К3
2066

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ЧИТИНСКИЙ ИНСТИТУТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

На правах рукописи

Юргенсон Георгий Александрович

# ТИПОМОРФИЗМ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Специальность: 04.00.11 – геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений; металлогения

Диссертация
в виде научного доклада на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Чита – 1997

07.0 49.5

К.33.26 + 26.325.23
Ю-66

Работа выполнена в Забайкальском научно-исследовательском институте Минприроды и в Читинском институте природных ресурсов Сибирского отделения Российской Академии Наук

Официальные оппоненты: - доктор геолого-минералогических наук, профессор Жабин А.Г.
- доктор геолого-минералогических наук, профессор Коробейников А.Ф.
- доктор геолого-минералогических наук, профессор Сотников В.И.

Ведущее предприятие: - Московская государственная геологоразведочная академия (Москва)

Защита состоится "25" февраля 1998 г. в 10 часов на заседании диссертационного совета Д 002.50.05 Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, в конференц-зале.

Адрес: 630090, Новосибирск-90, просп. академика Коптюга, 3

С диссертацией в виде научного доклада можно ознакомиться в библиотеке ОИГГМ СО РАН.

Диссертация в виде научного доклада разослана "22" января 1998 г.

205

ISBN УО-ТИУО-Д-ЧИ-97

Ученый секретарь диссертационного совета
д.г.-м.н. Ф.П.Леснов

О[illegible]ательный [illegible]
Читинская областная
БИБЛИОТЕКА
им. А.С. Пушкина
кр[illegible]
ч.о. 495

# Введение

Проблема образования кварцевых жил в связи с их рудоносностью была и остается одной из ключевых в учении о рудообразовании.

Ключевыми и до сих пор дискуссионными в этой проблеме остаются вопросы об источниках и механизме транспорта рудообразующего вещества к месту локализации кварцевых жил, его химическом составе, концентрациях, консистенции, формах нахождения и переноса составляющих компонентов, физико-химических характеристиках минерало(рудо)образующих систем и процесса образования кварцевых жил, слагающих их минералов и минеральных агрегатов, природе стадийности в последовательности минералообразования соотношении процессов метасоматоза и кристаллизации вследствие заполнения полостей, причинах и процессах локализации рудных минералов, природе зональности.

Вследствие проблематичности на современном уровне знаний и отсутствия методов удовлетворительного решения вопросов об источниках, химическом составе, концентрациях и формах переноса компонентов, из которых образуются рудоносные кварцевые жилы, а также механизме транспорта к месту их формирования, автор рассматривает МС с момента заполнения ею пространства, определяющего контуры жильного тела или жильной зоны. При этом вопросы образования кварца и кварцевых жил решаются на основе анализа природных фактических данных о строении, химическом и минеральном составе, физических свойствах жильного выполнения. В необходимых случаях для понимания процесса кристаллизации привлекаются литературные экспериментальные данные.

Известные закономерности в строении и последовательности минералообразования в кварцевых жилах (вертикальная и латеральная субконцентрическая геохимическая и минеральная зональность, практически единая для большинства последовательность минералообразования, близкие пределы температур гомогенизации 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.) не поддаются удовлетворительному объяснению с позиций длительной

циркуляции слабоконцентрированных гидротермальных растворов. Более того, не известен пульсационный механизм, который бы приводил к практически одинаковой единонаправленной последовательности, связанной постепенными взаимопереходами, смены слоев в ритмично-слоистых кварцевых жилах от начала их формирования к концу (от контактов к срединным частям).

В 1968 г. автор поставил перед собой задачу изучения кварца с целью определения условий его образования и разработки критериев поисков и оценки рудных месторождений, представляющих собою кварцевые жилы.

Выбор кварца в качестве объекта исследования для решения задачи связан с его широкой распространенностью, а также с тем, что он - главный (95-99,5%) рудообразующий минерал жильных месторождений различных генетических и формационных типов. "Кварц, – указывал А.Е.Ферсман, – сыграет огромную роль в поисковой и разведочной деятельности, если будет изучен систематически и углубленно". Обзор вариаций состава и свойств кварца, образованного в разных геологических ситуациях, показал, что он действительно имеет большую амплитуду свойств и чутко реагирует на изменения в природе и характере минералогенетических процессов. Рассмотрение проблемы и обоснование постановки задачи дано в соответствующих публикациях [10, 12, 13].

Логика постановки задачи и ее решения сводилась к тому, чтобы на основе сравнительного изучения ЖК месторождений различных генетических и формационных типов выявить устойчивые количественные признаки и критерии условий их образования, разработать гео-и минералогенетическую модель формирования кварцевых жил, получить формализованные минералого-геохимические критерии для рудноформационной типизации, поисков и оценки эндогенных жильных месторождений. Методологическая научная основа решения задачи заключается в использовании закона минералогенетического соответствия (резонанса, по Н.П.Юшкину, 1977), минералогенетической информации (Юшкин, 1977), заключенной в кварцевых телах различных уровней организации минерального вещества [29], явления типоморфизма как отражения вариаций признаков условий минералообразования в вариациях состава, структуры и свойств соответствующих им минералов [17, 27, 36, 57], типоморфического анализа для определения комплекса независимых признаков эталонных объектов и индекса близости к эталону как инструмента типизации

при рудноформационном анализе и оценке масштабов новых объектов [57]. Выявлению типоморфных признаков, определению условий образования ЖК, механизма формирования образуемых им рудоносных кварцевых жил через посредство явления типоморфизма, а также обоснованию и разработке количественных критериев рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносных кварцевых жил и жильных зон посвящена предлагаемая работа.

Кварцевые жилы, формирование которых связано с процессами метаморфизма (жилы альпийского типа, типичные метасоматические кварцевые линзы в метаморфических толщах, в скарнах и т.д.), в данной работе не рассматриваются или аналитические данные по ним используются при сравнительном анализе.

Актуальность исследований обусловлена недостаточностью объективных формализованных характеристик численных значений минералого-геохимических параметров кварцеворудных тел, которые можно было бы эффективно использовать при разработке генетических, геодинамических, физико-химических моделей рудномагматических систем, рудных тел, представленных кварцевыми жилами и их сообществами, в качестве теоретической основы для локального прогнозирования и для рудноформационной типизации слабо изученных объектов. Другой аспект актуальности заключается в критическом состоянии поисково-разведочной практики в части прироста и качественного улучшения минерально-сырьевой базы, когда необходимость разбраковки и оценки сотен тысяч рудоносных объектов сталкивается с недостатком надежных однозначных критериев оценки и влечет за собой непомерные материальные затраты.

Идея использования явления типоморфизма минеральных тел разных уровней их организации для выявления минералого-геохимических поисково-оценочных критериев обусловлена тем, что геолого-структурные методы прогнозирования оруденения даже в комплексе с геохимическими и геофизическими часто не дают достаточных критериев для определения вероятной рудоносности кварцевых, кварцево-сульфидных жил и иных минеральных тел, в которых анализом не установлены концентрации рудных элементов, соответствующие промышленным кондициям.

Цель и задачи работы – на основе изучения типоморфизма ЖК выявить объективные формационные физико-химические и минерало(рудо)-генетические характеристики условий образования кварцевых жил и их сообществ, разработать их минерало-генетическую мо-

дель и минералого-геохимические критерии рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносности.

Основные задачи: 1. Разработка и внедрение рационального комплекса методов изучения типоморфизма кварца. 2. Изучение явления типоморфизма и совершенствование типоморфического анализа. 3. Сравнительное изучение ЖК жильных месторождений различных генетических и формационных типов для определения типоморфных для каждого типа устойчивых пределов вариаций численных значений характеристик его состава и свойств. 4. Выявление на основе типоморфизма объективных формализованных физико-химических минерало(рудо)-генетических признаков и критериев условий образования собственно ЖК и кварцевых жил и разработка обобщенной минерало-генетической модели минерало-генетических систем, генерирующих кварцевые жилы и их сообщества. 5. Разработка минералого-геохимических критериев генетической и формационной типизации оруденения, связанного с ЖК. 6. Разработка минералого-геохимических критериев поисков и оценки оруденения, связанного с ЖК. 7. Разработка минералого-геохимических методик рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносных кварцевых жил.

Научная новизна. 1. Создано новое перспективное направление теоретической и прикладной минералогии "Типоморфизм жильного кварца как основа для разработки минералого-геохимических критериев рудноформационного анализа и рудоносности". Выделение типоморфизма ЖК как самостоятельного научно-прикладного направления обусловлено распространенностью жильного кварца, его полигенностью и полиформационностью, связью с ним месторождений золота, серебра, вольфрама, молибдена, олова, сурьмы, ртути, флюорита, пьезооптического, слюдяного, камнесамоцветного сырья, его восприимчивостью к изменениям среды минералообразования и способностью концентрировать МГИ.

2. Разработан комплекс методов выявления типоморфных признаков ЖК, усовершенствованы методы типоморфического анализа с учетом уровней организации минерального вещества.

3. В качестве важного характеристического свойства ЖК и других минералов предложена степень совершенства кристаллического строения, разработаны методы (совместно с Г.Т.Тумуровым) определения ее численных значений, определены пределы ее вариаций для жильного кварца месторождений различных формаций и фаций глубинности.

4. Выявлена гиперболическая зависимость между соотношением концентраций воды и углекислоты в кварце и давлением в МС. Разработана методика оценки давления при образовании кварца на основе определения соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце.

5. Выявлена субконцентрическая симметрично-асимметричная минералого-геохимическая зональность рудоносных кварцевых жил, отраженная в пространственной изменчивости численных характеристик состава, структуры и других свойств ЖК.

6. Показано, что универсальными критериями оценки глубинности и скорости кристаллизации являются сопряженно изменяющиеся величины степени СКС и соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце.

7. Предложена модель формирования кварцевых жил в результате эволюционной самоорганизации существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными и рудными элементами. Рассмотрен механизм формирования ритмично-слоистых жил как следствие ритмичной смены равновесий, кислотности-щелочности в том числе, и квантованного выхода энергии из МС при кристаллизации порции вещества по мере снижения температуры МС и вмещающей среды. Выявлена повторяемость триад минералов (алюмосиликаты – рудные – кварц), являющаяся следствием ритмично-периодических направленных изменений состояния равновесия в самоорганизующихся МС при образовании рудоносных кварцевых жил.

8. На основе типоморфизма ЖК разработаны минералого-геохимические критерии генетической и формационной типизации, поисков и оценки рудоносных кварцевых жил, а также методика их руднoформационной типизации и оценки уровня эрозионного среза.

9. Разработан "Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-золото-серебряных месторождений", защищенный авторским свидетельством на изобретение (А.с. СССР N 1189244). Разработаны и изданы отраслевые "Методические рекомендации по изучению и использованию типоморфизма халцедоновидного жильного кварца при поисках и оценке месторождений малоглубинной золото-серебряной формации" (1987) и "Минералого-геохимическая методика определения руднoформационной принадлежности и оценки уровня эрозионного среза среднеглубинных месторождений золота" (1991), разработаны "Методические рекомендации о порядке использования оценочных критериев различия над-

рудных, рудных и подрудных частей шеелитоносных зон в пределах Кургашинчатского рудного поля" (1987).

Практическая ценность и реализация результатов. В практику минералого-геохимических исследований и геологоразведочных работ геологической отрасли внедрен разработанный автором рациональный комплекс минералого-геохимических исследований для изучения типоморфизма ЖК, минералого-геохимические критерии определения рудноформационной принадлежности и поисково-оценочные критерии рудоносности. Внедрены в производство: "Способ поисков и разведки золото-серебряных месторождений" на основе А.с. СССР № 1189244 (Акт внедрения 05.04.88 ПГО "Читагеология"), "Методика рудноформационной типизации и оценки уровня эрозионного среза" рекомендована к внедрению (Протокол от 20.12.90 Мингео СССР). В ПГО "СевКавгеология" проведена оценка вольфрамоносности и золотоносности новых участков Кургашинчатского рудного поля (Акт завершения внедрения № 1 от 23.02.89 с фактическим экономическим эффектом 200 тыс.руб.). Кроме того, разработанные автором поисково-оценочные критерии внедрены в объединении "Забайкалзолото", ПГО "Читагеология" (Балейский рудный район, бассейн р.Ненюги, в отчете по разведке с подсчетом запасов крупного Уртуйского месторождения флюорита, олово-серебряного Безымянного месторождения, при оценке золотоносности Кодаро-Удоканской зоны (1993 г.) и др.); в 1988-1991 гг. они приняты для внедрения в ПГО "Севвостокгеология", НПО "Южказгеология", ПГО "Сосновгеология" и др.

Фактический материал. В докладе отражены результаты 28-летних собственных исследований автора. Непосредственно автором либо под его началом изучен кварц типичных жильных месторождений золота, серебра, сурьмы, молибдена, вольфрама, олова, флюорита, камерных, слюдоносных и редкометальных пегматитов, жил безрудного кварца, халцедоны и агаты. В пределах рудных формаций выбирались крайние и переходные к другим формациям представители; учитывалась контрастность вмещающей среды. Поскольку автор, вслед за Н.В.Петровской, Р.М.Константиновым и другими исследователями, придерживается представлений о необходимости выделения рудных формаций и по глубине их образования. им были выбраны типичные представители глубинных, среднеглубинных, малоглубинных и приповерхностных объектов.

Исследован ЖК золоторудных и золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР (Кариль-Веемское, Карамкенское, Дукатское, Ойра, Хаканджинское, Берелехский рудный узел и бассейн Малой Столбовой), Камчатки (Агинское и Сергеевское), Нижнего Приамурья (Многовершинное), Среднего Приамурья (Токурское), Яно-Колымского золотоносного пояса (Нежданинское), Северного Забайкалья (Верхне-Сакуканское, Курунг-Юряхское, Перевальное, Верх. Бахтарнак, Ирокиндинское), Восточного Забайкалья (Балейский, Дарасунский, Итака-Могочинский рудные узлы), Западного и Центрального Забайкалья (Любовь-Хавергинский и Воскресенский рудные узлы), Кузнецкого Ала-Тау (Коммунаровское и Саралинское рудные поля), Енисейского кряжа (Советское), Кызыл-Кумов (Мурунтау, Мютенбай, Бесапантау), Среднего Урала (Березовское); молибденовых и золото-молибденовых месторождений Забайкалья и Прибайкалья (Жирекенское, Давендинское, Алексеевское, Ключевское, Шахтаминское, Бугдаинское, Мало-Ойногорское); вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождений Севера Якутии (Полярное, Одинокое), Приморья (Забытое), Кавказа (Кти-Тебердинское), Забайкалья и Прибайкалья (Букукинское, Белухинское, Спокойнинское, Шумиловское, Нортуйское, Бом-Горхонское, Джидинский рудный узел, Булуктаевское, грейзены Шерловой Горы и др.), МНР (Их-Хайрханское); оловорудных Приморья (Арсеньевское, Перевальное), Забайкалья (Шерловогорское), МНР (Модото и др.); месторождений флюорита Забайкалья (Солонечное, Усуглинское, Березовское, Уртуйское, Верхне-Кручининское), Таджикистана (Верхний Бигар, Кальтуч и др.), МНР (Берхэ); мусковитовых пегматитов Восточной Сибири (Мамско-Чуйский район), Забайкалья (Каменское поле); редкометальных пегматитов Забайкалья (Завитинское, Орловское, Черновское, Кручининское поля), Афганистана (Друмгальское, Дараи-Пичское, Канаканское, Куламское, Парунское поля); камерных и миароловых пегматитов Казахстана (Ак-Джайляу), Забайкалья (Борщовочный кряж: Киберевское, Дорогой Утес; Малханский хребет); ртутных месторождений Донбасса; полиметаллических месторождений Кавказа (Садонское), Забайкалья (Савинское № 5, Нойон-Тологойское), Монголии (Мунгун-Ундурское) и Болгарии (Моджарово), безрудный халцедоновидный ЖК депрессионных зон Забайкалья (Читино-Ингодинская, Ундино-Даинская и др.депрессии), пострудный кварц рудных месторождений (Забайкалье); агаты и халцедоны Забайкалья, Тимана, Примагаданья, Приамурья. Общее

число вовлеченных в работу месторождений и проявлений – около ста.

Отнесение изученных месторождений к той или иной рудной формации основано на литературных данных В.А.Кузнецова, Н.В.Петровской, Р.М.Константинова, А.И.Гинзбурга, А.Д.Щеглова, Д.В.Рундквиста, П.А.Строны, В.И.Смирнова, В.И.Сотникова, А.А.Оболенского, А.И.Кривцова, В.Т.Покалова, С.Ф.Лугова, Г.Г.Родионова и др., и на собственных наблюдениях. Принятые глубины образования месторождений (в км): глубинных – более 3, среднеглубинных – 0,5-3,0, малоглубинных – 0,01 - 1,0. В основу такого деления легли как данные Н.В.Петровской и др. (1976), так и наши данные по вскрытой Опытным карьером верхней части I рудной зоны Тасеевского месторождения, где тонкие хвосты жилы № I, секущие надрудные опал-халцедоновые гейзериты, выклиниваются примерно в 10 м от палеоповерхности, что определяет верхнюю границу малоглубинных месторождений. Нижняя граница определяется началом выклинивания оруденения на горизонте 466 м и появлением здесь же верхних частей среднеглубинных жил [45].

Каменный материал для изучения месторождений золота и серебра (Караль-Веемское, Карамкенское, Дукатское, Многовершинное, Токурское, Нежданинское, Сарылахское, Куранахское, Ирокиндинское, Балейское, Тасеевское, Сосновское, Средне-Голготайское, Фатимовское, Шундуинское, Казаковское, Куниканское, Мунгинское, Чернозипунихинское, Верхне-Алиинское, Дарасунское, Теремкинское, Талатуйское. Уконикское, Малеевское, Ишиканское Любавинское, Николаевское, Сыпчугурское, Советское, Березовское, Коммунаровское, Мурунтау, Мютенбай, Бесапантау), молибдена и золото-молибденовых (Жирекенское, Шахтаминское, Бугдаинское, Сорское), вольфрама и золото-шеелитовых (Кти-Тебердинское, Кургашинчатское поле в целом, Пешковское, Спокойнинское, Букукинское, Белухинское, Нортуйское, Шерловогорское (грейзены), золото-сурьмяных (Сарылахское, Итакинское), оловорудных (Шерловогорское, Хапчерангинское. Кострючихинское, Будюмканское), флюоритовых (Усуглинское, Солонечное, Березовское, Верхне-Кручининское), редкометальных пегматитов и апогранитов (Орловское, Завитинское, Кручининское и Черновское поля в Забайкалье, Друмгальское, Парунское, Дараи-Пичское поля в Афганистане, Изумрудные копи Ср. Урала), камерных пегматитов и пегматитов с драгоценными камнями (Ак-Джайляу в Казахстане, Киберевское, Дорогой

Утес, Семеновское и другие в Борщовочном Кряже, Саханайское, Талачинское, Адун-Челонское и другие пегматитовые поля в Забайкалье), мусковитовых пегматитов (Каменское в Забайкалье), полиметаллических (Савинское № 5, Садонское), медистых песчаников (Удоканское, Бурпалинское в Забайкалье, Айнакское, Санги-Софит, Джавхар, Дарбанд в Афганистане), хрусталеносных жил (Перекатное на Алданском щите), изумрудов в кварцево-ферридоломитовых жилах (Хенч, Херсканда, провинция Пандшер, Афганистан), безрудный халцедоновидный жильный кварц депрессионных зон Забайкалья, агаты и халцедоны в Забайкалье (Тулдун, Кремлевка, Бурунда, Торейские озера, Цаган-Нор, бассейн р.Онона и другие), Приамурья (бассейн р.Зеи) собраны и исследованы автором. На жильных месторождениях непосредственно автором проведено минералогическое картирование, изучение строения, зональности и минерального состава.

Кроме того, использован каменный материал, представленный сотрудниками ЗабНИИ П.М.Аносовым, В.Ф.Атрошкиным, В.П.Бородиным, Е.Т.Вороновым, В.Г.Дзассоховым, В.Г.Котельниковым, С.С.Максимовым, С.А.Омельяненко, Е.А.Поздняком, А.М.Стреловым, В.И.Сизыхом, Е.А.Суматохиным, О.П.Ткаченко, Б.М.Туниным, М.С.Шнайдером и сотрудниками других организаций – Л.И.Бочек (Агинское, ЦНИГРИ), В.В.Бресковской (Моджарово, Софийский университет), Л.П.Викуловой (Сухоложское, ВИМС), Е.И.Воробьевым (Мурунский массив, ГЕОХИ СО АН СССР), Н.А.Горячевым (Нежданинское, СВКНИИ АН СССР), И.А.Жуковой (Мамское, ВИМС), П.А.Ивановым (Мурунтау, МГРИ), П.Г.Кругловым (Саралинское, ПГО "Красноярскгеология"), Е.А.Нырковым (Никитовское, Тырныаузское, Новочеркасский политехнический институт), Г.М.Смоленцевым (Кти-Тебердинское, ПГО "Севкавгеология"), Ю.Н. и Т.Л.Припутневыми (Токурское, "Амурзолото"), А.Р.Файзиевым (флюоритовые месторождения Таджикистана, Таджикский университет), А.Ф.Храмцовым (ВИГРЭ ПГО "Якутгеология").

В процессе работы изучено более 14 тысяч образцов. Автором просмотрено около 14 тысяч шлифов, 3 тысяч аншлифов, 1300 протолочек, обработано 22827 количественных и приближенно-количественных спектральных анализов, 2223 анализа методом фотометрии пламени на K, Na, Li, Cs, Rb, 2478 атомно-абсорбционных анализа на рудные элементы (Au, Ag, Bi, Hg, Pb, Zn, Cu, W, Sn), 2600 пробирных анализов на Au,Ag и др., 81 силикатный анализ, 2037 опре-

делений физико-химических характеристик ФВ методами термобарометрии, 131 анализ водных вытяжек, 315 определений температур и 43 определения теплоты $\alpha - \beta$ перехода, 687 кривых выхода воды из кварца при его нагревании, 53 определения концентраций воды, углекислоты и азота в кварце методом фракционной конденсации, 3248 определений соотношений концентраций воды и углекислоты в кварце методом ИКС, использовано 4650 ИК-спектров, в т.ч. снятых в диапазоне температур 75-971 К, 2268 определений степени СКС, 392 определения параметров ЭЯ кварца, 131 определение концентраций ЭДЦ в кварце методом ЭПР, 5120 термолюминесцентных анализов, в т.ч. 133 – методом рентгенстимулированной ТЛ, 39 электронно-микроскопических снимков, 1230 определений ДП и tg $\delta$ порошков кварца резонансным методом на разных частотах, 498 определений микротвердости.

Основной объем анализов выполнен в ЗабНИИ, аналитическая служба которого (1964-1977 гг.) создавалась под непосредственным руководством автора. Часть химических анализов выполнена в ЦЛ ПГО "Читагеология", ВИМСе и институте геохимии СО РАН. Определение электропроводности при нагревании, ДП, выхода из кварца $H_2O$, $CO_2$ и $N_2$ методом фракционной конденсации, съемка ИК-спектров в диапазоне 75-971 К выполнены в институте прикладной физики Иркутского университета. Концентрации ЭДЦ в кварце методом ЭПР определены в ИГФМ АН Украины в лаборатории И.В.Матяша и А.Б.Брика и в ОИГГМ СО РАН (М.Я.Щербакова). Обработка данных на ЭВМ по различным программам выполнена на ВЦ ПГО "Читагеология" и Иркутского политехнического института.

В сборе каменного материала, подготовке к исследованиям, выполнении ряда анализов в разное время принимали участие сотрудники лаборатории минералогии и геммологии ЗабНИИ МГ СССР В.Н.Аношкин, В.М.Барановская, Е.И.Гусельникова, Л.Г.Зарембо, А.А.Лисовская, А.А.Козаченко, О.А.Распопина, Н.Г.Смирнова, Т.Г.Таянко, Г.Т.Тумуров, Е.Н.Фомина, А.А.Черепанов, А.А.Чепуштанова, Т.Н.Юргенсон. Помощь в оформлении и подготовке к печати оказали сотрудники ЧИПР СО РАН Н.С.Балуев и Л.М.Бадьина.

В процессе выполнения работы большую помощь оказали работники Мингео СССР, МЦМ СССР и Госкомитета по золоту, благородным металлам и алмазам И.М.Адельсон, С.Б.Альхимович, В.Е.Анферов, Б.И.Беневольский, Л.И.Бережная, В.М.Васильев, Г.А.Варфоломеев, С.Ф.Водясов, В.И.Воробьев, А.Ф.Воросов,

Т.И.Высочина, Л.П.Гриненко, Д.Г.Гогиберидзе, Ю.И.Грянко, А.В.Гулина, А.Н.Гуров, Т.Т.Деревянко, А.Н.Журавлевич, В.И.Калашников, С.П.Карелин, В.В.Кузнецов, В.И.Лозовский, Л.К.Мамонов, А.П.Макаров, И.В.Можаров, В.Г.Молодцов, Г.П.Пацкевич, Г.П.Орлов, Л.Т.Савицкая, А.Ф.Садковский, Г.Ф.Самсонов, Г.С.Семенов, А.В.Суворов, С.А.Тарлецкий, А.И.Трушковский, В.П.Тупицын, В.П.Унжаков, А.А.Федоренко, В.В.Федоров, А.Ф.Храмцов, О.Х.Цопанов, Ю.Н.Шошорин, Г.П.Шевяхов, С.П.Шубкин, А.Р.Янтимиров и другие.

Обсуждение ряда вопросов с академиками Н.Л.Добрецовым, Д.В.Рундквистом, Н.П.Юшкиным, чл.-корр. АН УССР В.И.Матяшом, профессорами А.И.Гинзбургом, А.Г.Жабиным, Г.А.Сидоренко, И.И.Куприяновой, В.А.Франк-Каменецким, Д.П.Григорьевым, В.В.Мазаловым, В.И.Сотниковым, д.г.-м.н. В.С.Балицким, д.г.-м.н. В.Е.Вишняковым, д.г.-м.н. А.Б.Птицыным, д.г.-м.н. М.С.Сахаровой, д.г.-м.н. А.С.Таланцевым, д.г.-м.н. А.В.Татариновым, д.г.-м.н. Б.М.Шмакиным, к.г.-м.н. И.Т.Бакуменко, к.г.-м.н. Р.В.Грабеклисом и Р.А.Баумштейном, В.И.Красниковым во многом способствовало выбору методологических подходов к решению задачи и улучшению работы.

Автор выражает признательность указанным лицам.

Соответствие исследования тематическим планам и апробация результатов. Исследования, результаты которых стали основой для диссертационной работы, выполнены в соответствии с государственной программой "Основные направления экономического и социального развития СССР на 1986-1990 гг. и до 2000 года", программами приоритетных научных направлений РАН, отраслевыми научно-техническими программами либо с проектами на геологоразведочные работы ПГО и экспедиций системы Мингео СССР и МЦМ СССР, Роскомнедра. По теме диссертации опубликовано около 80 работ. В том числе – одна авторская и одна коллективная монография и две отраслевые методические рекомендации, в которых отражены основное содержание работы и защищаемые положения. Получено одно авторское свидетельство на изобретение без права публикации в открытой печати. Результаты исследований изложены также в 18 научных отчетах (например, "Разработка минералогических критериев оценки рудопроявлений и месторождений малоглубинной золото-серебряной формации Забайкалья и Востока СССР на основе сравнительного изучения типоморфизма жильного кварца", 1981, 673 с., № Гос. регистрации 1976 №9 п/№8; "Изучение минералов

продуктивных парагенезисов месторождений золота в пределах Вост. Забайкалья с целью выявления типоморфных признаков, пригодных для разработки минералого-геохимических критериев условий образования, поисков и оценки оруденения", 1985. – 207 с., № Гос. регистрации 43-82-26/33; "Разработать минералого-геохимические поисково-оценочные критерии оруденения на основе сравнительного изучения типоморфизма парагенных минералов месторождений различных рудных формаций в пределах Забайкалья и сопредельных территорий", 1988. – 266 С. № Гос. регистрации 1-86-97/1; "Разработать и внедрить отраслевые минералого-геохимические методики поисков и оценки золотого оруденения на основе типоморфизма продуктивных минеральных комплексов и парагенных минералов", 1990, 365 с. № Гос. регистрации 1-88-45/7 и др.). Результаты исследований докладывались на XI съезде ММА (1978), на международных симпозиумах в С.-Петербурге и Китае (1996), Москве (1997), на V, VI и VII съездах (1976, 1981, 1987 гг.) и годичных собраниях Минералогического общества РАН, на 20 Всесоюзных, Всероссийских и региональных совещаниях и конференциях, Всесоюзных школах-семинарах, на ВДНХ СССР (1986). 18 докладов сделано в различных производственных, научно-исследовательских и учебных организациях страны. Итоги и методические разработки легли в основу курса лекций "Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ", читавшегося автором на Всесоюзных курсах повышения квалификации (при ЗабНИИ Мингео СССР с 1982 по 1988 гг.).

## Защищаемые положения

1. Структурно-текстурные признаки жильного кварца отражают лишь условия кристаллизации и последующие его преобразования, но типоморфными признаками рудоносности быть не могут. Степень совершенства кристаллического строения жильного кварца является важным характеристическим типоморфным признаком условий его образования. Величина степени СКС закономерно возрастает от ранних генераций к поздним, а также с глубиной в пределах отдельных жил, месторождений и рядов рудных формаций. Пределы вариации величины степени СКС являются количественными критериями структурно-текстурных особенностей жильного кварца, глубины его образования и градиентов РТХ-характеристик МС.

2. Соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце связано гиперболической зависимостью с давлением в минералообразующих системах и является фундаментальным типоморфным признаком меры их открытости и глубины формирования кварцевых жил.

3. Устойчивые пределы вариаций характеристик состава, структуры и физических свойств жильного кварца являются типоморфными признаками условий образования, зональности и рудоносности кварцевых жил. В типохимизме кварца отражена геохимическая специализация рудных жил, а в физических свойствах - условия его образования.

4. Рудоносный жильный кварц представляет собою продукт эволюции высококонцентрированных существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными и рудными элементами. Существенно кварцевые жильные тела образуются, как правило, в процессе эволюционной самоорганизации геохимически специализированной порции существенно силикатного флюида. Ритмично-слоистые жилы есть следствие возвратно-поступательной смены равновесий при снижении температуры в МС.

5. Типоморфные признаки жильного кварца являются основой для разработки численных минералого-геохимических критериев рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил. Разработаны и внедрены минералого-геохимические критерии и методики определения рудноформационной принадлежности, оценки уровня эрозионного среза и масштабов золотого оруденения, связанного с кварцевыми жилами.

# 1. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии условий его образования

## 1.1. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ

Явление типоморфизма известно с начала XX в. Понятие о типоморфных минералах введено в науку Ф.Бекке в 1903 г. Им, а позже Грубенманом и Нигли, явление типоморфизма и типоморфные минералы использовались при анализе метаморфических фаций. Основы учения о типоморфизме минералов были заложены А.Е.Ферсманом в классической работе о пегматитах (1931 г.), где типоморфные мине-

ралы и типоморфные свойства их впервые нашли применение в качестве инструмента познания процесса минералообразования.

Учение о типоморфизме получило развитие в работах учеников и последователей А.Е.Ферсмана – Ф.В.Чухрова, Н.В.Петровской, А.И.Гинзбурга, Д.П.Григорьева, Д.В.Рундквиста, А.Г.Жабина, Н.Г.Евзиковой, В.И.Павлишина, А.К.Руба, Е.И.Доломановой и др. Специальное изучение историко-методологической стороны проблемы выполнено Н.П.Юшкиным (1977). Он показал, что явление типоморфизма с необходимостью вытекает из принципа (по Н.П.Юшкину – закона) минералогенетического резонанса, когда минералогенетическая информация (МГИ), закодированная в особенностях состава и свойств минерала, может стать типоморфным признаком условий его образования и существования. Поскольку МГИ поступает в минерал на всем протяжении его существования, появляется, как показал Н.П.Юшкин (1977), неопределенность при отнесении ее к определенному процессу. Более того, возникает неопределенность, выражающаяся в конвергенции, дивергенции и т.д. Поэтому необходимо среди *типичных* для данного процесса признаков (их может быть много) выделять и *отличительные*, которые отличают данное явление (данный индивид минерального вида или совокупность таких индивидов) от всех других. Например, 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 $Si^{4+}$ на $Ti^{3+}$, а в аналогичном кварце заключительного процесса образования литиеносных пегматитов с фосфатами лития – вхождением вместо $Si^{4+}$ комплекса $Al^{3+}$ $P^{5+}$ (Балицкий и др., 1996). В данном случае типичным для пегматитов является розовая окраска кварца, а отличительным – различия в условиях образования, обеспечивающих ее 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. Более детально это положение дано в специальных работах [17, с.5; 57, с.13].

Известны различные определения типоморфизма (А.Е.Ферсман, В.И.Павлишин, Н.П.Юшкин и др.). Наиболее полно, по мнению автора, соответствует сути лаконичная и емкая формулировка Н.П.Юшкина (1977): "Типоморфизмом минералов называется их

способность отражать генетическую природу в своей конституции и свойствах".

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 усредненной 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 [19, 22, 57], 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, нами дано определение явления типоморфизма, отражающее современные знания о нем, которое определяет методологическую основу диссертации.

*Типоморфизм – это отражение пределов вариаций физико-химических 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:

$$\lim V_{TПМ} = f\,(\lim V_{TPX_{МС}})\ ,$$

где: $V_{TПМ}$ – вариация численных значений типоморфного признака минерального тела,

$V_{TPX_{МС}}$ – 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:

$$\lim V_{TПМ} = f\,(\lim \Delta V_{TPX_{MC}})\ ,$$

где: $\Delta V_{TPX_{MC}}$ – скорость изменения физико-химических характеристик.

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

## 1.2. Методологические особенности изучения типоморфизма жильного кварца

В настоящее время вслед за Г.Н.Вертушковым и его школой (Жильный кварц..., 1969, 1970), учитывая сложность и многообразие строения и состава кварцевых жил и иных форм тел, ЖК изучается на различных уровнях его организации (элементарных ячеек, минеральных индивидов, их агрегатов и сообществ минеральных агрегатов). Уровень организации ЖК, соответствующий минеральным агрегатам и их сообществам, принято относить к ЖК – субмономинеральному агрегату, состоящему на 95-99,9% из кварца. На долю других, в том числе, рудных минералов, приходится обычно 0,1-5,0%. Существенно кварцевые минеральные агрегаты слагают кварцевые жилы – рудоносные, безрудные, хрусталеносные, гранулированного кварца и др. Более детально эти вопросы рассмотрены в специальных работах [22, 29, 57]. Типоморфизм индивидов и субиндивидов кварца изучается с начала XX в., когда появились первые сводки о связи форм его кристаллов и окраски с условиями образования. Сводка этих ранних работ дана А.Е.Ферсманом (1931). Известны сводки Г.Кальба, В.Маухера, Г.В.Вировлянского, А.В.Шубникова, Г.Г.Леммлейна, С.Мюге, согласно которым по мере снижения температуры и концентрации кремнезема возрастает роль грани призмы и возникают длинностолбчатые кристаллы, а в конце процесса при резком уменьшении концентраций вновь возникают короткостолбчатые кристаллы. По эволюции форм кристаллов отметим работы В.И.Захарченко (1955), В.В.Буканова (1974), В.Г.Балицкого (1978), В.И.Павлишина (1983) и др.

Е.Е.Костылева (1964) впервые отметила различия в признаках рудоносного и нерудоносного кварца и возможность их использования для решения практических задач. Первая работа по типоморфизму кварца (Василькова, Соломкина, 1965) подтвердила предположения Е.Е.Костылевой. Типоморфизм кварца Украины, прежде

всего, гранитоидов, пегматитов и, в меньшей мере, гидротермальных жил Донецкого бассейна и Приазовья изучен В.И.Павлишиным (1983), который показал, что типоморфными признаками кристаллов кварца являются габитус и облик, рельеф граней, анатомия и характер двойников, окраска, тип точечных центров, параметры ТЛ, характер включений. Им показано, что ряд признаков (ТЛ, ЭДЦ, включения) может быть типоморфным и для зернистых агрегатов кварца гранитов, пегматитов и гидротермальных жил Донбасса. Возможности использования типоморфизма кварца гранитоидов при оценке их рудоносности продемонстрированы Т.Т.Ляхович (1987). Экспериментальное изучение зависимости ряда свойств кристаллов кварца и вхождения в его структуру примесей от условий их выращивания проведено В.С.Балицким (1978), В.С.Балицким, Е.С.Лисицыной (1981), В.С.Балицким и др. (1996). Изучены структурные примеси кварца и связанные с ними ЭДЦ (Л.В.Бершов, А.С.Марфунин и др., 1978, 1980, А.Б.Брик и др., 1976, 1989, 1982 и др., А.С.Марфунин, 1975, В.И.Матяш и др., 1982, 1981, 1983, 1987 и др., Р.И.Машковцев, 1978; П.О.Орленев, 1984, М.И.Самойлович и др., 1970, В.П.Солнцев, Р.И.Машковцев, 1978; В.П.Солнцев, М.Я.Щербакова, 1972); связи ЭДЦ, других дефектов и условий образования и рудоносности кварца (А.В.Сперанский и др., 1975, М.Я.Щербакова, В.И.Сотников и др., 1979, Н.Г.Стенина, 1985, Davis e.a., 1978).

