

И. В. КОНОВАЛОВ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗОЛОТОРУДНОЙ
МЕТАМОРФОГЕННО-
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

И. В. КОНОВАЛОВ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗОЛОТОРУДНОЙ
МЕТАМОРФОГЕННО-
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук *Н. В. Вилор*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



4309

УДК 553,061,17 + 553,24 + 553,411,071 + 548,0: 531,7

К о н о в а л о в И. В. Условья образования золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации (Восточная Сибирь).— Новосибирск: Наука, 1985.

В монографии рассмотрены состав и последовательность образования минеральных ассоциаций, окolorудные изменения вмещающих пород и миграция петрогенных компонентов и золота, динамика формирования состава минералообразующих растворов, влияние процессов метаморфизма на состав и структурные особенности минералов, температурная зональность кварцево-жильных полей и вопросы генезиса золоторудных проявлений в черносланцевых толщах. Выделены два этапа метаморфогенно-гидротермального минералообразования: ранне- и позднеметаморфогенный.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся изучением золоторудных проявлений метаморфогенно-гидротермального типа.

Рецензенты *В. Г. Гладков, В. М. Гирс, А. А. Белоголовкин*

1904020000—738
К 042(02)—85 135—85—I

© Издательство «Наука», 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выявление генезиса золоторудных проявлений в черносланцевых толщах в большей мере будет зависеть от более пристального внимания к решению вопросов об источниках золота, интенсивности проявления тектонометаморфических процессов, последовательности развития этапов метаморфогенно-деформационных циклов и сопутствующих им метаморфогенно-гидротермальных минеральных ассоциаций.

Работа основывается на материалах пятилетних исследований автора (1976—1980 гг.), проведенных главным образом на территории Байкало-Патомского нагорья и частично в Забайкалье и Приамурье. Наряду с изучением состава и последовательности образования золоторудных метаморфогенно-гидротермальных минеральных ассоциаций в черносланцевых толщах и сопровождающих их околорудных изменений рассматриваются влияние процессов метаморфизма на состав минералообразующих растворов, состав и структурные особенности минералов. Подчеркивается широкое использование методов термобарогеохимии, позволившее выявить некоторые физико-химические особенности условий образования золоторудных проявлений и заметить разбраковку кварцево-жильных полей на рудные и безрудные.

В обсуждении работы принимали участие В. М. Макагон, Ф. В. Кузнецова, Н. В. Вилор, Ю. В. Комаров. Автор выражает им горячую благодарность и признательность.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геологическое строение Байкало-Патомского нагорья, являющегося составной частью обширной территории Байкальской горной области, рассматривалось многими исследователями. С переменным успехом развивались две точки зрения, одна из которых базировалась на концепции о докембрийском «древнем темени Азии» (И. Д. Черский, Э. Зюсс, В. А. Обручев), другая — на представлении о каледонском геосинклинальном развитии региона (Де Лоне, М. М. Тетяев, А. А. Борисяк). Н. С. Шатский [1963] как бы сгладил противоречия этих двух концепций и указал на более позднее время завершения байкальской складчатости по сравнению с первой точкой зрения и на более раннее — по сравнению с другой. Он считал, что геосинклинальное развитие региона закончилось к началу верхнего кембрия. Л. И. Салоп [1967] увеличил байкальский этап развития региона до 2 млрд. лет, включив весь протерозой и кембрий.

В настоящее время многие считают, что верхний возрастной предел байкальской складчатости находится между верхним докембрием и нижним кембрием [Павловский, 1960; Клитин и др., 1970; Беличенко, 1977; Хренов, 1981].

Ниже кратко рассматриваются процессы осадконакопления и метаморфизма верхнепротерозойских отложений, которые, на наш взгляд, явились главными факторами формирования золоторудной минерализации Байкало-Патомского нагорья.

Верхнепротерозойские отложения Байкало-Патомского нагорья залегают на складчатом основании нижнего и среднего протерозоя и представляют миогеосинклинальные образования внешнего пояса Байкалид [Салоп, 1967].

В начале верхнего протерозоя (в балаганахское время) на рассматриваемой территории в Приленской и Жуинской зонах (по Л. И. Салоу) происходило образование кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов и конгломератов, реже глинистых сланцев и алевролитов. Накопление «углисто»-глинистого материала протекало в полуизолированном морском бассейне в условиях востойных вод в придонной части, судя по наличию углеродистого вещества и отчасти сульфидов в алевролитах и сланцах балаганской подсерии. В Мамско-Витимской зоне накапливались еще более тонкозернистые ритмично-слоистые толщи, сложенные але-

ролитами, пелитолитами и известняками. В Делюн-Уранской зоне формировались туфогенные песчаники и конгломераты, алевролиты, пелиты и известняки с одновременным излиянием основных и кислых лав.

В кадаликанское время в пределах Приленской, Жуинской и Мамско-Витимской зон формировалась карбонатно-терригенная толща, сложенная известняками, конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами и «углистыми» сланцами.

В бодайбинское время на территории главным образом Мамско-Витимской зоны накапливаются осадки бодайбинской подсерии, в основании которой находятся песчаники, «углисто»-кварцевые сланцы и алевролиты, выше залегают песчаники, иногда туфопесчаники, и алевролиты с прослоями кварц-серицит-хлоритовых, нередко углеродсодержащих, сланцев и известковистые песчаники.

Отложение углеродистого материала в период осадконакопления сопровождалось отложением сульфидов и, по-видимому, золота, имеющих устойчивую пространственную связь. Концентрация органического вещества и тяжелых металлов вообще характерна для ранних этапов развития геосинклиналей [Смирнов, 1982].

На территории Верхневитимского эвгеосинклинального пояса байкалид в течение почти всего верхнего протерозоя существовал обширный морской бассейн и происходило накопление карбонатно-терригенных осадков (с прослоями вулканогенных образований), представленных в пределах Катерской и Уакитской зон толщами карбонатов, перемежающихся с прослоями «углисто»-глинистых сланцев; в бодайбинское время в центральной части эвгеосинклинального пояса формировались полимиктовые песчаники, конгломераты и кислые вулканиты [Салоп, 1967].

