstr. Vol. 1. Beijing, 1994. P. 438–441.

- 173. Murowchick, James B. Effects of temperature and degree of supersaturation on pyryte morphology / James B. Murowchick, H. L. Barnes. American Mineralogist, 1987. № 11–12. P. 1241–1250.
- 174. Prokof'ev, V. Yu. Composition, Formation Conditions and Genesis of the Talatui Gold Deposit, the Eastern Transbaikal Region / V. Yu. Prokof'ev, L. D. Zorina, V. A. Kovalenker // Russia Geology of Ore Deposits. − 2007. − Vol. 49. − №1. − P. 31–68.
- 175. Rytuba, J. I. Geocronology and geochemistry of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, and gold deposits and volcanoes of Tabar and Tatau, Papua New Guinea / J. I. Rytuba, H. Mc Kee Edwin, P. Gennis Cox // U. S. Geol. Surv. Bull. 1993. № 2039. P. 119–126.
- 176. Yurgenson, G. A. The Condition of Localization, Geological Structure and Genesis of Large and Unique Deposits of Chita Oblast / G. A. Yurgenson, V. S. Chechyotkin, V. M. Asoskov // Proceedings of the 2nd Internacional Symposium of Geosciens in NE Asia and the 9th Cina-Korea Joint Symposium of Geology on Crustal Evolution in NE Asia. July 31-August 4, 2002. Changchun, China. P. 134.
- 177. Yurgenson, G. A. Main parametrs of the genetic model for a large deposit of low-abyssal gold-silver formation (LAGSF) / G. A. Yurgenson // The problems of geological and mineragenetic correlation in the contiguous regions of Russia, China and Mongolia: the scientific works of the Second intern. sympos. Novosibirsk: SPC UIGGM SB RAS, 1998. P. 34–38.
- 178. Yurgenson, G. A. Mineralogy-geochemical criteria for depth searching for lagre deposits/ G. A. Yurgenson // Материалы IV Междунар.симп. «Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии» (Чита, 16–20 окт. 2001 г.). Чита, 2001. С. 136–137.
- 179. Yurgenson, G. A. On peculiar features of Above-Ore Zones on Deposits of Lowdept Gold-Silver Formation / G. A. Yurgenson // Gold of the North Pacific Rim /The Intrnational Geological, Exploration, and Mining Forum (Magadan, September, 11–14). Magadan, 2008. P. 42–44.
- 180. Yurgenson, G. A. The conditions and mechanism of large scale and unique deposits of non-deep Au-Ag Formation origin / G. A. Yurgenson // Proceedings of the 2-nd international symposium of geosciences in NE Asia and the 9-th China-Korea joint symposium of geology on crustal evolution in NE Asia. Changchun: Intern. Centre for Geoscience Research and Education in Northeast Asia, college of Earch Sciences, Jilin University, 2002. P. 128–129.
- 181. Yurgenson, G. A., Typomorphic peculiarities of noble beryl varieties from Sherlovaya Montain / G. A. Yurgenson, A. S. Afanasieva, O. V. Kononov // Geology and Resources. 2010. Vol. $19.- {N\!\!_{\odot}}\,1.-$ Aug. P. 28–30.

Научное издание

Юргенсон Георгий Александрович

Типоморфизм и прогноз золотосеребряного оруденения

Редактор О. Ю. Гапченко Вёрстка М. Р. Коптеловой

Подписано в печать 18.11.2014 Формат 60×84/8. Бумага офсетная. Способ печати оперативный. Усл. печ. л. 19,9. Уч-изд. л. 14,3. Заказ № 24814. Тираж 500 экз. (1-й з-д 1–170)

ФГБОУ ВПО «Забайкальский государственный университет» 672039, г. Чита, ул. Александро-Заводская, 30

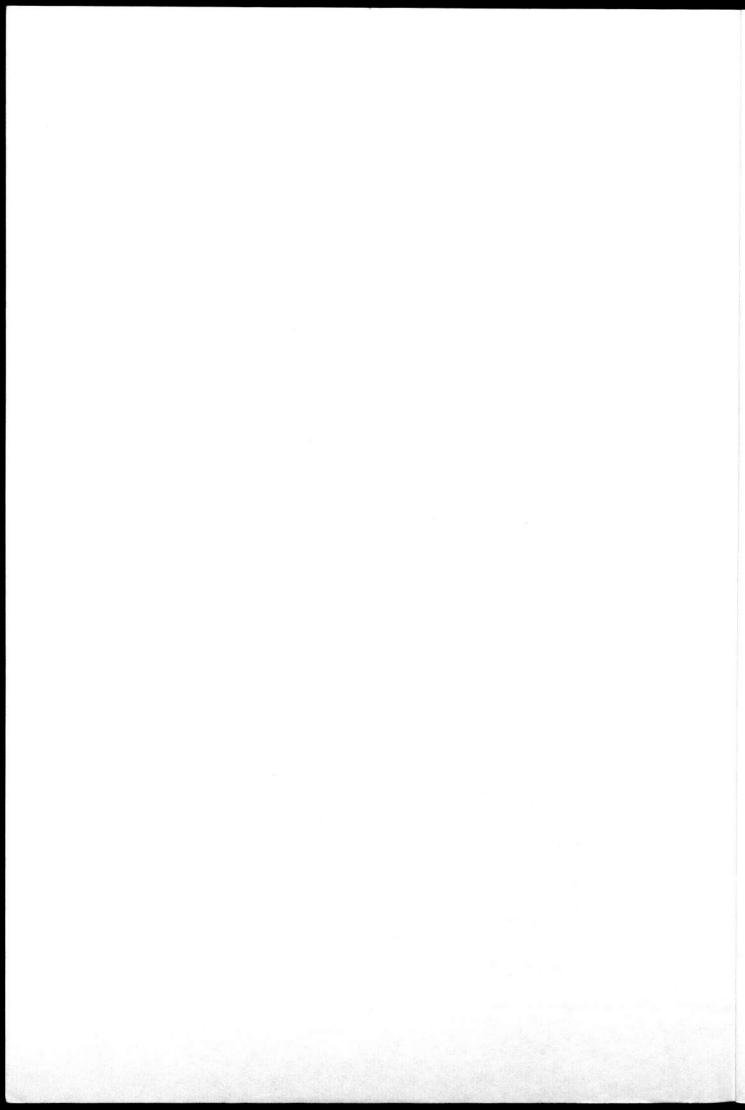




Рис. 2.21. Геологическая карта Многовершинного золоторудного месторождения [по: Косов, 1975] (условные обозначения в приложениях к карте)