В результате аналитического обзора и опыта изучения кварца [22] нами установлено, что существенные свойства, пределы вариации которых для индивидов и агрегатов могут быть типоморфными признаками, для индивидов и агрегатов различаются.

Существенными свойствами индивидов кварца, составляющих ЖК, являются: объем элементарной ячейки, степень СКС; содержание и соотношение содержаний воды и углекислоты; структурные примеси (Fe, Al, Ge, Ga, Ti, Mn, W, Ta, Sn, P), компенсаторы зарядов при гетеровалентном изоморфизме (Na, Li, H, Au, Ag, Cu и др.), неструктурные примеси (включения твердые и газово-жидкие, включения в дефект-каналах); температуры и теплоты $\alpha - \beta$ -переходов; термолюминесцентные и электрические свойства, оптические спектры поглощения и пропускания, окраска, неоднородности строения индивидов и т.д.

Существенными свойствами ЖК являются: размер индивидов в агрегате; его структуры и текстуры; характер ограничения индиви-

Т. 0. 495



Читинская обл. ... БИБЛИОТЕКА им. А.С. Пушкина

дов в агрегате; характер ориентировки; тип субструктуры (субструктуры роста, субструктуры, связанные с деформацией); плотность; объемный вес; соотношение концентраций воды и углекислоты в межзерновом пространстве; электрические свойства, пьезоэлектрические свойства; температуры максимумов выхода воды из кварца при его нагревании; неструктурные примеси; твердые включения; ГЖВ; цвет [22].

При изучении монофракций ЖК значительная часть геохимической информации для кристаллически-зернистых агрегатов утрачивается, поскольку 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. Более того, при подготовке монофракций кварца невозможно достичь одинаковой степени их чистоты, а использование инструментальных локальных методов анализа в образце ограничено концентрациями примесей, обычно находящимися за порогом их чувствительности. Поэтому наиболее информативные результаты по типохимическим свойствам получены при изучении непосредственно ЖК и его легкой фракции. Подробно эта проблема рассмотрена в специальных работах [22, 27, 57].

Анализ статистических характеристик концентраций ряда рудных элементов в ЖК и в его легких фракциях показал, что в целом их геохимическая специализация является типохимическим признаком связанного с ним оруденения.

Для кварца в целом проблема типоморфизма имеет ряд особенностей в связи с: образованием и существованием его в широком диапазоне условий и процессов; многообразием проявления его внешних признаков, связанных с условиями кристаллизации и последующих преобразовании; динамичностью конституции агрегатов, легко реагирующих на изменение внешней среды, способностью к переотложению и регенерации; рыхлостью кристаллической структуры, позволяющей ей существовать в состояниях относительной метастабильности, реализовать широкий по спектру и ограниченный по вместимости изоморфизм, образовывать большое число дефектов структуры, быть твердофазной средой для миграции рудных элементов с образованием значительных их концентраций на геохимических барьерах; аномалиями свойств, обусловленных примесями (ТЛ, дихроизм, несвойственные идеальной структуре ИК-спектры, вариации диэлек-

трической проницаемости и электропроводность); различной вероятностью появления дефектов, обусловливающих состав и свойства реальных индивидов и агрегатов кварца в зависимости от скорости кристаллизации, pH минералообразующих растворов, их концентрации и состава, глубин образования, рудной нагрузки.

Среди типоморфных признаков ЖК выделяются три группы: строения; состава (типохимизм); физических свойств. Они определены на разных уровнях организации ЖК – минеральных агрегатов и их структурированных сообществ (слои и зоны в кварцевых жилах, кварцевые жилы и иной формы кварцсодержащие тела), минеральных индивидов (молекулярный уровень); элементарных ячеек (атомный уровень) и электронно-дырочных центров (ЭДЦ, электронный уровень).

Группы признаков выделяются и рассматриваются с позиций: рудноформационной принадлежности кварцевых жил и тел; отношения внутри каждой формации к рудоносным или безрудным телам; изменчивости по вертикали с целью использования для оценки уровня эрозионного среза.

## 1.3. Типоморфные признаки строения индивидов и минеральных агрегатов

Среди жильных поликристаллических сростков кварца выделяются три группы агрегатов: 1 - субизометрично-зернистые, относительно *изотропно* выполняющие трехмерное пространство, равномерно- и неравномерно-зернистые массивные и агрегаты гранулированного и роговикового жильного кварца; 2 - призматически-зернистые с *анизотропным* выполнением трехмерного пространства, у которых в направлении удлинения индивидов располагается короткая ось агрегата; они имеют форму пластин с плоскими или криволинейными граничными поверхностями: параллельно-шестоватые, гребенчатые, радиально-лучистые конкреционные (центробежного роста) и секреционные (центростремительного роста); 3 - комбинации первых двух групп.

Для месторождений глубинных и среднеглубинных формаций характерно резкое преобладание на начальных этапах кристаллизации субизометрично-зернистых, а в конце – шестоватых и друзовидно-шестоватых агрегатов. Вторая и третья группы агрегатов типичны для жил выполнения трещин в магматических и древних глубокометаморфизованных породах, когда их связь с молодым магматизмом

очевидна. Такие агрегаты преимущественно развиты на месторождениях золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, грейзеновых, вольфрамитово-кварцевой и вольфрамитово-касситеритово-кварцевой, медно-молибденовой и сульфидно-касситеритовой формаций, для которых связь кварцевых жил с магматизмом определенно существует и доказана. Для них типичны первичные кристаллизационные структуры и текстуры, характеризующиеся возрастанием величин зерен от контактов жил к их осевым частям с образованием друзовидных текстур и вплоть до выделения крупных эвгедральных кристаллических индивидов в остаточных полостях (Депутатское, Букукинское, Белухинское, Шумиловское, Забытое, Караль-Веемское и др. месторождения). В большинстве жил отчетливо видна симметрично-асимметричная субконцентрическая зональность в распределении жильного кварца определенных структурно-текстурных разностей: от верхних частей к нижним и от флангов к центру мелкозернистые массивные или массивно-полосчатые сменяются средне- и крупнозернистыми массивными, массивно-друзоватыми, которые в свою очередь переходят в крупно- до грубо- кристаллически-зернистых, друзоватых, шестовато-гребенчатых. На переходе от срединных частей к верхним наблюдаются крупные и гигантские (до десятков метров) полости с кристаллами кварца, карбонатов, слоистых силикатов, флюорита, рудных минералов. В жилах во взвешенном состоянии находится большое число обломков вмещающих пород, нередко перемещенных и переориентированных в массе облекающего и обрастающего их жильного кварца.

Для месторождений малоглубинных формаций характерно ритмично-слоистое сочетание двух типов агрегатов. Текстура агрегатов ранних генераций имеет два подуровня и образуется чередующимися в направлении нарастания слоев от контакта жил к их срединным частям субизометрично-зернистых и призматически-зернистых слоев с возрастанием доли последних. Единичные ритмы в основаниях пачек слагаются слоями кварца с примесью адуляра, либо гидрослюд, монтмориллонита, каолинита, диккита, сменяющихся слоями сферолитов кварца. В каждом последующем слое единичного ритма по мере его отложения происходит укрупнение зерен кварца, и сферолиты приобретают формы, вытянутые в направлении роста агрегатов. В основании каждого нового микроритма залегают тонкозернистые слойки, размеры зерен в которых большие, нежели в слойках в осно-

вании предыдущего. В пределах макроритма к концу его уменьшается роль слоистых силикатов и увеличивается степень совершенства индивидов кварца вплоть до образования сначала пластинчатых, каркасных, дендритных, а затем параллельно-шестоватых и друзовидных агрегатов. Эта последовательность наиболее полно проявлена в участках жил с законченным процессом минералообразования. Типична она и для жил в целом. Жилы с крутым падением имеют симметрично-зональное расположение существенно кварцевых слоев в указанной последовательности, пологие – симметрично-асимметричное, с мощной половиной со стороны лежачего бока и тонкой со стороны висячего. Размеры индивидов кварца варьируют от 0,001 до 1,0 мм, величина их возрастает от основания каждого слоя к его верхней части, в каждом ритме от его начала к концу и во всей жиле. В остаточных полостях в осевых частях жил развиты эвгедральные кристаллические индивиды кварца и других минералов, включая рудные, величина которых достигает первых сантиметров. Видны следы течения силикатной массы.

Примеры строения кварцевых агрегатов и их сообществ детально рассмотрены в соответствующих публикациях [5, 16, 21, 22, 27, 37, 45, 53, 58]. Указанные признаки свидетельствуют о том, что кристаллически-зернистые массивные и полосчатые агрегаты типичны для жил выполнения. При этом ритмично-полосчатые постройки являются типоморфными признаками малоглубинных и близповерхностных кварцевожильных месторождений. Ритмично-повторяющаяся последовательность отражает единый процесс нарастания слоев от контактов жил к их срединным частям. В кварцевых жилах среднеглубинных и глубинных золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, сульфидно-касситеритовой, шеелитово-кварцевой и других формаций, связь которых с магматизмом не очевидна, локализованных в доюрских черносланцевых и песчанико-сланцевых толщах, амфиболитах и гнейсах, наряду с первичными широко развиты структуры деформационного перерождения. В результате их изучения с учетом данных Н.В.Петровской (1956) по Советскому месторождению, Г.Н.Вертушкова, Э.Ф.Емлина, Г.А.Синкевича, Ю.А.Соколова и др. (1969-1970 гг.) по ЖК Урала, О.А.Суставова (1973) по Сарылахскому месторождению, А.Г.Жабина (1979), Л.Б.Фирсова (1985) по золото-кварцевой формации и др. установлено, что перекристаллизация начинается чаще всего при увеличении давления. Типично очищение и увеличение размеров зерен кварца. В общем случае в изомет-

рично-зернистых кристаллических или метастабильных агрегатах процесс перерождения протекает путем упорядочивания внутреннего строения индивидов и разупорядочивания агрегатов и их сообществ. При динамометаморфизме возникает линейная и брусковидная (часто шахматная) блочность, проявляющаяся в волнистом или шахматном угасании и характеризующая начальные стадии пластических деформаций. В результате хрупких и пластических деформаций деформируется кристаллическая решетка, происходит разрыв связей, освобождение воды из ГЖВ, дефект-каналов и структурных каналов. Это приводит к миграции дислокаций и дефектов вакансионного происхождения и их выносу из кварца. При этом часть рудных элементов, которые удерживались в структурных каналах (Щербакова, Сотников и др., 1976) в виде ОН-Ме-компонентов, выносятся в межзерновое пространство и приводят к новообразованию рудных минералов (золота, серебра, галенита, халькопирита и т.д.).

Д.Григгс и Дж.Блейсик (Griggs, Blaicic, 1965), К.Кекулавала и др. (Kekulawalue, 1977) показали, что для кварца при высоких температурах и давлениях типично явление гидролитического разупорядочивания (текучесть), которое наиболее интенсивно происходит у образцов с широкой полосой 3400 $см^{-1}$, связанной, по нашим данным, с ОН-группировками (ИК-спектры кварцев..., 1974; К вопросу о формах..., 1976). Н.Г.Стенина (1985) пришла к выводу, что причиной гидролитического разупорядочивания является наличие слабых связей между полюсами ОН- и $H^+$ молекул воды в кварце и дефектными кремне- и алюминийкислородными тетраэдрами. Действительно, все пластины жильного рудного кварца, претерпевшего динамометаморфизм, дают ИК-спектры с широкой полосой в области 3400 $см^{-1}$ [22, 49].

В опытах по изучению электропроводности жильного кварца при нагревании до 700°С наблюдались перенос серебра с электрода сквозь пластинку толщиной 2 мм и осаждение его на противоположной ее поверхности. Эти данные подтверждают принципиальную возможность переноса примесных компонентов сквозь кварц при наличии разности потенциалов, что позволяет предполагать перераспределение их в объеме кварцевых жил с образованием рудных столбов в условиях метаморфических преобразований, отображающихся в появлении структур перерождения. Признаком их являются блочное сложение и волнистое мозаичное (блочное или шахматное) угасание, наблюдавшееся на Коммунаровском, Любавинско-Хавергин-

ском, Казаковском и других рудных полях [22]. Однако эти же признаки характерны и для метаморфизованных безрудных кварцевых жил. Поэтому они могут быть поисковыми признаками относительно обогащенных руд только в пределах конкретных рудных жил и использованы при оценке вероятности образования рудных столбов *переотложения*.

Особенности строения кварцевых агрегатов показывает, что структурно-текстурные признаки жильного кварца отражают лишь условия кристаллизации и последующие его преобразования, но универсальными типоморфными признаками рудоносности быть не могут.

Для того, чтобы найти количественное выражение особенностей строения индивидов и агрегатов ЖК, проведено сравнительное изучение их кристаллической структуры. Оказалось, что ПЭЯ ($a_o$ и $c_o$) как таковые мало информативны. Существенные различия присущи объемам ЭЯ кварца. Максимальное различие достигает 0,000321 нм$^3$ ($V_o$ min - 0,112924 нм$^3$, $V_o$ max - 0,113245 нм$^3$). Определение ПЭЯ представляет собою трудоемкую задачу. Поэтому с учетом данных Н.Ф.Картенко, Г.А.Сидоренко и др. (1971) о возможной оценке совершенства кристаллического строения по уширению линий на рентгенограммах нами с Г.Т.Тумуровым разработана методика определения степени совершенства кристаллического строения (СКС) кварца как меры совершенства его кристаллической структуры [46, 51].

В качестве причин расширения линий Н.Ф.Картенко и др. (1972) были указаны малые размеры областей когерентного рассеяния рентгеновских лучей и наличие напряжений II рода и высказано предположение о связи расширений со скоростями кристаллизации и возможности получить дополнительную информацию об условиях образования кварца. Для количественного определения степени СКС и получения результатов, сопоставимых с классическими данными И.Е.Каменцева и В.А.Франк-Каменецкого по структуре кварца, в качестве эталона использован кварц из месторождения Кожим (Полярный Урал), любезно предоставленный И.Е.Каменцевым.

Согласно методике [51], измеряются высота и полуширина пиков для отражений ($23\bar{5}4$) образца и эталона. Оценка интегральной величины степени СКС дается по 100-балльной шкале, где степень СКС эталона принимается за 100.

В результате экспериментов с образцами с контрастными значениями степени СКС установлено, что степень измельчения зерен не оказывае т на нее существенного влияния. Выявлена обратная связь

степени СКС и объема ЭЯ (рис.1), что позволило считать причиной вариации степени СКС, в основном, разупорядоченность структуры на уровне элементарных ячеек и их групп, обусловленную скоростью кристаллизации и вхождением в структуру $Al^{3+}$, $Li^{+}$, $Na^{+}$, $H^{+}$. Степень СКС зависит от регулярности распределения элементарных ячеек и их групп (блоков) в объеме реальной кристаллической структуры, в частности, от меры отклонения плоских сеток от плоскости, что определяет вариации межплоскостных расстояний и дисперсию углов дифракции рентгеновских лучей, фиксирующихся на порошкограммах мерой диффузности линий, на дифрактограммах – уширением пиков.

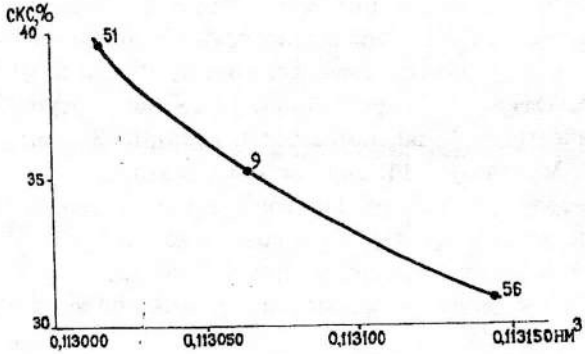



Рис.1. Взаимозависимость степени СКС и объема ЭЯ кварца. Цифры на кривой – число определений, точка – среднее значение.

В конкретной МС степень СКС возрастает по мере снижения температуры и уменьшения в ней давления и связанного с ним объема газовой фазы (рис.2). В кристаллах степень СКС возрастает от их основания к головке (табл.1), в жилах – от контактов к осевой

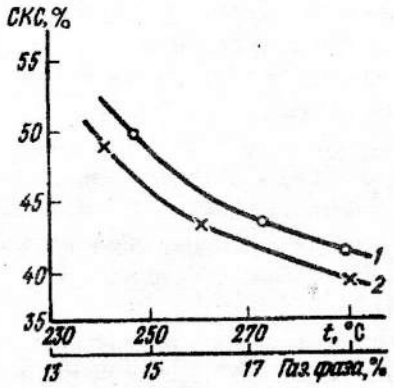



Рис.2. Связь степени СКС кварца, температуры гомогенизации ГЖВ (I) и объема их газовой фазы (2).

части (рис.3), сопрягаясь с уменьшением валового содержания $K_2O$, $Na_2O$, $Li_2O$, $Al_2O_3$ (табл.2), объема ЭЯ, выраженного через меру его отличия от нормы ( $\Delta V$, табл.2) и возрастанием интенсивности ЕТЛ, обусловленным возрастанием доли изоморфных примесей Al, Na, Li.

Таблица 1

Изменение СКС в последовательно образованных частях кристаллов

| Характеристика образца | СКС, % | Газовая фаза, % | Температура гомогенизации, °С |
|---|---|---|---|
| Массивный грубозернистый до друзоватого субстрат | 89 | $\frac{22-55}{36}$ | $\frac{260-325}{305}$ |
| Основания кристаллов | 98 | $\frac{25-45}{35}$ | $\frac{260-360}{300}$ |
| Прозрачные части | 100 | $\frac{12-40}{21}$ | $\frac{200-270}{234}$ |

Величина степени СКС закономерно возрастает с глубиной в пределах отдельных минеральных тел (жил, линз), имея максимум в срединных их частях (табл.3).

Таблица 2

Сопряженность изменений степени СКС (%), $\Delta V$ ($10^3$ нм$^3$) и валового содержания примесей (мас.%) в последовательно образованных агрегатах кварца малоглубинных формаций

| Структурно-текстурная разность | Компоненты и их содержания | | | | СКС | $\Delta V$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $Al_2O_3$ | $K_2O$ | $Na_2O$ | $Li_2O$ | | |
| Тонкополосчатый | 3,44 | 1,21 | 0,121 | 0,073 | 29,9 | 225 |
| Массивный | 3,38 | 0,26 | 0,094 | 0,087 | 30,7 | 209 |
| Пластинчатый | 1,82 | 0,20 | 0,080 | 0,056 | 33,4 | 198 |
| Шестоватый и гребенчатый | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 0,037 | 39,7 | 101 |

В конкретных жильных телах наблюдается симметрично-асимметричная зональность в распределении кварца с определенными величинами степени СКС (рис.4). Верхняя продуктивная часть жилы сэродирована, а северо-восточная отсечена северо-западным разломом. Юго-восточная часть, где развит кварц с относительно высоким значением СКС, представляет собою срединную относительно малопро-

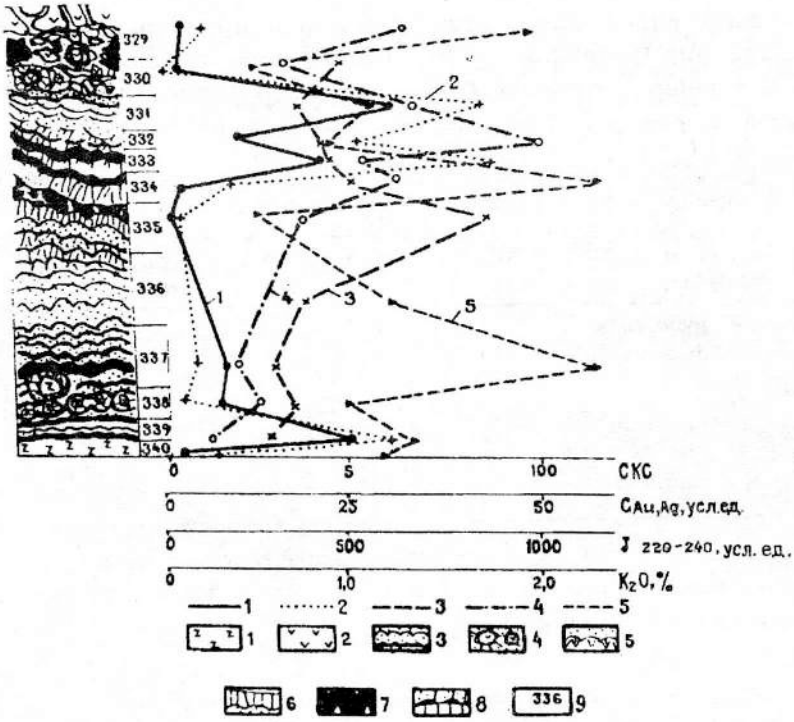



Рис.3. Изменение содержаний Au(1), Ag(2), $K_2O$(5), величин степени СКС (3) и интенсивности ЕТЛ (4) в последовательно образованных частях симметрично-зональной ритмично-слоистой жилы Главной Карамкенского золото-серебряного месторождения, Примагаданье.

1 – игнимбриты; 2 – андезиты; 3-9 – структурно-текстурные разности существенно кварцевых агрегатов: 3 – тонкозернистые ритмично-слоистые кварц-адуляровые агрегаты с рудными минералами на границах адуляра и кварца; 4 – обломки игнимбритов, окруженные слоями адуляра и кварца радиально-шестоватого строения; 5 – переслаивание масивных и радиально-шестоватых агрегатов; 6 – переслаивание массивных и параллельно-шестоватых агрегатов; 7 – друзовые полости (черное); 8 – переслаивание шестоватого и мелкозернистого массивного кварца с адуляром и рудными (черное); 9 – проба и ее номер. Масштаб 1:20.

дуктивную часть, вслед за которой на погружении в юго-восточном направлении могут быть вскрыты их продуктивные части.

Рассмотренная зональность в принципе универсальна и присуща кварцу всех изученных рудных формаций. Зональность в распределении кварца с определенными величинами степени СКС обусловлена центростремительным движением фронта кристаллизации от кон-

тактов жил и их фланговых частей к срединным после образования несовершенных рыхлых тонкозернистых приконтактовых зон-корок. Увеличение степени СКС обусловлено уменьшением градиентов физико-химических характеристик МС, скорости кристаллизации и соответственным возрастанием доли крупнозернистых, кристаллически-зернистых и друзоватых агрегатов в осевых частях жил. Существует прямая корреляция между размерами индивидов кварца в минеральных агрегатах и величиной степени СКС, возрастом и степенью метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих кварцевые жилы (рис.5).

Таблица 3

Изменение с глубиной степени СКС кварца жилы Главной Карамкенского месторождения

| Глубина от дневной поверхности, м | СКС, % | | | Структурно-текстурные особенности |
|---|---|---|---|---|
| | n | $\bar{x}$ | $\sigma_n$ | |
| 0 | 11 | 31,6 | 2,3 | Полосчатый |
| 60 | 21 | 35,8 | 3,3 | Преимущественно полосчатый, массивно-полосчатый |
| 110 | 22 | 37,7 | 5,1 | Массивный, массивно-полосчатый |
| 160 | 13 | 42,0 | 6,0 | Срединная часть жилы, массивный и массивно-шестоватый и гребенчатый |
| 210 | 14 | 38,0 | 3,6 | Преимущественно полосчатый |
| 310 | 17 | 64,0 | 7,2 | Массивный, кварцево-кальцитовые агрегаты |

Весь аналитический материал по определению степени СКС представлен на рис.6 в координатах "степень СКС – глубина образования", где каждая точка характеризует среднестатистическую величину степени СКС для конкретного месторождения. В указанных координатах выделяется семь полей точек, объединяющих месторождения определенных рудных формаций. В каждом из полей намечается тенденция к возрастанию величины СКС с глубиной. Совокупность полей, представляющих, как видно из пояснений к рис.6, важнейшие генетические и формационные типы эндогенных месторождений, выявляет генеральную зависимость между степенью СКС кварца и глу-

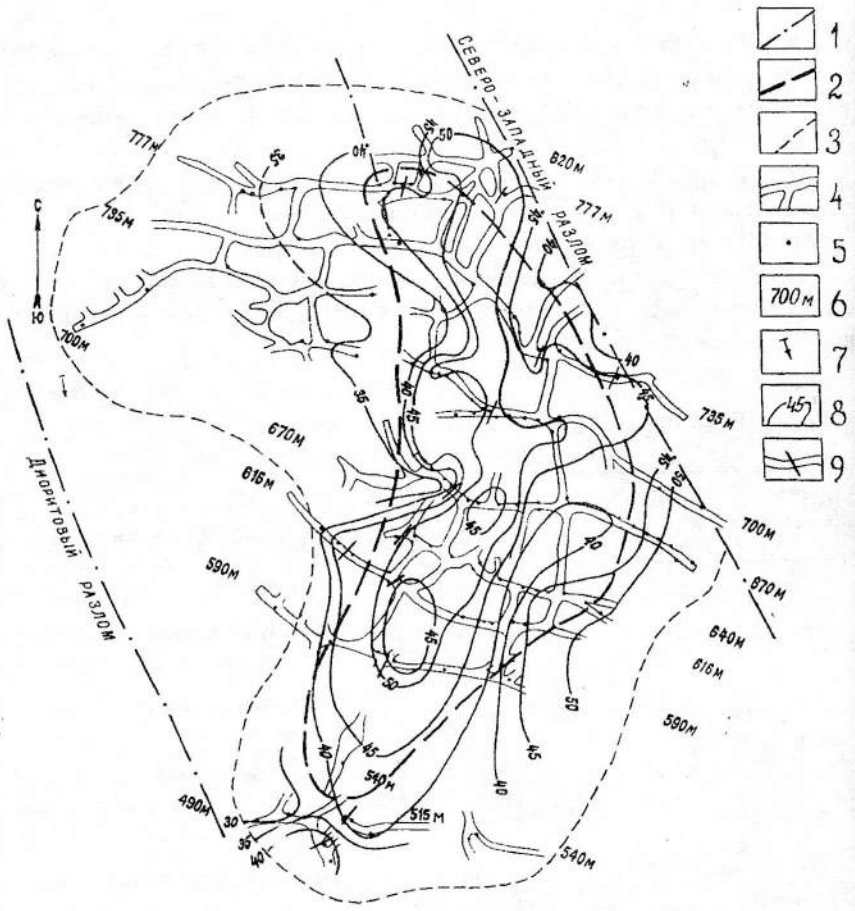



Рис.4. Симметрично-асимметричная субконцентрическая зональность в распределении кварца различной степени СКС в плоскости жилы 160, Токур.

Условные обозначения: 1 – разлом; 2 – контур рудного столба; 3 – контур жилы; 4 – горные выработки; 5 – точки опробования; 6 – горизонты разведки; 7 – направление падения жилы; 8 – изолинии и значения признака; 9 – сечения через жилу.

бинной образования, являющейся одним из факторов, обусловливающих скорость его кристаллизации.

На фоне общего возрастания величин степени СКС жильного кварца от близповерхностных (I) к глубинным (IV) для золоторудных месторождений в зависимости от локализации их в магматических породах (II) или в осадочно-метаморфических толщах (III, IV),

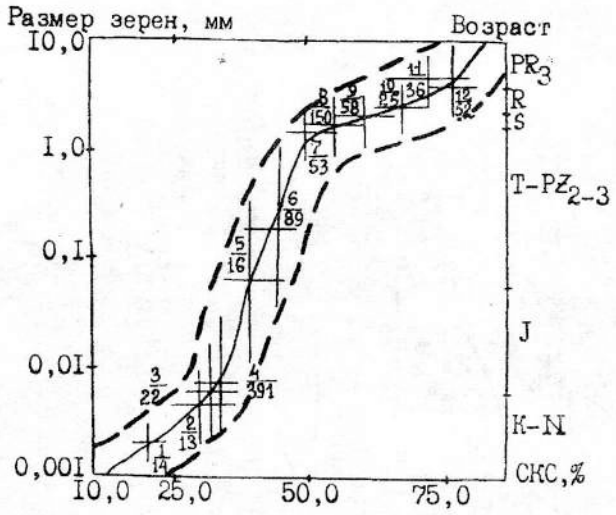



Рис.5. Зависимость степени СКС и величины зерен жильного кварца жил в разновозрастных вулканогенно-осадочных толщах.

Цифрами обозначены кварцы: 1 – агаты и халцедоны (юра-неоген); 2-4 – халцедоновидный, жил в меловых осадочно-вулканогенных толщах; 5 – тонкозернистый в верхних частей среднеглубинных месторождений (юра); 6-8 – мелко- до среднезернистого, рисовидный в черносланцевых толщах среднего палеозоя-триаса; 9 – средне- до крупнозернистого в черносланцевых толщах силура; 10 – то же, в черных сланцах докембрия; 11 – средне- до крупнокристаллических и друзоватых в диафторированных слюдисто-кварцево-полевошпатовых сланцах докембрия; 12 – то же, в амфиболитах, биотитовых кристаллических сланцах и гнейсах верхнего протерозоя.

а также в зависимости от меры связи оруденения с магматизмом, выделяются две группы формаций, характеризующихся различными рядами изменения величины степени СКС в зависимости от глубины (поля II, III, IV). Поле (II) характеризует месторождения золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций, локализованные в магматических породах и имеющие прямые связи с магматизмом, а поля III и IV – собственно золотокварцевой формации, черносланцевой в том числе.

Различия величин степени СКС кварца золоторудных месторождений, локализованных в магматических и осадочно-метаморфических толщах, но сформированных в близких по глубине условиях, связаны с рядом причин, обусловливающих как скорость кристаллизации, так и

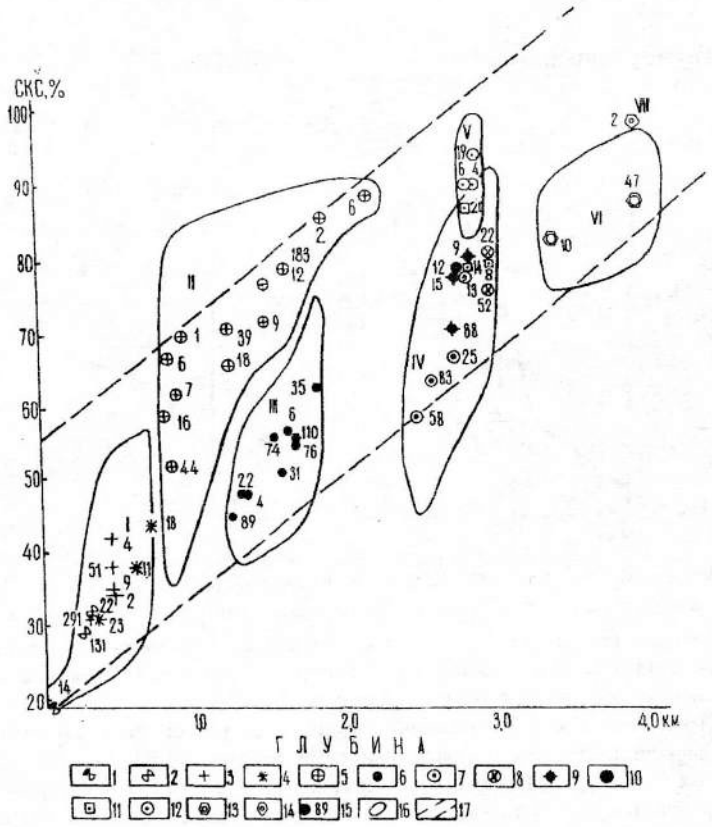



Рис.6. Поля величин степени СКС кварца месторождений различных рудных формаций.

I – малоглубинные формации: 1 – агат-халцедоновая, 2 – халцедоновидный кварц среднеглубинных месторождений, 3 – золото-серебряная, 4 – кварц-флюоритовая; II, III – среднеглубинные золоторудные: 5 – с прямой связью кварцеворудных тел с магматизмом в магматических породах; 6 – переходные к ним золото-кварцевые вне прямой связи с магматизмом в песчанико-сланцевых толщах фанерозоя; IV – среднеглубинные и переходные к глубинным: 7 – малосульфидная золото-кварцевая в породах докембрия и нижнего палеозоя, 8 – золото-шеелитово-сульфидно-кварцевая в породах амфиболитовой фации, 9 – грейзеновая мусковитово-вольфрамитово-кварцевая, 10 – грейзеновая мусковитово-вольфрамитово-касситеритово-кварцевая, 11 – редкометальные пегматиты; V, VI – пегматиты: 12 – редкометальные жилообразные и камерные с драгоценными камнями, 13 – мусковитовые; VII (14) – гранулированный кварц; 15 – число проб; 16 – поле средних значений степени СКС с учетом $\sigma$; 17 – коридор средних значений степени СКС.

вероятность пластических деформаций, которые оказывают существенное влияние на совершенство его кристаллического строения.

Во-первых, в условиях, когда рудные тела формируются вслед за становлением рудогенерирующих магматических тел и в непосредственной близости от них, общее тепловое поле рудномагматической системы достаточно велико и градиенты температур и давлений невелики, вероятность закрытости МС велика.

Во-вторых, прочность магматических пород, вмещающих существенно кварцевые или кварцево-сульфидные тела, значительно выше таковой песчанико-сланцевых толщ, что не способствует интенсивному развитию пластических деформаций. Все это способствует естественному ходу кристаллизации кварца в условиях относительно небольших глубин (0,5-2,5 км), а следовательно, – образованию индивидов кварца с высокой степенью СКС. Меньшая вероятность пластических деформаций способствует устойчивости этих совершенных структур.

Кристаллизация существенно силикатных флюидов в отрыве от рудогенерирующих систем в толщах песчанико-сланцевых пород зеленосланцевой фации с относительно низкими (200-300°С) температурами вмещающей среды происходит в условиях относительно высоких градиентов температур и давлений. Это приводит к формированию околожильных зон тонкозернистых существенно кварцевых агрегатов с очень низкой степенью СКС. Относительно слабая прочность вмещающих пород, участие их в пострудных тектонических процессах способствует интенсивному развитию пластических деформаций ЖК. Все это приводит как к формированию первичных существенно кварцевых агрегатов с относительно низкими величинами степени СКС, так и разупорядочиванию в процессе пластических деформаций.

Сопоставимые с приведенными данными по среднеглубинным месторождениям, где отчетливо проявлена генетическая связь с магматизмом, результаты получены и при изучении ЖК месторождений олова и вольфрама грейзеновой формации (Холтосонское, Спокойнинское, Белухинское и др.). Близкие к ним значения степени СКС типичны и для пегматитов. Причем, месторождения пегматитового генетического типа также образуют ряд, в котором средние значения этой величины находятся в пределах 79-84% для объектов, локализованных в песчанико-сланцевых толщах спессартин-альмандиновой субфации, 83-90% – в кианит-кварц-мусковитовой (месторождения

мусковитовых и изумрудоносных пегматитов в гнейсах). Пегматиты, локализованные в апикальных частях материнских гранитов вблизи от контактов их с ксенолитами вмещающих их гнейсов, содержат кварц, среднее значение степени СКС которого составляет 90-94%. Максимальны значения этой величины для гранулированного кварца – 96%.

Практическая и научная значимость полученных выводов заключается в том, что они раскрывают связи между структурой кварца и условиями его образования и могут быть использованы при рудноформационном анализе и для разработки критериев условий образования и оценки уровня эрозионного среза при поисках рудных месторождений. Результаты детального изучения СКС кварца рассмотрены в специальных публикациях [22, 36, 39, 45, 50, 53, 58].

Приведенный материал по строению ЖК на разных уровнях его организации позволяет сформулировать следующее защищаемое положение.

*Структурно-текстурные признаки жильного кварца отражают лишь условия кристаллизации и последующие его преобразования, но типоморфными признаками рудоносности быть не могут. Степень совершенства кристаллического строения жильного кварца является важным характеристическим типоморфным признаком условий его образования. Величина степени СКС кварца закономерно возрастает от ранних генераций к поздним, а также с глубиной в пределах отдельных жил, месторождений и рядов рудных формаций. Пределы вариации величины степени СКС являются количественными критериями структурно-текстурных особенностей жильного кварца, глубины образования и градиентов РТХ-характеристик МС.*

## 1.4. Соотношение концентраций воды и углекислоты в жильном кварце как типоморфный признак давления в МС, меры ее закрытости и глубины образования кварцевых жил

При изучении газоотделения нагреванием ЖК в вакууме от 20 до 600°С выявлена зависимость суммы объема азота, углекислоты и паров воды от принадлежности месторождений к определенным фациям глубинности. С уменьшением глубины образования кварцевых жил обнаружилась тенденция возрастания как объемов выделяющихся $H_2O$ и $CO_2$, так и их соотношения. Эта закономерность в равной мере проявлена у кристаллов и зернистых агрегатов кварца.