Таким образом, процессы накопления черносланцевых отложений и проявления вулканогенной деятельности в период образования верхнепротерозойских отложений Байкало-Патомского нагорья могли оказать решающее влияние на первичное накопление золота осадочным и вулканогенно-осадочным путем.

Вопрос о возможности первичного накопления золота осадочным путем рассматривался в трудах многих исследователей [Нифонтов, 1957; Домарев, 1967; Гапон, Гапеева, 1969; Коткин, 1969; Петров, 1974; Поликарпочкин и др., 1969, 1977; Злобин и др., 1979].

Источником золота, поступавшим в морской бассейн в верхнепротерозойское время на площади Байкало-Патомского нагорья и сопредельных территорий, по-видимому, явились главным образом продукты разрушения Байкало-Витимского поднятия, сложенного вулканогенно-осадочными толщами нижнего протерозоя [Салоп, 1967]. В северной части Байкало-Патомского нагорья золото могло поступать со стороны Нечеро-Тонодского поднятия [Виколова и др., 1977]. Благоприятные условия для накопления золота существовали только в тех бассейнах, где одновременно накапливались углеродистое вещество и сульфиды, т. е. в условиях

восстановительного режима придонных вод. Такая обстановка могла быть на территории Мамско-Витимской зоны в валюхтинское и анангское (догалдынское) время. Менее благоприятные условия были в пределах Приленской и Прибайкальской зон. Однако и здесь на отдельных участках в «углистых» сланцах байкальской серии, возможно, накапливалось некоторое количество золота, при последующем перетолжении концентрирующееся в виде рудопроявлений. В Делюн-Уранской зоне в это время существовал относительно более глубоководный морской бассейн и происходило интенсивное излияние лав основного состава. Вулканогенные образования и подводные эксгаляции могли быть источником золота как для Делюн-Уранской, так и для Мамско-Витимской зон. Проявление вулканизма в отложениях Мамско-Витимской зоны подтверждается наличием вулканомиктовых песчаников в породах бодайбинской подсерии, а также гидротермально-осадочных (вулканогенных) образований в породах кадаликанской подсерии [Буряк, 1976].

На территории эвгеосинклинального пояса первичное накопление золота осадочным путем могло осуществляться в Катерской зоне. В остальных зонах эвгеосинклинали накопление карбонатного материала подавляло отложение «углистого» материала и, по-видимому, золота.

Таким образом, в валюхтинское и догалдынское время наиболее благоприятные условия для первичного накопления золота существовали на территории Мамско-Витимской зоны, менее благоприятные — на территории Приленской, Прибайкальской, Делюн-Уранской и Катерской зон.

Однако в условиях первичного накопления золота осадочным путем в морском бассейне, кроме прибрежных россыпей, почти никогда не возникают промышленные концентрации. Одним из главных факторов перераспределения золота в виде рудопроявлений и месторождений, как известно, являются процессы регионального метаморфизма [Судовиков, 1965; Домарев, 1967; Петровская, 1970; Белевцев, 1979; Буряк, 1964, 1975; Шило, Сидоров, 1978; Гавриленко, 1978; Сапрыкин, 1980; и др.]. Различные типы регионального метаморфизма могут создавать различную физико-химическую обстановку для миграции и концентрации золота и формирования отличающихся по составу и типам золоторудных минеральных ассоциаций.

Возможность существования двух типов метаморфизма впервые была рассмотрена в работах Х. Х. Рида [Read, 1952], который назвал метаморфизм погружения «орогеническим», а полизональный метаморфизм — «плутоническим». В. А. Николаев выделял соответственно «региональный» и «регионально-контактовый» метаморфизм. Идея о двух типах метаморфизма дальнейшее развитие получила в трудах В. Я. Хоревой [1966], предложившей называть «динамогеотермическим», а второго — «плутоническим»; для последнего характерны смена фаций на коротком

расстоянии и интенсивные процессы перераспределения вещества между зонами. В. А. Глебовицкий [1973] выделил соответственно «ранний однородный» и «зональный» метаморфизм. Ранний, по его мнению, охватывает значительную часть подвижной области, проявляется синхронно с появлением линейной изоклинальной складчатости и в позднем докембрии обычно не превышает зеленосланцевой ступени, зональный метаморфизм — более поздний. Его интенсивность увеличивается от зеленосланцевой до амфиболитовой фации по мере приближения к зонам глубинных разломов и гранитоидных куполов. Положение изоград метаморфизма конформно простиранию этих структур.

На территории Байкальской складчатой области разновременный метаморфизм и наличие нескольких этапов деформации отмечаются многими исследователями [Дембо, 1953; Шер, Кондратенко, 1962; Флаас, 1971; Синцов, 1974, 1980; Беличенко, 1977; Шаров и др., 1978]. Разновременный метаморфизм двух типов, сопровождавшийся соответствующими ранними и поздними метаморфогенно-гидротермальными образованиями, отмечался также и нами на площади Байкало-Патомского нагорья [Коновалов, 1978, 1981].

Золоторудные минеральные ассоциации метаморфогенно-гидротермального типа широко распространены на обширной территории Байкало-Патомского нагорья и в первую очередь в пределах Бодайбинского синклинория, сложенного верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными песчано-сланцевыми отложениями патомской серии. В допалеозойское время в его пределах была проявлена голоморфная складчатость, представленная линейными складками субширотного простирания [Шер, 1961; Клитин, Павлова, 1970]. Складкообразование сопровождалось проявлением однородного метаморфизма зеленосланцевой фации. В конце докембрия в период второго этапа деформации получил развитие полизональный метаморфизм, интенсивность которого увеличивалась от зеленосланцевой до амфиболитовой ступени по направлению к зонам глубинных разломов — Абчадского и Сьюлбанского. К этим зонам тяготеют синметаморфические гранитоиды мамско-оронского комплекса. Более поздние слабо перемещенные массивы тельмамского комплекса находятся в южной и юго-восточной частях синклинория [Салоп, 1967; Флаас, 1971; Велюславинский, 1972; Синцов, 1980]. В посторогенный этап произошло становление гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, также тяготеющих в основном к южной части синклинория. Большая часть рудопроявлений района относится к типу метаморфогенно-гидротермальных образований и расположена на площади распространения пород, метаморфизованных до серицит-хлоритовой, в меньшей мере биотит-хлоритовой, субфации зеленосланцевой фации метаморфизма [Буряк, 1964]. Золоторудная минерализация представлена прожилково-вкрапленным и кварцево-жилным типами оруденения.

Исследования температурной зональности, состава и последовательности образования метаморфогенно-гидротермальных ассоциаций, а также сопровождающих их околорудных изменений проводились главным образом на двух участках — в северо-восточной и юго-восточной частях Бодайбинского синклинория.

В северо-восточной части преобладают породы, представленные прибрежно-морскими и лагунно-заливными образованиями кадаликанской подсерии, выше залегают прибрежно-морские, лагунно-заливные и дельтовые отложения бодайбинской подсерии патомской серии. Породы смяты в линейные изоклинальные складки субширотного простирания, часто запрокинуты на юго-запад, и разбиты системой взбросо-надвигов, ориентированных согласно со складчатостью. Золоторудная минерализация представлена кварц-сульфидными прожилками и кварцевыми жилами. Минерализованные зоны, условно названные нами «Первая» и «Вторая», обычно приурочены к замковым участкам антиклинальных складок.

Зона «Первая» находится в пределах отложений, представленных тонкослоистыми темно-серыми «углистыми» кварц-серицитовыми сланцами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников серого цвета и мелкозернистыми известковистыми песчаниками и приурочена к замковой части антиклинальной складки [Попов и др., 1974; Шер и др., 1978]. Складка имеет четко выраженный линейный характер, сильно пережата в замке и запрокинута на юго-запад. Ее северное крыло погружается к северо-востоку под углом $10-30^\circ$, южное — под углом $30-45^\circ$ в том же направлении. Шарнир наклонен к западу под углом $5-12^\circ$. Ось антиклинали в пределах зоны изменяет направление с близширотного, характерного для складчатости района, на северо-западное (295°). Искривление оси усиливается дополнительной мелкой складчатостью, которая наиболее интенсивно проявляется во флексурных осложнениях антиклинали. Оси мелких складок, как и флексур, имеют северо-западное простирание.

Со стороны южного крыла антиклинальной складки проходит зона интенсивного рассланцевания и повышенной трещиноватости пород. Направление ее субпараллельное с осевой поверхностью складки, мощность $100-150$ м. Значительных перемещений по этой зоне не отмечается, но малоамплитудные (до $1-2$ м) подвижки фиксируются довольно часто.

Субмеридиональные тектонические нарушения наблюдаются в виде систем субпараллельных трещин мощностью $20-70$ см, образующих зоны дробления и рассланцевания пород. Для некоторых зон характерны смещения типа сбросо-сдвигов с амплитудой перемещения до 70 см. Эти нарушения не оказывают никакого влияния на локализацию оруденения и являются более молодыми по времени образования.

Широко проявлены кливаж, трещинная тектоника, будиная-структуры и мелкая складчатость. Трещины осевого или главного кливажа преобладают в пределах минерализованной зоны. Кли-

важ не только обусловил тонкоплитчатую отдельность пород, но и способствовал перестройке внутренней структуры песчаников и алевролитов вплоть до преобразования их в тектоносланцы. Слоевой кливаж проявлен только в участках переслаивания алевролитов и сланцев. Трещинная тектоника интенсивно развита в осевой части антиклинали. Выделяются две системы трещин — трещины скола, секущие под острыми углами слоистость и кливаж осевой плоскости, и трещины отрыва, имеющие крутые углы падения. Будинаж-структуры представлены главным образом будинированными прослоями песчаников мощностью до 0,5 м. Встречаются также будинированные прожилки, гнезда и линзы кварцпиритового состава. Мелкая складчатость приурочена к осевой части антиклинальной складки и особенно к участкам ее флексурных перегибов северо-западного простирания. Амплитуда и размах крыльев складок обычно не превышают 0,5 м.

Таким образом, в процессе формирования антиклинальной складки на отдельных ее участках происходило перекрытие площадей влияния различных структурных факторов — пережатость складки в замке, наличие зоны рассланцевания, флексурный перегиб и проявления кливажа, трещинной тектоники, будинажа и мелкой складчатости. Развитие структур способствовало интенсивному дроблению вмещающих пород в пределах замковой части складки, в результате чего возникали благоприятные условия для процессов циркуляции минерализованных растворов и проявления кварц-сульфидной золоторудной минерализации.

Морфология рудных выделений весьма разнообразна — прожилки, линзы, гнезда, вкрапленники и жилы. Они сложены главным образом кварцем и пиритом. Пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит и другие сульфиды составляют 2—3% общего объема рудных образований.

В пределах «Второй» минерализованной зоны распространены песчано-сланцевые отложения с прослоями известняков, смятые в изоклинальную антиклинальную складку субширотного простирания, запрокинутую на юго-запад. Азимут падения северного крыла 15° , угол падения 35° , южного — соответственно 17 и 50° . В ядре наблюдается складчатость более мелкого порядка, будинаж прослоев песчаников и кливаж осевой поверхности. Золоторудная минерализация представлена двумя типами — кварц-сульфидным и кварцево-жильным. Азимут падения кварцевых жил 20 и 220° , угол падения — соответственно 35 и 70° .