Количество выделяющегося из кварца азота возрастает в ряду пегматиты – среднеглубинные месторождения золота – малоглубинные золото-серебряные месторождения, соответственно, (в мкл/г): 2,7-21,9; 120,7; 297,3. Но в пределах жил глубинных месторождений (например. Мурунтау) содержание азота возрастает с глубиной.

Количество воды, выделяющейся из проб кварца, характеризующих последовательно образованные структурно-текстурные его разности, уменьшается в направлении от контакта к осевой части жил (рис.7), а доля воды, выделяющейся в температурном диапазоне 400-600°С. у кварца ранних высокотемпературных генераций больше, чем поздних, относительно низкотемпературных. Это позволяет с некоторыми допущениями считать, что кинетика выхода воды из кварца при его нагревании свидетельствует об ее захвате кристаллизующимся кварцем в процессе охлаждения МС и может указывать на температуру, давление и меру закрытости на разных временных интервалах ее эволюции.

На кривых выделения воды и углекислоты из кварца при его нагревании в вакуумированной системе всегда проявляется ряд максимумов, характеризующих температурные интервалы выхода определенных структурных форм воды. С целью их идентификации и определения объема выхода воды и углекислоты для одних и тех же образцов был применен комплекс прецезионных методов. Методом фракционной конденсации в температурном диапазоне 293-873 К изучены температуры выхода и количества паров воды, углекислоты и азота. Структурные формы ОНх – групп определены методом ИКС в температурном диапазоне 77-873 К и масс-спектрометрическими исследованиями с дейтерированием. Методика исследований и результаты детально рассмотрены в специальных публикациях [2, 22, 48, 49]. Вода присутствует в кварце в дефект-каналах в составе ГЖВ ($H_2O$), в структурных каналах (ОН-Ме связи), координационно-ненасыщенных центрах (OH-Al(H, Li, Na)). При нагревании в интервале температур 20-600°С существенно уменьшается интенсивность полосы поглощения 3400 $см^{-1}$, сопровождаясь выходом воды, что связано с разрушением ГЖВ. Для сотового кварца ядер пегматитов максимум выхода приходится на 500°С, среднеглубинных месторождений олова и вольфрама – 400-450°С, золота – 280-300°С, малоглубинных золото-серебряных – 500°С. С 400°С начинает выделяться вода из дефект-каналов (уменьшается интенсивность полос поглощения 3200 $см^{-1}$ и 3320 $см^{-1}$), и при 500-600°С выходит вода

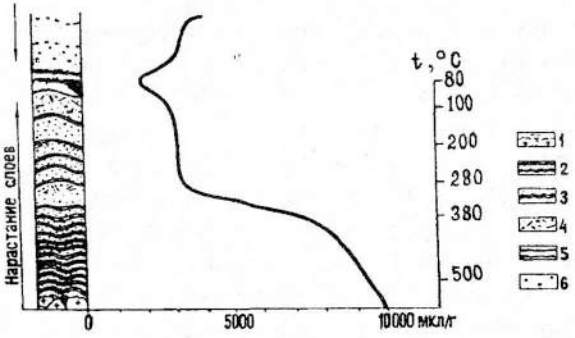



Рис.7. Кривая выхода паров воды из кварца при нагревании от 20 до 600°С.

1 - окварцованный конгломерат; 2-6 - кварцевые агрегаты: 2 - тонкослоистые; 3 - массивно-слоистые; 4 - пластинчатые; 5 - шестоватые; 6 - массивные.

структурных каналов (уменьшается интенсивность полос поглощения 3318 $см^{-1}$ и 3432 $см^{-1}$ за счет разрушения OH-Al связей) и межузельная вода, высвобождающаяся при $\alpha - \beta$ – переходах: (уменьшается интенсивность полос поглощения 3318 $см^{-1}$, 3371 $см^{-1}$, 3383 $см^{-1}$, 3385-3390 $см^{-1}$, 3440 $см^{-1}$, 3450 $см^{-1}$, 3520 $см^{-1}$, связанных с OH-Al($Li^+$, $H^+$, $Na^+$).

На фоне сопряженного выхода воды и уменьшения интенсивности или исчезновения указанных полос поглощения вплоть до 600°С происходит уменьшение полосы поглощения 3400 $см^{-1}$, связанной со свободной молекулярной водой, что свидетельствует о продолжающейся декрепитации тончайших ГЖВ, а следовательно, и о соответствующих температурах кристаллизации кварца (рис.8).

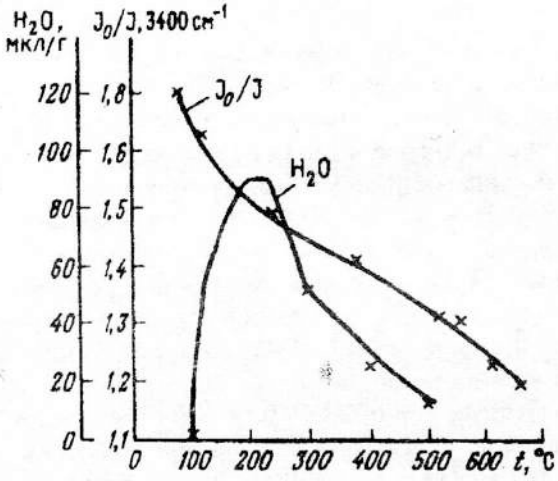



Рис.8. Зависимость интенсивности полосы поглощения 3400 $см^{-1}$ и количества выделенной при нагревании воды для кристалла кварца месторождения среднеглубинной формации от температуры.

Примесь $CO_2$ в кварце на его ИК-спектрах отображается полосой поглощения в области 2360-2390 $см^{-1}$ (Доломанова, Гасоян, 1972).

Данные о связи форм воды и углекислоты с определенными полосами поглощения на ИК-спектрах позволили, используя закон Ламберта-Бугера о связи интенсивности полос поглощения с концентрацией вещества, разработать методику определения соотношения концентраций воды и углекислоты (Типоморфизм и рудоносность..., 1984). Эта величина, как и содержание воды и азота, максимальна для наиболее высокотемпературных ранних тонко- и мелкозернистых генераций ЖК и минимальна для поздних, кристаллически-зернистых, шестоватых и гребенчатых агрегатов осевых частей жил (рис.9-10). Ее изменения сопряжены с изменениями содержаний рудных и литофильных элементов при нелинейной обратной связи. К концу процесса кристаллизации в МС возрастает доля $CO_2$ и, соответственно, кислотность. В этом кроется причина образования карбонатов на завершающих временных интервалах формирования кварцевых жил.

В достаточно мощных жилах, в частности, жиле 4 Шахтаминского месторождения, гор.VII (533-483 м), выявлено в принципе однонаправленное уменьшение величины К от контактов к осевой части, осложненное локальным незначительным возрастанием ее на некоторых кратковременных интервалах хода кристаллизации и резким многократным возрастанием в осевой части жилы, сложенной халцедоновидным кварцем.

Локальные возрастания К связаны с падением давления и выносом из МС преимущественно $CO_2$, обусловленными тектонической активизацией и последующим залечиванием трещин и выравниванием хода кристаллизации. Резкое возрастание К в 4-5 раз в ЖК осевых частей некоторых участков ряда жил свидетельствует о новом всплеске тектонической активности, приоткрывании МС с кристаллизацией тонкозернистых агрегатов завершающих генераций рудоносного кварца. Указанные особенности положения в разрезах жил кварца с различным К свидетельствуют об единой ритмичной непрерывно-прерывистой, но в целом однонаправленной последовательности кристаллизации с локальными перерывами со вскипанием минералообразующего флюида и уменьшением в это время доли $CO_2$ в МС. Эта закономерность имеет всеобщий характер и присуща кварцевым жилам независимо от формационной принадлежности.

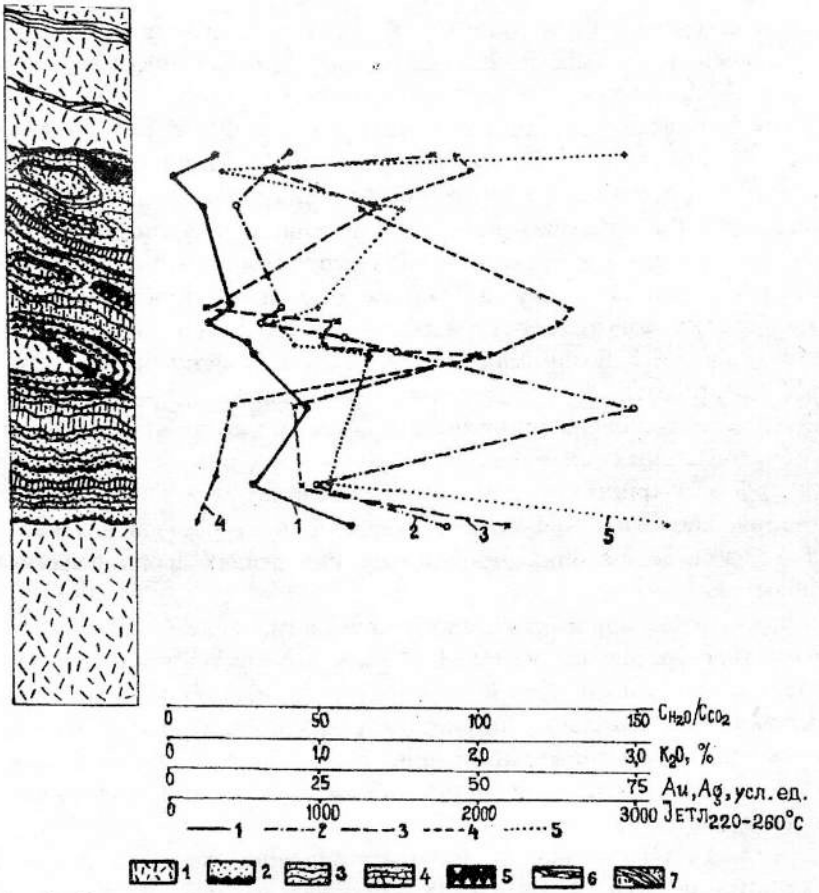



Рис.9. Характер изменений состава и свойств в ритмично-полосчатом жильном кварце в направлении от контактов к осевой части жилы Главной Карамкенского золото-серебряного месторождения.

Условные обозначения: 1 – окварцованный липарит; 2 – переслаивания адуляра (черное) с тонкозернистым кварцем; 3-7 – разности кварца: тонкозернистый массивный (3); массивный тонкошестоватый (4); мелкогребенчатый (5); брекчиевидный (6); тонкополосчатый халцедоновидный (7). Линии на графике: 1-3 – содержания, соответственно, Au, Ag, $K_2O$; 4 – ЭТЛ, отн.ед.; 5 – $C_{H_2O}/C_{CO_2}$.

Зональность в распределении соотношения $H_2O$ и $CO_2$ в кварцевых жилах находит отражение и в их продольных проекциях: от флангов к центру К уменьшается, образуя симметрично-асимметричную зональность (рис.11, пологопадающая жила 160 Токурского

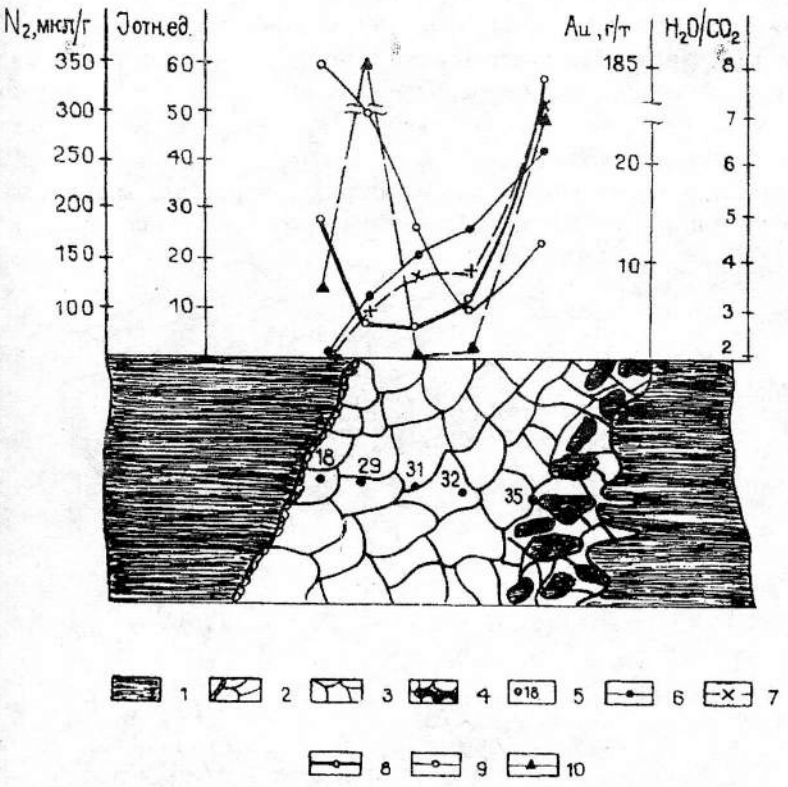



Рис.10. Характер строения и изменения состава и свойств кварца в сечении крупной жилы, Мурунтау.

1 – вмещающие сланцы; 2 – мелкозернистая приконтактовая часть жилы; 3 – массивный кварц; 4 – окварцованная брекчия; 5 – место отбора и номер пробы; кривые изменения; 6 – интенсивности ЕТЛ при 250°С; 7 – то же, при 310°С; 8 – содержание азота; 9 – отношение концентраций воды и углекислоты; 10 – содержание золота. Геологическая основа П.А.Иванова (МГРИ).

месторождения). В I рудной зоне Тасеевского месторождения с глубиной величина К уменьшается от 90-100 в надрудной зоне до 71-53 в зоне рудных столбов и до 30 в надрудной зоне, на Средне-Голготайском – на интервале 150 м (от гор.100 м до гор. 250 м) жилы 52 – в пределах рудного столба на фоне общего уменьшения этой величины с глубиной от 5,4 (205 проб, $\sigma$ =7,2) до 5,0 (36 проб при $\sigma$ =2,2), на уровне 150 м наблюдается минимум К = 4,5 для 85

проб при $\sigma$=2,5). Этот минимум совпадает с максимумом содержания золота и минимумом Ag, Bi, Cu и Sb, а также с локальным возрастанием степени СКС, совпадая с центральной частью жилы. Для кварца Шахтаминского месторождения по 345 пробам установлено, что в целом происходит уменьшение величины К на интервале около 450 м (от 880 до 433 м), что соответствует возрастанию меры закрытости МС с глубиной.

Уменьшение значений К с глубиной характерно для верхних частей жил, а в нижних вновь наблюдается некоторое возрастание рас-

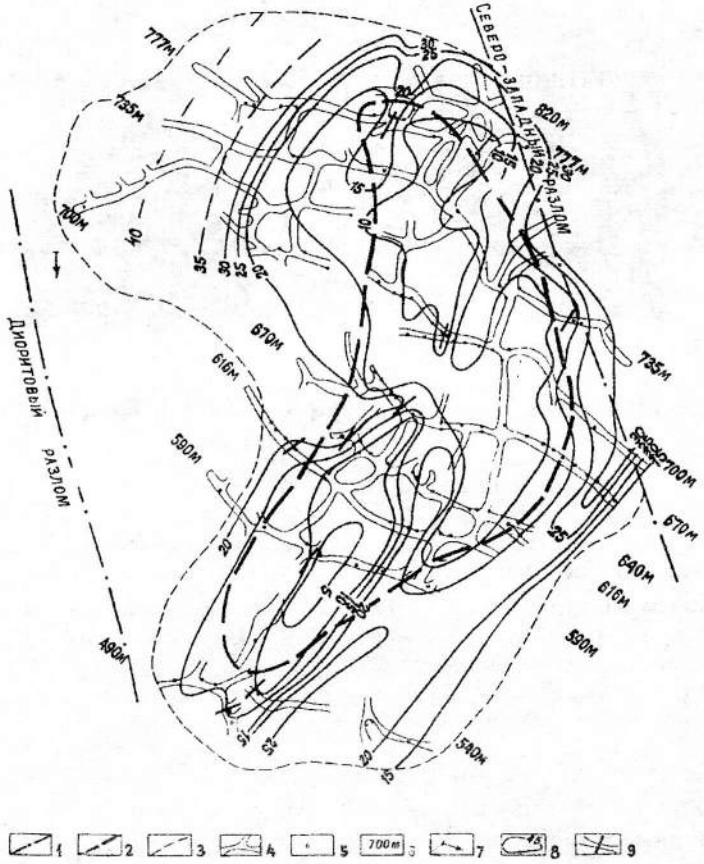



Рис.11. Изменчивость $C_{H_2O}/C_{CO_2}$ в кварце в плоскости жилы 160. Условные обозначения см. к рис. 4.

сматриваемой характеристики, что связано с меньшей мерой закрытости по мере приближения к зонам локальных выклиниваний. Наибольшие вариации К характерны для областей верхнего выклинивания, меньшие – нижнего. Уменьшение К с глубиной в кварцевых жилах сопряжено с уменьшением $C_{H_2O}/C_{N_2}$ (рис.12), что указывает на глубинный источник азота и является универсальной закономерностью. Характерно, что повсеместно наблюдается обратная связь величин степени СКС и К (рис.12).

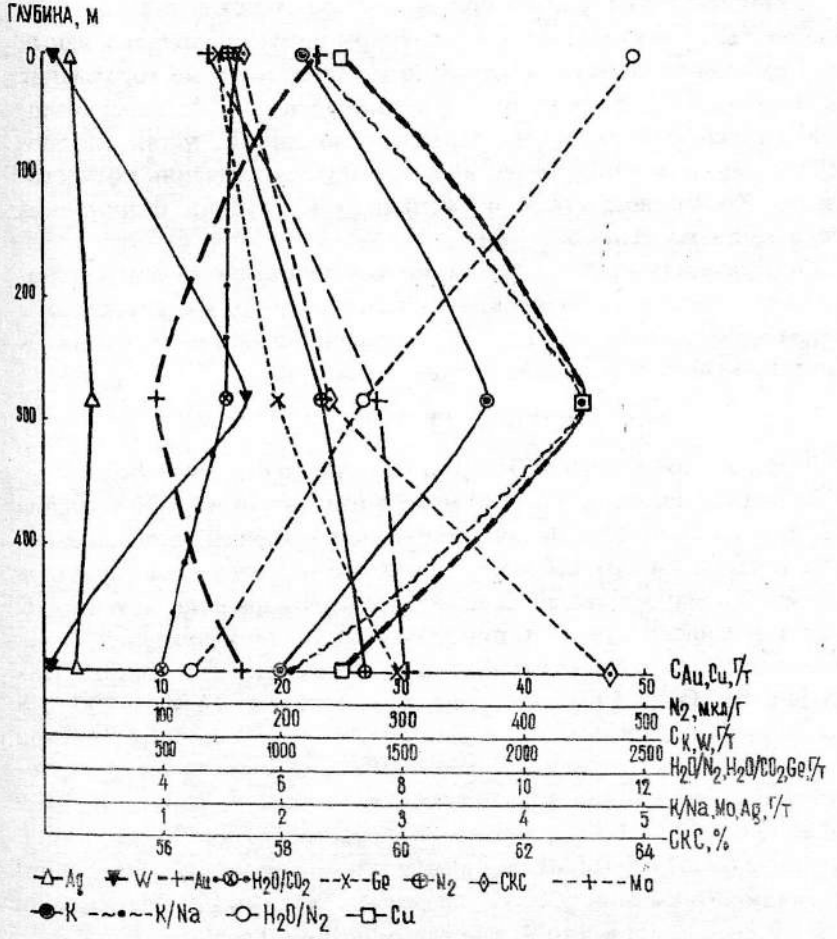



Рис.12. Изменение с глубиной состава и свойств продуктивного кварца месторождения Мурунтау.

Изложенное свидетельствует об объективно существующих закономерностях в изменчивости содержаний воды, углекислоты и азота в кварце, зависящих от условий его образования.

С целью выявления генеральной зависимости K от глубины образования и давления в МС эта величина была определена для 2543 образцов кварца 98 месторождений различных рудных формаций.

Установлено, что пределы вариаций средних величин K ограничиваются значением 0,06, свойственным кварцу мусковитовых пегматитов и гранулированному кварцу, образующимся в условиях амфиболитовой фации, и значением 89, определенным для верхних частей кварцевых жил близповерхностных месторождений (рис.13). Максимальным значением K характеризуется халцедоновидный кварц I рудной зоны Тасеевского золото-серебряного месторождения (Вост.Забайкалье), образовавшийся примерно в 10 м от палеоповерхности в нижнемеловое время. Низкие величины K, устанавливающиеся, по данным В.Б.Наумова и др. (1988), для глубинного месторождения Колар, возрастают с уменьшением глубины становления кварцевожильных тел.

Обнаруженная зависимость позволила перейти к выяснению характера взаимосвязи соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце и флюидного давления. Установленная между величиной K и давлением связь выражается уравнением

$$KP = a^2/2,$$

где P- флюидное давление; a – радиус равнобочной гиперболы.

Флюидное давление условно можно рассматривать как давление в МС, а пределы его вариаций ($\lim V_P$) могут характеризовать барические условия минералообразования. Характер отражения пределов вариаций флюидного давления через пределы вариаций величины K меняется в зависимости от фации глубинности месторождений. В условиях малых глубин при относительно малом давлении (< 50 МПа) соотношение $H_2O$ и $CO_2$ в МС широко варьирует ($\lim V_K$ = 10-90) в связи с изменчивостью анизотропной тектонически неустойчивой среды минералообразования, характеризующейся периодическим приоткрыванием трещин и вскипанием растворов, сопровождающимся преимущественным отделением $CO_2$, растворимость которого при низком давлении и высоких температурах, как известно, мала. В целом для месторождений, образующихся в условиях малых глубин (0,01-1,0 км), имеет место неравенство $\lim V_P < \lim V_K$.

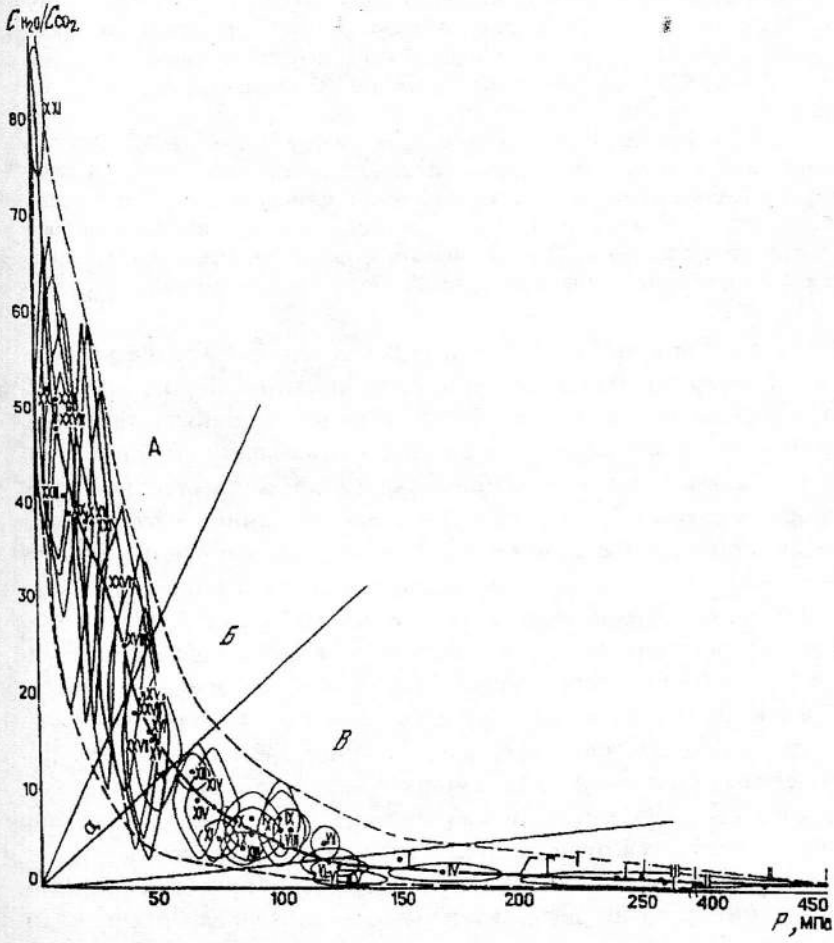



Рис.13. Связь соотношений концентраций воды и углекислоты в жильном кварце и давлений в минералообразующей системе. Цифрами обозначены: рудная формация, генетический тип, месторождение: I – глубинная малосульфидная золото-кварцевая (Колар); II – гранулированный кварц; III – V – пегматиты: III – мусковитовые, IV – редкометальные, V – камерные редкометальные с драгоценными камнями; VI – грейзеновая мусковит-вольфрамит-кварцевая; VII – медно-молибден-порфировая и золото-молибденит-кварцевая; VIII, IX – малосульфидная золото-кварцевая, переходная к глубинной (Мурунтау, Советское); среднеглубинные: X – малосульфидная золото-кварцевая; XI, XII – золото-сульфидно-кварцевая; XIII, XIV -

– золото-кварцево-сульфидная, XV – малосульфидная золото-кварцевая, переходная к малоглубинной; малоглубинная золото-серебряная; XVI, XVII – переходная к малоглубинной (Дукат, Многовершинное); XVIII-XXI – Балейско-Тасеевское, соответственно от наиболее глубоких частей к приповерхностным; XXII – Карамкен; XXIII – халцедоновидный жильный кварц (Ундино-Даинская депрессии); XXIV-XXVI – флюорит-кварцевая; XXVII – кварц-диккит-киноварная (Никитовское); XXVIII – агаты из миндалин в андезито-базальтах. Точки – средние значения; оси эллипсов – среднеквадратичные отклонения. Поля соответствуют объектам: А – малоглубинным, формирующимся с вскипанием флюидов, Б – переходным от мало- к среднеглубинным, формирующимся на отдельных этапах с вскипанием флюидов, В – среднеглубинным, формирующимся преимущественно без вскипания, Г – глубинным, формирующимся без вскипания флюидов, а – радиус равнобочной гиперболы, обозначенный стрелкой.

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 варьирует 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 $V_K$.

Практическим следствием установленной связи является возможность оценки давления в МС по величине средних значений К. При известных допущениях, присущих и традиционным методам барометрии с использованием индивидуальных флюидных включений, это способ отличается относительной простотой и экспрессностью.

Пределы вариаций К, 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 К кварца и степени совершенства его кристаллического строения, которая может быть успешно использована в качестве типоморфного признака фаций глубинности минералообразования. Закономерности изменения величины К, концентраций воды, азота в зависимости от условий образования жильного кварца, зональность кварцевых жил

детально рассмотрены в специальных публикациях [2, 22, 31, 32, 35, 36, 38, 48, 57].

Приведенные данные позволяют сформулировать следующее защищаемое положение.

*Соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце связано гиперболической зависимостью с давлением в минералообразующих системах, является фундаментальным типоморфным признаком меры их открытости и глубины формирования кварцевых жил.*

## 1.5. Пределы вариаций состава и физических свойств жильного кварца как типоморфные признаки условий его образования и рудоносности

### *1.5.1. Типохимизм*

Химический состав ЖК изучен на разных уровнях его организации: индивидов (монофракции), минеральных агрегатов и более сложных минеральных тел. Концентрации различных 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 (Франк-Каменецкий, 1964) по схеме $Si^{4+}(Al^{3+},Fe^{3+},Ti^{3+},Mn^{3+},Ga^{3+},Ge^{3+},Ge^{4+}$ и др.). При этом $Na^+$, $Li^+$, $H^+$ входят в качестве компенсаторов зарядов, заселяя вместе с OHx-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. (1976) 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 решетке, что имеет большое значение для понимания их миграции в твердофазной среде.

В настоящее время возможно массовое изучение методом 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,n%. Однако измерение концентраций Al-центров и компенсаторов зарядов в последовательно образованных частях золоторудных жил не проводилось.

### *1.5.1.1. Закономерности распределения основных и примесных компонентов в последовательно образованных частях существенно кварцевых жил*

С целью изучения поведения Al и связанных с ним компенсаторов зарядов в пространстве отдельных кварцевых жил и их сообществ, а также выявления различий в концентрациях изоморфного Al 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.Матяшом) по нашей просьбе была проведена съемка ЭПР-спектров кварца подобранных нами групп образцов из редкометальных пегматитов (Орловское), грейзенов (Забытое, Спокойнинское); месторождений кварцево-касситеритовой (Арсеньевское, Полярное), золото-сульфидно-кварцевой формаций (Средне-Голготайское) и стратиформного месторождения шеелита (Кти-Тебердинское).

Установлено, что распределение суммарных концентраций Al-центров в кварце последовательно образованных частей кварцевой жилы № 52 Средне-Голготайского месторождения свидетельствует о ритмичном их увеличении от ее приконтактовых частей, сложенных мелко- и среднезернистым полосчатым кварцем ($2 \cdot 10^{18}$ $см^{-3}$ со стороны лежачего бока и $1{,}5 \cdot 10^{18}$ $см^{-3}$ со стороны висячего) к срединным, сложенным преимущественно крупнозернистым массивным кварцем с друзовыми полостями ($4\text{-}5 \cdot 10^{18}$ $см^{-3}$). На фоне общего возрастания концентраций Al-центров от ранних генераций к поздним происходит опережающее возрастание их доли с компенсаторами, представленными $H^+$. Распределение Al-центров в кварце симметрично относительно контактов. Причина этой симметрии заключается в связи концентраций парамагнитных Al-центров (преимуще-

ственно с натровым компенсатором) с дозой природного облучения, которая зависит от близости кварца к контактам с вмещающими

Таблица 4

Зависимость содержаний парамагнитных Al-центров и урана в кварце, жила 52 Средне-Голготайского месторождения

| Группы проб | Содержание | | | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| | U, г/т | Na, мас.% | Al-центры, $n \cdot 10^{18}$ 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 |
| 38а-40 | 1 - 13 | 0,046-0,180 | 0,10-0,33 | Приконтактовая часть, висячий бок |

гранодиоритами (приконтактовые части) или с их ксенолитами, содержащими относительно высокие концентрации урана (табл.4).

Очевиден максимум содержания Na на участке разреза жилы, обогащенного ксенолитами вмещающих пород. В целом же распределение Na асимметрично, и концентрации его максимальны со стороны висячей половины жилы, свидетельствуя о большем содержании его в составе разной 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. Содержания 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 K имеет симметричное распределение в разрезе жилы относительно ее контактов (максимумы в приконтактовой части и в зоне присутствия ксенолитов вмещающих пород (6-12) и

минимумы (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 отожженных при 600°С и облученных в течении 3 ч. жесткими рентгеновскими лучами. Предварительно была установлена корреляция содержаний Na с интенсивностью РТЛ (рис.14) 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 на рис.15. Левая часть рисунка иллюстрирует ритмичное возрастание концентраций Al-центров с $Na^+$ по мере нарастания слоев в тонкослоистом агрегате, а правая – в толстослоистом, где ритмичность проявлена слабее. Такая же картина наблюдается и на рис.3, где интенсивность ЕТЛ и мера СКС коррелируют, возрастая от контактов к осевым частям жилы Главной Карамкенского Se-Sn-Au-Ag месторождения. Это же относится и к другим объектам.

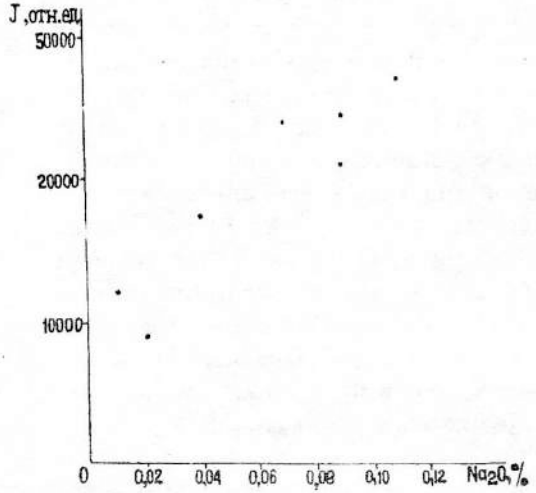



Рис.14. Корреляция интенсивности РТЛ и концентрации $Na_2O$ в последовательно образованных слоях кварца.

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.

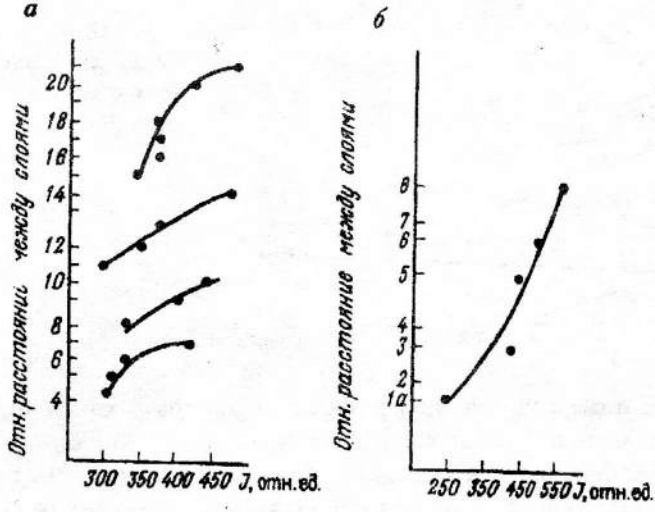



Рис.15. Изменчивость интенсивности ЕТЛ (t – 260-280°С) в слоистых агрегатах жильного кварца Балейского рудного поля. По вертикальной оси – относительные расстояния между центрами слоев, обозначенных цифрами

Концентрации неструктурных примесей Al, K, Na, Li в разрезах жил имеют четко выраженную тенденцию к уменьшению по мере нарастания слоев 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 (рис.16).

Возвратно-поступательное уменьшение концентраций указанных элементов к концу процесса кристаллизации жил происходит на фоне такого же возрастания содержаний главного их компонента – кремнезема. Распределение валовых содержаний рудных и других примесных элементов в разрезах существенно кварцевых жил среднеглубинных месторождений золоторудных, оловорудных, вольфрамоворудных формаций имеет ту же тенденцию к накоплению в приконтактовых частях с локальным их возрастанием в участках присутствия обломков вмещающих пород. Это хорошо видно на рис. 9. Ближе к осевой части жил в связи с поздними генерациями рудных минералов появляется еще один всплеск концентраций, обусловлен-

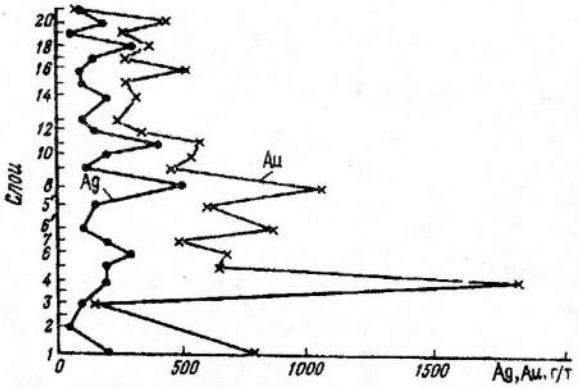



Рис.16. Ритмично-направленное изменение концентрации рудных элементов в слоистом ритмично-построенном агрегате (та же жила, что на рис.16).

ный постепенным накоплением рудных элементов к концу процесса и выделением их в друзовых полостях (рис.17). В жилах, в частности, золото-кварцево-сульфидной формации (включая и сурьмяные месторождения), распределение рудных элементов может быть иным в зависимости от соотношения кремнезема и сульфидообразующих компонентов в МС. На Дарасунском месторождении для верхних частей жил (Эповская, Искра и др.) характерно выделение основной массы сульфидов в приконтактовых частях на хлорите, биотите либо турмалине, а главная масса кварца выделяется в средине процесса, сменяясь к концу сульфидами с манганокеритом. Так же распределяются Au, Ag, Sb, Cu, As и т.д. На нижних горизонтах (жилы

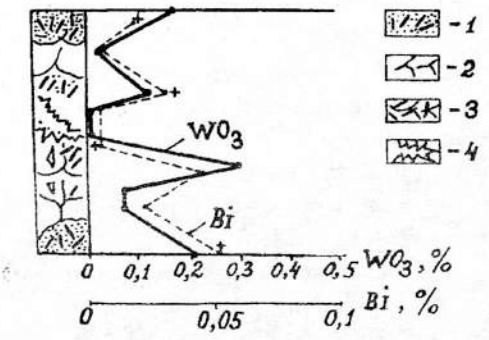



Рис.17. Двумодальное распределение W и Bi в жилах месторождений вольфрама грейзеновой формации.