В юго-восточной части синклинория развиты морские, прибрежно-морские и лагунно-заливные отложения. Породы смяты в сильно сжатые килевидные складки субширотного простирания, запрокинутые на север (в южной части) и осложненные на крыльях складчатостью более мелкого порядка. Размах крыльев достигает 10 км, уменьшаясь к югу до 2—3 км. Тектонические нарушения представлены зонами взбросов субширотного простирания. Золоторудная минерализация отмечается только в кварцево-жильных полях. В пределах одного из кварцево-жильных полей,

приуроченного к песчано-сланцевым отложениям, выделяются два рудопроявления — восточное и западное.

На восточном рудопроявлении кварцевые жилы часто залегают согласно с напластованием вмещающих пород и располагаются нередко кулисно по отношению друг к другу. Морфология жил сложная, наблюдаются пальцевидные выклинивания, ветвления и удлиненные реликты вмещающих пород.

На западном рудопроявлении выявлено одно рудное тело, представленное кварцевой жилой, имеющей форму пологой седловидной залежки, приуроченной к полости отслоения и залегающей согласно с напластованием вмещающих пород. Последующие подвижки обусловили возникновение зеркал скольжения и зон дробления в жиле. Угол падения северо-восточного крыла жилы $15-20^\circ$, юго-восточного — $30-40^\circ$. Рудное тело погружается в северо-западном направлении под углом $18-20^\circ$. Жила сложена кварцем, содержащим реликты вмещающих пород и редкую вкрапленность пирита, галенита, сфалерита, блеклых руд и золота.

СОСТАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Изучением вещественного состава золоторудных проявлений Ленского района занимались многие исследователи [Обручев, 1907; Шер, Демченко, 1962; Буряк, 1964; Ленский золотоносный район..., 1971; Коновалов, 1969, 1972]. Новые данные полевых исследований и результаты изучения газово-жидких включений позволяют полнее осветить генетическую связь оруденения с процессами складкообразования и метаморфизма.

В пределах Бодайбинского синклиория рассматриваются две группы метаморфогенно-гидротермальных минеральных ассоциаций — ранне- и позднеметаморфогенные, а также группа постмагматических кварцевых жил.

Раннеметаморфогенные ассоциации представлены линзами и метакристами пирита и сопровождающими их оторочками давления, а также более поздними кварц-пиритовыми и пирит-кварцевыми прожилками и раннеметаморфогенными кварцевыми жилами (ранними и поздними), выделяемыми в Ленском районе впервые. Кварц-сульфидные линзы и прожилки и кварцевые жилы синхронны периоду проявления однородного метаморфизма и образования линейных и изоклинальных складок, о чем свидетельствует наличие параллельно-шестоватых структур второго рода в минеральных ассоциациях, обычно возникающих в условиях затрудненной кристаллизации минералов [Григорьев, Капитонов, 1953; Бетехтин, 1955; Бетехтин и др., 1958; Жабин, 1979]. Раннеметаморфогенные образования в последующем испы-

тали воздействие зонального метаморфизма, поэтому их не всегда достоверно можно определить за изоградой граната.

Позднеметаморфогенные минеральные ассоциации представлены позднеметаморфогенными кварцевыми жилами, формирующими кварцево-жильные поля, тяготеющие к узким зонам повышенной трещиноватости в замковых частях антиклинальных складок. Жилы выполняют трещины как субпараллельные осевым поверхностям складок, так и ориентированные под различными углами по отношению к ним. Они завершают период проявления зонального метаморфизма, изограды которого секут систему линейных складок предшествующего дислокационного этапа [Флаас, 1971].

Самыми поздними являются постмагматические кварцевые жилы, генетически связанные с палеозойскими (?) гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса.

В составе раннеметаморфогенных минеральных ассоциаций нами рассматриваются четыре разновидности кварц-сульфидных образований: линзы пирита, метакристы пирита, кварц-пиритовые и пирит-кварцевые прожилки, кварцевые жилы.

Линзы пирита представлены двумя типами, различающимися по составу и строению. Линзы первого типа содержат в виде примесей кварц, пирротин, карбонаты, серицит и углеродистое вещество. Размер их колеблется от 1 см до 1 м по удлинению; иногда они разобщены, но чаще образуют пластообразные залежи, в которых отдельные линзы тесно примыкают одна к другой. Величина зерен пирита колеблется от долей до 2 см в поперечнике, наибольшие размеры их наблюдаются с периферии линз в направлении сланцеватости, где кристаллы пирита имеют кварцевые оторочки давления (рис. 1, а). Газово-жидкие включения в оторочках встречаются редко, преобладают двухфазные включения, максимальная температура гомогенизации которых 420°C. Размер линз второго типа 10×20 см (см. рис. 1, б). Центральные участки их сложены крупнокристаллическим пиритом (1—5 мм в поперечнике), промежуточные оторочки, шириной около 1 см, — более мелкозернистым (0,5—1,0 мм), а внешние — еще более мелкозернистым (менее 0,5 мм). И те и другие линзы окружены кварцевыми оторочками давления и секутся кварц-пиритовыми, пирит-кварцевыми и кварцевыми прожилками (см. рис. 1, в).

Метакристы пирита (метакристы первой группы, по С. Д. Шеру, А. К. Кондратенко [1962]) широко распространены на площади Бодайбинского синклиория. Размер метакристов обычно колеблется в пределах 0,5—1,0 см, но иногда достигает 4 см в поперечнике; в направлении сланцеватости вмещающих пород они сопровождаются оторочками давления шириной от долей миллиметра до 1 см и более, сложенными шестоватыми кристаллами кварца, реже карбонатов (см. рис. 1, г). Часто метакристы содержат реликты вмещающих пород и скоплений мелкозернистого пирита, что свидетельствует о метасоматическом образовании и собирательной перекристаллизации в процессе диагенеза и метаморфизма. Метакристы секутся кварц-пиритовыми и кварцевыми

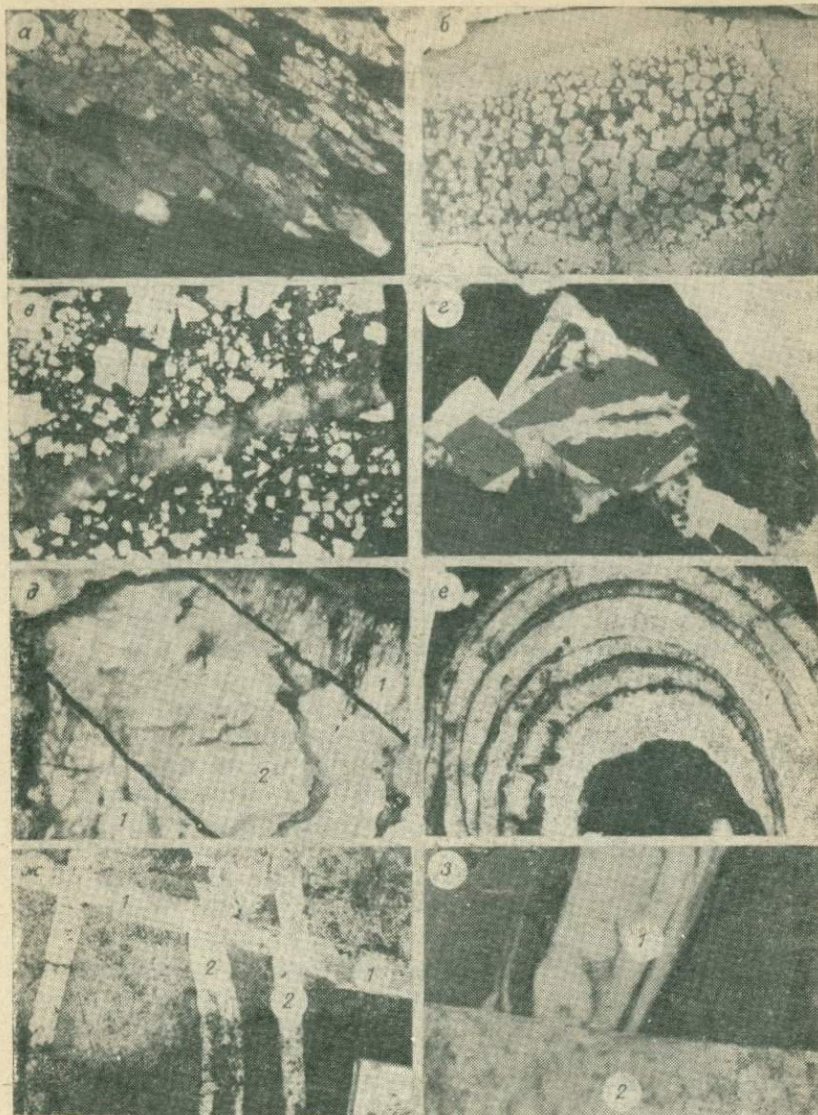


Рис. 1. Состав и последовательность образования минеральных ассоциаций (натур. вел.).

а — линзы пирита с оторочками давления; б — линзы пирита зонального строения; в — пересечение линзы пирита кварцевым прожилком; г — оторочки давления у метакристов пирита; д — раннеметаморфогенные прожилки, пересечение раннего прожилка (1) поздним (2); е — система раннеметаморфогенных прожилков, смятых в складку; ж — пересечение раннеметаморфогенных жил (1) позднеметаморфогенными (2), ум. 4; з — пересечение позднеметаморфогенного прожилка (1) постмагматическим (2).

прожилками, на участках пересечения кварц прожилков содержит реликты метакристов и корродирует их зоны роста.

Более поздними являются матакристы пирита зонального строения. Они разобщены между собой или группируются в виде прожилковых выделений. Ядро метакристов, представленное пиритом кубической формы, окружается кварцевой оторочкой давления, которая совместно с ядром окружается оторочкой пирита более поздней генерации, а на нее снова нарастает оторочка кварцевого состава. Мощность более поздних оторочек увеличивается в направлении сланцеватости вмещающих пород, нередко они сливаются одна с другой и образуют прожилковые выделения. Матакристы подобного типа С. Д. Шер и А. К. Кондратенко [1962] относят к метакристам второй группы, а А. Е. Гапон [1969] — к пиритам сложного строения.

Кварц-пиритовые прожилки представлены пиритом (более 50%) в виде скоплений зернистых агрегатов и правильных кристаллов и кварцем, образующим оторочки давления гребенчатой структуры и выполняющим промежутки между скоплениями пирита. Прожилки извилистые, четковидные или прямолинейные.

Пирит-кварцевые прожилки сложены кварцем (более 50%), выполняющим призальбандовые или центральные участки прожилков, и пиритом мелко- или среднезернистой структуры. Прожилки извилистые и ветвистые, иногда они содержат реликты вмещающих пород. Газово-жидкие включения в кварце встречаются редко, обычно они двухфазные и вытянуты в направлении удлинения зерен кварца, коэффициент заполнения жидкой фазой (КЗ) 0,4—0,6. Кривые декрепитации имеют плавный «подъем» с 300°C. Количество импульсов на грамм пробы кварца (КИ)* в интервале нагрева 40—620° колеблется от 300 до 600. Наибольшие температуры гомогенизации 390—400°C.

Раннеметаморфогенные ранние кварцевые жилы имеют шестоватое строение, обычно залегают в прослоях песчаников, сложены главным образом кварцем среднезернистой структуры (см. рис. 1, *д*). В них хорошо развита параллельно-шестоватая текстура второго рода. Размер зерен 0,5×3,0 мм. Контакты прожилков с вмещающими породами резкие и слабоизвилистые, ориентированы они почти под прямыми углами к сланцеватости вмещающих пород.

Газово-жидкие включения в кварце обычно двухфазные, КЗ 0,8—0,6. В местах пересечения с более поздними жилами встречаются трехфазные включения с жидкой углекислотой. Форма включений большей частью вытянутая, по удлинению они ориентированы перпендикулярно к зальбандам прожилков, размер их колеблется от 1×2 до 10×25 мкм.