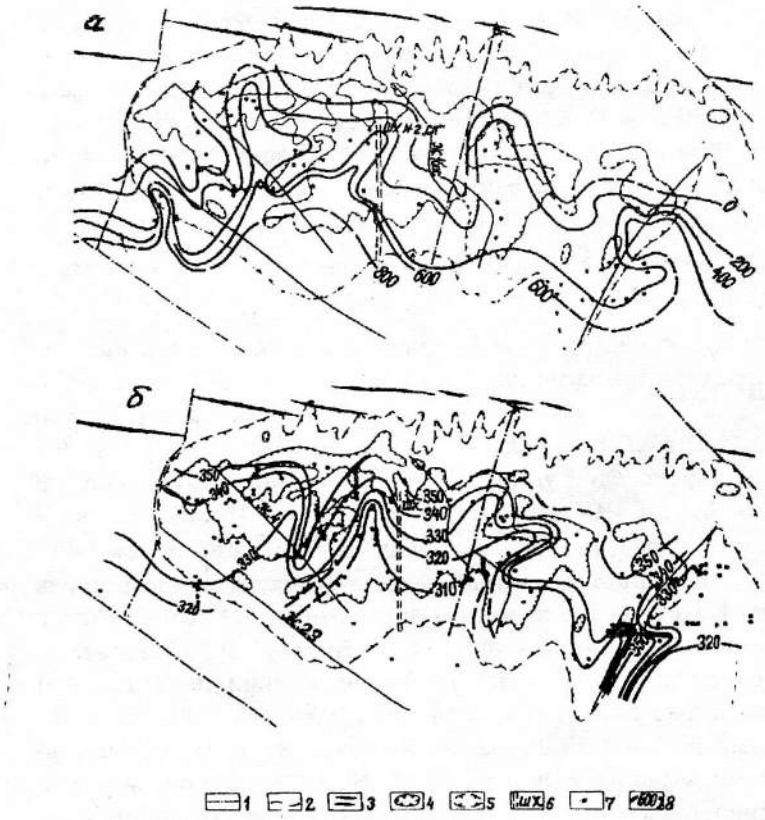
1 – мелкозернистый приконтактовый кварц с вольфрамитом, сульфидами и слюдами; 2 – серый крупнозернистый преимущественно пустой кварц; 3 – крупно- до гигантокристаллически-зернистого кварц с вольфрамитом, шеелитом и сульфидами; 4 – друзоватый кварц с редкими кристаллами сульфидов и флюорита.

Алмазная, Женевская, Эповская) концентрации рудных образуют уже два максимума - слабый в приконтактовой части и сильный - в приосевой, где выделяется основная масса сульфидов. Нередко, как в жиле Горняцкой или Сажистой Теремкинского месторождения, наблюдается ритмичное чередование рудных компонентов. Указанные особенности детально рассмотрены в специальных работах [14, 16, 21, 22, 45, 46, 58].

### *1.5.1.2. Изменение концентраций примесей в жильном кварце с глубиной*

Изоморфные и неструктурные примеси в пространстве кварцевых жил ведут себя по-разному. *Концентрации изоморфных* $Ti^{3+}$, $Al^{3+}$ *и связанных с ним* Na и Li с глубиной возрастают. Так, в кварце жилы 52 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 на наших образцах) и от $2{,}88 \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$ до $3{,}95 \cdot 10^{18}$ см$^{-3}$ по определениям на наших образцах в лаборатории В.И.Матяша. Подобная же тенденция установлена В.А.Сперанским и др. (1975) для кварца Кти-Тебердинского месторождения шеелита. С учетом того, что для кварца многих месторождений нами [22, 46] 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. Пример такого возрастания приведен на рис.18 для типичного месторождения МЗСФ.

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°С) максимумов ТЛ и интенсивности как среднетемпературных (230-320°С), обусловленных Al-центрами с Na и Li в качестве компенсаторов, так и высокотемпературных (Ti-, Ge- и Fe- центры с Co, V, Mn, Cu, Ni в качестве компенсаторов (рис.18) [22]). 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 идет сверху




1 2 3 4 5 6 7 8

Рис.18. Изменение параметров ЕТЛ кварца I рудной зоны Тасеевского месторождения с глубиной. Вертикальная проекция.

1 – разрывные нарушения; 2 – линии сопряжения жил с I рудной зоной; 3 – надрудные гидрот рмалиты; 4 – контур рудных столбов; 5 – контур нижней и верхней граничных зон; 6 – шахты; 7 – участки детального опробования; 8 – изолинии интенсивности (а) и температур высокотемпературного максимума (б)

вниз и от флангов к центру. Так же распределены интенсивности ЕТЛ и содержания изоморфных примесей в поперечных сечениях жил (рис.3, 9). Отсюда следует, что существует единая направленность в распределении изоморфных примесей Al, Na и Li, обусловленная ходом эволюции МС.

В отличие от изоморфных, концентрации н е с т р у к т у р н ы х Al, Na, Li уменьшаются с глубиной в пределах изученных интер-

валов жильных тел (150-600 м). В надрудных зонах содержания $Al_2O_3$ составляют 3,5-3,9%, несколько возрастая на уровне верхнерудных зон (I рудная зона Тасеевского и жила Главная Карамкенского месторождений, рис. 19), и затем постепенно уменьшаются с глубиной, имея тенденцию к субконцентрическому симметрично-асимметричному распределению.

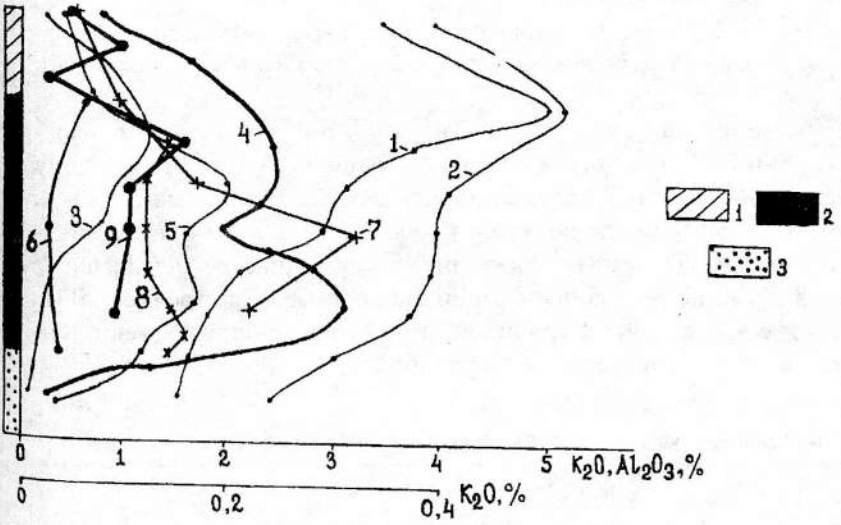



Рис.19. Изменение с глубиной содержания $Al_2O_3$ (1 – Балейское; 2 – Карамкенское) и $K_2O$ (3 – Балейское; 4 – Карамкенское; 5 – Агинское; 6 – Дукатское; 7 – Средне-Голготайское; 8 – Токурское; 9 – Дарасунское). Нижняя шкала – содержания $K_2O$ для Средне-Голготайского и Токурского. По вертикальной оси – зоны: надрудные и верхнерудные (1), рудные (2) и нижнего выклинивания или подрудные (3).

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. 19. Четко прослеживается симметричная зональность в крутопадающих жилах; кривая 8, отражающая изменение содержаний $K_2O$ в ЖК пологой жилы № 160 Токурского месторождения, невыразительна: надрудная часть здесь не вскрыта горными выработками (рис. 19). Если для ЖК МЗСФ указанные закономерности проявлены практически на всех изученных объектах,

то анализ *монофракций* дает для калия среднеглубинных месторождений либо четкое однонаправленное возрастание его концентраций в 3-4 раза (0,01-0,2 мас.%) на интервале глубин 300-500 м (жила Каскадная Саралинского рудного поля, Средне-Голготайское, Спокойнинское и др.. месторождения), либо они варьируют с максимумами в областях пережимов и минимумами – в раздувах, в целом оставаясь относительно одинаковыми в верхних и нижних их изученных частях (Дарасунское, Токурское, Кти-Тебердинское, Караль-Веемское, Мурунтау и др.).

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.

Содержания натрия варьируют в *монофракциях* в пределах 0,02-0,04% без видимых четких тенденций к закономерному распределению, хотя в отдельных случаях на отдельных отрезках жил отмечается уменьшение его с глубиной. *Валовые* содержания Na в кварцевых жилах также имеют тенденцию к уменьшению с глубиной. Сами по себе концентрации Na не дают существенной МГИ.

*Валовые* концентрации Rb в ЖК, как и калия, имеют тенденцию к уменьшению с глубиной (табл.5)..

Таблица 5

Изменение с глубиной средних содержаний рубидия в жильном кварце

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

В большинстве случаев, когда изучались образцы из надрудных зон, отмечается возрастание содержаний рубидия в верхнерудных зо-

нах в сравнении с нижними примерно в 2 раза, что согласуется с поведением калия в кварцевых жилах, отражая симметрично-асимметричную зональность.

Распределение валовых содержаний *лития* в жильном кварце подобно, что можно видеть, например на рис. 20. Он накапливается преимущественно в верхнерудных частях золоторудных жил.

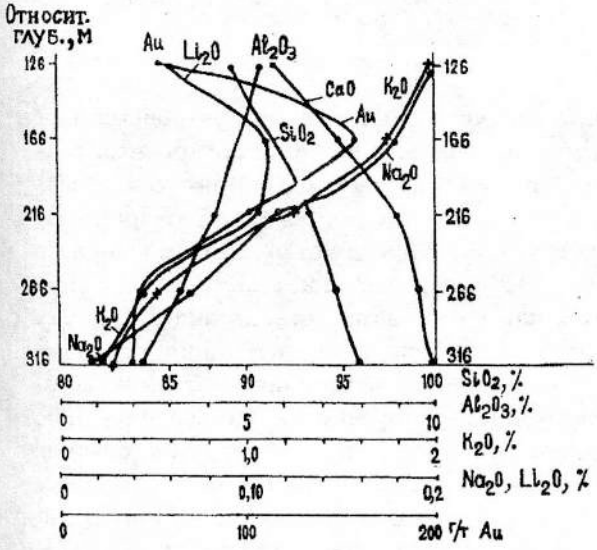



Рис.20. Изменение содержаний петрогенных элементов в полосчатом кварце с глубиной.

*Валовые* содержания рудных элементов в ЖК жил МЗСФ, имеющих незначительную (200-600 м) протяженность на глубину, образуют обычно один максимум (до 1000 кларков) в их верхних частях. Отрезок жилы с максимальными содержаниями по вертикали составляет 100-200 м (рис.21). В ЖК месторождений среднеглубинных формаций вертикальный размах отрезков жил с высокими содержаниями составляет 350-450 м и более (рис.22). Распределение рудных элементов в пространстве жил имеет, тем не менее, тенденцию к единой закономерности, заключающейся в их симметрично-асимметричной зональности (рис.22). При этом в кварцевых жилах среднеглубинных месторождений рудные столбы распределены преимущественно по вертикали, а МЗСФ – по латерали, сообразно склонению кварцевых жил. Детально распределение примесей в кварце рассмотрено в ряде специальных работ [22, 45, 57, 58].

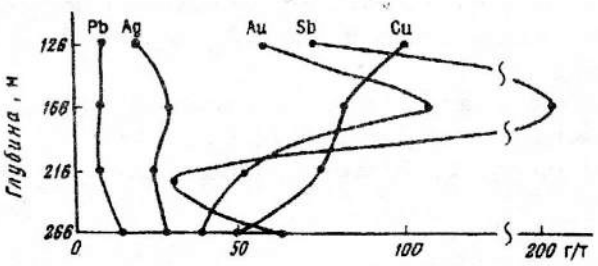



Рис.21. Изменение с глубиной концентраций золота и элементов-спутников в массивном кварце.

Из приведенных 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, а в полосчатых (слоистых) жилах образуя ритмично-повторяющиеся концентрации, так и по падению, отражаясь 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 обогащенным 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 (рис.21,22). Для ЖК жил МЗСФ типичны контрастные изменения, отображающие возрастание концентраций золота, серебра, сурьмы в 10-20 раз до определенных 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.21), а также резкие возрастания с глубиной величины Au/Ag, которая всегда >> 1 в рудных зонах.

Для жил с переотложенными в результате процессов посткристаллизационного перерождения кварца рудными элементами первичная зональность обычно осложнена, и положение обогащенных

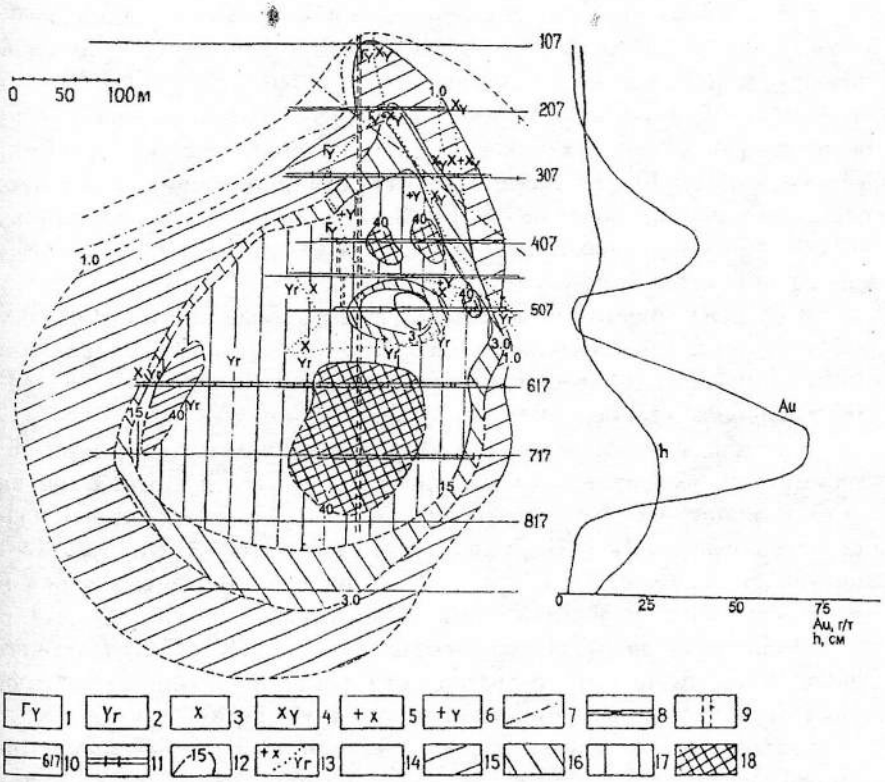



Рис. 22. Модель золото-кварцево-сульфидной жилы и распределение золота и изменчивость (h) мощностей, Дарасунское месторождение.

1 – габбро и долериты гранитизированные, калишпатизированные; 2 – граносиениты с реликтами габбро и долеритов; 3 – диориты; 4 – диориты гранитизированные, калишпатизированные; 5 – гранодиориты; 6- граносиениты; 7 – проекция линии сопряжения нарушения с плоскостью жилы; проекция линии условного контура жилы; 8 – горные выработки: 9 – проекция ствола шахты; 10 – гипсометрические отметки(м),горизонты разведки; 11 – места отбора проб; 12 – линии изоконцентраций (г/т) золота, пунктиром – предполагаемые; 13 – контакты магматических пород.

Части жил относительно оруденения: 14 – зона рудных индикаторов; 15 – надрудная и подрудная; 16 – верхнерудная и нижнерудная, бедных руд; 17 – рудная; 18 – богатых руд.

участков контролируется геохимическими барьерами, зонами трещиноватости, положением водоносных горизонтов и т.п.

В надрудных зонах жил среднеглубинных месторождений золото-кварцево-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций мышьяк, цинк и свинец накапливаются в верхних их частях, волнообразно уменьшаясь с глубиной, характеризуя неоднократное повторение зон, обогащенных основным рудным компонентом. При этом Te, As, Sb, Hg, Pb, Zn накапливаются преимущественно в верхних частях, а внизу преобладают S, Cu, Sn, V, Co, Bi. В месторождениях МЗСФ в нижнерудных зонах 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 [32]. В малоглубинных жилах максимумы концентраций главных рудных элементов-примесей смещены к верхним их половинам, в среднеглубинных – к нижним.

Рассмотренная зональность выявляется лишь в тех случаях, когда по условиям полноты разведанности или горно-техническим условиям отработки и доступности горных выработок имеется каменный материал по всему объему 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 ее часть. Детальное рассмотрение указанных закономерностей дано в специальных публикациях [22, 23, 45, 57, 58].

### *1.5.1.3. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей в жильном кварце как критерии геохимической специализации и рудоносности*

С целью прослеживания изменчивости концентраций изоморфного Al и связанных с ним компенсаторов зарядов в зависимости от условий образования кварца в группах образцов этого минерала из

редкометальных пегматитов (Орловское, Забытое), грейзенов (Спокойнинское), месторождений кварц-касситеритовой (Полярное), золото-сульфидно-кварцевой формаций (Средне-Голготайское) и стратиформного месторождения шеелита (Кти-Тебердинское), а также угольного месторождения Нерюнгри выполнено определение концентраций Al-центров методом ЭПР-спектроскопии (А.А.Брик). Установлено (табл.6), что по уменьшению концентрации Al-центров указанные объекты выстраиваются в ряд: внутриинтрузивные (верхнеинтрузивные) – верхнеинтрузивные (надинтрузивные) – парагенетические связи с интрузиями – вне видимой связи с магматизмом. При этом концентрации Al-центров уменьшаются на порядок.

Таблица 6

Концентрации Al-центров в кварце месторождений разных формаций

| Месторождение | Концентрация ($n \cdot 10^{18}$, $см^{-3}$) | | | Положение относительно магматического очага |
|---|---|---|---|---|
| | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | |
| Орловское | 13 | 3,59 | 1,14 | Верхнеинтрузивное |
| Полярное | 5 | 3,17 | 1,28 | Верхнеинтрузивное – внутриинтрузивное |
| Средне-Голготайское | 31 | 3,17 | 0 90 | Верхнеинтрузивное |
| Спокойнинское | 13 | 1,75 | 0,97 | Верхнеинтрузивно-надинтрузивное |
| Кти-Теберда | 17 | 0,92 | 0,28 | Вне пространственной связи с рудоносными гранитами, жилы в линзах амфиболитов |
| Нерюнгри | 1 | 0,28 | - | Вне связи с магматизмом, корки в битуминозных песчаниках |

Анализ характера распределения ионов-компенсаторов в кварце гранитов, хрусталеносных, редкометальных, вольфрамовых и золоторудных месторождений с учетом данных Е.И.Доломановой и др. (1972) по оловорудным формациям показал, что существует тенденция в ритмической их смене от $Na^+$ в ранних генерациях до $Li^+$ и $H^+$ в промежуточных и $H^+$ в поздних в последовательности: $Na^+$, $Li^+$, $H^+$. При этом в ранних одновременно могут присутствовать $Na^+$ и $Li^+$, в промежуточных $Li^+$ и $H^+$, в конечных только $H^+$[22].

Таким образом, для кварца рассмотренных уровней его организации (ЭДЦ, ЭЯ, индивидов, их агрегатов и слагаемых ими минеральных тел, – жил, пегматитовых тел гранитных массивов, составляющих РМС) типична ритмичная изменчивость концентраций изоморфных примесей AL+, в какой-то мере – $Ti^{+}$, а также компенсаторов зарядов ($Na^{+}$, $Li^{+}$, $H^{+}$).

При этом для глубинных и среднеглубинных формаций на уровне минеральных агрегатов и более сложных минеральных тел (существенно кварцевые жилы, пегматитовые тела, гранитные массивы и их составные части) типично ритмичное изменение концентраций структурной примеси $Al^{3+}$, $Ti^{3+}$ от ранних высокотемпературных к поздним низкотемпературным генерациям, а для компенсаторов – на фоне уменьшения суммарной концентрации относительное возрастание доли $Li^{+}$ по отношению к $Na^{+}$ и $H^{+}$ по отношению к Li.

Пределы вариаций *валовых* (структурные + неструктурные примеси) содержаний Al и Ti в ЖК изучены *в монофракциях* и очищенных его легких фракциях. В монофракциях в ряду пегматиты – грейзеновая вольфрамитово-кварцевая – среднеглубинная золото-сульфидно-кварцевая формации – содержание $Al_2O_3$ уменьшается (в мас.%) от 0,203 ($\sigma$ = 0,096) до 0,03 ($\sigma$ = 0,031). В *легких фракциях* (1180 проб из 28 месторождений) вариации содержаний Al незначительны и составляют 0,2-0,46% 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 легким фракциям) месторождений малоглубинных формаций, кристаллизация которого происходит в условиях больших градиентов РТХ-параметров МС, что не способствует на ранних стадиях разделению ее силикатной и алюмосиликатной составляющих. Почти стерилен от Al и Ti ЖК месторождений горного хрусталя [22].

В малоглубинных месторождениях валовое содержание Al в ЖК уменьшается от контактов жил к осевой их части и с глубиной (рис.20), отражая меру дифференцированности силикатной и алюмосиликатной частей МС в зависимости от градиентов РТХ-параметров: вверху они большие, внизу – меньше.

Отношение концентраций Al 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 редкометальных пегматитов – более 100.

Таким образом, содержания Al и Ti в кварце – важные типоморфные признаки глубинности, меры связи с собственно магматическим процессом, степени метаморфизма [22, 23, 46].

*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 рудноформационной принадлежности объекта.

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

Средние содержания калия *в монофракциях* кварца варьируют в пределах 260-2880 г/т и $\sigma / \bar{x}$ от 0,2 до 1,2. Максимальные значения характерны для кварцевых агрегатов жил месторождений различных рудных формаций, прямо связанных с граносиенитами или монцонитами (Дарасунское, Восточная зона Верхне-Алиинского месторождения золото-кварцево-сульфидной формации, 1266-2880 г/т при $\sigma / \bar{x}$ 1,2-1,1), либо сопровождающихся зонами биотитизации вмещающих пород (золоторудных – Мурунтау, $\bar{x}$ = 1569 г/т при $\sigma / \bar{x}$ = 0,6; Советское, $\bar{x}$ = 841 г/т при $\sigma / \bar{x}$ = 0,6; вольфрамоворудных – Кти-Тебердинское, $\bar{x}$ = 899 г/т при $\sigma / \bar{x}$ = 0,2). Кварц других рудных формаций (золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, грейзеновых, олово- и вольфрамово-рудных, редкометальных пегматитов, флюоритовых) содержит 300-780 г/т калия при $\sigma / \bar{x}$ = 0,3-1,0.

Валовые средние содержания натрия в кварце независимо от рудноформационной принадлежности месторождений варьируют в пределах 215-748 г/т при $\sigma / \bar{x}$ 0,04-3,4.

По содержанию Li в *монофракциях* четко выделяется две группы кварца. В первую, со средним содержанием Li от 55 до

93 г/т, попадают месторождения среднеглубинной переходной к малоглубинной золото-кварцевой формации ($\bar{x}$ = 93 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,4), редкометальных пегматитов (72 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 1,0) и малоглубинной сульфидно-кварцево-флюоритовой формации ($\bar{x}$ = 55 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,8; во вторую – все остальные золоторудные, молибденоворудные и шеелитосодержащие формации ( $\bar{x}$ < 20 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,4-1,8). Обособляется по этому признаку кварц золоторудных месторождений различных глубин. Для глубинных и переходных к ним формаций типичен кварц с $\bar{x}$ < 2 г/т, а для среднеглубинных 20 > $\bar{x}$ > 2 г/т.

Концентрации рубидия в монофракциях кварца редко достигают величин > 2,0 г/т. Исключение составляет кварц редкометальных пегматитов и оловоносных гранитов и связанных с ними жил, что отмечалось О.Д.Ставровым. Примеси рубидия в кварце этих объектов связаны с их концентрациями в ФВ, информативность состава которых относительно рудоносности гранитоидов впервые была показана Е.И.Доломановой, а затем обоснована Ф.Г.Рейфом.

Цезий в монофракциях кварца обычно находится за пределами чувствительности анализа. Кварц, в котором концентрации Cs достигают 9-13 г/т, характеризует пегматиты, содержащие поллуцит либо цезиеносные полевые шпаты и слюды, либо – кварцевые жилы МЗСФ.

Другие *литофильные* элементы, в частности, Be, Sn, W, Nb, Ta, Ga, Ge концентрируются в *монофракциях* кварца избирательно. Be является типоморфным элементом кварца редкометальных пегматитов и грейзенов ($\bar{x}$ = 14 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 4.3); в кварце других месторождений среднее содержание его, как правило, не превышает 2,2 г/т. Nb, за редким исключением, не обнаруживается в кварце в концентрациях более 5 г/т. Последние типичны для танталоносных пегматитов. Sn – типоморфный элемент кварца редкометальных пегматитов и собственно оловорудных месторождений ($\bar{x}$ ≥ 13 г/т, $\sigma/\bar{x}$ ≥ 4,8), верхних частей золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевых месторождений, обогащенных оловом ($\bar{x}$ = 10-13 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 1,4-2,0). Mo типоморфен для кварца собственно молибденовых и золото-молибденовых месторождений золото-молибденит-сульфидно-кварцевой формации ($\bar{x}$ ≥ 6 г/т, $\sigma/\bar{x}$ ≥ 1,3). Содержания W в кварце, большие 5 г/т при $\sigma/\bar{x}$ > 2,5, типичны только для собственно вольфрамовых месторождений и золоторудных золото-суль-

фидно-кварцевой формации средних глубин. Концентрации Ge в кварце изменяются в узких пределах – $\bar{x}$ = 1-5 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 0,4-1,5 за исключением кварца редкометальных пегматитов ($\bar{x} \geq 6$, $\sigma/\bar{x} \geq 1,5$).

*Халькофильные элементы* в большинстве присутствуют в кварце в количествах, соизмеримых с кларками. Однако для кварца некоторых рудных формаций наблюдаются аномально повышенные их концентрации. Ag, за редким исключением, образует в кварце рудных месторождений концентрации более 0,05 г/т, при этом для месторождений среднеглубинных золото-сульфидно-кварцевых, золото-кварцево-сульфидных, сульфидно-хлоритово-касситеритовых, серебряно-олово-полиметаллических формаций типоморфным является $\bar{x} \geq 0,4$ г/т при $\sigma/\bar{x} \geq 1$. Au в кварце рудных месторождений содержится обычно в концентрациях $\geq 0,01$ г/т: для золоторудных месторождений нижний предел находится на уровне $\bar{x} \geq 0,05$ г/т, $\sigma/\bar{x} > 0,9$, верхний – $\bar{x}$ = 4 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 3,2. Формы нахождения Au и Ag в кварце, как показано выше, зависят от их концентраций и дефектности кварца. В процессе эволюционной самоорганизации кварцевых индивидов и агрегатов они выполняют роль компонентов ЭДЦ в качестве компенсаторов зарядов при гетеровалентном изоморфизме, либо выступают как примеси в структурных и дефект-каналах вне связи с ЭДЦ, в местах дислокаций, либо образуют собственные минеральные фазы в виде микровыделений на границах зерен или в микротрещинках. Cu в кварце является сквозным элементом: независимо от рудноформационной принадлежности концентрации ее значимо не различаются ($81 \geq \bar{x} \geq 4$ г/т; $2,1 \geq \sigma/\bar{x} > 0,5$). Концентрации цинка не являются типоморфными ($\bar{x} < 10 - 190$ г/т, $2,4 > \sigma/\bar{x} \geq 0,3$), но содержания его в кварце золоторудных, оловорудных сульфидно-касситеритовой формации и полиметаллических месторождений характеризуются $\bar{x} \geq 10$ г/т при $\sigma/\bar{x} \geq 0,3$. Pb не обнаруживает статистически значимых различий концентраций в кварце. Однако в пределах рядов золоторудных и оловорудных формаций по низким значениям концентраций свинца в кварце ($10 \geq \bar{x} \geq 3$ г/т при $2,2 \geq \sigma/\bar{x} \geq 0,4$) малосульфидная золото-кварцевая и кварцево-касситеритовая формации отличимы от золото-кварцево-сульфидной и сульфидно-касситеритово-хлоритово-кварцевой ($414 \geq \bar{x} \geq 17$ г/т при $1,8 \geq \sigma/\bar{x} \geq 1,7$).

*Элементы V группы* Периодической системы – важные индикаторные компоненты рудных образований. Однако низкая чувствительность большинства применяемых в практике ГРР методов определения их содержаний (в частности, As, Sb) снижает возможности использования данных об их концентрациях в кварце. Кроме того, как принято считать, они образуют в кварце лишь неструктурные примеси, практически высвобождающиеся при подготовке монофракций. Правда, В.С.Балицким и др. (1996) установлен факт вхождения в структуру кварца фосфора, что позволяет предполагать возможность в нем мышьяковых, сурьмяных и висмутовых примесных центров или радикалов. Типоморфны для кварца среднеглубинных месторождений золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной, золото-шеелитово-сульфидно-кварцевой, сульфидно-касситеритово-хлоритово-кварцевой формаций содержания As более 200 г/т ($422 \geq \bar{x} > 200$ г/т, $\sigma / \bar{x} = 0{,}6\text{-}2{,}0$). Bi характерен для кварца среднеглубинных и переходных к глубинным золоторудных месторождений, месторождений вольфрама грейзеновой формации. Пределы вариаций его концентраций: $117 \geq \bar{x} \geq 0{,}6$ г/т; $2{,}9 \geq \sigma / \bar{x} \geq 0{,}3$. В кварце месторождений других формаций Bi редко образует концентрации более 1 г/т. Sb обнаруживается в значимых концентрациях только в обогащенных ею генерациях кварца, развитых в верхних частях некоторых месторождений золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной (Сарылахское, Верхне-Алиинское, Итакинское), флюоритово-ртутно-сурьмяной – (Хайдаркан-ское) и малоглубинной золото-серебряной (Тасеевское) формаций. Вариации содержаний элементов-примесей в монофракциях кварца более детально рассмотрены в ряде публикаций [2, 5, 10, 11, 22, 26, 53, 57 и др.].

По указанным в разд. 1.2 причинам содержания рудных элементов-примесей в монофракциях кварца не отражают в полной мере пределы их вариаций для месторождений различных рудных формаций. Распределение содержаний Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Bi, As, Sb в ЖК важнейших рудных формаций показано на рис.23.

По среднему содержанию Au ЖК изученных формаций подразделяется на три группы: золоторудных формаций ($\bar{x} > 0{,}2$ г/т при $\sigma / \bar{x} > 1$, верхние надрудные части, $\bar{x} \geq 4{,}7$ г/т при $\sigma / \bar{x} \geq 1$, уровень промышленного оруденения); переходных к золоторудным – золото-молибденовых, золото-полиметаллических и золото-флюори-

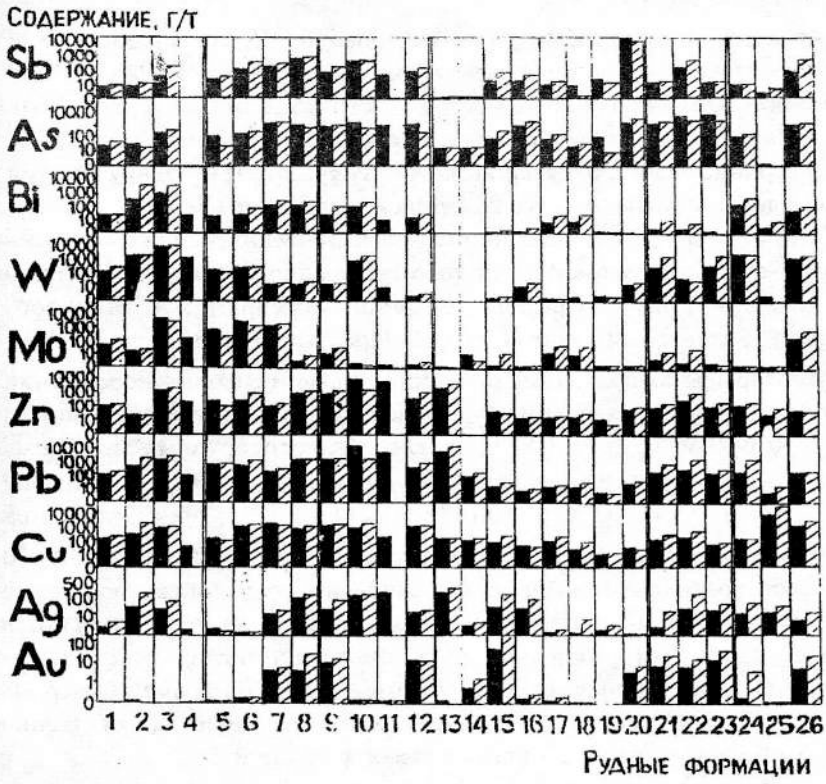



Рис.23. Пределы вариаций содержаний ($\bar{x}$ и $\sigma$) элементов-примесей в жильном кварце месторождений различных формаций.

1 – пегматитовая; 2-4 – грейзеновая: кварцево-вольфрамитовая (2); кварцево-касситеритовая (3); кварцево-бериллово-молибденово-вольфрамовая (4); 5-6 – молибденово-вольфрамовая: переходная от грейзеновой (5) к медно-молибденово-порфировой и золото-молибденитово-кварцевой (6); 7-12, 26 – среднеглубинная: золото-сульфидно-кварцевая с молибденитом (7); золото-сульфидно-кварцевая (8); золото-кварцево-сульфидная (9, 26, магнетитовый тип); кварцево-полиметаллическая (10-12); 12-13 – переходная к малоглубинной: золото-сульфидно-кварцевая (12), золото-редкометально-адулярово-кварцево-серебряная (13); 14 – малоглубинная: золото-серебряно-кварцевая (14-16); золото-флюоритово-кварцевая (17); малоглубинная флюоритово-кварцевая (19); 18 – халцедоновидный кварц поздних генераций среднеглубинных месторождений всех формаций; 20-23 – золоторудные формации в черносланцевых и других метаморфических породах: среднеглубинная золото-сульфидно-кварцевая (20), глубинная золото-кварцевая (21), среднеглубинная золото-кварцевая (22), переходная к малоглубинной золото-кварцевая (23); 24 – шеелитово-сульфидно-силикатная, 25 – медистые песчаники.

товых ($0,1 \leq \bar{x} \leq 0,2$ г/т при $\sigma / \bar{x} > 1,0$); всех остальных ($\bar{x} < 0,1$ г/т при $\sigma / \bar{x} < 1,0$).

Ag представляет собою типичный элемент ЖК золоторудных и полиметаллических месторождений, но концентрации его широко варьируют. Они максимальны в ЖК месторождений малоглубинных золото-серебряных, 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 $\sigma / \bar{x} > 1$. При этом в ЖК полиметаллических, серебряно-полиметаллических и оловорудных месторождений наряду с серебром ($\bar{x} > 100$ г/т), присутствуют, соответственно, Cd ($\bar{x} > 100$ г/т) и Sn ($\bar{x} \leq 100$ г/т). Для ЖК золоторудных месторождений золото-кварцево-сульфидной формации типичны меньшие концентрации серебра ($\bar{x} < 100$ г/т при $\sigma / \bar{x} > 1$), но в отличие от золото-серебряных – высокие концентрации Pb ($\bar{x} > 200$ г/т) и As. В ЖК месторождений вольфрама грейзеновой формации серебро также концентрируется в количествах, соизмеримых с содержанием его в золоторудных месторождениях, но в нем крайне низкие (< 1 г/т) содержания золота при высоких концентрациях вольфрама. Содержания Ag 3 г/т и менее характерны для ЖК пегматитов, собственно молибденовых и кварцево-флюоритовых формаций.

Cu распространена в ЖК. Широкие вариации ее содержания типичны для всех рудных месторождений. Статистические характеристики ее концентраций в ЖК сами по себе, за исключением жил в медистых песчаниках, не могут быть типоморфными признаками его рудоносности.

Статистические характеристики концентраций Pb и Zn широко варьируют ($\bar{x} = 1$ - 4239 г/т), контрастно не различаются при сопоставлении ЖК месторождений золота, вольфрама, молибдена, олова. Можно лишь отметить, что максимальные концентрации свинца и цинка типичны для собственно свинцово-цинковых, а в ассоциации с золотом – для месторождений золото-кварцево-сульфидной формации (отдельные жилы Верхне-Алиинского, Дарасунского, Уконикского, Березовского и др.).

*Элементы V группы* Периодической системы в ЖК разных формаций образуют контрастные концентрации. Bi не типичен для ЖК месторождений малоглубинной, среднеглубинной и глубинной малосульфидных золото-кварцевых формаций ($\bar{x} \leq 4$ г/т при $\sigma / \bar{x} = 2{,}0$). Высокие содержания висмута типичны для ЖК большинства месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций ($32 \leq \bar{x} \leq 1410$ г/т при $65 \leq \sigma \leq 2260$). Но подобные же содержания в присутствии олова и вольфрама типичны для ЖК месторождений олова и вольфрама грейзеновой формации ($416 \leq \bar{x} \leq 1055$ г/т при $1176 \leq \sigma \leq 1512$). Низкие содержания висмута ($\bar{x}$ = 3-20 г/т) в ЖК типичны для золото-молибденовых и собственно молибденовых месторождений. Поэтому сами по себе концентрации висмута в нем не могут выступать в качестве типохимических признаков, но в комплексе со статистическими характеристиками содержаний Au, W, Mo являются составными частями комплексных типохимических признаков, позволяющих их использовать в качестве критериев для рудноформационного анализа и поисков.

As относится к наиболее широко распространенным элементам в ЖК золоторудных месторождений, концентрации его высоки (рис.23) и широко варьируют: среднее содержание его в ЖК большинства месторождений более 100 г/т, за исключением маломышьяковистых золоторудных (Березовское, 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 $962 \leq \sigma \leq 7540$. Высокие содержания мышьяка характерны для шеелитовых месторождений вольфрама, переходных к золоторудным (Кти-Тебердинское, Пешковское) и золото-шеелитовых (Казаковское, Мурунтау, Мютенбай, Новинка), $\bar{x}$ = 1200-4722 г/т при $\sigma$ = 2120-4374, $\sigma / \bar{x} > 1{,}2$, а низкие – для золото-молибденовых и переходных к ним ($\bar{x} < 300$ г/т при $\sigma / \bar{x} < 1$), а также вольфрамовых грейзеновой формации с максимальным для них значением $\bar{x}$ – около 470 г/т при $\sigma / \bar{x} \approx 1{,}2$. Пределы вариаций статистических характеристик концентраций As в ЖК не могут быть использованы сами по себе как типоморфные признаки при разработке поисково-оценочных критериев определенного вида оруденения. Тем не менее, при анализе распределения Mo и As в ЖК золоторудных месторождений с молибденитом, золото-молибденовых месторожде-

ний 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 золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций. Анализ полученных данных однозначно показывает, что As, с одной стороны, и Mo с W в вольфрамите, с другой стороны, являются антагонистами. Тем не менее, можно считать высокие ($\bar{x}$ > 500 г/т) содержания мышьяка в ЖК типохимическим признаком базальтоидного магматизма, имеющего мантийную или мантийно-коровую природу, а низкие ($\bar{x}$ < 500 г/т при $\sigma / \bar{x}$ < 1) – корового гранитоидного магматизма. Sb образует минимальные концентрации в ЖК месторождений золото-кварцевой формации (x < 24 г/т при $\sigma / \bar{x}$ < 1,5), а также месторождений только Mo и W ($\bar{x}$ < 20 г/т при $\sigma / \bar{x}$ < 1). Максимальны ее концентрации в жильном кварце собственно сурьмяных, сурьмяно-ртутных и золото-сурьмяных месторождений ($\bar{x}$ > 1000 г/т при $\sigma / \bar{x}$ > 1,5), а также золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций ($\bar{x}$ ≥ 40 г/т при $\sigma / \bar{x}$ ≥ 1,5). Обогащенность сурьмой ЖК месторождений других формаций – типоморфный признак геохимической специализации региона или провинции.

Статистические характеристики концентраций Sn, одного из литофильных элементов, различаются для ЖК определенных формационных групп рудных ме торождений. Невысокие концентрации ($\bar{x}$ ≤ 41 г/т при $\sigma / \bar{x}$ ≈ 1) типичны для месторождений малосульфидной золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций. Исключение составляют рудные тела золото-кварцево-сульфидной формации с широким развитием сульфосолей олова ($\bar{x}$ ≤ 280 г/т при $\sigma / \bar{x}$ < 1). В ЖК собственных месторождений молибдена и вольфрама негрейзеновых формаций олово не накапливается, и его содержания находятся на уровне, близком к таковому золоторудных. Это же относится и к кварцу неоловоносных пегматитов. Существенно более высоки ($\bar{x}$ ≥ 100 г/т при $\sigma / \bar{x}$ > 1) содержания олова в ЖК собственно оловорудных объектов. По статистическим характеристикам концентраций Mo контрастно различаются собственно золоторудные месторождения ($\bar{x}$ ≤ 50 г/т при $\sigma / \bar{x}$ ≤ 2), месторождения с совмещенной золотой и молибденовой

минерализацией ($\bar{x}$ > 400 г/т при $\sigma / \bar{x} > 2$) и собственно молибденовые ($\bar{x}$ > 800 г/т при $\sigma / \bar{x} > 2$). 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 золото-шеелитовых ($\bar{x} \leq 1200$ г/т при $\sigma / \bar{x} > 2$) и собственно вольфрамовых месторождений грейзеновой формации ($\bar{x}$ > 1200 г/т при $\sigma / \bar{x} > 2$) и шеелит-арсенопирит-силикатной ($\bar{x}$ > 1200 г/т при $\sigma / \bar{x} > 1$). При этом низкие ($\bar{x}$ < 500 г/т) содержания мышьяка наряду с вольфрамом являются типоморфным признаком грейзеновой формации, а высокие – шеелит-арсенопирит-силикатной формации.

Детальное рассмотрение пределов вариаций содержаний элементов-примесей в ЖК приведено в работах[12-15, 18, 21, 22, 27, 45, 57, 58 и др.].

Следовательно, пределы вариации состава ЖК на различных уровнях его организации (индивиды, агрегаты и группы индивидов – жилы) являются типохимическими признаками условий образования, хода процесса и рудоносности.

### *1.5.2. Типоморфизм физических свойств*

К физическим свойствам кварца, связанным с условиями его образования и составом, относятся морфология кристаллов, строение индивидов и агрегатов, электропроводность, разрешенность ИК-спектров, физические параметры фазовых переходов II рода, люминесценция и другие. Особенности строения индивидов и агрегатов рассмотрены в разд.1.3.

#### *1.5.2.1. Электрические свойства*

Кварц относится к типичным диэлектрикам. Однако ДП природного кварца варьирует в пределах 4,40-6,0 в зависимости от меры его дефектности. Наиболее широкие, устойчивые и контрастные вариации ДП кварца получены при измерении на разных частотах (100 КГц - 100 МГц). На частотных спектрах ДП большинства образцов (за исключением кварца гранитов) наблюдается максимум ДП на частоте 1,0 МГц. Величина этого максимума возрастает от ранних генераций кварца к поздним, коррелируя с содержанием примесных дефектов, от верхних частей жил к нижним, а также в ряду формаций разных глубин – от гранитов до месторождений МЗСФ.

Существуют корреляционные связи между величиной меры СКС и ДП кварца. В выборке из 165 образцов установлена корреляция (r = 0,73 при уровне значимости 2,1) между содержанием Li в кварце и tg $\delta$. Изменение величины ДП с глубиной выявляет субконцентрическую симметрично-асимметричную зональность жил.

Пределы вариаций величины ДП и tg $\delta$ как типоморфные признаки условий его образования рассмотрены в специальных работах [6, 7, 21, 22, 53 и др.].

*Электропроводность* кварца также является важным его типоморфным признаком. Изучение ее изменений в широком температурном диапазоне в комплексе со съемкой ИК-спектров и определением объема выделяющихся воды, $CO_2$ и азота показало, что типоморфным признаком кварца являются кривые изменения $\log \sigma_V = f(1/T)$, где $\sigma_V$ – удельная проводимость, Т – температура, К. Измерения проводились в вакуумной системе в температурном диапазоне 20-700°С. Наиболее резкие изменения проводимости наблюдаются при температурах около 120°С, в интервалах 250-290, 300-420, 530-600°С. В интервале 100-150°С изменение связано с выходом абсорбированной и поровой влаги межзернового пространства, что фиксируется уменьшением интенсивности широкой полосы поглощения на ИК-спектрах в области 3450 $см^{-1}$. Изменение $\sigma_V$ в интервале 260-420°С обусловлено миграцией носителей зарядов в связи с разрывом ГЖВ. На кривых $\log \sigma_V = f(T^{-1})$ пластин кварца, особенно из ритмично-слоистых агрегатов в указанном диапазоне отмечаются два резких перегиба – при 250-290 и 370-420°С, соответствующих, вероятно, разрушению остатков силанольных (370-400°С) и силоксанных (260-290°С) связей. Образование первых наиболее интенсивно в околокритической области воды, когда активизируется кристаллизация кремнезема вследствие гетерогенизации водосиликатной системы, а вторых – в условиях спонтанной полимеризации кремнекислот с силоксанными связями.

Высокотемпературная область резких изменений электропроводности при 530-600°С связана с зарядоносителями, мигрирующими вследствие разрушения субмикроскопических ГЖВ и разрыва связей при развороте орбиталей в процессе $\alpha - \beta$ -перехода. Электропроводность жильного кварца варьирует, как и ДП и tg $\delta$, в зависимости от условий его образования. При 20°С различия электропроводности у последовательно образованных агрегатов (от полосчатых до

гребенчатых, Балейское рудное поле) составляют более 300 раз, при 377°С – 3 раза и при 573°С – около 9 раз. Для среднеглубинных месторождений при 20°С различия достигают 20 раз. Как величина удельной проводимости, так и кривые $\log \sigma_V = f(T^{-1})$, являются типоморфными признаками условий образования кварца: средняя температура интенсивного возрастания электропроводности увеличивается с глубиной (от 280 до 310°С на интервале глубин 280 м). Удельная электропроводность на этом интервале глубин, измеренная при 400 и 600°С, уменьшается более чем вдвое, обнаруживая тенденцию к асимметрично-симметричной зональности.

Детальное рассмотрение зависимости электропроводности кварца от условий его образования приведено в специальных работах [2, 7, 14, 22 и др.].

### *1.5.2.2. ИК-спектры*

На ИК-спектрах кварца присутствуют три группы полос поглощения, характеризующих как колебания O-Si-O связей (465 и 515 $см^{-1}$, 700-800 $см^{-1}$, 1100 $см^{-1}$, деформационные колебания, 2120-2185 $см^{-1}$ и 2220-2270 $см^{-1}$, обертоны собственных колебаний, иногда используемые для оценки степени упорядоченности кварца), так и колебания, связанные с примесями $CO_2$ (2360-2380 $см^{-1}$) и OHx-группировками (3200-3600 $см^{-1}$). Кроме того, на ИК-спектрах образцов сотового кварца ядер пегматитов и ранних генераций кварца оловорудных и вольфрамовых месторождений присутствуют слабые полосы 2098, 2102 $см^{-1}$, 3638, 3470 $см^{-1}$, характеризующие реликты $\beta$–кварца, что указывает на их образование при температурах выше 573°С. Обработка ИК-спектров кварца 27 рудных полей и месторождений показала, что вариации частот полос поглощения в областях 2190-2270 и 2098-2180 $см^{-1}$ имеют пределы, позволяющие дифференцировать кварц определенных генетических типов и рудных формаций (рис.24). В целом по возрастанию частот, особенно полос 2190-2270 $см^{-1}$, и глубинам образования выделяется четыре группы формаций – пегматитовые (2190-2194 $см^{-1}$), грейзеновые (2223-2225 $см^{-1}$), среднеглубинные золоторудные (2242-2243 $см^{-1}$) и малоглубинные золото-серебряные (2245-2253 $см^{-1}$). Это указывает на связь смещения полос поглощения кварца в длинноволновую область с уменьшением упорядоченности его структуры в близповерхностных месторождениях. В этом же ряду формаций происходит уменьшение упорядоченности распределения примесной воды в кварце, на что

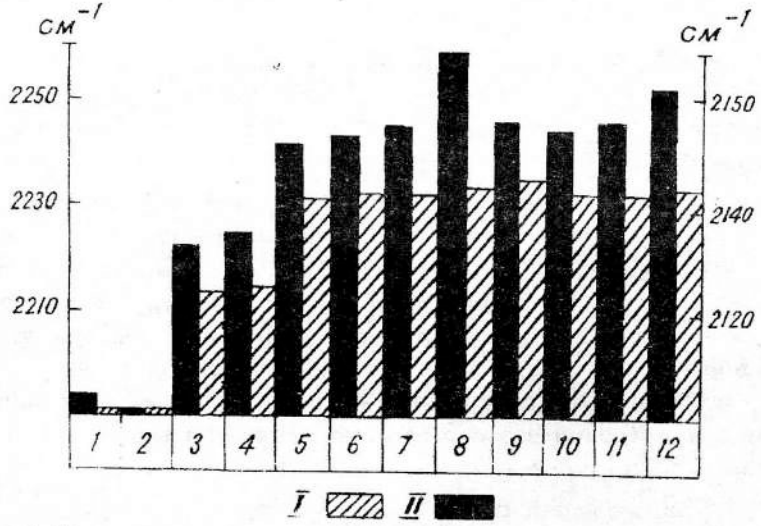



Рис.24. Усредненные значения обертонов собственных колебаний решетки кварца месторождений различных генетических типов и рудных формаций.

Пегматиты; 1 – параморфоза $\alpha$ –кварца по $\beta$ –кварцу (Волынь), 2 – $\alpha$ – кварц (Адун-Челон); грейзены: 3 – касситерит-силикатные, 4 – кварц-вольфрамитовые; гидротермальные месторождения: 5 – глубинные золото-сульфидно-кварцевые; среднеглубинные: 6 – золото-кварцевые убогосульфидные, 7 – то же, жильные зоны и штокверки, 8 – золото-кварц-сульфидно-актинолит-магнетитовые; малоглубинные: 9 – переходные к малоглубинным золото-серебряным (Au/Ag 0,1), 10 – наиболее глубинные из малоглубинных золото-серебряных сульфидно-адуляр-гидрослюдисто-кварцевые, 11 – оловянно-золото-серебряные адуляр-кварцевые, 12 – типичное золото-серебряное адуляр-каолинит-кварцевое (Балейское рудное поле). Области частот: I – 2098-2180 $см^{-1}$, II – 2190-2270 $см^{-1}$.

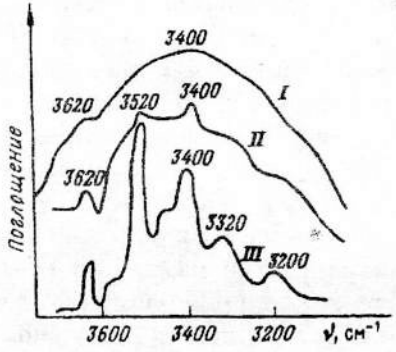



Рис.25. Разрешенность спектров поглощения кварца различной степени кристаллличности.

I – кварц балейского типа; II – поликристаллические агрегаты кварца среднеглубинных золоторудных и оловянно-вольфрамовых месторождений; III – монокристаллы из пегматитов и кварц-вольфрамитовых жил.

указывает сравнение ИК-спектров (рис.25). В ряду последовательно образованных частей жил от ранних генераций кварца к поздним возрастает разрешенность ИК-спектров в области 3200-3800 $см^{-1}$, что указывает на возрастание упорядоченности кварца в процессе формирования жил.

Таким образом, ИК-спектры ЖК, характеризующие разноглубинные формации, а также последовательно образованные части жил, свидетельствуют о возрастании упорядоченности кварца с глубиной и от ранних генераций к поздним. Конкретные данные об отражении на ИК-спектрах кварца условий его образования приведены в специальных публикациях [2, 6, 22, 27, 46, 47, 49 и др.].

### *1.5.2.3. Параметры $\alpha-\beta$ -переходов в кварце как типоморфные признаки*

Кварц, слагающий кварцевые жилы, в подавляющем большинстве случаев имеет тригональную структуру $\alpha$ –кварца, который при нагревании в условиях атмосферного давления в области 573°С переходит в гексагональный $\beta$ –кварц. Е.В.Цинзерлинг (1961) указала на температурный диапазон $\alpha-\beta$ -перехода от 536 до 587,6°С, т.е. почти 52°.

При исследовании крупных кристаллов кварца Кораль-Веемского золоторудного (Зап. Чукотка), Куналейского и Шумиловского вольфрамоворудных (Центральное Забайкалье) месторождений нами установлено, что температуры и теплоты $\alpha-\beta$ -переходов уменьшаются от ранних и внутренних их частей к поздним и приграннным [22, с.126].

Эти изменения увязываются с дефицитом нескомпенсированных зарядов при гетеровалентном изоморфизме. Температуры $\alpha-\beta$ -перехода кварца зависят от многих факторов: так, примесь Al и Na+Li в качестве компенсаторов заряда понижают их, а Ge и Na+Li – повышают. Кроме того, как считают И.В.Булдаков и Ф.Г.Гаврюченков (1972), в общем случае необычно низкие температуры $\alpha-\beta$ –перехода свойственны кварцу, образующемуся с большой скоростью.

Действительно, кварц месторождений малоглубинных формаций, обладающий низкими значениями температур $\alpha-\beta$–переходов (536-570°С), образуется при относительно высоких скоростях кристаллизации. Тем не менее, изучение образцов кварца последовательно образованных ритмично-слоистых агрегатов жилы № 1 Тасе-

евского месторождения, показало, что от ранних слоев к поздним температуры $\alpha-\beta$ -переходов уменьшаются от 570 до 540°С при изменении температур гомогенизации ГЖВ в этом же направлении от 315 до 150°С. Причина этой закономерности кроется в том, что ранние генерации кварца содержат Al, Na, Li, K, OHx в виде неструктурных примесей полевых шпатов и слоистых силикатов, не увеличивающих его дефектность на уровне ЭЯ и, следовательно, не влияющих на температуру фазовых переходов. В поздних генерациях эти компоненты входят в кварц изоморфно (раздел 1.5. .1.), обусловливая дефектность и снижение температуры $\alpha-\beta$ -превращения. Подобная закономерность установлена для фрагментов жил других месторождений этих формаций, что позволяет определить ее как важный элемент горизонтальной зональности, отра ающей ход процесса формирования кварцевых жил. Подобные изменения параметров фазовых переходов кварца наблюдаются до определенных глубин и по вертикали (табл.7).

Таблица 7

Изменение с глубиной температур $\alpha-\beta$ -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 $\alpha-\beta$ -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, Верхне-Алиинское и др.) наблюдается возрастание температур $\alpha-\beta$ -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 $\alpha-\beta$-переходов кварца возрастают в ряду от малоглубинных к среднеглубинным, к пегматитам и грейзенам (табл.8).

Таблица 8

Температуры $\alpha-\beta$ -перехода кварца месторождений различных фаций глубинности

| Генетический тип, рудная формация | Температура $\alpha-\beta$ перехода, °С | | |
|---|---|---|---|
| | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
| Малоглубинная малосульфидная золото-серебряно-сульфосольно-гидрослюдисто-каолинитово-халцедоново-кварцевая | 140 | 557,2 | 6,9 |
| Малоглубинная малосульфидная золото-аргентитово-серебряно-сульфосольно-адулярно-кварцевая | 23 | 565,8 | 5,4 |
| Среднеглубинная золото-сульфидно-кварцевая | 25 | 569,8 | 1,0 |
| Среднеглубинная малосульфидная золото-кварцевая в метаморфических породах | 47 | 569,8 | 1,1 |
| Среднеглубинная золото-кварцевая вблизи контактов магматических, осадочных пород | 23 | 572,0 | 1,1 |
| Грейзеновый | 39 | 572,4 | 1,1 |
| Редкометальные пегматиты | 13 | 572,8 | 0,7 |

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

Проблема фазовых переходов в кварце детально рассмотрена в специальных работах [2, 6, 7, 22, 46].

### *1.5.2.4. Параметры термолюминесценции как типоморфные признаки*

Кварц на протяжении почти полувека – один из главных объектов изучения ТЛ минералов. Анализ работ И.Л.Комова, В.Л.Николаенко, А.В.Никитина (1971), А.С.Марфунина (1975), В.И.Павлишина (1980), А.И.Серебрянникова (1973), А.Н.Таращана (1978) и других

исследователей, а также наших данных, полученных в период с 1971 по 1991 гг., показал, что ТЛ кварца имеет рекомбинационный характер и обусловлена существованием дырочных ($O\text{-}Al/Me^{+}$, где Me+ - Li, Na, H, Cu, Au, Ag, Ni) и электронных ($Ti^{3+}$, $Fe^{3+}$, $Ge^{3+}$, $Ga^{3+}$) 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°С), средних (220-310°С) и высоких (320-380°С) 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 А.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 (рис.3,9,10,15). Как правило, интенсивность ЕТЛ возрастает от контакта жилы к осевой части, образуя субсимметричную кривую для симметричных крутопадающих жил (рис.3,9,15) или – от лежачего бока к висячему в асимметричных жилах (рис.10, Мурунтау). В ритмично-слоистых жилах наблюдается возвратно-поступательное возрастание интенсивности ЕТЛ (рис.15), отражающей ритмичный процесс захвата и накапливания примесей и соответствующих им ловушек электронов в запрещенных зонах электрон-электронных переходов.

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. Например, в жилах Коммунаровского рудного поля ранний кварц, не содержащий золота, имеет только один пик при 230°С с интенсивностью 170-880 отн.ед., золоторудный (содержание Au до 812 г/т) – два пика: при 230-240 и 310-330°С и интенсивности, соответственно, 86-470 и 77-265 отн.ед. Поздний, почти безрудный (Au до 1,6 г/т) кварц имеет только один пик при 240°С и интенсивность 135-455 отн.ед. ТЛ-граммы кварца малоглубинных формаций нередко имеют один пик. Рудный кварц отличается преимущественно присутствием максимума 280-300°С; даже при содержаниях

золота, например, менее 1 г/т он дает максимумы при 250-300°С с преобладанием 260-270°С, особенно в надрудных частях.

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 [46]. Для малоглубинных месторождений с явно выраженной асимметричной вертикальной зональностью эту тенденцию можно считать всеобщей (рис.18), хотя элементы концентричности присутствуют. Для жил месторождений среднеглубинных формаций отчетливо проявлена субконцентрическая зональность, причем, в центральных частях жил – интенсивность максимальная (рис.26).

С глубиной изменяются не только интенсивности, но и температуры максимумов ЕТЛ. Для I рудной зоны Тасеевского месторожде-

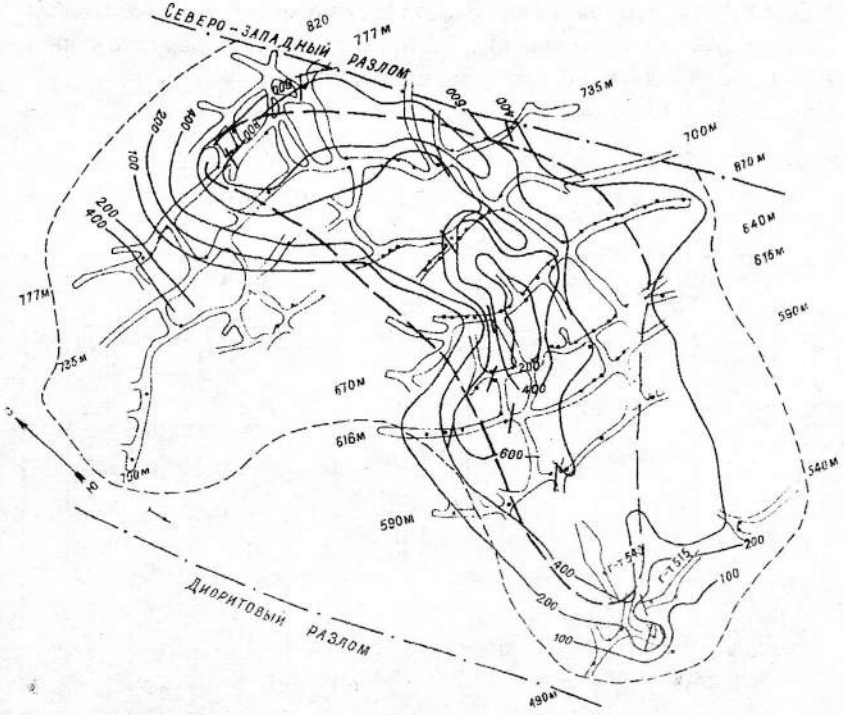



Рис.26. Изменчивость интенсивности ЕТЛ жильного кварца в плоскости жилы 160. Условные обозначения см. к рис.4.

ния с глубиной возрастает вклад в свечение низкотемпературных пиков при общем возрастании интенсивности (рис.18). 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°С), что связано с общим возрастанием концентраций структурных примесей.

Кварц надрудных частей жил Дарасунского месторождения (рис.27) характеризуется максимумом ЕТЛ при 190°С и большой интенсивностью при 200 и 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. Подобное упрощение ТЛ-грамм с глубиной при возрастании доли Al-центров, рекомбинирующих при 210-220°С и 290-310°С, наблюдается и на месторождениях золото-кварцевой формации (Любавинское, Токурское). Упрощение ТЛ-грамм кварца подрудных частей жил типично для всех месторождений [57].

Изменение ЕТЛ в рядах рудных формаций показано в табл.9.

Таблица 9

Главные максимумы ЕТЛ на ТЛ-граммах кварца важнейших рудных формаций

| Формация | Температура максимума (°С) и средняя частота встречаемости (%) | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 190 | 200 | 210 | 220 | 230 | 240 | 250 | 260 | 270 | 280 | 290 | 300 | 310 | 320 |
| Малоглубинная золото-серебряная | | | | | 20 | 25 | 23 | | 45 | | | 20 | 22 | |
| Малоглубинная кварцево-флюоритовая | | | | | 20 | 20 | 40 | | 22 | | | | | |
| Среднеглубинная - переходная к малоглубинной золото-кварцевая | | | 20 | 40 | 35 | | | | 20 | | | | | |
| Среднеглубинная золото-кварцевая - без ясной связи с магматизмом, в песчаниково-сланцевых толщах, в сопровождении даек кислого состава | | | | | | | 30 | 40 | | | | | | 45 |

Продолжение таблицы 9

| Формация | Температура максимума (°С) и средняя частота встречаемости (%) | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 190 | 200 | 210 | 220 | 230 | 240 | 250 | 260 | 270 | 280 | 290 | 300 | 310 | 320 |
| - в диафторированных биотитовых сланцах, амфиболитах, мраморах; жилы и минерализованные зоны | | | | 28 | | 21 | | | | | | 26 | | |
| Глубинная золото-кварцевая | | | | 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 непосредственной генетической связью с ними | | | | | 25 | 35 | | | | | | | | |
| - то же, в щелочных гранитах | 21 | 70 | | | | | | | | | | | | |
| Среднеглубинная золото-кварцево-сульфидная | | | 31 | | | 21 | | | | | | | | |
| Редкометальные пегматиты | | | | | | | 30 | | | | | 30 | 25 | 25 |

Каждый из приведенных комплексов максимумов ЕТЛ и числа различных ТЛ-центров типичен только для определенной рудной формации или ее разновидности по признаку глубин и связи с вмещающей средой и магматизмом. Поэтому приведенные характеристики – типоморфные признаки формационной принадлежности объекта. ТЛ-характеристики кварца обусловлены составом кварцеобразующей МС, отражают ход процесса кристаллизации кварца, концентрации и виды связанных с изоморфизмом дефектов его структуры. Распределение в объеме кварцевых жил индивидов и агрегатов

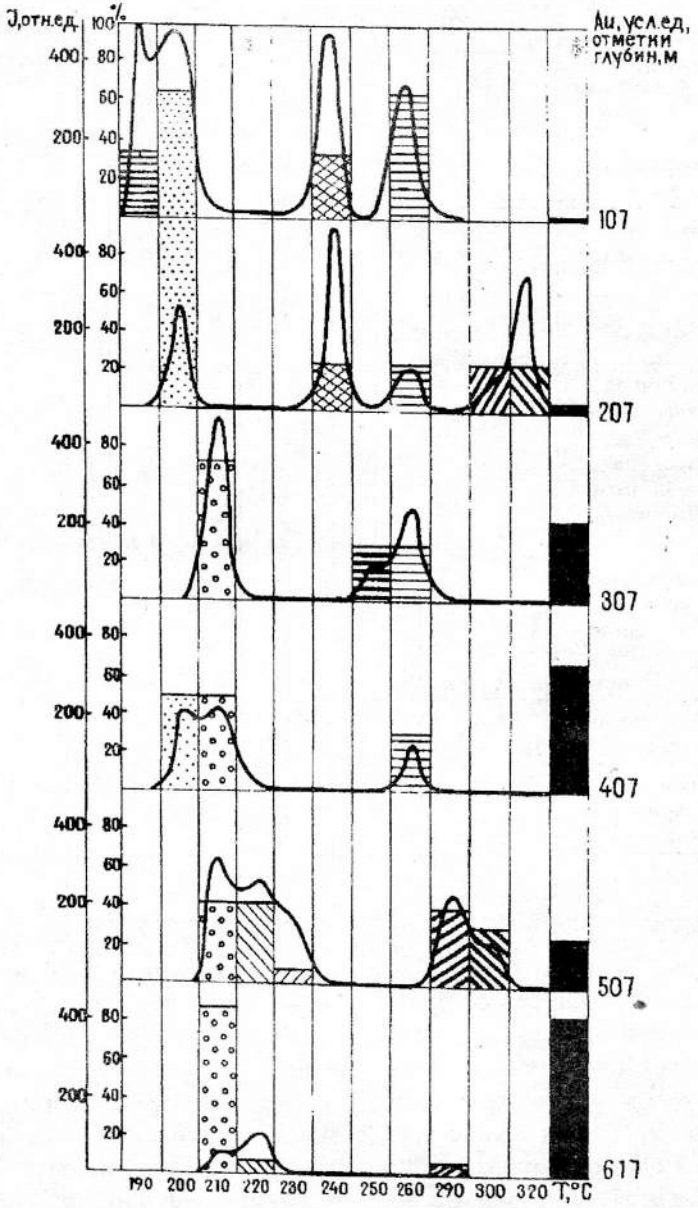



Рис.27. Изменение с глубиной обобщенных ТЛ-грамм кварца Дарасунского месторождения.

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 свидетельствуют о центростремительном ходе кристаллизации.

Детальное рассмотрение ЕТЛ и РТЛ кварца приведено в ряде работ [5, 11-13, 18, 22, 27, 46, 53 и др.].

### *1.5.3. Типоморфные признаки состава и свойств жильного кварца как критерии условий образования и рудоносности*

Приведенные данные по химическому составу и физическим свойствам ЖК, формам вхождения в него элементов-примесей, их концентрациям, распределению в последовательно образованных индивидах и агрегатах в пространстве кварцевых жил дают основание для следующих выводов. 1. От начала формирования кварцевых жил к концу концентрации неструктурных примесей уменьшается, а относительные содержания структурных – возрастают. В этом направлении происходит смена компенсационных примесей в Al-центрах по схеме $Na^+ \rightarrow Li^+ \rightarrow H^+$ и повышение кислотности. От ранних генераций к поздним намечается тенденция смены изоморфных примесей в направлении (Ge, Ti) → Al → Fe. 2. Изменение содержаний элементов-примесей в ЖК от контактов к срединным частям происходит ритмично с образованием повторяющихся триад, в которых ранние слои сложены алюмосиликатами, поздние – кварцем, на их границах находятся рудные. 3. Распределение элементов-примесей в пространстве жил образует субконцентрическую симметрично-асимметричную зональность, отражающую единый процесс формирования каждой кварцевой жилы. Градиенты концентраций свидетельствуют о кристаллизации жильного кварца от периферических частей к центру. Зоны жильного кварца, обогащенные рудными элементами (рудные столбы), образуют в кварцевых жилах замкнутые субконцентрические зоны в форме уплощенных эллипсоидов на переходах от контактов к их срединным частям. 4. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей отражают геохимическую специализа-

цию ЖК и являются типохимическими признаками рудоносности. 5. Пределы вариаций численных значений физических свойств кварца являются типоморфными признаками его состава, условий образования, рудоносности. Пространственно-временная изменчивость физических свойств кварца согласуется с ритмичным строением жил, зональностью распределения структурно-текстурных его разностей и элементов-примесей. Векторы изменений физических свойств кварца однозначно согласуются с пространственно-временными его изменениями, обусловленными процессом кристаллизации, и общими закономерностями формирования кварцевых жил. Все выявленные пределы вариаций свойств кварца аномальны для его бездефектных разностей и типоморфны для конкретных вариаций условий образования, приводящих к накоплению МГИ, отражающей их особенности. 6. Одним из важнейших минералогенетических признаков ЖК является постепенность и прерывно-непрерывистое, в принципе однонаправленное, пространственно-временное изменение пределов их вариаций, соотносящееся с генеральным понижением температуры от ранних приконтактовых частей жил к срединным.

Это позволяет сформулировать следующее защищаемое положение.

*Устойчивые пределы вариаций характеристик состава, структуры и физических свойств жильного кварца являются типоморфными признаками условий его образования, зональности и рудоносности кварцевых жил. В типохимизме кварца отражена геохимическая специализация рудных жил, а в физических свойствах - условия его образования.*

## 2. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования жильного кварца и кварцевых жил

### 2.1. Жильный кварц как продукт эволюции высококонцентрированных флюидов

Проблема химического состава, концентраций и форм миграции компонентов, слагающих кварцевые жилы, является, как указывалось выше, одной из наиболее важных и дискуссионных. Классическим является 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 ФВ и водных вытяжках обычно определялись лишь $K^+$, $Na^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, $HCO_3^-$, $SO_4^{2-}$. В большинстве опубликованных данных о составе МР отсутствуют цифры, характеризующие содержание кремнезема – основного компонента кварцевых жил.

Одна из причин представлений об относительно низких концентрациях рудообразующих гидротермальных растворов кроется в использовании результатов опытов по растворению кварца, сульфидов и других минералов в воде, что методологически представляется некорректным, т.к. минералы являются продуктами деятельности МР, а не исходными веществами. В действительности достоверно не известны ни формы нахождения и переноса химических элементов во флюидах, ни структура самих флюидов, несмотря на усилия исследователей в этой области геохимии и минералогии. Идея образования рудоносных, в том числе, кварцевых жил, в результате кристаллизации специфических рудных магм была высказана Дж.Сперром (1922). Пегматиты, по А.Е.Ферсману (1931), являются продуктами эволюции остаточных расплавов. Не отрицал возможности образования оловорудных жил из рудных магм и С.С.Смирнов. А.Г.Бетехтин и О.Д.Левицкий (1953) искали объяснение высоких концентраций рудных минералов и специфических ритмично-слоистых текстур с криволинейными поверхностями раздела в превращении разбавленных растворов на определенном этапе их эволюции в коллоиды. Существенную роль коллоидам на стадии формирования рудных жил отводили Ф.В.Чухров (1955), Л.В.Фирсов (1957), Н.В.Петровская и др. (1961), В.С.Кормилицын (1968), Ф.А.Летников и В.Н.Вилор (1981). Однако это не решило проблемы источников, природы и концентрации кремнезема и других компонентов в МС, порождающих кварцевые жилы. О.Ф.Татл (1961) пришел к выводу о возможности существования водного силикатного расплава в системах $Na_2O$-$K_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$, обогащенных летучими при относительно низких давлениях,и переходе их в гидротермальные растворы.

Многолетний опыт изучения кварцевых жил привел автора к необходимости обосновать идею об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных флюидов, растворов-расплавов или магм, соответственно, в 1975 [14], 1981 [16] и 1984

[22, с.142] гг. В настоящее время многие исследователи также склоняются к этому, что прозвучало и на Бетехтинском симпозиуме в 1997 г. (Н.С.Бортников и др., В.И.Величкин и др., Ф.А.Летников и др.). В отличие от представлений о сугубо коллоидном происхождении ритмично-слоистых агрегатов с криволинейными границами раздела и сферолитами, автор считал их продуктами быстрой кристаллизации из густых силикатных флюидов, в которых главными компонентами являются кремнекислоты, гидрооксо-, тио-, хлоридные и фторидные комплексы металлов [14, 16, 22, с.142].

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. Это согласуется с данными по содержанию воды в магмах от 4,3 до 5,9% по Dunbar Nelia e.a. (1989), 0,1-8,5% по В.Б.Наумову и т.д. На различных временных отрезках существования расплавов (магм) формы нахождения в них химических элементов, вероятно, могут быть различными. Но бесспорен факт, что существенное значение для перехода их в твердую 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.

Как показали Л.Н.Хетчиков и др. (1968), концентрации компонентов в индивидуальных включениях и водных вытяжках из кварца меньше, чем в маточных растворах. Содержания натрия в маточном растворе, индивидуальном включении и в водной вытяжке составили, соответственно, (в мас.%); 12,8; 10,0 и 8,0 в одном опыте и 16,32; 15,0 и 0,032 г/л в другом: т.е. меньше в 1,1-1,3 раза в индивидуальных включениях и в 1,6-510 раз в водных вытяжках в сравнении с маточным раствором. В.С.Балицкий (1982) приводит содержания $SiO_2$ ГЖВ в трех экспериментально полученных кристаллах кварца, которые (в г/л) составляют 7,0, 10,8 и 6,6, а в "отработанных" растворах, соответственно, 32,1, 30,6 и 4,0. Эти цифры свидетельствуют об уменьшении (в 4,6 и 2,83 раза) и увеличении в 1,6 раза содержаний $SiO_2$ ГЖВ по сравнению с "отработанными" растворами. Данные о содержаниях $SiO_2$ в исходных растворах отсутствуют, но они, несомненно, должны быть значительно больше, чем в "отработанных". Сказанное однозначно свидетельствует о существенном уменьшении концентраций $SiO_2$ в ГЖВ по сравнению с МР.

Поэтому использование концентраций в ГЖВ для оценок концентраций главных жилообразующих элементов требует существенных поправок.