Изучение температурной зональности в поперечном сечении прожилков показало, что рост кристаллов кварца происходит в

* Коэффициент КИ показывает насыщенность кварцевых жил и прожилков газово-жидкими включениями.

направлении от стенок трещин к их центральным участкам (рис. 2, а). Более поздние прожилки занимают секущее положение по отношению к изолиниям температур начала кристаллизации кварца ранних прожилков (см. рис. 1, д, 2, б).

Количество импульсов колеблется от 511 до 605. Кривые декрепитации имеют вид слабоволнистых линий на интервале 150—500°C. Наибольшие температуры гомогенизации газовой-жидких включений достигают 380—400°C без поправок на давление и концентрацию растворов (табл. 1).

Раннеметаморфогенные поздние кварцевые жилы ориентированы обычно под углом к сланцеватости и секутся жилами поздне-метаморфогенного кварца (см. рис. 1, ж). Морфология их несложная: преобладают плитовидные тела, реже встречаются линзы. На участках развития мелкой складчатости они приобретают форму пегматитов (см. рис. 1, е). Жилы и прожилки часто содержат реликты вмещающих пород, незамещенные участки по удлинению ориентированы согласно зальбандам и располагаются субпараллельно друг другу, образуя полосчатые текстуры (см. рис. 1, е). Кварц серовато-белый, имеет параллельно-шестоватую текстуру второго рода (см. рис. 2, в).

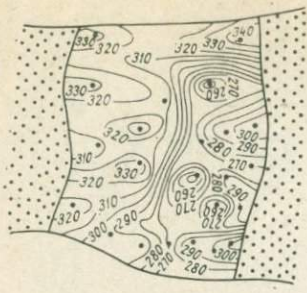
Газово-жидкие включения двухфазные, редко трехфазные с жидкой углекислотой; размер их от 1×5 до 2×10 мкм, сильно вытянуты, иногда деформированы. Большая часть включений ориентирована в одном направлении. КЗ 0,9—0,8, у уплощенных включений — 0,6.

Максимумы температур начала кристаллизации кварца располагаются сравнительно равномерно в поперечном сечении прожилков (см. рис. 2, в). Это связано, видимо, с постепенным заполнением приоткрывающегося пространства трещины, о чем свидетельствует параллельно-шестоватая текстура и частичное замещение реликтов вмещающих пород. Формирование жил протекало в условиях понижения температур, что подтверждается незначительными градиентами температур начала кристаллизации кварца от центра к периферии жил.

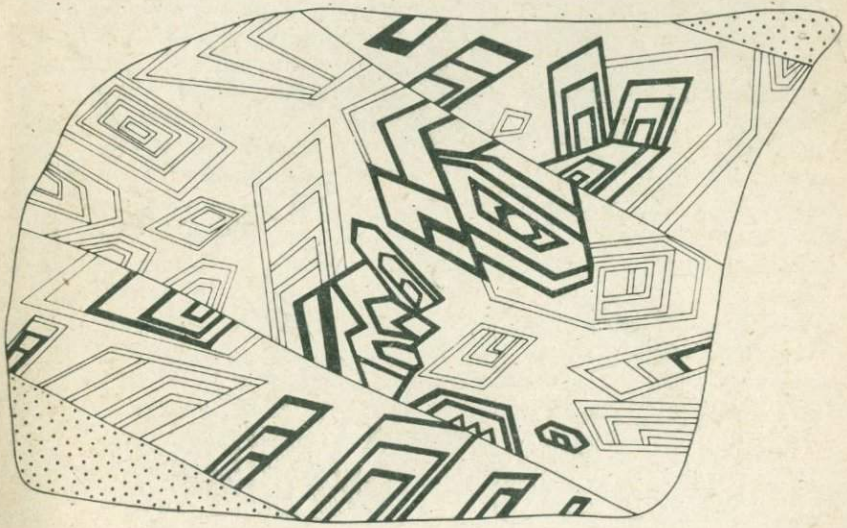
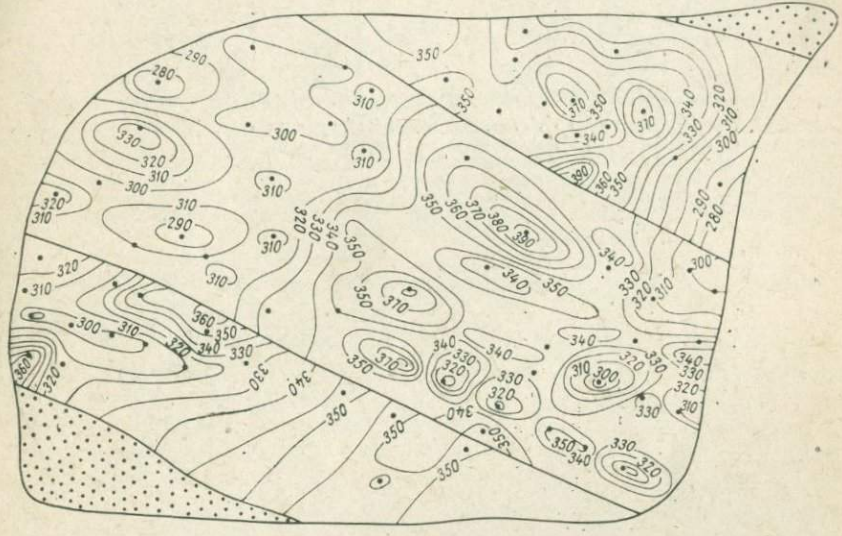
Кривые декрепитации образуют слабоволнистые, почти горизонтальные, линии без резких максимумов. Жилы и прожилки, тяготеющие к зонам разломов, подверглись дополнительным деформациям с последующим залечиванием трещин и появлением дополнительных газово-жидких включений по новым направлениям, так как КИ в обычных раннеметаморфогенных жилах колеблется в пределах от 300 до 500, а в гидротермально метаморфизованных — от 800 до 1000. Максимальные температуры гомогенизации газово-жидких включений 360—390°C.