В результате обобщения многолетних (1971-1990 гг.) термобарогеохимических исследований, проводившихся на каменном материале автора в лаборатории минералогии ЗабНИИ (более 2000 определений физико-химических характеристик ФВ, 181 анализ водных вытяжек, 2543 определений давления по $H_2O/CO_2$, методом криометрии (27 определений), которые в значительной мере опубликованы [2, 5, 22, 35, 38, 39, 45, 48, 53, 58], а также обширных литературных данных (Ю.П.Ануфриев, 1966; Л.Ш.Базаров, 1968; И.Т.Бакуменко, 1966; В.С.Балицкий, 1978; В.В.Буканов, 1974; И.Г.Ганеев, 1974; А.А.Годовиков и др., 1987; Н.М.Давыденко, 1975; Ю.А.Долгов, 1955, 1969; Е.И.Доломанова и др., 1974, 1976; Ю.П.Дорошенко, 1969; Н.П.Ермаков, Ю.А.Долгов, 1979; А.И.Захарченко, 1955, 1969; Л.Д.Зорина и др., 1996; Г.Ф.Иванова, 1976; Г.Ф.Иванова и В.Б.Наумов, 1989; В.А.Калюжный, О.Е.Ширица, 1962; Е.М.Лазько, Ю.В.Ляхов, А.В.Пизнюр, 1981; Ф.А.Летников и др., 1985; В.Б.Наумов и др., 1988; В.Ю.Прокофьев, Л.Д.Зорина, 1994; Ф.Г.Рейф, Е.Д.Бажеев, 1982; Э.Реддер, 1987; А.А.Сидоров, 1978; А.С.Таланцев, 1989; Н.Л.Ходаковский, 1955; А.А.Черепанов, 1977; Г.И.Шешулин, 1961; Б.М.Шмакин, 1976 и другие), оценены пределы вариаций температурного диапазона кристаллизации, концентраций МР и давлений, сведенные на рис.28.

*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 (>50%) растворов (по существующим классификациям – рассолов или растворов-расплавов). Это относится к пегматитам, месторождениям порфировой (Реддер, 1987, Лазько и др., 1981), грейзеновой (Реддер, 1987, Иванова, 1976, 1989), некоторым золоторудным среднеглубинных и малоглубинных формаций, а также полиметаллических формаций. Для флюоритовых месторождений кварц-флюоритовой формации В.М.Зациха и З.М.Ляшкевич приводят концентрации растворов 44-55%, А.А.Черепанов (1977) – 16-26% в начале и 3-1% в конце процесса. Наиболее высокая концентрация солей (до 90%) установлена нами во включениях в кварце

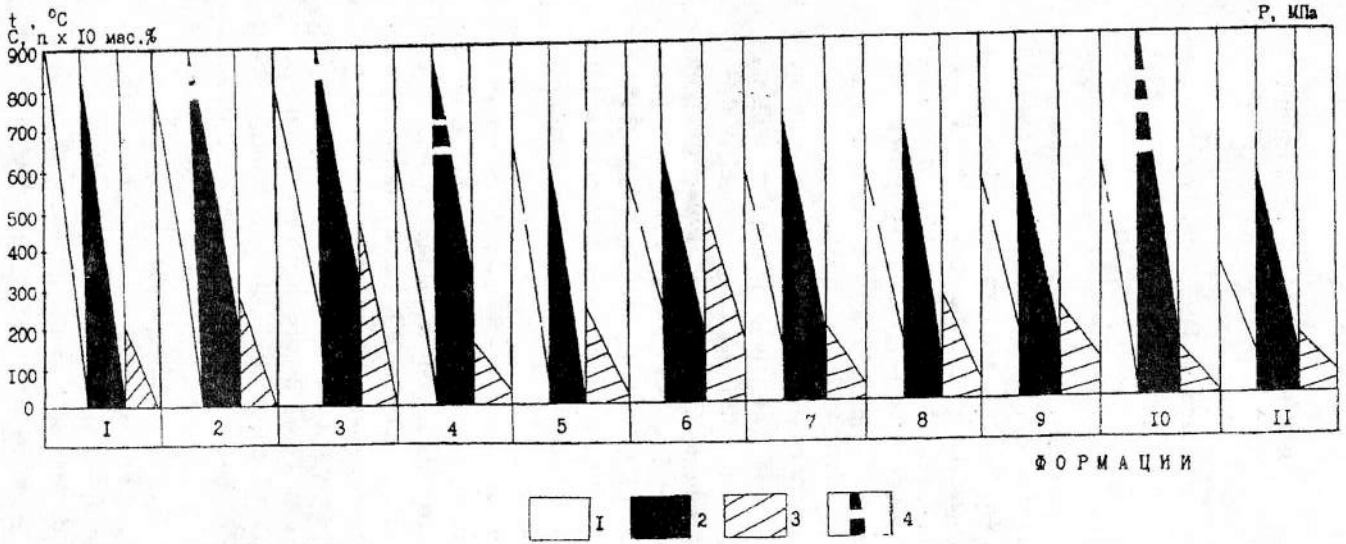



Рис.28. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования кварца.

Составлено на основе обработки данных по определению температур гомогенизации и фазового состава ФВ (2037 проб), водных вытяжек (131 проба), оценки давлений методом криометрии и ИКС (3248) (лаборатория минералогии ЗабНИИ, аналитики Е.В.Фомина, В.И.Пивцаева, Р.И.Выдрик, М.С.Кириллова, Т.Н.Юргенсон, А.А.Чепуштанова), а также литературных данных (Андрусенко, Щепотьев, 1974; Бакуменко, 1966, Бакуменко, Косухин, 1981; Доломанова и др., 1976; Дорошенко, 1971; Захарченко, 1971; Зорина и др., 1996; Иванова, 1976, Иванова, Наумов, 1989; Лазько и др., 1981; Наумов и др., 1988; Прокофьев, Зорина, 1994; Реддер, 1987; Рейф и др., 1989 ; Сидоров и др., 1971; Соболев и др., 1964; Сотников и др., 1995; Таланцев, 1990; Ходаковский, 1965; Черепанов, 1971; Шмакин, 1976 и др.; Юргенсон, 1984, 1991, 1996 и др.). Условные обозначения: 1 – температура; 2 – общая минерализация; 3 – давление; 4 - экстраполяция. Цифрами на диаграмме обозначены: пегматиты: 1 – камерные; 2 – редкометальные; 3 – мусковитовые; формации: 4 – порфировая, 5 – грейзеновая; гидротермальные: 6 – глубинная золото-кварцевая; 7-9 – среднеглубинные: 7 – золото-сульфидно-кварцевая; 8 – золото-кварцево-сульфидная и сульфидно-касситеритовая; 9 – золото-кварцевая; 10-11 – малоглубинные: золото-серебряная; 11 – кварцево-флюоритовая.

Многовершинного месторождения [22]. Концентрации солей во включениях растворов, формировавших золото-сереброносные жилы Балейско-Тасеевского месторождения, находятся в пределах 52-1%.

В практике изучения гидротермальных растворов также имеются свидетельства высоких концентраций солей. Так, по данным Уайта, Андерсона и Грубса (1965), геотермальной скважиной в Калифорнии на глубине 1570 м вскрыты рассолы существенно Na-Ca-K состава с температурой 370-270°С и общей минерализацией 33,2%. Содержания рудных компонентов (в мас.%): Fe – 3,0, Sr – 2,0, Mn – 1,0, Zn – 0,05, Pb – 0,01, Cu – 0,002 и Ag – 0,0002. Приведенный пример с учетом того, что кремнезем в рассоле не определялся, а значительная его часть в виде нерастворимого осадка, скорее всего, выделялась на более глубоких горизонтах или на границе перфорированной обсадной колонны, свидетельствует о существовании в природе высококонцентрированных высокотемпературных флюидов. Подтверждением являются данные В.Б.Наумова и др. (1988) по месторождению Кочбулак, где для индивидуальных высокотемпературных (465-425°С) ФВ раннего кварца установлены концентрации более 60% NaCl-экв. и высокие концентрации Ag и Te. В результате экспериментальных работ В.С.Балицкого (1978), Д.Н.Хетчикова (1968), а также использования локальных методов анализа ФВ (Ишков, Рейф, 1980, 1983, 1994, Рябчиков и др., 1985; Наумов и др., 1988 и др.) стало возможным поднять концентрации ФВ до 68-70% NaCl-экв., вольфрама 0,4-0,5 вес.%, Ag и Te – 0,1%. Отметим лишь тот примечательный факт, что данные Ф.Г.Рейфа и др. (Reif e.a., 1994) о содержании 0,4-1,5 вес.% вольфрама в силикатных расплавных включениях сопоставимы с промышленными содержаниями его в вольфрамитсодержащих кварцевых жилах.

В тех случаях, когда в ФВ определялась $HSiO_3^-$, доля ее от общей концентрации составляла более 23% [38] (кварц Многовершинного месторождения). Содержание $HSiO_3^-$ в МР возрастает с глубиной (табл.10), что согласуется с возрастанием от верхних частей жил к срединным доли кварца в их объеме. Анализировался массивно-шестоватый кварц средних по времени образования генераций, формирование которых шло не из самых высококонцентрированных МР, так как подготовка монофракций для анализа ранних полосчатых и массивных тонкозернистых агрегатов, содержащих неструктурные примеси других фаз, невозможна.

Таблица 10

Изменение с глубиной концентраций флюида (Балейско-Тасеевское месторождение)

| Горизонт опробования, м | Содержание $HSiO_3^-$, г/кг $H_2O$ | Общая минерализация мас.% | Доля $HSiO_3^-$, мас.% |
|---|---|---|---|
| 166 | 52 | 22,6 | 23 |
| 216 | 117 | 43,3 | 27 |
| 266 | 80 | 27,6 | 29 |
| 316 | 90 | 28,1 | 32 |
| Северный карьер | 132 | 35,7 | 37 |

Таким образом, во-первых, концентрации МР 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 МР. Отличие заключается в геохимической специализации: сопоставление состава водных вытяжек из кварца золоторудных месторождений показывает, что в них

присутствуют $H_2S$, $SO_4^{2-}$, $NH_3$, $Cl^-$, $F^-$ при подчиненном количестве F. В водных вытяжках и индивидуальных включениях в кварце оловорудных и редкометальных месторождений фтор преобладает над хлором, присутствует литий (Лазько и др., 1981). Такие же данные приводят Ю.П.Трошин и С.М.Бойко по Шерловой Горе (1983). В ФВ кварца месторождений флюорита резко преобладает $F^-$ при содержании $Li^+$ ниже порога чувствительности анализа. По данным Г.Ф.Ивановой (1976), в ФВ кварца месторождений вольфрама присутствуют W, Mo. Эта особенность подтверждается данными Ф.Г.Рейфа и др. (1994). Анализ данных по составу и концентрациям элементов в ФВ, достигающим нередко 30-60% их массы, позволяет сопоставлять их с термальными рассолами. Если учесть, что в них из металлов резко преобладает Na, а из анионов $Cl^-$ и $HCO_3^-$, учесть близость их составу минерализованных вод, вскрываемых буровыми скважинами и горными выработками в пределах рудных полей, то следует признать, что они являются остаточными, отработанными

растворами, на что указывали многие исследователи. Максимальные концентрации рудных элементов устанавливаются в расплавных включениях ранних генераций кварца. Все это свидетельствует о том, что в процессе эволюции рудообразующее вещество до 375°С находилось, вероятно, в виде флюида, обогащенного кремнеземом, 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 МР в относительно разбавленный отработанный раствор, по составу соответствующий первичным и первично-вторичным ГЖВ, имеющий много общего с минеральными водами (табл.11).

Таблица 11

Эволюция МС, обогащенной $SiO_2$

| Температура, °С | Состояние МС | Состав |
|---|---|---|
| Более 375 | Флюид, обогащенный кремнеземом, летучими, щелочными и рудными элементами | $HSiO_3^-$, $K^+$, $Na^+$, $Cl^-$, $HCO_3^-$, $F^-$, $HAlO_2$, $S^{2-}$, $Sb^{3+}$, $As^{3+}$, рудные |
| 375-290 | Рассолы | То же, преобладает $Na^+$, $Cl^-$, $F^-$, $HCO_3^-$, высокие содержания $HSiO_3^-$ и рудных, элементов V и VI групп |
| 290-180 | Растворы, в близповерхностных условиях – коллоидные | То же |
| 180-50 | Истинные остаточные слабоконцентрированные растворы | $Na^+$, $Cl^-$, $HCO_3^-$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, редко – $SO_4^{2-}$ |

Практика изучения ФВ последовательно образованных агрегатов показывает, что для приконтактовых ранних генераций кварца, ассоциирующего с полевыми шпатами, преобладают расплавные включения 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.(рис.28) с высоким содержанием $HSiO_3^-$ и рудных. В срединных частях жил, где

развит кварц заключительных генераций, присутствуют ГЖВ с концентрациями до первых процентов NaCl-экв.

Основные причины связи золота и других металлов с кварцем заключаются как в возможности их миграции в составе высококонцентрированных флюидов, обогащенных кремнеземом, так и во вхождении в структурные каналы с последующим перераспределением в затвердевшей массе с образованием гнезд, прожилков, самородков, выполняющих остаточные полости и т.д. Возможность миграции рудных элементов в кварце обусловлена тем, что ионные радиусы большинства химических элементов меньше $2\mathring{A}$, что соизмеримо с диаметром структурных каналов в нем. Этот вывод подтверждают данные Р.И.Машковцева (1978) о возможности вхождения серебра и меди в его структуру, а также синтез В.С.Балицким (1978) тантал- и вольфрамсодержащего кварца.

Вывод об образовании кварцевых жил из высококонцентрированных, высокоплотных и относительно вязких флюидов подтверждается структурно-текстурными особенностями ЖК, рассмотренными выше (рис.3,9,10, разд.1). В приконтактовых частях большинства кварцевых жил, в лежачих и висячих боках, присутствуют обломки вмещающих пород, взвешенные в массе кварца (рис.3,9). Эта особенность, а также резкие контакты, зональное строение жил, характеризующее нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактов 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 об 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.

Для существенно кварцевых тел, локализованных в сланцах (например, золоторудных месторождений Советское, Токур, Любавинско-Хавергинский рудный узел, Мурунтау, Нежданинское и др.), типичны послойные инъекции кварца, нередко участвующие в складчатости вместе с вмещающими сланцами (или их ксенолитами) на ранних стадиях их структурирования. 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/см$^3$. С учетом вязкости силикатного флюида легко объясняются все факты взвешенного состояния обломков вмещающих пород и ранних генераций кварца в объеме жил.

Таким образом, состав ФВ в кварце, строение, структурно-текстурные особенности кварцевых жил свидетельствуют об образовании рудоносных кварцевых жил из высококонцентрированных высокоплотных существенно силикатных систем, обогащенных летучими ($H_2O$, $CO_2$, Cl, F), щелочными (Na, K, Li) и рудными элементами (Au, Ag, Te, W и др.). Рассмотрение этого вопроса дано нами в соответствующих публикациях [14, 16, 21-25, 27, 38, 45, 58].

Справедливость выводов о водосиликатном составе флюида согласуется с выводами Ф.Г.Рейфа и др. (1994) о водосиликатных рудообразующих расплавах. Она может быть подтверждена также сравнением с данными Я.Б.Ловенштерна (Lowenstern, 1994) о том, что стекловидные включения в кристаллах кварца из выбросов туфов Пайн-Гроува (ЮЗ Юта, США) представляют собою застывший силикатный расплав, содержащий 6-8 вес.% воды и 60-960 частей углекислоты/млн. Расчет соотношений концентраций воды и углекислоты дает вариации в пределах 62,5-1333, что соответствует нашим данным для халцедона и опаловидного кремнезема надрудной зоны Тасеевского месторождения [35].

Температурный диапазон кристаллизации кварца практически одинаков для кварцевых жил большинства рудных формаций [22, 34].

ЖК большинства месторождений начинает формироваться при температурах выше 573°С (рис.28). Это относится, прежде всего, к пегматитам и оловорудным жилам, в кварце которых методами рентгеноструктурного [2] и ИК-спектрофотометрического анализов устанавливаются реликты подрешеток $\beta$– кварца, кристаллизующегося при температурах выше 573°С. Кварц вольфрамоносных жил также начинает кристаллизоваться при температурах, превышающих 500°С (Иванова, 1976). Следует учесть и данные по выделению воды и углекислоты из кварца при его нагревании. Практически для кварца золоторудных формаций, в том числе и малоглубинных, этот процесс не заканчивается при 600°С – температуре, которой обычно ограничивали нагревание (рис.8). Выход воды из кварца при темпе-

ратурах 600°С может свидетельствовать о возможном присутствии в нем расплавных включений, которые пока достоверно не установлены из-за их малых размеров. Большинство опубликованных измерений температур гомогенизации ФВ выполнено для относительно поздних и действительно низкотемпературных кристаллически-зернистых агрегатов либо кристаллов кварца (Лазько и др., 1981, Андрусенко, Щепотьев, 1974 и др.), тогда как основная масса продуктивного ЖК ранних и главных генераций имеет либо скрытокристаллическое строение, либо сложена тонкозернистыми агрегатами, не содержащими ГЖВ, пригодных для изучения этим методом. Следует признать, что ЖК месторождений большинства рудных формаций формируется в широком диапазоне – от температур не менее 500-480 до 50°С. Истинные значения верхней границы температур начала кристаллизации остаются неизвестными. Относительно невысокие температуры начала кристаллизации кварца характерны для месторождений фтороносных формаций, что связано с особой ролью фтора как минерализатора, способствующего высокой подвижности рудообразующего флюида и снижающего температуру начала кристаллизации кварца до 310°С (рис.28, $T_{гом}$).

Давление в силикатных МС, как показано в разд. 1.4., варьирует от значений, больших 450, до 0,1 МПа в зависимости от глубины образования месторождений.

Таким образом, МС, образующие рудоносные кварцевые жилы, характеризуются следующими свойствами: высокой (до 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/см$^3$) и вязкостью; верхним пределом температуры начала кристаллизации до 573°С, а для оловорудных и вольфрамоворудных месторождений грейзеновой формации - более 573°С; верхним пределом давления не менее 450 МПа. Следовательно, рудоносные кварцевые жилы являются продуктами эволюции специфических флюидов, обогащенных кремнеземом, рудными, щелочными и летучими элементами. Эти вопросы рассмотрены в специальных публикациях [2, 14, 16, 22, 38, 39 и др.].

Полученные выводы корреспондируются с известной концепцией Дж.Сперра (1922) о рудных магмах. Допуская возможность такого генезиса кварцеворудных (оловорудных) жил, С.С.Смирнов пи-

сал: "...не подлежит сомнению, что в ряде случаев мы встречаемся с результатами деятельности растворов, весьма близких по своей природе к рудным магмам Сперра" (1955, с.148)). К выводу об образовании кварцево-золоторудных жил в результате эволюции высококонцентрированных флюидов пришли А.Г.Миронов и др. (1989). Если исходить из приводимых в их работе экспериментальных данных о растворимости золота во флюиде, равной $1 \cdot 10^{-4}$ моль/кг ($197 \cdot 10^{-4}$ 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" (с. 50), составляющей 820°С, и давлениях около 100 МПа варьирует от $5 \cdot 10^{-3}$ 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 (Reif e.a., 1994), Ag и Te (В.Б.Наумов и др., 1988) присутствуют в ФВ. Согласно выводов И.Я.Некрасова (1984), олово-кремниевые соединения "... могли быть основной формой существования Sn в системах, формирующих месторождения пегматитовой, альбит-грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций" (с.220), а "...в расплавах растворяются первые проценты $Sn^{2+}$ и других металлов" (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.

Сказанное позволяет определить, что:

*жильный кварц рудных месторождений является продуктом эволюции высококонцентрированных существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными и рудными элементами.*

## 2.2. О геохимической специализации как типоморфном признаке источника жилообразующего вещества

При рассмотрении типохимизма ЖК показано, что его геохимическая специализация соответствует рудноформационной принадлежности (рис.23). Как правило, пределы вариаций содержаний главных рудных элементов, определяющих промышленную ценность конкретных объектов, достаточно определенны. Эта определенность,

обусловленная относительным постоянством химического (а в большинстве случаев – и минерального) состава рудоносных кварцевых жил с учетом практически единых закономерностей распределения отдельных химических элементов, соответствующих им минералов-концентраторов и их групп, свидетельствует о том, что каждый из рудноформационных типов кварцевых жил является продуктом расплавов вполне определенного химического состава. Они, в свою очередь, представляют собою продукты эволюции геохимически специализированных рудоносных магм. Связь же рудных месторождений со специализированным на те или иные элементы магматизмом общеизвестна.

## 2.3. О некоторых морфоструктурных особенностях кварцевых жил и возможном механизме заполнения жильного пространства

Анализ структур рудных полей, морфоструктурных особенностей кварцевых жил, ритмично-зонального их строения, свидетельствует об единой последовательности выделения минеральных ассоциаций и позволяет предложить следующий механизм их образования.

Все жилы имеют конечные размеры и форму уплощенной линзы, асимметричной кверху (среднее соотношение длины по падению к мощности находится в пределах 380-980). При прочих равных условиях выклинивание в верхней части жил резче в месторождениях МЗСФ (рис.29) и плавнее - в среднеглубинных (рис.22).

Периферические части жил характеризуются меньшими значениями степени СКС (в 1,5-2 раза), возрастанием величины К, а также доли карбонатов по сравнению с мощными срединными частями, что свидетельствует о большей мере открытости МС в ее периферических частях. Обилие взвешенных в приконтактовой массе кварца обломков вмещающих пород, нередко вынесенных с относительно глубоких частей разреза вмещающих толщ, свидетельствует о том, что рудоносный флюид продвигался по тектонически ослабленным зонам, раздвигая на фронте движения толщу вмещающих пород и захватывая их фрагменты. Именно жилы с брекчиевидной текстурой (а она развита в приконтактовых частях почти всех жил) свидетельствуют о том, что они образуются вследствие раздвигания трещин внедряющимся флюидом, а не выполнения им заранее подготовленного пространства [43]. По сути дела, раскрывание трещин происходит на фронте движения флюида, что в определенной мере согласуется с представлениями

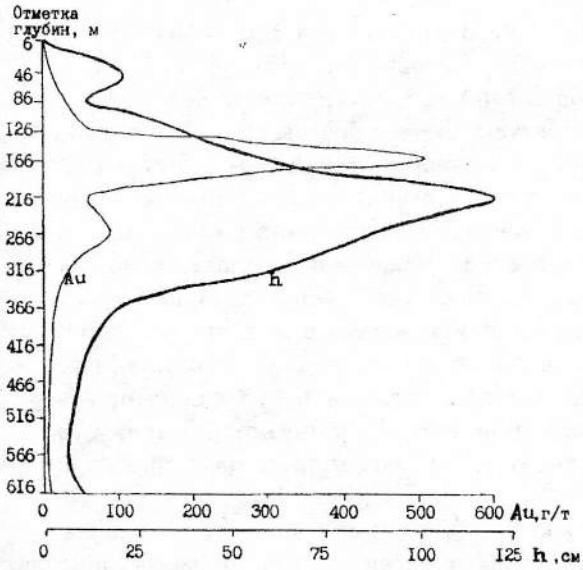



Рис.29. Изменение с глубиной содержания Au и мощности I рудной зоны Тасеевского месторождения.

Г.Л.Поспелова. Убедительные примеры такого строения приконтактовых частей жил золото-кварцевой формации Яно-Колымского пояса приведены в монографии Л.В.Фирсова (1985), по мнению которого, они сформированы вследствие "быстротечного" (с.35) выполнения трещин. В природе известны (Набоко, Сильниченко, 1957) случаи высокой подвижности студней кремнекислоты с концентрациями до 50% при высоких температуре и давлении.

## 2.4. Ритмичное строение кварцевых жил. Триада как элемент рудоносной кварцевой жилы

Об эволюционном процессе развития заполнившей трещину порции минералообразующего флюида свидетельствуют: зональное строение жил, заключающееся в развитии в направлении от контактов к осевой части трех 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), харак-

теризующих нормальную температурную последовательность выделения минералов от контактов к осевой части жил.

В последовательно образованных *частях* кварцевых жил также выявлена единая последовательность образования определенных 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, ассоциирующего с фторидами, поздними силикатами (турмалином, слоистыми силикатами) и поздними генерациями окислов, вольфраматов, сульфидов и сульфосолей; завершаются процессы формирования жил карбонатами, поздними генерациями флюорита и силикатов (хлорит, гидрослюда, пренит, цеолиты и др.) [16, 22, 25, 43].

Единичные ритмы (микроритмы) имеют мощность от долей миллиметра до 1 см и более. В наиболее общем случае по мере удаления от контакта к осевой части в каждом последующем ритме относительные количества алюмосиликатов и рудных уменьшаются, а кварца – возрастают. В этом направлении в жильном материале происходят смена текстур с их упрощением, возрастание мощностей слоев-ритмов, возрастает доля слоев с кристаллами кварца. Охарактеризованная последовательность образования универсальна и присуща в равной мере отдельным слойкам в фестончато-слоистых агрегатах, пачкам слоистых агрегатов, крупно- и грубозернистым постройкам, представляющим собой законченные макроритмы [22]. Как правило, наиболее мощные, выдержанные по последовательности образования составных частей и законченные ритмично-периодические постройки наблюдаются у лежачих боков жил (разд.1). Они характеризуются шаговой симметрией, а изменения мощности последовательно образованных слоев имеют тенденцию к периодичности и развитию по спирали. 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 ЖК, наблюдаемая на разных уровнях организации вещества месторождений различных рудных формаций. Изменение структур и текстур агрегатов (разд.1) сопровождается аналогичной

направленности изменениями минерального и элементного состава и свойств агрегатов и индивидов. В слоистых агрегатах от приконтактовых ранних слоев 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 микротвердости и температуры $\alpha - \beta$ -перехода. В этом же направлении уменьшаются общая минерализация МР 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 (рис.2), уменьшение концентрации растворов по мере выделения кремнезема 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, с.159).

Соответственно с рассмотренной последовательностью минеральных ассоциаций, образующих элементарные триады (алюмосиликаты (силикаты) – рудные – кварц) или их ансамбли [16, 22, 25, 43], распределены и основные рудные элементы (рис.16, разд.1). Эти данные свидетельствуют об едином возвратно-поступательном ходе кристаллизации кварца и сопутствующих ему рудных минералов из одной порции МР. Каждая жила представляет собою одну либо множество описанных выше триад. Они наблюдались в большинстве изученных нами генетических и формационных типов рудных месторождений.

Наблюдаемые в объеме многих жил и их свит в пределах конкретных рудных полей факты взаимопересечений отдельных жил и их составных частей, отличающихся нередко по минеральному составу, структуре и текстуре, большинство исследователей склонно относить к разным этапам и стадиям формирования рудных тел. Отсюда возникло учение о многостадийности формирования как отдельных рудных жил и их частей, так и месторождений в целом. Не отрицая многостадийности формирования полиформационных рудных полей и узлов, где проявлено действительно разновозрастное, связанное с различными источниками рудного вещества и локализованное в раз-

новозрастных структурах различного типа оруденение, основываясь на детальном изучении строения кварцевых жил, характера и последовательности выделения отдельных минеральных видов и их ассоциаций, мы сделали вывод о практически одинаковой для всех жил последовательности минералообразования.

В общем случае, для изученных рудных месторождений устанавливается последовательность: силикаты, алюмосиликаты (полевые шпаты, слюды, ранние генерации топаза, турмалина и др.) – рудные, включая сульфиды, самородные элементы сульфосоли, теллуриды, селениды, вольфраматы, танталаты, окислы (касситерит, гематит и др.) – кварц, топаз [25]. Преимущественное появление карбонатов на кварце в осевых частях жил хорошо увязывается с установленной многими исследователями сменой высокотемпературных хлоридно-фторидно-калиево-литиево-натровых растворов для ранних генераций минералов углекислыми натрово-магниево-кальциевыми для поздних низкотемпературных (Лазько и др., 1981). Эта закономерность отражает постепенную смену минеральных ассоциаций (алюмосиликаты – силикаты – кварц – карбонаты), образующихся с понижением щелочности и соответственным повышением кислотности в конце процесса формирования жил, обусловленную эволюцией МС. При этом карбонаты, как правило начинают качественно новый ритм, образуясь в менее кислотных условиях, чем предшествующие им генерации кварца. В изученных кварцевых жилах от контактов к осевым частям уменьшается содержание рудных элементов, Al, Fe и щелочных металлов. Это же типично и для их распределения во вмещающих околожильно-измененных породах, что свидетельствует о синхронном начале формирования кварцевых жил и сопровождающих их эндогенных ореолов [38]. 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. Примеры ритмичного строения рудоносных кварцевых жил, возрастные взаимоотношения триад, изменение их состава, положение минералов-носителей оруденения даны в разд.1, а описание их – в соответствующих публикациях [14, 16, 18, 21-23, 25, 27. 37, 38, 42, 43, 45, 58].

## 2.5. О взаимосвязи латеральной и вертикальной зональности

Изучение кварцевых жил методом детального минералогического картирования [23] показало, что они характеризуются взаимосвязанной макрозональностью 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., где существенно кварцевые жилы имеют специфические особенности строения. В жилах наблюдается симметрично-зональное распределение преобладающих структурно-текстурных разностей ЖК 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. На примере жилы 160 Токурского месторождения проиллюстриров на субконцентрическая симметрично-асимметричная зональность в распределении ЖК с определенными свойствами (ЕТЛ, СКС, К), которая выявлена в результате минералогического картирования (рис.4,11,26) [32].

Характер изменения концентраций рудных элементов в объеме жилы также выражается в субконцентрически-зональном распределении. Субконцентрическая зональность свойств ЖК в принципе едина и обусловлена единством причин, вызывающих их изменение, – закономерностей центростремительной кристаллизации кварца и связанных с ним рудных минералов в процессе эволюционной самоорганизации порции высококонцентрированного силикатного расплава в объеме жилы.

Особенностью субконцентрической зональности является ее осложнение как в связи с четковидным строением, обусловленным раздувами и пережимами, так и с глубиной формирования. С глубиной до достижения определенного уровня градиенты характеристик ЖК уменьшаются, затем вновь незначительно возрастают, и зональность приобретает вид субконцентрической симметрично-асимметричной. Например, кварц Верхнего рудного тела Многовершинного МЗСФ характеризуется симметрично-асимметричной температурной зональностью (табл.12).

Тенденция к концентрической температурной зональности отмечалась также по I рудной зоне Балейского рудного поля. Эта концентричность увязывается с распределением по вертикали структур-

Таблица 12

Изменение с глубиной объема газовой фазы и температуры гомогенизации ГЖВ в кварце Многовершинного месторождения

| Глубина, м | Газовая фаза, % | | Температура гомогенизации, °С | |
|---|---|---|---|---|
| | $\bar{x}$ | $\sigma_n$ | $\bar{x}$ | $\sigma_n$ |
| 0 | 36,6 | 9,5 | 300 | 25 |
| 50 | 25,6 | 2,3 | 256 | 21 |
| 100 | 24,4 | 2,3 | 250 | 18 |
| 150 | 17,0 | 4,0 | 220 | 2 |
| 20[illegible] | 35,4 | 11,0 | 286 | 27 |

но-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 [22]. Они же по минерало-термометрическим данным оказываются наиболее высокотемпературными. Это обусловлено тем, что в близповерхностных условиях кристаллизация жильного материала идет сверху вниз, начинаясь в передовых частях, где градиенты температур и давлений максимальны. Указанные особенности зональности можно объяснить только с позиций эволюции одноактно внедрившейся порции расплава. Проблема взаимосвязи процесса формирования кварцевых жил и их зональности рассмотрена в ряде специальных публикаций [23, 32, 38, 45, 51, 54, 57, 58].

## 2.6. О причинах и процессе образования триад

С целью выявления механизма и физико-химических условий эволюции МС, причин образования трехслойных ритмов для 27 малоглубинных и среднеглубинных гидротермальных и пегматитовых месторождений изучен минеральный состав последовательно образованных слоев в ритмах. Для каждого вида минеральных тел, сгруппированных по главному полезному компоненту, минеральный состав ранних, срединных и конечных слоев в ритмах обобщен, и рассчитаны средние условные потенциалы ионизации, возможность использования которых с целью приближенной оценки энергетики и

кислотно-основных условий хода кристаллизации минералов показана В.А.Жариковым (1967) и развита А.А.Маракушевым (1979) и А.Д.Ракчеевым (1989). В настоящей работе использованы численные значения потенциалов ионизации ( $\eta e_{min}$ ), приведенные в работе А.Д.Ракчеева.

Потенциалы ионизации минералов группы колумбит-танталита, пирохлора-микролита, амблигонита, иллита, монтмориллонита, висмутина, козалита, арсенопирита различных составов, флюорита рассчитаны нами на реальные составы по способу А.Д.Ракчеева (1989). Орбитальные радиусы взяты из монографии А.А.Годовикова (1977).

Из табл.13, где данные по группам минеральных тел расположены в соответствии с известными типами рудной зональности, видно, что в ряду от малоглубинных редкометальных пегматитов (относительно высокотемпературных в рассматриваемом ряду) до относительно низкотемпературных месторождений флюорита группы ранних слоев в триадах характеризуются возрастанием средних величин $\eta e_{min}$ (числитель – размах, знаменатель – среднее из всех величин), что соответствует генеральному возрастанию кислотности в процессе эволюции минералообразующих систем, содержащих алюмосиликатные компоненты. Во второй группе слоев трехслойных ритмов отмечается та же тенденция, но среднее значение величины $\eta e_{min}$ для минеральных слоев, содержащих рудную минерализацию, практически сохраняется неизменной, несмотря на существенные различия в размахе этих величин, связанных с различиями в минеральном составе. Третьи слои в триадах везде, за исключением некоторых тел грейзеновой формации, где присутствует топаз, сложены кварцем. Следовательно, рассмотренные случаи характеризуют возрастание кислотности от начала формирования триад к его концу. Подобная закономерность проявляется в триадах последовательно образованных минеральных ассоциаций на примере месторождений малоглубинной золото-серебряной (рис.30, триады 1-8) и верхних частей среднеглубинных золото-кварцево-молибденовых (рис.30, триады I-VI) формаций.

В каждой из триад ранние слои, обогащенные алюмосиликатами и силикатами, выделяются в условиях относительно высоких температур и низкой кислотности, следующие за ними слои, обогащенные рудными минералами, преимущественно сульфидами и сульфосолями, – в условиях средних значений температур и величин $\eta e_{min}$ ,

Таблица 13

Потенциалы ионизации минералов триад слоев в пегматитах и кварцевых жилах различных групп месторождений

| Слой в триаде | Главный рудный компонент, обобщенный минеральный состав слоя, условный потенциал ионизации (КДж/моль) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Редкие металлы | | Олово | | Вольфрам | | Молибден, золото, серебро | | Флюорит | |
| | Минералы | $\eta e$ min | Минералы | $\eta e$ min | Минералы | $\eta e$ min | Минералы | $\eta e$ min | Минералы | $\eta e$ min |
| 1 | Силикаты (полевые шпаты, слюды, гранат, турмалин и др.) | $\frac{473 - 501}{492}$ | Силикаты (полевые шпаты, слюды, хлорит, турмалин) | $\frac{481 - 501}{494}$ | Силикаты (полевые шпаты, турмалин, актинолит, слоистые и смешанно-слойные силикаты) | $\frac{479 - 511}{496}$ | Силикаты (полевые шпаты, актинолит, турмалин, слоистые и смешанно-слойные силикаты) | $\frac{470 - 515}{500}$ | Силикаты (полевые шпаты, слоистые и смешанно-слойные) | $\frac{496 - 515}{503}$ |
| 2 | Рудные (колумбит, танталит, микролит, касситерит, фенакит, лепидолит, сподумен и др.) | $\frac{478 - 537}{503}$ | Рудные (касситерит, анатаз, сульфиды, сульфосоли и др.) | $\frac{488 - 537}{508}$ | Рудные (группа вольфрамита, берилл, шеелит, сульфиды, сульфосоли) | $\frac{454 - 518}{508}$ | Рудные (сульфиды, сульфосоли, теллуриды, самородные элементы) | $\frac{453 - 538}{508}$ | Рудные (пирит, марказит, антимонит, флюорит и др.) | $\frac{492 - 512}{509}$ |
| 3 | Кварц | 543 | Кварц (топаз) | $\frac{543}{(548)}$ | Кварц (топаз) | $\frac{543}{(548)}$ | Кварц | 543 | Кварц | 543 |

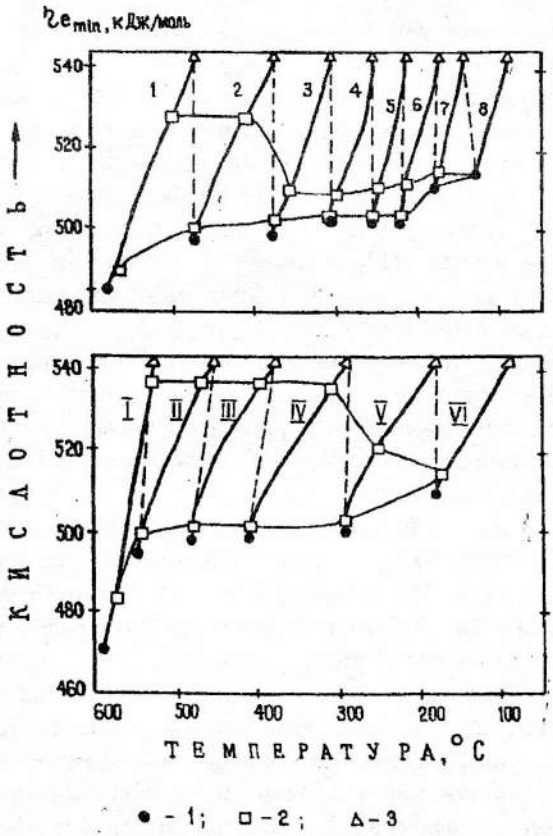



Рис.30. Схема последовательности минералообразования в триадах в связи с потенциалом ионизации минералов золото-серебряных (1-8) и золото-молибденовых месторождений (I-VI)

1 – алюмосиликаты и силикаты; 2 – самородные элементы, сульфиды, сульфосоли; 3 – кварц. Слои в триадах жил месторождений; золото-молибденовых: I – биотит-халькопирит-молибденит-кварц; II – микроклин-пирит-висмутин-молибденит-кварц; III – альбит-пирит-молибденит-кварц; IV – турмалин-галенит-золото-блеклые руды-сфалерит-пирит-молибденит-кварц; V – иллит-золото-блеклые руды, сульфосоли-висмутин-антимонит-кварц; VI – монтмориллонит-антимонит-кварц; золото-серебряных: 1 – железистая слюда-арсенопирит-золото-аргентит-пирит-кварц; 2-3 – адуляр-золото-блеклые руды-сфалерит-пирит-кварц; 4 – иллит-золото-блеклые руды (миаргирит, фрейбергит), пираргирит-сфалерит-пирит-кварц; 5 – иллит-золото-аргентит-блеклые руды-сульфосоли серебра-пирит-кварц; 6 – иллит-золото-пирит-прустит-кварц; 7 – монтмориллонит-антимонит-кварц; 8- каолинит-кварц.

поздние слои кварца образуются в условиях относительно низких температур и высокой кислотности.

Выделение каждой фазы происходит до того момента, когда на фронте кристаллизации МС исчезнет пересыщение относительно строящих ее 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 МС относительно строящих их компонентов станет недосыщенной, а кислотно-основные ее свойства вызовут прекращение их выпадения из флюида или раствора. При этом снова произойдет повышение кислотности, и система станет пересыщенной относительно кремнекислотных комплексов, что приведет 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 (рис.30).

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 данными по измерению температур гомогенизации ГЖВ (Андрусенко, Щепотьев, 1974, Лазько и др., 1981, [22, 38]).

По мере расходования компонентов МС, 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 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 темпе-

ратуры, обусловленном близповерхностными условиями, происходит периодическое возвратно-поступательное изменение кислотности-основности и ритмичное образование триад слоев, состоящих из алюмосиликатов, рудных и кварца.

Этот механизм находит отражение в возвратно-поступательном изменении условных потенциалов ионизации участвующих в эволюционной самоорганизации минералов [20, 24].

Как нам представляется, только в процессе самоорганизации высококонцентрированного флюида в условиях больших градиентов физико-химических характеристик МС может происходить описанное выше ритмичное увеличение в кварце поздних генераций доли структурных примесей, которое и выражается в ритмично-поступательном изменении свойств кварца, обусловленных ими. 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 отчетливо проявлена в относительно малоглубинных условиях. Примеры ритмично-зональных текстур рассмотрены в работе "Камерные пегматиты Урала" А.С.Таланцева, который указывает на преимущественное развитие их в малоглубинных камерных пегматитах. Аналогичное строение типично и для полого залегающих танталоносных пегматитов Орловского месторождения, локализованного в апикальной части гранитного массива вблизи его контакта с биотитовыми роговиками.

Широкое развитие ритмично-слоистых минеральных тел в условиях относительно малых глубин обусловлено глубокой и быстрой гетерогенизацией флюида, 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 слоев, 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: групп агрегатов (слоев с криволинейными, полусферическими границами раздела) и микроагрегатов с образованием субсферических сегрегаций. Образование криволинейных поверхностей раздела энергетически выгодно, так как сфера обеспечивает минимум поверхности при максимальном объеме вещества, взаимодействующего с вмещающей средой.

## 2.7. Об эволюционной самоорганизации при образовании кварцевых жил

Образование кварцевых рудных жил происходит вследствие кристаллизации одноактно или дискретно внедрившихся силикатных флюидов, насыщенных рудными и летучими, отделяющимися на определенных глубинах от алюмосиликатных магм в результате гетерогенизации остаточных магм на водосиликатные флюиды и Mg-Fe-Ca – алюмосиликатные расплавы (что в определенной мере согласуется с выводами А.А.Маракушева (Marakushev, 1994), из которых первые после транспортировки к местам кристаллизации дают кварцево- или силикатно-рудные жилы и другой формы тела, а вторые – парагенетически связанные с ними лампрофиры.

Существуют различные взгляды на природу слоистости кварцевых тел (жил, в том числе). Классическое представление (Вольфсон, 1953 и др.) заключается в признании многократного, пульсирующего поступления гидротерм, обусловливающего слоистость и полистадийность. Однако удовлетворительного механизма этого процесса не предложено. Другая концепция заключается в учете влияния малоамплитудных сейсмических процессов на зарождение центров кристаллизации и образование субмономинеральных слоев в этой связи (Рундквист, 1971). Действительно, между слоями кварца нередко наблюдаются присыпки тонкодисперсных частиц, которые по мере роста индивидов кварца отторгаются ими к фронту кристаллизации и постепенно зарастают. Фактически большинство тонкослоистых существенно кварцевых тел находится в близповерхностных условиях, генетически и пространственно связано с вулканизмом, сопро-

вождающимся повышенной сейсмичностью. Внедрение флюида и формирование кварцевых жил по времени совпадает с затуханием главной фазы внедрения и выброса магмы. Воздействие малоамплитудной сейсмичности может вызывать непрерывно-прерывистый процесс кристаллизации, стимулируемый периодическим приоткрыванием трещин, вскипанием МР, локальным повышением в этой связи концентраций и кристаллизацию каждого нового слоя. Но подобные слоистые образования типичны и для камерных пегматитов, слагающих их зон, и для крупных кристаллов кварца, растущих в стабильных или малоградиентных системах, хотя присыпки слоистых силикатов на гранях фантомов – не редкость. Не может быть объяснена единая последовательность формирования ритмично-слоистых жил механизмом геоэлектрических колебаний С.Ю.Баласаняна (1990). Рассмотренные концепции механизма образования слоистых жил объясняют их формирование только внешними силами. При этом не находится удовлетворительного объяснения строгой последовательности в смене слоев в триадах и смене состава триад на всех уровнях их организации (ЭДЦ, индивиды, субиндивиды) по мере удаления от контакта жилы (тела) к ее срединной части, в принципе однонаправленному изменению состава и свойств вещества, строящего жилы, прежде всего – жильного кварца: возрастанию доли кварца, доли структурных примесей, меры СКС, интенсивности ТЛ, ритмично-поступательному их нарастанию. Такие концепции не объясняют и единство латеральной и вертикальной зональности.

Приведенные выше закономерности строения кварцевожильных тел, единая направленность изменений состава и свойств кварца в объеме каждого из них свидетельствуют о взаимосвязях, отражающих эволюцию единой, изменяющейся во времени МС, все части которой возникли вследствие одноактного внедрения порции минералообразующего флюида, и о развитии МС по внутренним законам, определяющимся особенностями ее изначального состава. На раннем этапе преимущественное влияние на ее развитие оказывают P,T и другие параметры вмещающей среды. Затем все большее значение приобретают собственные факторы и внутренние законы. Эти закономерности могут быть объяснены с позиций процесса самоорганизации. Явление самоорганизации присуще всем системам, существующим в условиях с меняющимися параметрами вмещающей среды. Оно обсуждалось в литературе по термодинамике открытых систем (Пригожин, 1960; Жариков, 1965, 1976; Дьярмати, 1974, Климонто-

вич, 1989; Сардаров, 1989; Летников, 1992 и др.). Применительно к геологическим процессам термодинамика неравновесных систем рассмотрена Д.С.Коржинским (1957). Самоорганизация в процессе минералообразования рассматривалась А.Г.Жабиным. Самоорганизация – это реакция МС на изменение внешней среды, выражающаяся в стремлении к устойчивости через структурирование, сопровождающееся уменьшением энтропии. Возможность использования явления самоорганизации к объяснению процесса образования кварцевых жил рассмотрена нами в 1984 г. [20].

Диалектика процесса самоорганизации МС заключается в ее взаимодействии с вмещающей средой, которое происходит в соответствии со вторым законом термодинамики и принципом Томсена-Бертло в результате обмена информацией между ними в соответствии с принципом минералогенетического резонанса (Юшкин, 1977). Самоорганизация системы обусловлена стремлением к структурной компактности, чем достигается соответствие между массой, объемом, внутренней энергией и энергией поверхностного натяжения. МГИ о ходе процесса самоорганизации может быть познана через явление типоморфизма. В зависимости от глубины от дневной палеоповерхности процесс самоорганизации происходит с различными скоростями на разных этапах. На начальных этапах происходит быстрая кристаллизация краевых частей минеральных тел с низкой степенью СКС, выполняющих защитную функцию. Затем – скорость уменьшается, и образуются более совершенные индивиды и их агрегаты.

*Ритмичность в эволюции минералообразующих систем есть универсальный закон их развития. Она отражает квантование выхода энергии на всех уровнях организации вещества. Это – следствие фундаментального закона диалектики перехода количества в качество. В процессе эволюции минералообразующих систем ритмичность их самоорганизации проявляется в периодической повторяемости триад субмономинеральных агрегатов-слоев.*

Образование каждого из них происходит в результате пересыщения МС соответствующими компонентами и спонтанной кристаллизации, сопровождающейся локальным термостатированием, которое достигается быстрым выходом порции (кванта) энергии. Выброс порции энергии приводит к переходу части вещества МС в иное качество – слой того или иного минерального агрегата. Вышедшая из системы в окружающую среду (вмещающие породы) часть энергии сдерживает падение температуры. По мере снижения градиента тем-

пературы и концентрации интенсивность кристаллизации уменьшается; процесс заканчивается образованием кристаллического кварца (и карбонатов за счет остаточных количеств $CO_2$).

Таким образом, ход кристаллизации имеет ритмично-квантованный характер. Повторяемость и прерывистость выделения триад минералов из высококонцентрированных флюидов обусловлены многократностью смены равновесий на фоне ступенчатого снижения температуры и давления. Трехслойное строение ритмов (триад) и последовательность распределения в них минералов обусловлены изменчивостью концентраций минералообразующих комплексов и величиной pH среды.

Закономерности строения ритмично-слоистых минеральных тел являются прямым следствием эволюционной самоорганизации порций МР, которые можно определить как равновесно-неравновесные (мозаично-равновесные, по Д.С.Коржинскому), относительно закрытые термодинамические системы, к которым применимы основные положения пригожинской термодинамики.

Ход эволюции минералообразующих систем, временная последовательность появления продуктов минералообразования зависят не столько от абсолютных значений термодинамических параметров, сколько от скоростей их изменения, определяющихся глубиной и тектонической обстановкой. Изменчивость МС обусловливает закономерные изменения состава, соотношений структурных и неструктурных примесей и свойств кварца, отражающиеся в устойчивых пределах вариаций их характеристик.

Рассмотренный в самом общем виде механизм образования кварцевых жил раскрывает природу их ритмичного строения как одного из следствий геогенетических законов, в частности, многопорядковой периодичности, релаксационного развития и других, выражающихся в многократной повторяемости геологических процессов различных уровней организации геогенетических систем (Рундквист, 1981, 1987).

Закономерности, полученные для процесса эволюционной самоорганизации порции минералообразующего флюида, могут быть положены в основу теории триад, отображающей периодическую смену кислотно-основных свойств МС вследствие квантованного выхода энергии при кристаллизации на фоне непрерывно-прерывистого понижения температуры.

Изложенный материал о строении и процессах образования кварцевых жил позволяет сформулировать следующее защищаемое положение.

*Рудоносный жильный кварц представляет собою продукт эволюции высококонцентрированных существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными и рудными элементами. Существенно кварцевые жильные тела образуются, как правило, в процессе эволюционной самоорганизации геохимически специализированной порции существенно силикатного флюида. Ритмично-слоистые жилы есть следствие возвратно-поступательной смены равновесий на фоне снижения температуры.*

## 3. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудоносности и формационной принадлежности кварцевых жил

### 3.1. Общие замечания

В разд. 1.3-1.7 рассмотрены типоморфные признаки ЖК, связанные с геохимической специализацией кварцевых жил, определяющей вероятность их рудоносности. Однако пределы вариаций концентраций лишь главных, профилирующих химических элементов как таковых, как показал многолетний опыт изучения рудных месторождений, не всегда могут быть критериями рудоносности кварцевых жил. Это связано, прежде всего, с крайне неравномерным, гнездовым, струйчатым, столбовым распределением полезного компонента даже в пределах рудных зон кварцевых жил, не говоря о надрудных и подрудных их зонах. Другая важная причина заключается в том, что концентрации одних и тех же элементов, например, Au, Mo, W, Bi и других, относительно близки в ЖК месторождений переходных формаций. Кроме того, только по типохимическим признакам невозможно отличить межрудные пространства в пределах зон рудных столбов от безрудных фланговых, надрудных и подрудных зон; невозможно различить только по этому признаку месторождения различных фаций глубинности, хотя глубина образования рудоносных кварцевых жил является важнейшим фактором скорости кристаллизации и концентрированного рудоотложения. Выше (разд.1) было показано, что для кварцевых жил МЗСФ типичны высокие концентрации металла и сосредоточение основных запасов на небольших (до 300 м) интервалах глубин от дневной палеоповерх-

ности, а для среднеглубинных и глубинных – растянутость рудных тел по падению до 1 км и более и относительно низкие содержания полезного компонента. Очевидно, что при прочих равных условиях экономические показатели отработки этих месторождений существенно различаются. Но одних только типохимических признаков недостаточно для оценки масштабов объекта. Для разработки критериев вероятной рудоносности необходим комплекс типохимических и других критериев, так как только типохимические признаки, либо только типоморфные признаки минерального состава и строения минеральных индивидов агрегатов и жил в целом, типоморфные признаки других свойств ЖК, взятые в отдельности, не могут быть критериями рудоносности кварцевых жил, тем более – их рудноформационной типизации. Важность знаний рудноформационной принадлежности рудоносных площадей и конкретных объектов уже на ранних стадиях поисково-оценочных работ общеизвестна. Представляется целесообразным из множества признаков ЖК выбор их рационального комплекса, позволяющего надежно выявлять рудноформационную принадлежность объекта и оценивать его.

Рудную формацию вслед за Р.М.Константиновым, В.А.Кузнецовым, М.Б.Бородаевской, Н.В.Петровской, Д.В.Рундквистом и др. автор понимает как совокупность месторождений, однотипных по условиям образования и нахождения, элементному и минеральному составу. Группы объектов в пределах определенной 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 детально рассмотрена в [57].

## 3.2. Типохимические признаки и критерии геохимической специализации кварцевых жил и жильных зон на примере золоторудных и переходных к ним формаций

### *3.2.1. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации*

Выше (разд.1) показано, что особенности строения минеральных агрегатов в общем случае не могут быть типоморфными признаками рудоносности ЖК. Существенное значение имеют только типохимические признаки, связанные с основным видом оруденения. В

Таблица 14

Рудноформационные и поисково-оценочные минералого-геохимические критерии принадлежности кварцевых жил к золоторудной формации

| Золоторудная формация | Критерий и его численное значение | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Минералы-индикаторы | Элемент-индикатор и его концентрация, г/т | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Au | | Ag | | Te | | Bi | | As | | Mo | | W | | Sn | |
| | | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
| Среднеглубинная малосульфидная золото-кварцевая | 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%, обогащенность золотом сульфидов | >0,2 | >1,0 | >1,0 | >4 | ≥50 | - | ≥1,0 | <10 | ≥200 | >300 | <20 | <26 | <600 | <2000 | <10 | <10 |
| Среднеглубинная золото-сульфидно-кварцевая | То же, сульфидов до 50% | >0,2 | >1,0 | ≥1,0 | >10 | ≥50 | - | ≥10,0 | >21 | ≥100 | >2000 | <500 | <1200 | <600 | <2200 | <60 | <50 |
| Среднеглубинная золото-кварцево-сульфидная | То же, сульфидов более 50% | ≥1,0 | >3 | ≥3,0 | >12 | ≥50 | - | >10 | >23 | >3000 | >4000 | <600 | <1200 | <50 | <50 | <300 | <250 |

табл.14 приведены совокупности усредненных критических величин концентраций элементов-примесей в жильном кварце, позволяющие однозначно и уверенно отнести его к определенной золоторудной формации. В общем случае для отнесения какого-либо объекта к золоторудной формации достаточно обнаружения в ЖК концентраций золота более 0,2 г/т при $\sigma/\bar{x} > 1$. Критические величины некоторых типоморфных признаков МЗСФ даны в табл.15. В случае присутствия пирита важным типоморфным признаком отношения его к золоторудному является наличие микровключений петцита при частоте встречаемости в 10 или более процентах проб.

Таблица 15

Некоторые важнейшие типоморфные признаки жильного кварца (по его легкой фракции) месторождений МЗСФ

| Особенности строения и минерального состава агрегатов жильного кварца | Статистические характеристики концентраций | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Au | | Ag | | $K_2O$ | | $K_2O/Li_2O$ | |
| | $\bar{x}$, г/т | $\sigma/\bar{x}$ | $\bar{x}$, г/т | $\sigma/\bar{x}$ | $\bar{x}$, % | $\sigma/\bar{x}$ | $\bar{x}$ | $\sigma/\bar{x}$ |
| Тонкозернистые, микро-тонкошестоватые, микросферолитовые агрегаты массивной, неясно-полосчатой, ритмично-слоистой, каркасной или пластинчатой брекчиевидной текстуры с примесями самородных золота, серебра, электрума, прустита, фрейбергита, теллуридов и селенидов золота и серебра, миаргирита и др. | ≥ 0,1 | ≥ 1,4 | ≥ 5,0 | ≥ 1,4 | ≥ 0,55 | ≥ 0,8 | 7 | ≥ 0,8 |

В пределах золоторудных формаций по типоморфным признакам кварца обособляются (четыре) группы (табл. 16). Первая – золото-сульфидно-кварцевые, в которой по глубине образования, геохимическим особенностям, содержанию сульфидов, роли мантийного материала, месторождения образуют ряд от золото-молибденово-кварцевых (Средне-Голготайское, некоторые жилы Шахтаминского

Таблица 16

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

| Золоторудная формация, ее минералого-геохимическая разновидность | Отношение компонентов | | | | | | Степень СКС, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Au/Cu | As/Sb | Pb/Zn | Pb/Bi | Au/Ag | Mo/W | |
| Золото-сульфидно-кварцевая Mo-Au | 0,03 | 47,00 | 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 |
| Золото-кварцево-сульфидная | 0,01 | 9,10 | 0,46 | 1,73 | 0,75 | 0,20 | 50-70 |
| Золото-кварцевая 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 золото-серебряная Au-Ag-Sn-адуляро-во-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 | 29-35 |

и др.) к золото-сурьмяно-кварцевым (Итакинское, жилы Антимонитовая, Восточная зона Верхне-Алиинского, Сосновское и др.). Вторая – золото-кварцево-сульфидные (Дарасунское, Уконикское и другие). Для этих двух групп месторождений типична прямая связь кварцевых жил с дайками гибридных лампрофиров, локализация в магматических или апомагматических породах. Внутри золото-сульфидно-кварцевой формации от Mo-Au к Sb-Au ее 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 золото-сульфидно-кварцевая – золото-кварцево-сульфидная возрастают абсолютные концентрации Au, Cu, As, Sb. При этом Au/Ag, Pb/Zn, Mo/W, As/Sb уменьшаются, а Pb/Bi возрастают. Изменения, прежде всего, связаны с глубинами образования (рис.6, табл.16), где верхняя часть поля II соответствует Mo-Au группе месторождений, СКС 77-85%, средняя – Sb-Au группе месторождений, СКС 72-77%, нижняя – золото-кварцево-сульфидной формации, СКС 50-70%.

В пределах третьей – золото-кварцевой-формации-выделяются две группы подформаций – Au-Cu и Au-Ag, 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 Ag среднеглубинные (Любавинский узел) и переходные к глубинным (Советское, Мурунтау и др.). В ряду этих групп месторождений золото-кварцевой 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 четвертую группу, определенно, как по глубине образования, так и по Au/Ag-соотношению, выделяются две группы месторождений: Au-Ag-Sn – адуляровокварцевые (Дукатское, Многовершинное) и Au-Ag – халцедон-кварцевые (Агинское, Балейское и др. рудные поля) с переходными между ними (Карамкенское, Эвенское, Ойра и др.). Степень СКС (рис.6) варьирует от 40-50% у первых до 29-35 у вторых и 38-42 у промежуточных. В этом ряду между крайними членами средние содержания (табл.16) 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 рудноформационной типизации.

*Критерии отнесения к рудной формации* по основному рудному элементу базируются на пределах численных значений статистических характеристик ряда элементов, типоморфных для той или иной рудной формации. 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 выборки в 20-30 штук к определенной золоторудной формации, что позволило разработать комплексные геохимические критерии рудноформационного анализа. Отнесение ЖК к золоторудной формации возможно в присутствии хотя бы единичных зерен типоморфных минералов: золота, серебра, либо их теллуридов, либо сульфосолей ряда 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.

### *3.2.2. Критерии принадлежности жильного кварца к объекту определенного минерального типа рудной формации*

В практике геологоразведочных работ знание минерального типа прогнозируемого или оцениваемого месторождения является определяющим для заключения о целесообразности проведения ГРР, так как, например, малосульфидные жилы золото-кварцевой формации, содержащие низкие концентрации мышьяка и сурьмы, предпочтительнее обогащенных их минералами-носителями. Поэтому уже на ранних стадиях изучения объекта важно определение его минерального типа.

*Критерии принадлежности ЖК к объекту определенного минерального типа рудной формации* разработаны на основе наличия или отсутствия в нем примесей типоморфных минералов, а при их отсутствии – на основе типохимических признаков. В частности, типоморфные примесные минералы жильного кварца малоглубинной золото-серебряной 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 золото-кварцевой формации: средние содержания Ag – 0,4-0,5 г/т, $\sigma/\bar{x}$ = 1,1-4,0; средние содержания Au >0,1 г/т; Bi >1 г/т; K/Na – 10-12; типоморфные примесные минералы – золотосодержащие пирит либо арсенопирит, блеклая руда, тетрадимит, галенит, либо их сочетания.

Наличие какого-либо одного признака недостаточно для отнесения ЖК 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 золото-сульфидно-кварцевой формации известны магнетитсодержащие минеральные типы (Новинка в Карийском поле, Талатуйское в Дарасунском узле (Забайкалье) вне связи со скарновым процессом и Калиостровское в Коммунаровском узле, прямо связанное со скарнами). На рис.23 показано отличие первых двух от обычных кварцевых жил золото-сульфидно-кварцевой формации на порядок большими содержаниями W. От скарново-шеелитовых месторождений (например, Восток-2 в Приморье) их отличает на порядок большее содержание золота, а от золото-шеелитово-силикатной формации (Кти-Теберда, Кавказ) – на порядок большие содержания Au, Mo, Sb.

Конкретные цифры суммы средних содержаний рудных компонентов (без Fe и Mn) в жильном кварце для золото-кварцевых 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), золото-кварцево-сульфидная – 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 устойчивы. При этом с учетом возможных изменений состава примесей в ЖК в зоне гипергенеза целесообразно сочетание критических величин средних содержаний концентраций профилирующих элементов-при-

месей как в ЖК, так и в его ЛФ. Эти вопросы рассмотрены в специальных работах [1, 3-5, 22, 26, 27, 33, 50-52, 55, 57 и др.].

### 3.3. Критерии глубинности

Проблема определения глубины образования кварцевожильных месторождений имеет существенное значение при их оценке. Типоморфные признаки, характеризующие фации глубинности, рассмотрены в разд. 1.3 , 1.4.

*Критериями фаций глубинности* являются: структуры и текстуры минеральных агрегатов; пределы вариаций значений степени СКС (табл.17, рис.6); пределы вариаций содержаний Li и величин $K_2O/Na_2O$ в ЛФ (табл.15); пределы вариаций температур $\alpha - \beta$–переходов (табл.8); соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце. На рис.31 представлены поля сопряженно изменяющихся величин степени СКС и соотношения концентраций воды и углекислоты в кварце; рисунок предназначен для использования в рудноформационном анализе при отнесении кварцевожильных образований к определенной фации глубинности. Если приведенная на рис.31 взаимосвязь является универсальным критерием глубинности, то в ряде случаев значимость других критериев варьирует; дополнительным информативным критерием для отличия близповерхностных и малоглубинных формаций от остальных являются структурно-текстурные особенности существенно кварцевых агрегатов. Дополнительными критериями фаций глубинности могут служить величины Al/Ti (разд.1.5.1.2.), концентрации ЭДЦ, выражающиеся через совокупности максимумов ТЛ-граммах (рис.32). Анализ рис.32 показывает, что в ряду разноглубинных месторождений с глубиной степень СКС возрастает, а K/Na-отношение и содержание Ag уменьшаются, укладываясь в генеральные тенденции. ТЛ-граммы кварца малоглубинных месторождений имеют преимущественно один максимум в низко-среднетемпературном интервале (230-280°С) при высоких (>400 отн.ед.) интенсивностях, среднеглубинных – два максимума при относительно низких (200-260°С)и средне-высоких (270-320°С) температурах при относительно низких (преимущественно <400 отн.ед.) интенсивностях. При этом для кварца нижних половин или существенно эродированных (бассейн р. Мал. Столбовая) жил характерны низкотемпературные максимумы ЕТЛ. Рассмотренные закономерности хорошо согласуется с приве-

Таблица 17

Критерии для отнесения золоторудных месторождений золото-кварцевой формации к определенным фациям глубинности по типоморфным признакам жильного кварца

| Золоторудная формация, условия локализации | Фация глубинности | Критерий и его численные значения | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Минералы-индикаторы | Структуры и текстуры жильного кварца | Степень СКС кварца, % | | K | |
| | | | | $\bar{x}$ | $\sigma$ | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Малосульфидная золото-серебряная<br><br>Малосульфидная золото-кварцевая | Малоглубинная | Низкопробное золото, электрум, кюстелит, фрейбергит, миаргирит, теллуриды, селениды, сульфосоли золота, серебра, олова, висмута и др. | Массивные, микросферолитовые, ритмично-полосчатые со сферолитовым, тонкошестоватым, мелкопластинчатым сложением отдельных слоев | 31-40 | 3 - 8 | 38-67 | 21-40 |
| В осадочно-метаморфических толщах с прогрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации вне видимой связи с магматизмом | Среднеглубинная | Золото, тетрадимит-жозеит, теллуриды золота и серебра, микровключения петцита в пирите | Мелко-крупнозернистые до крупнокристаллически-зернистых, массивные, неясно-полосчатые, брекчиевидные | 45-63 | 6-14 | 7-15 | 4-7 |
| | Переходная к глубинной | То же | Средне-крупнозернистые массивные с широко проявленными пластическими деформациями | 64-67 | 5-9 | 6-8 | 2-9 |
| В метаморфических толщах биотитовой субфации и низких ступеней амфиболитовой фации с наложенной биотитизацией, актинолитизацией | Среднеглубинная, частью переходная к глубинной | Преобладает арсенопирит, обычны промышленные концентрации шеелита; золото крупное, крайне неравномерно распределено | Средне-крупнозернистые массивные, неясно-полосчатые до друзоватых, шестоватых и гребенчатых | 74-78 | 10-11 | 3-6 | 2-9 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Золото-сульфидно-кварцевая | Средне-глубинная | Золото пробностью более 750, теллуриды золота и серебра, жозеит, сульфосоли меди с золотом, микровключения петцита в пирите. Сульфидов до 50% | Тонкозернистые до крупнозернистых, массивные, брекчиевидные, грубополосчатые, шестоватые, гребенчатые | 52 - 86 | 10 - 13 | 5 - 12 | 2 - 3 |
| Золото-кварцево-сульфидная | | То же, сульфидов более 50% | То же | 71 -80 | 2 - 11 | 2 - 12 | 2 - 6 |



Таблица 18

Критерии уровня эрозионного среза жил дарасунского типа

| Часть жилы | Признаки и их величины | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\frac{Pb}{Ni}$ | | | $\frac{Pb}{Bi}$ | | | $\frac{Cu}{Ag}$ | | | Au, г/т | | | Co, г/т | | | $\frac{Zn}{Co}$ | | |
| | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ | n | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
| Надрудная и верхнерудная | 28 | 514 | 18 | 26 | 455 | 1200 | 28 | 7 | 4 | 5<br>9 | 0,1<br>9,5 | 0,2<br>8,7 | 4<br>8 | 20<br>48 | 8<br>13 | 16 | 328 | 511 |
| Рудная | 34 | 37 | 73 | 36 | 11 | 14 | 27 | 34 | 0,9 | 14 | 50,1 | 63,1 | 16 | 178 | 143 | 16 | 5,1 | - |
| Нижнерудная | 4 | 5 | 6 | 4 | 1 | 0,5 | 4 | 98 | 92 | 5 | 22 | 44 | 4 | 800 | 400 | 4 | 0,4 | 0,5 |

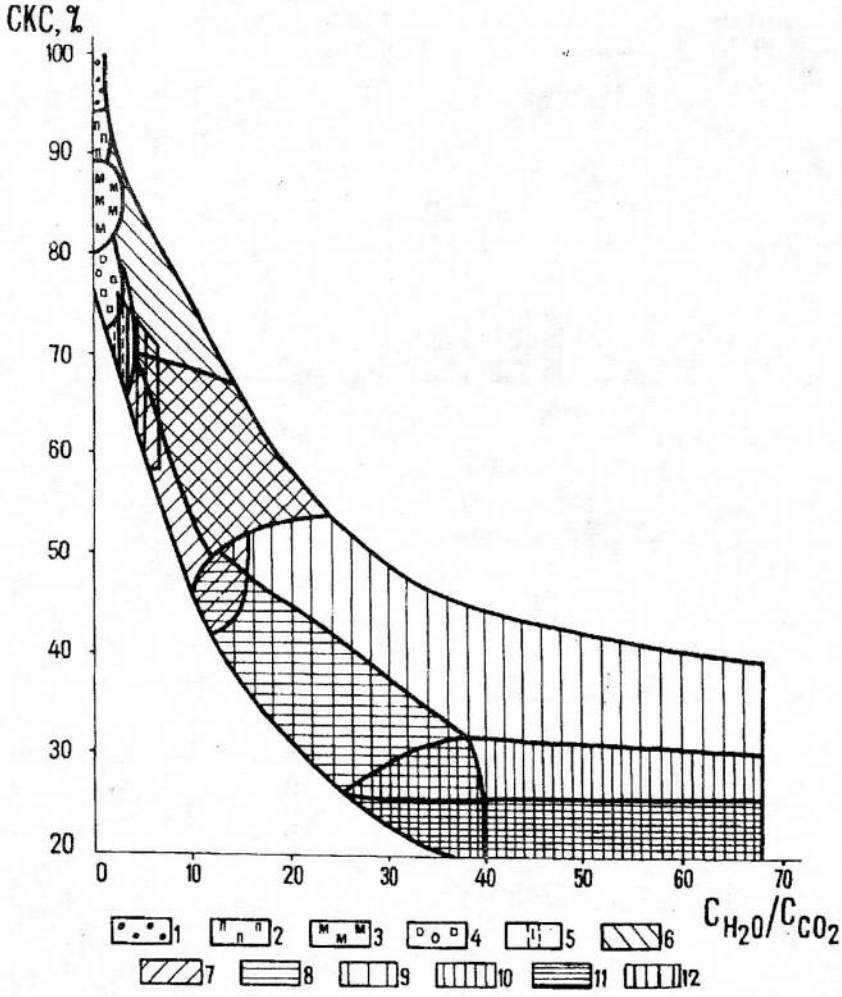



Рис.31. Взаимосвязь степени СКС жильного кварца и соотношения концентраций в нем воды и углекислоты.

1 – гранулированный кварц; пегматиты: 2 – камерные, 3 – мусковитовые, 4 – редкометальные; формации: 5 – грейзеновая, 6 – среднеглубинные золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцево-сульфидная, 7 – среднеглубинная золото-кварцевая, 8 – флюорит-кварцевая, 9 – малоглубинная золото-серебряная, 10 – халцедоновидный гидротермальный кварц среднеглубинных месторождений, 11 – опал-халцедоновая близповерхностная, 12 - переходная к глубинной золото-кварцевая формация.

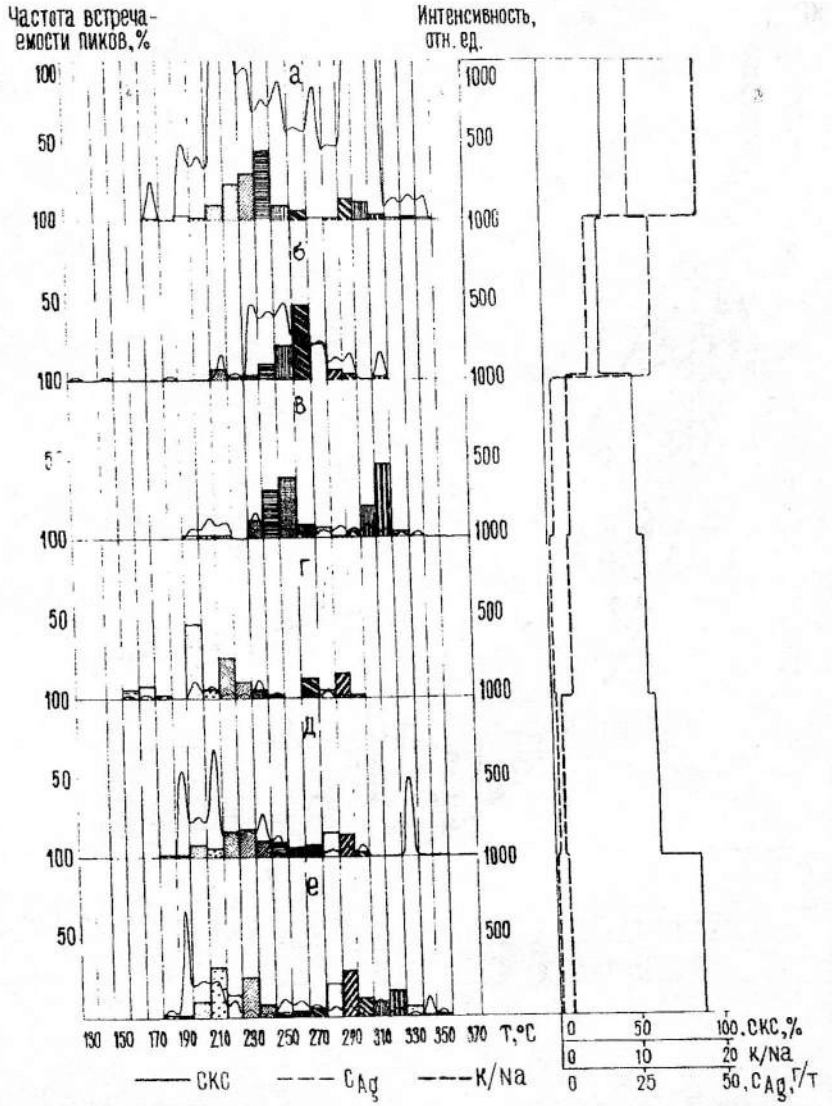



Рис.32. Сопоставление комплекса типоморфных признаков (обобщенные ТЛ-граммы, СКС, K/Na, содержания Ag) жильного кварца месторождений золото-кварцевой формации различных глубин образования: а,б – малоглубинные (соответственно, Карамкенское и Агинское); в-г – среднеглубинные (Нежданинское, кварц из плотиков россыпей Берелехского рудного узла); д-е –относительно эродированные среднеглубинные, представленные нижними частями жил (бассейн р.Малая Столбовая, Колыма, Караль-Веемское, Зап.Чукотка).

денными выше данными для отдельных жил других месторождений и рядов разноглубинных рудных формаций.

Детально вопросы глубин образования и критериев их оценки рассмотрены в специальных публикациях [1, 14, 22, 27, 33, 35, 39, 40-42, 48, 50-52, 57].