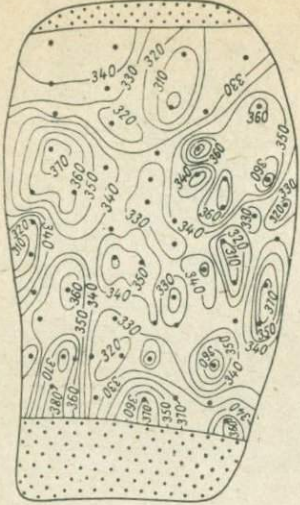
Позднеметаморфогенные кварцевые жилы наиболее распространены в пределах синклиория. Обычно они группируются в виде сильно вытянутых в плане жильных полей, тяготеющих к замковым участкам антиклинальных складок более мелкого порядка. Сложены главным образом молочно-белым кварцем с примесью карбонатов и сульфидов. Размер зерен кварца меняется от долей

a

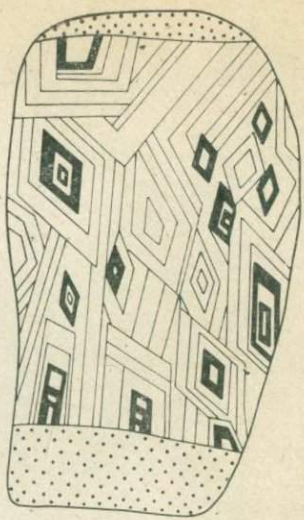


b

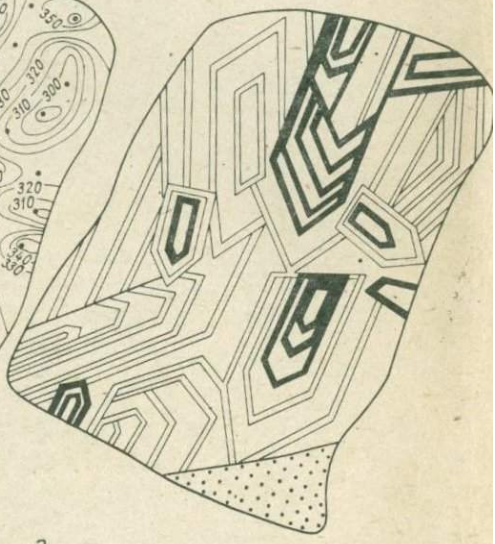
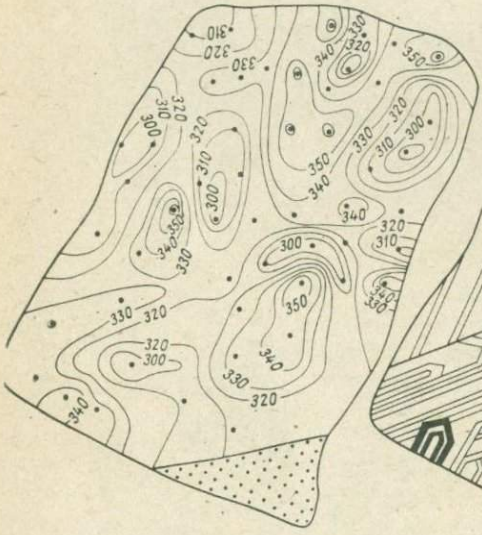




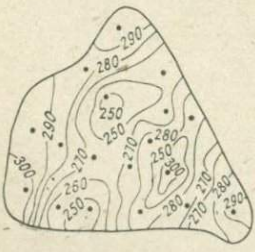
8



8



8



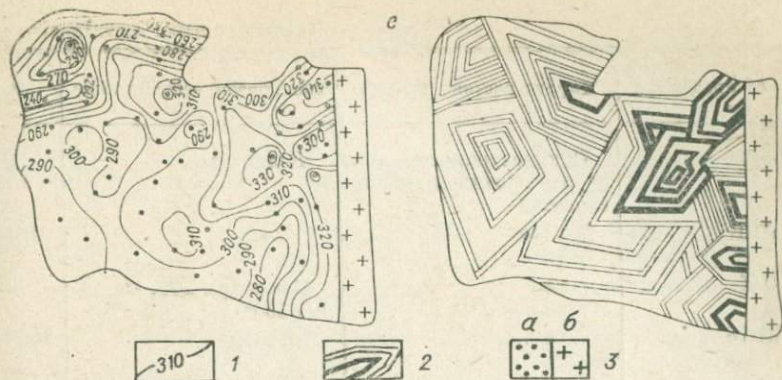


Рис. 2. Температурная зональность кварцевых жил и прожилков (натур. вел.).

1 — изотермы температур начала кристаллизации кварца и точки наблюдения температур гомогенизации; 2 — зоны роста кристаллов кварца и возможные направления смены их последовательности, залиты более высокотемпературные зоны; 3 — вмещающие породы (а — алевролиты, б — граниты). а — раннеметаморфогенный прожилок (ранний); б — раннеметаморфогенные прожилки, пересечение раннего прожилка поздним (см. рис. 1, б); в — раннеметаморфогенный прожилок (поздний); г, д — позднеметаморфогенные прожилки; е — постмагматический прожилок.

до нескольких сантиметров в поперечнике, текстура массивная, реже брекчиевидная и друзовая.

Газово-жидкие включения двухфазные, иногда трехфазные с жидкой углекислотой; размер их от долей до 4×8 мкм. Включения равномерно рассеяны в плоскости шлифа, намечается слабая ориентировка в одном направлении. КЗ 0,8—0,6, реже 0,4.

Температурное поле, изученное в плоскости сечения, проходящего вблизи друзовых пустот, показывает возможные направления роста кристаллов кварца по мере падения температуры минералообразующих растворов от 310 до 250°C (см. рис. 2, д). В других случаях наблюдаются более высокие температуры гомогенизации (см. рис. 2, з).