## 3.4. Критерии уровня эрозионного среза

На данном уровне знаний о кварцевых жилах с относительно высокой долей вероятности в оптимальных условиях можно оценивать принадлежность изучаемой части данного объекта к одной из нижеперечисленных его частей (рис.22): *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), *нижняя половина* рудного тела, *нижнерудная и подрудная* (содержания золота низкие или ниже промышленных). 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 оценки уровня эрозионного среза, 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 (структурные и неструктурные примеси, соотношение концентраций воды и углекислоты), физических свойств (ЕТЛ, температуры $\alpha - \beta$ –переходов, ДП). Существенное значение имеет анализ минеральной зональности кварцевых жил, выражающийся в смене с глубиной определенных минеральных ассоциаций, парагенетически связанных с жильным кварцем и заключенных в нем.

Установлены различные типы 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 концентричности варьирует. Когда жильное тело имеет в разрезе четковидное строение за счет многократных пережимов, в пределах его может быть несколько частей

с симметрично-асимметричной субконцентрической зональностью (рис.22). Поэтому получение строго однонаправленных и выдержанных по градиентам закономерностей изменения каких-либо свойств жильного кварца и ассоциирующих 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, Неждапинское, Мурунтауское, Советское, Верхне-Алиинское, Тасеевское, Кти-Тебердинское и другие месторождения), степень СКС, соотношение концентраций воды и углекислоты, содержание в жильном кварце $N_2$, As, Bi, Te, соотношение содержаний Al и Te, Au и Ag, концентрации ЭДЦ изменяются однонаправленно, имея отклонения от общей закономерности в местах пережимов или раздувов мощности. При этом концентрации в кварце $N_2$, Bi, Co, ЭДЦ, степень СКС, отношение Au/Ag с глубиной возрастают, а концентрации As, Te, соотношения концентраций $H_2O$ и $CO_2$, Al и Ti – уменьшаются. При определении уровня эрозионного среза надежно на данном этапе разработанности проблемы, как сказано выше, можно определять принадлежность кварцевожильного объекта либо к надрудной или верхнерудной, либо к рудной (продуктивной), либо к подрудной или нижнерудной частям месторождений. Так, надрудные части среднеглубинных золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-сульфидной формаций характеризуются следующими концентрациями элементов-примесей в кварце (в г/т): Au – $\bar{x} > 0{,}01$ при $\sigma / \bar{x} = 0{,}5 - 4{,}0$; Ag – $\bar{x} = 0{,}2\text{-}8{,}4$ при $\sigma / \bar{x} = 0{,}25 - 1{,}4$; As – $\bar{x} > 200$ при $\sigma / \bar{x} = 0{,}6\text{-}1{,}7$. Важное значение имеют величины отношений концентраций (табл.18). Для месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации характерно развитие халцедоновидного кварца, обогащенного Au, Ag, As, при их содержании в легких фракциях, соответственно: 0,03 г/т ($\bar{x}$) при $\sigma / \bar{x} = 1{,}3$; $\bar{x} \approx 1{,}5$ г/т, $\sigma / \bar{x} \approx 1{,}1$; $\bar{x} \approx 200\text{-}4000$ г/т при $\sigma / \bar{x} \approx 1{,}3$; Au/Ag-отношение – менее 1: степень СКС варьирует от 29 до 42%. Для продуктивных отрезков этих же жил при изучении легких фракций жильного кварца получены типохимические критерии: содержание Ag > 0,18-4,9 г/т, $\sigma / \bar{x} = 0{,}6\text{-}2{,}3$; Au/Ag-отношение – $\bar{x} = 1{,}5\text{-}4{,}6$; отношение средних содержаний Zn и Pb – 1,3-2,5; с глубиной последнее возрастает. Нижнерудным зонам свойственны Au/Ag-отношение $\bar{x} > 4$ и определенные концентрации других элементов, их отношения, про-

изведения, степени СКС, параметры ЕТЛ и т.д. Для оценки уровня эрозионного среза предложено использовать градиенты концентраций элементов (табл.19).

Таблица 19

Градиенты концентраций элементов в жильном кварце Нежданинского месторождения

| Часть жильной зоны № 1 | Градиент концентрации, $\frac{г/т}{м}$ | | | | | Протяженность отрезков, м |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ag | Au | Pb | As | Cu | |
| Надрудная | 0,88 | 0,09 | 41 | 67 | 0,63 | 54 |
| Верхнерудная | 3,5 | 0,05 | 44 | 46 | 8,8 | 60 |
| Рудная | -2,9 - 4,2 | 0,003 | +1,05 - -23 | 19 - 55 | 2,2 - -9 | 90 |
| | -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 |

Градиенты концентраций элементов-примесей положительны в надрудных и верхнерудных зонах, в рудной зоне с глубиной они уменьшаются, а в нижнерудной зоне изменяют знак на отрицательный.

В качестве критериев оценки уровня эрозионного среза предложены мультипликативные признаки, например, А – произведение средних значений концентраций Au, Ag, Bi, Cu, Pb, Zn, Sb; В – произведение средних значений концентраций цинка и свинца; С – произведение средних значений концентраций Co и Ni. Указанные произведения минимальны для каждого объекта в надрудных и подрудных зонах, максимальны – в рудных. Пределы чисел характеризуют конкретные эталонные объекты [57].

Для рудных частей жил всех золоторудных формаций характерны максимальные значения величин степени СКС, максимальное число максимумов свечения на обобщенных ТЛ-граммах при среднем значении интенсивности свечения 200-800 отн.ед., а также минимальные величины К.

Надрудные части месторождений золото-кварцево-сульфидной формации характеризуются в самой верхней части, если имеются надрудные экраны, сложенные магматическими породами среднего

или основного состава, относительно высокими значениями коэффициента С (до 450), быстро снижающимися до 60-100 по мере удаления от этих пород, а затем неуклонно возрастающими с глубиной. Другой особенностью их являются высокие концентрации рубидия (разд. 1.5.1.3.) в связи с процессами аргиллизации, обусловленными внедрением субвулканических пород щелочного ряда.

Значительная информация об уровне эрозионного среза заключена в сульфидах, находящихся в жильном кварце. *Критериями надрудных частей* месторождений рассматриваемой формации являются: низкие содержания в пирите (в г/т) золота (0,1-1,2), висмута (17-28), кобальта (20-108); отношения концентраций Pb и Bi в нем большие 400; Pb и Ni – большие 510; Cu и Ag больше 7; содержания в галените (в г/т): Sb и Zn, соответственно, более 7200 и 5800; содержания в сфалерите (дарасунский тип, в г/т): Ag, As, соответственно, 9,5 и 4210, произведения средних содержаний Co и Ni – 26.

Для *нижнерудных зон* характерны максимальные содержания в пирите никеля ($\bar{x} \approx 71$ г/т при $\sigma \approx 57$), кобальта ($\bar{x} \approx 800$ г/т при $\sigma \approx 400$), висмута ($\bar{x} \approx 155$ г/т при $\sigma \approx 122$) и мышьяка ($\bar{x} > 1\%$). Произведение средних содержаний кобальта и никеля максимально (1720 г/т).

Вопросы оценки уровня эрозионного среза рудных месторождений с использованием типоморфизма ЖК детально рассмотрены в ряде публикаций [8, 10, 22, 26, 27, 30, 39, 45, 53-55, 57, 58].

Приведенные данные позволяют обосновать следующий вывод.

*Типоморфные признаки жильного кварца являются основой для разработки численных минералого-геохимических критериев рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил.*

# 4. Научно-методические основы минералого-геохимической методики и технологии рудноформационной типизации, поисков и оценки кварцевых жил

## 4.1. Теоретическое обоснование

Изложенный выше материал по типоморфизму ЖК, а также вывод об образовании кварцевых жил в результате эволюционной са-

моорганизации существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными и рудными элементами, свидетельствуют о вероятностно-детерминированных связях между свойствами ЖК, условиями его кристаллизации и ходом эволюции.

Процессы эволюционной самоорганизации происходят вследствие охлаждения МФ, имеют вероятностно-детерминированный характер. Скорости их детерминированы относительно изменения РТХ МС, которые зависят от глубин, меры связи с магматизмом или источником энергии, меры изотропности-анизотропности и минерального состава вмещающей среды, открытости МС. Мера детерминированности процесса связана с характером равновесности-неравновесности в МС.

В ходе исследований установлены пределы вариаций численных значений типоморфных признаков МС, и показана их относительная устойчивость для конкретных рудных формаций. В процессе эволюции МР на разных временных отрезках ЖК захватывает МГИ, которая при его изучении выявляется в виде типоморфных признаков состава, строения и других свойств. Пределы вариаций численных значений признаков ЖК, будучи отражением пределов вариаций РТХ и геодинамических характеристик МС, являются его типоморфными признаками. Последние, как показано проведенными исследованиями, при их устойчивости могут быть критериями формационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил.

Среди множества признаков выделены наиболее устойчивые и контрастные для каждой из изученных рудных формаций. Все признаки получены на основе использования принципа диалектики единства и противоположности типического для данного множества и отличительного от остальных.

В результате получены типоморфные признаки:

- рудноформационного анализа, позволяющие однозначно отнести объект к золоторудной формации и определить принадлежность ее к определенной фации глубинности, минеральному типу;

- поисково-оценочные, позволяющие оценить принадлежность к определенной части жилы: зоне рудных индикаторов, либо надрудной, верхнерудной, зоне рудных столбов, нижнерудной зоне, подрудной;

- оценки масштабов оруденения на основе индекса меры близости к эталону.

## 4.2. Основные принципы новой технологии поисков и оценки

Разработанная и внедренная в практику технология основана на исследовании метрируемых и неметрируемых типоморфных признаков (критериев), позволяющих на количественной основе, с использованием приемов матстатистики, однозначно относить объект к определенной рудной формации и оценивать его рудоносность. Технология поисков и оценки включает следующие основные группы операций:

- в результате геологосъемочных, геохимических и геофизических работ либо анализа фондовых материалов определяется участок с развитием 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 окварцевания и пиритизации, отбор образцов, количество которых должно позволить выполнить обработку аналитических данных методами матстатистики (20-33 штуки);

- проводится минералого-геохимическое изучение отобранной совокупности проб, позволяющее выявить признаки для отнесения их к определенной рудной формации и оценки принадлежности к определенной части рудного месторождения на основе использования критических величин признаков ЖК, его ЛФ (структурно-текстурные особенности, минеральный и элементный состав), свойств и типоморфных признаков парагенных минералов, комплексного типохимического критерия; определяется принадлежность объекта к определенной рудной формации;

- на основе использования кривой зависимости К и давления в МС (рис.13), графика связи К и степени СКС (рис.31), графика связи степени СКС и глубины образования кварцевожильных тел (рис.6) определяется фация глубинности объекта;

- на основе полученных данных с использованием результатов изучения минерального состава, геохимических критериев минерального типа определяется минеральный тип объекта;

- на основе признаков оценки уровня эрозионного среза оценивается принадлежность объекта к определенной части месторождения (надрудной, верхнерудной и т.д.);

- если установлено, что объект не относится к подрудной части жилы, с использованием индекса близости к эталону оцениваются его вероятные масштабы и возможная промышленная значимость;

- весь материал обобщается и выдаются рекомендации о целесообразности и направлениях ГРР.

## 4.3. Способ определения первоочередного объекта для организации детальных поисков 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 среднеглубинных либо переходной к глубинной формации, возникает необходимость выбора первоочередного объекта для организации детальных поисковых, поисково-оценочных или разведочных работ. В этом случае рекомендуется использовать способ оценки близости к эталону.

Эталон и объекты сравнения характеризуются среднеарифметическими значениями типоморфных признаков ($\bar{x}$) и соответствующими среднеквадратичными отклонениями ($\sigma$). Значения признаков объектов нормализуются относительно эталона:

$$\frac{\bar{x}_O - \bar{x}_Э}{\sigma_Э},$$

где: $\bar{X}_O$ и $\bar{X}_Э$ – среднеарифметические значения величин типоморфного признака, соответственно, одного из объектов и эталона;

$\sigma_Э$ – среднеквадратичное отклонение численных значений признака эталона.

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

$$I_{Б_Э} = \frac{1}{m} \cdot \sum \left[ \frac{\bar{x}_O - \bar{x}_Э}{\sigma_Э} \right]^2,$$

где: $I_{БЭ}$ – индекс близости, m – число учтенных признаков.

Подобный же подход к сравнению минеральных тел по типоморфным признакам был предложен Н.П.Юшкиным (1977). Пример оценки близости к эталону даны в опубликованных методиках [27, 57].

Для оценки близости оцениваемого объекта к эталону целесообразно использовать признаки, численные значения которых легко подвергаются обработке методами математической статистики. Возможность использования статистики и нормального распределения получена построением кривых распределения содержаний $K_2O$, Ag и Au в ЖК, приведенных в специальной работе [27].

В результате разработки минералого-геохимических критериев рудноформационного анализа, поисков и оценки рудных месторождений на основе изучения типоморфизма жильного кварца удалось, таким образом, подойти к созданию новой технологии поисков и оценки рудных месторождений, связанных с кварцевыми жилами. Она включает сбор каменного материала, формирование выборок объемом 25-30 образцов, получение легких фракций ЖК, изготовление пластин, шлифов, аншлифов, пришлифовок, выполнение определенного объема физико-химических и химико-аналитических работ для получения данных по признакам строения, состава и свойств, которые при математической обработке по методике, предложенной ранее [27], сравниваются с разработанными нами или другими критериями с целью определения рудноформационной принадлежности, фации глубинности, минерального типа, отношения к надрудной, рудной или подрудной частям месторождения; на основе использования индекса близости к эталону оцениваются масштабы оруденения.

Полученные при изучении типоморфизма жильного кварца общетеоретические положения и методические приемы могут быть применены и успешно применяются при рудноформационном анализе, поисках и оценке рудоносности геологических объектов ряда генетических и промышленных типов рудных месторождений. Детально технология и методика формационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил рассмотрена в опубликованных и внедренных отраслевых методиках [1, 27, 57].

Приведенные данные позволяют обосновать следующее защищаемое положение.

*Типоморфные признаки жильного кварца являются основой для разработки численных минералого-геохимических критериев рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил. Разработаны и внедрены минералого-геохимические критерии и методики определения рудноформационной принадлежности, оценки уровня эрозионного среза и масштабов золотого оруденения, связанного с кварцевыми жилами.*

## Заключение

1. В результате изучения кварца на различных уровнях его организации разработаны основы нового перспективного научно-прикладного направления "Типоморфизм жильного кварца как основа для разработки минералого-геохимических критериев рудноформационного анализа и рудоносности". Внедрение этого направления в научно-исследовательских и производственных организациях страны позволило повысить научную обоснованность оценки рудоносности кварцево-жильных образований.

2. Предложено новое определение явления типоморфизма как отражения физико-химических характеристик МС в пределах вариаций строения, состава и других свойств соответствующих им минеральных тел.

3. Установлены пределы вариаций признаков жильного кварца, характеризующие условия его образования и рудоносность.

4. Глубина образования кварцевожильных тел, мера закрытости МС, мера связи кварцевых жил с магматизмом рассматриваются как важные признаки формационной типизации. В качестве критериев оценки глубин и скорости кристаллизации кварца впервые предложены степень СКС и соотношение концентраций воды и углекислоты. Установлена гиперболическая зависимость этого соотношения от давления в МС.

5. Рудоносные кварцевые жилы рассматриваются как продукт эволюционной самоорганизации специфических существенно силикатных флюидов, обогащенных летучими, щелочными металлами и рудными элементами. Как первичный элемент строения кварцевых жил выделена трехслойная структура – триада, состоящая из последовательно образованных слоев: алюмосиликаты – рудные – кварц. Механизм образования ритмично-слоистых кварцевых жил рассмотрен как следствие квантованного выхода энергии при взаимодействии минералообразующего флюида и вмещающей среды, ритмичной смены равновесий, обусловливающих образование последовательно формирующихся слоев в триадах и триад в жилах. Ритмичность в эволюции минералообразующих систем рассматривается в качестве универсального закона их развития.

6. Субконцентрическая симметрично-асимметричная зональность в распределении жильного кварца с типоморфными признаками строения, состава и физических свойств, образование жил вслед-

ствие эволюционной самоорганизации порций геохимически специализированного существенно силикатного флюида использованы как теоретическая основа для разработки количественных критериев рудноформационной типизации, поисков и оценки рудоносности кварцевых жил.

7. Разработаны и внедрены в практику ГРР количественные и минералого-геохимические критерии и методики формационной типизации и оценки рудоносности.

В заключение следует указать на некоторые нерешенные проблемы, связанные с жильным кварцем и кварцевыми жилами.

Нерешенными и дискуссионными остаются вопросы зарождения рудоносных силикатных флюидов, возможно представляющих собою специфические рудообразующие расплавы, механизма концентрирования и форм переноса рудных элементов, действительной роли полимеризации в образовании рудоносного кварца. Необходимо уточнение ТРХ-характеристик ее протекания в различных условиях глубин и открытости МС. Дискуссионны представления о роли и месте коллоидов в эволюции МС, образующих кварцевые жилы. Достоверно не определено место кварцевых жил в эволюции рудномагматических систем. В последние годы активизировалось изучение динамометаморфизма как одного из источников энергии для магмообразования. В связи с этим появляется еще один аспект типоморфизма жильного кварца, касающийся влияния декомпрессии, тектонического разуплотнения на связь величин степени СКС и соотношения концентраций воды и углекислоты, содержания в кварце водорода, углеводородов и азота.

## Основные публикации по теме диссертации

[1] А.с. N 1189244 МКИ, G.01.V.9/00. Способ поисков и разведки постмагматических близповерхностных кварц-серебряных месторождений. Г.А.Юргенсон (СССР). - 8 с.

[2] Доломанова Е.И., Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Дубовиков Н.И. Состав и физические свойства параморфозы $\alpha$–кварца по $\beta$–кварцу из пегматитов Волыни// Изв.ВУЗов. – Сер. геол. и разв. – 1976. – № 3. – С.50-59.

[3] Геруволь М.Т., Алхазов В.Ю., Юргенсон Г.А. Минералогия продуктивных минеральных комплексов пегматитов с драгоценными камнями Нуристана (Демократическая Республика Афганистан)//

Самоцветы: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4-10 сент. 1978 г. – Л.: Наука, 1980. – С.63-70.

[4] Geruvol M.T., Alkhazov V.Y., Yurgenson G.A. Mineralogy of pegmatite productive mineral complexes with precious stones in Nuristan (Republic of Afganistan)// XI General Meeting of international Mineralogical Association. – Novosibirsk, 1978. – C.93-94.

[5] Корчагин У.А., Юргенсон Г.А. Особенности геологического строения и типоморфизма главных рудообразующих минералов Их-Хайрханского вольфрамитового месторождения (Центральная Монголия)// Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: Тр. III Всес. совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР/ Отв. ред. В.Ф.Барабанов. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та ., 1975. – С.135-140.

[6] Перевертаев В.Д., Юргенсон Г.А., Дубовиков Н.И., Запков В.Т. Диэлектрические свойства кварца забайкальских месторождений и их ИК-спектры// Спектроскопия диэлектриков и процессы переноса/ Матер. Всес. конф. Физика диэлектриков и перспективы ее развития. - Л.: Ленингр. политехн. ин-т, 1973. - С.76-77.

[7] Перевертаев В.Д., Юргенсон Г.А., Запков В.Т. Электрические свойства природных кварцев, $\alpha-\beta$ –переход/ Исследования в области физики твердого тела. – Вып.2. – Иркутск: Иркутск. ун-т, 1974. – С.109-112.

[8] Типы метасоматических преобразований пород Балейского рудного поля и их соотношения с золотоносными жилами/ В.Г.Хомич, С.С.Максимов, Г.А.Юргенсон, В.П.Бородин, Ю.И.Симонов. Критерии рудоносности метасоматитов: Тр. симпозиума. - Ч. II. - Алма-Ата, КазИМС, 1974. - С.210-220.

[9] Юргенсон Г.А. Гигантский кристалл кварца// Записки ВМО. - 1961.- Ч. 90. - № 6. С.747-749.

[10] Юргенсон Г.А. Состояние и основные результаты геохимических исследований в Забайкальском научно-исследовательском институте МГ СССР// Применение геохимических методов поисков в Сибири и на Дальнем Востоке/ Ин-т геохимии СО АН СССР. – Иркутск, 1972. - С.95-103. ДСП.

[11] Юргенсон Г.А. Вариант комплекса минералого-геохимических методов оперативной оценки золотоносности на примере Коммунаровского рудного поля// Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам/ Записки Забайкал. Географ. об-ва АН СССР. - 1973. - Вып. XXXVII. - С.134-137.

[12] Юргенсон Г.А. Типоморфизм кварца и задачи его изучения для выявления критериев условий формирования и оценки золоторудных месторождений// Геохимические методы поисков месторождений по первичным ореолам/ Записки Забайкал. Географ. об-ва АН СССР. - 1973. - Вып. XXXVII. - С.36-38.

[13] Юргенсон Г.А. Типоморфизм кварца и задачи его изучения для выявления критериев условий образования и оценки рудных месторождений// Геология и методика оценки рудоносности Забайкалья./ Под ред. Ф.И.Вольфсона. - Иркутск: Иркутский ун-т, 1974. - С.26-45. ДСП.

[14] Юргенсон Г.А. Типоморфные свойства жильного кварца малоглубинной золото-серебряной формации (на примере Балейского рудного поля)// Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири: Тез. докл. Всесоюзн. научн. конф.,1975. – Новосибирск, 1975. – С.126-127. ДСП.

[15] Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии его рудоносности// Роль минералогии и сопредельных дисциплин в развитии минерально-сырьевой базы СССР: Тез. докл. V съезду ВМО АН СССР. – Л.: Наука, 1976. – С.44-46.

[16] Юргенсон Г.А. Направленная изменчивость строения агрегатов жильного кварца малоглубинных месторождений как критерий эволюции минералообразующего флюида// Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Тез. докл. VI съезду Всес. минералог. об-ва. – Л.: Наука, 1981. – С.57-58.

[17] Юргенсон Г.А. Предисловие// Типоморфизм минералов и его прикладное значение. – Чита: изд. Читинск. отд. ВМО АН СССР, 1983. – С.3-6.

[18] Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки минералов как критерии рудоносности// Новые данные по металлогении Забайкалья. – Чита, 1983. – С. 166-177.

[19] Юргенсон Г.А. Минералогия в практике геологоразведочных работ// Геол. рудн. месторожд. – 1983. – № 2. – С.104-107.

[20] Юргенсон Г.А. Диалектика самоорганизации минерального вещества Земли// Методологические вопросы наук о Земле: Тез. докл. и выступлений к региональному научному симпозиуму, 10-12 окт. 1984 г. – Чита, 1984. – С.30-35.

[21] Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца месторождений малоглубинной золото-серебряной формации как

критерии рудоносности// Вопросы прикладной минералогии. – Ростов-на-Дону: Изд. Ростовск. ун-та, 1984. – С.35-42.

[22] Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. - 149 с.

[23] Юргенсон Г.А. Минералогическое картирование при изучении жильного кварца// Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – С.55-59.

[24] Юргенсон Г.А. Самоорганизация как способ образования и существования минеральных тел// Металлогения и прогноз полезных ископаемых: Материалы чтений памяти акад. С.С.Смирнова. – Чита: Географ. об-во АН СССР, 1986. – С.22-24. ДСП.

[25] Юргенсон Г.А. О механизме образования ритмично-слоистых эндогенных рудных тел и жил// Минералогия народному хозяйству: Тез. докл. VII съезду Всес. минералог. об-ва. – Л.: Наука, 1987. – С.236-237.

[26] Юргенсон Г.А. Критерии различия надрудных, рудных и подрудных зон на примере стратиформного месторождения шеелита на основе изучения типоморфизма жильного кварца// Поисковая минералогия/ Современное состояние и перспективы развития: Тез. докл. семинара-школы по теме: "Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых", г.Алма-Ата, 4-7 окт. 1987 г. – Алма-Ата. – 1987. – С.107-108. ДСП.

[27] Юргенсон Г.А. Методические рекомендации по изучению и использованию типоморфизма халцедоновидного жильного кварца при поисках и оценке месторождений малоглубинной золото-серебряной формации. – Чита-Москва, 1987. – 44 с. ДСП.

[28] Юргенсон Г.А. Типоморфизм жильного кварца – новое направление в теоретической и прикладной минералогии// Тез. докл. конференц. Четверть века отраслевой геологической науки Забайкалья. – Чита, 1989. – С.111-113.

[29] Юргенсон Г.А. Уровни организации минерального вещества как иерархическая основа для разработки минералого-геохимических поисково-оценочных критериев оруденения// Там же. – С.115-118.

[30] Юргенсон Г.А. Методика различия надрудных, рудных и подрудных частей шеелитоносных зон. – Чита: Межотраслевой территор. центр научно-техн. информации и пропаганды. – 1990. – 4 с.

[31] Юргенсон Г.А. Способ определения давления в рудообразующих системах. – Чита: Межотраслевой территор. центр научно-техн. информации и пропаганды. – 1990. – 4 с.

[32] Юргенсон Г.А. О субконцентрической симметрично-асимметричной зональности в распределении жильного кварца с определенными свойствами месторождения Токур (Приамурье)// Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поиска и оценки. Тез. докл. – Владивосток. – 1991. – С.78-79.

[33] Юргенсон Г.А. Критерии поисков и оценки фаций глубинности пегматитов, основанные на типоморфизме минералов// Минералогия и генезис пегматитов. – Миасс: УрО АН СССР. – 1991. – С.70-71.

[34] Юргенсон Г.А. К вопросу о природе ритмично-слоистых текстур пегматитов// Минералогия и генезис пегматитов. – Миасс: УрО АН СССР. – 1991. – С.32-34.

[35] Юргенсон Г.А. Зависимость концентраций воды и углекислоты в кварце от давления в минералообразующих системах// Докл. РАН. – 1991. – Т.318, № 3. – С.721-723.

[36] Юргенсон Г.А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудноформационного анализа и оценки рудоносности// Недра Востока. - Январь, 1993. – С.28-33.

[37] Юргенсон Г.А. Забайкальско-Монгольская агатоносная провинция.// Месторождения Забайкалья / Под ред. акад. Н.П.Лаверова. М.: Геоинформмарк, 1995. Кн.2. - С.240-244.

[38] Юргенсон Г.А. К вопросу о физико-химических условиях образования жильного кварца// Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. – С.69-83.

[39] Юргенсон Г.А. Зависимость совершенства кристаллического строения жильного кварца от условий его образования// Докл. РАН, 1996. – Т.349, № 3. – С.372-375.

[40] Yurgenson G.A. The Features of large Deposits of low-abyssal Gold-Silver Formation// 1-st International Symposium "Large and extra-large (unique) Deposits of rare and precious Metals (genetic aspects and development Problems). October 8-11, 1996. Abstracts of presented Papers. – St.-Peterburg, 1996. – P.168-169.

[41] Yurgenson G.A. The use of Typomorphism of vein Quartz in the Process of Prospecting and Valuation of large Deposits of low-abyssal Gold-Silver Formation// Там же. P.170.

[42] Yurgenson G.A. Modern Methods of Search and Estimate of Large small-depth Gold and Silver Formation Deposits (Baleisky and other Types). – Abstracts. – Proceedings of international symposium on the geologic and metallogenic correlation in the junction area among China, Russia and Mongolia, Changchun University of Earth Sciences. – Changchun, China, 1996. – p.78-79.

[43] Юргенсон Г.А. О механизме образования рудоносных кварцевых жил// Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Тез. докл. Междунар. Симпоз. посв. 100-летию акад. А.Г.Бетехтина. М., 8-10 апр. 1997. – М.: ИГЕМ, 1997. – С.207-208.

[44] Типоморфные признаки жильного кварца как критерии руднoформационного анализа/ Г.А.Юргенсон, В.Ф.Атрошкин, П.М.Аносов, Н.А.Горячев. Рудные формации структур зоны перехода континент-океан: Тез. докл. Всес. совещ., Магадан, апр.1988 г. – Т.1. – Магадан: ДО АН СССР. – 1988. – С.155-156.

[45] Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. Балейское рудное поле// Месторождения Забайкалья./ Под ред. акад. Н.П.Лаверова. М.: Геоинформмарк, 1995. Кн.2. - С.19-32.

[46] Юргенсон Г.А., Козаченко А.А., Тумуров Г.Т. Аналитическая служба и минералогические исследования// По пути поисков и исследований. – Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 1974. – С.32-56.

[47] Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д. Влияние нагревания на электропроводность жильного кварца различной текстуры// Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1976. – № 4. – С.87-91.

[48] Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Горковенко В.А. О выделении воды из кварца при нагревании в вакууме// Геохимия. – 1978. – № 1. – С.133-138.

[49] Юргенсон Г.А., Перевертаев В.Д., Дубовиков Н.И. К вопросу о формах примесной воды в природных кварцах// Журн. прикл. спектроскопии, т. XXV. – 1976. Вып. 6. – С.1045-1049.

[50] Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. Совершенство кристаллического строения жильного кварца как критерий условий образования и типов зональности рудных месторождений// Геолого-структурные особенности рудных полей и месторождений Забайкалья: Тез. докл. конф. ЗабНИИ, 1977. – Чита, 1977. – С.27-30.

[51] Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца// Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разв. – 1980. – № 6. – С.50-59.

[52] Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. Совершенство кристаллического строения кварца как типоморфный признак условий кристаллизации и рудноформационной принадлежности месторождений// Типоморфизм минералов и его прикладное значение. Чита: Изд. Читинск. отд. ВМО АН СССР, 1983. - С.10-13.

[53] Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Широкий О.И. Вариации состава и свойств жильного кварца месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования// Геол. рудн. месторожд., 1979. - № 3. – С.56-57.

[54] Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Тумуров Г.Т. Закономерности изменения с глубиной состава и СКС жильного кварца золоторудных месторождений// Типоморфизм минералов и его прикладное значение. – Чита, Изд. Читинск. отд. ВМО АН СССР, 1983. – С.81-84.

[55] Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Типоморфные признаки кварца и пирита как поисково-оценочные критерии// Поисковая минералогия: Современное состояние и перспективы развития: Тез. докл. семинара-школы по теме "Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых" 4-7 окт. 1987 г.. г.Алма-Ата. – 1987. – С.56-57. ДСП.

[56] Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. К вопросу о рудноформационной принадлежности месторождения Токур// История исследования золотоносности Приамурья. – Тез. докл. Благовещенск: Амурск. отд. ВМО АН СССР. – 1989. – С.82-84.

[57] Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Минералого-геохимическая методика определения рудноформационной принадлежности и оценки эрозионного среза среднеглубинных месторождений золота. М.: МинГео СССР, 1991. – 97 с. ДСП.

[58] Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н. Дарасунское рудное поле//. - Месторождения Забайкалья. / Под ред. акад. Н.П.Лаверова. - М.: Геоинформмарк, 1995. - Кн.2. С.3-18.

## Список сокращений и обозначений

ГЖВ – газово-жидкое включение
ДП – диэлектрическая проницаемость
ЕТЛ – естественная термолюминесценция
ЖК – жильный кварц
К – соотношение концентраций воды и углекислоты
ЛФ – легкая фракция

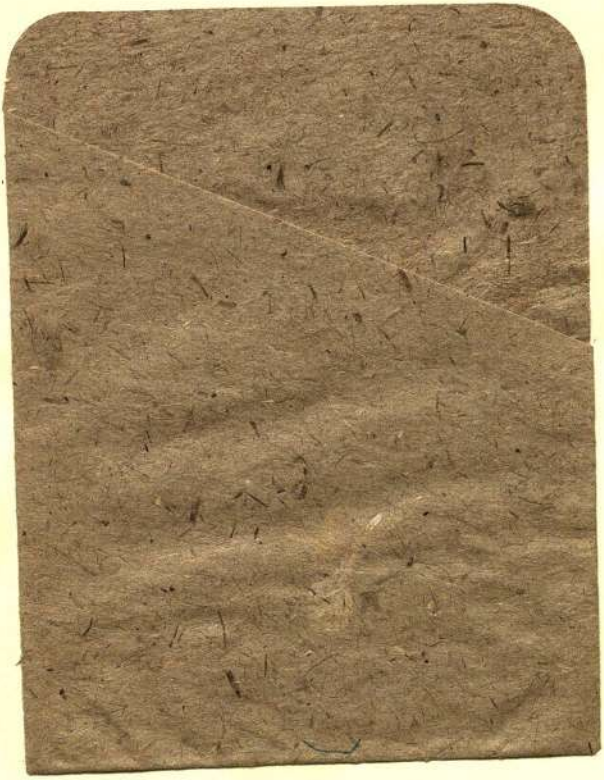
МГИ – минералогенетическая информация
МЗСФ – малоглубинная золото-серебряная формация
МС – минералообразующая система
МР – минералообразующий расплав (раствор)
МФ – минералообразующий флюид
РТХ – физико-химические параметры: давление, температура, концентрация
РТЛ – рентгенстимулированная термолюминесценция
РС – рудообразующая система
СКС – совершенство кристаллического строения
ТЛ – термолюминесценция
ТЛ-грамма – термолюмограмма
$T_{гом}$ – температура гомогенизации
ФВ – флюидное включение
ИКС, ИК-спектр – инфракрасная спектроскопия, инфракрасный спектр
ЭДЦ – электронно-дырочный центр
ЭЯ, ПЭЯ – элементарная ячейка, параметры элементарной ячейки
$\bar{x}$ – среднеарифметическое значение
$\sigma$ – среднеквадратичное отклонение

# Оглавление

Введение . . . . . 1
1. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии условий его образования . . . . . 13
1.1. Сущность явления типоморфизма и типоморфический анализ 13
1.2. Методологические особенности изучения типоморфизма жильного кварца . . . . . 16
1.3. Типоморфные признаки строения индивидов и минеральных агрегатов . . . . . 19
1.4. Соотношение концентраций воды и углекислоты в жильном кварце как типоморфный признак давления в МС, меры ее закрытости и глубины образования кварцевых жил . . . . . 32
1.5. Пределы вариаций состава и физических свойств жильного кварца как типоморфные признаки условий его образования и рудоносности . . . . . 43
1.5.1. Типохимизм . . . . . 43
1.5.1.1. Закономерности распределения основных и примесных компонентов в последовательно образованных частях существенно кварцевых жил . . . . . 44
1.5.1.2. Изменение концентраций примесей в жильном кварце с глубиной . . . . . 49
1.5.1.3. Пределы вариаций содержаний элементов-примесей в жильном кварце как критерии геохимической специализации и рудоносности . . . . . 56
1.5.2. Типоморфизм физических свойств . . . . . 67
1.5.2.1. Электрические свойства . . . . . 67
1.5.2.2. ИК-спектры . . . . . 69
1.5.2.3. Параметры $\alpha - \beta$ –переходов в кварце как типоморфные признаки . . . . . 71
1.5.2.4. Параметры термолюминесценции как типоморфные признаки . . . . . 73
1.5.3. Типоморфные признаки состава и свойств жильного кварца как критерии условий образования и рудоносности . . 79
2. Пределы вариаций физико-химических характеристик условий образования жильного кварца и кварцевых жил . . . . . 80
2.1. Жильный кварц как продукт эволюции высококонцентрированных флюидов . . . . . 80

2.2. О геохимической специализации как типоморфном признаке источника жилообразующего вещества . . . . . 91
2.3. О некоторых морфоструктурных особенностях кварцевых жил и возможном механизме заполнения жильного пространства . . . 92
2.4. Ритмичное строение кварцевых жил. Триада как элемент рудоносной кварцевой жилы . . . . . 93
2.5. О взаимосвязи латеральной и вертикальной зональности . . . 97
2.6. О причинах и процессе образования триад . . . . . 98
2.7. Об эволюционной самоорганизации при образовании кварцевых жил . . . . . 104
3. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудоносности и формационной принадлежности кварцевых жил . . . . . 108
3.1. Общие замечания . . . . . 108
3.2. Типохимические признаки и критерии геохимической специализации кварцевых жил и жильных зон на примере золоторудных и переходных к ним формаций . . . . . 109
3.2.1. Критерии принадлежности объекта к золоторудной формации . . . . . 109
3.2.2. Критерии принадлежности жильного кварца к объекту определенного минерального типа рудной формации . . . . 114
3.3. Критерии глубинности . . . . . 116
3.4. Критерии уровня эрозионного среза . . . . . 121
4. Научно-методические основы минералого-геохимической методики и технологии рудноформационной типизации поисков и оценки кварцевых жил . . . . . 124
4.1. Теоретическое обоснование . . . . . 124
4.2. Основные принципы новой технологии поисков и оценки . . 126
4.3. Способ определения первоочередного объекта для организации детальных поисков и разведочных работ . . . . . 127
Заключение . . . . . 129
Основные публикации по теме диссертации . . . . . 130
Список сокращений и обозначений . . . . . 136

Технический редактор Н.С.Балуев

Подписано к печати 17. 12. 97
Бумага 60×84/16. Печ. 6.2. Уч.-изд. 1.8.
Тир. 120. Зак. 100

Чита 90, ул. Бутина, 26,
ИИЦ ЧИПР СО РАН