Кривые декрепитации позднеметаморфогенных кварцевых жил подразделяются на три типа: с четко выраженными максимумами в интервале 140—260°C, в интервале 200—240 и 420—540°C, в интервале 200—220 с «подъемом» кривой при 300°C. Последний тип кривых характерен для золотоносных кварцевых жил [Коновалов, 1977]. Максимальные температуры гомогенизации для кварцевых жил на площади зеленосланцевой фации метаморфизма 300—400°C, КИ 870—2500.

В зонах контактовых роговиков, сопровождающих пострудные гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, позднеметаморфогенные жилы превращаются в жилы гранулированного кварца. Кварц светло-серый, величина зерен колеблется от долей до $0,5 \times 1,0$ см. Газово-жидкие включения (до 3×30 мкм) большей частью вытянуты в одном направлении, намечается приуроченность их к границам зерен или к залеченным трещинкам, КЗ 0,9—0,8. На участках пересечения трещинок двух направлений наблюдаются включения сложной формы: в виде колесообразных трубо-

4309



Характеристика метаморфогенно-

№ пробы	Характеристика кварца	Тип кривой декрепитации	КИ
77-8-К	Среднезернистый, текстура параллельно-шестоватая	Волнистая	390
77-67-К	То же	»	315—650
77-9-К	»	Максимум 200, «подъем» 350°	750
КПА-78	»	Прямая	510—590
68-К-1	»	»	565—605
68-К-2	»	Слабоволнистая	514
72-191-1	»	»	300
ТН-6а-1	»	»	300
42-11-в-2	Крупнозернистый	Волнистая с «подъемом»	796
34-14-а	Мелкозернистый с друзовыми пустотами	То же	927
34-14-а-2	Среднезернистый, текстура параллельно-шестоватая	Максимум 180°	1035
42-11-в-3	Крупнозернистый	Максимум 240, 260°	1560
34-14-а-1	Мелкозернистый	Слабоволнистая с «подъемом»	432
72-191-2	»	Максимум 240°	870
34-14а-3	Крупнозернистый	Максимум 200, 400°	963
ТН-6-а-2	Среднезернистый	Слабоволнистая	918
77-12-К	Мелкозернистый	Максимум 240, 500°	1170
ТН-23-а	Среднезернистый, градулированный	Слабоволнистая	605
ТН-19-а	Друзы кварца	«Подъем» 140—480°	1125
ТН-20	Среднезернистый с молибденитом	»	1167

чек и крестов, КЗ 0,7. Довольно равномерно распределены включения в форме негативных кристаллов кварца размером до 10×15 мкм, КЗ 0,6. Кривые декрепитации имеют вид слабоволнистой линии с максимумами 200 и 440°С. Наибольшие температуры гомогенизации не превышают 360°С, КИ 600.

гидротермальных минеральных ассоциаций

Характеристика газовой-жидких включений	$T_{\text{гом}}^{\text{max}}$, °C	Тип минерализации	Примечание
Двухфазные	420	Раннеметаморфогенные образования	Оторочки давления у линз пирита
»	410	То же	Оторочки давления у метакристов пирита
»	400	»	Кварц-пиритовые прожилки
»	390	»	Ранние жилы и прожилки
»	380—400	»	То же
Двухфазные, реже трехфазные с CO ₂	390	»	Поздние жилы и прожилки
Двухфазные,	382	»	То же
»	385	»	»
Двухфазные, реже трехфазные с CO ₂	370	»	»
Двухфазные	370	»	»
»	369	»	»
Двухфазные, трехфазные с CO ₂	360	Позднеметаморфогенные образования	Жилы и прожилки
Двухфазные	400	То же	»
»	360	»	»
»	337	»	»
»	350	»	»
»	360	»	»
»	337	»	»
Двухфазные, трехфазные с CO ₂	349	Постметаморфогенные образования	Постмагматические кварцевые жилы
То же	363—460	То же	То же

Постмагматические кварцевые жилы распространены в пределах гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. Сложены они кварцем с примесью полевых шпатов и мусковита, содержат редкую вкрапленность молибденита и секут жилы позднеметаморфогенного кварца (см. рис. 13). Газово-жидкие включения

двухфазные, реже трехфазные с жидкой углекислотой, размер их колеблется от 3 до 40 мкм в поперечнике, КЗ 0,4—0,8 [Коновалов, 1975]. Кривые декрепитации имеют вид слабоволнистых линий с резким «подъемом» при температуре 140°C, КИ 800—1200. Наибольшие температуры гомогенизации достигают 460°C. Положение изолиний температур гомогенизации в плоскости сечения шлифа, ориентированной вкрест простирания кварцевых прожилков в призальбандовой части, позволяет полагать, что рост кристаллов кварца происходил от стенок трещин в сторону открытых полостей по мере падения температуры минералообразующих растворов (см. рис. 2, е).

Таким образом, на основе материала о последовательности формирования кварцевых и кварц-сульфидных жил и прожилков в Ленском районе можно выделить три этапа минералообразования: раннеметаморфогенный — линзы и метакристы пирита, кварц-сульфидные прожилки и раннеметаморфогенные кварцевые жилы; позднеметаморфогенный — позднеметаморфогенные кварцевые жилы, связанные с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса. Такая последовательность образования минеральных ассоциаций в районе поддерживается не всеми исследователями, хотя многими геологами выделяются несколько этапов минералообразования. Так, А. Е. Гапон [1969] приводит описание зональных метаморфогенных вкрапленников пирита, причем зона от зоны в них отделена кварцевой оторочкой давления, что явно указывает на сложную историю развития деформаций в районе. В. А. Буряк [1973] отмечает «раннеметаморфическую минерализацию» в виде магнезиальных карбонатов, сульфидов и редких кварцево-карбонатных прожилков. Более интенсивная и более поздняя кварц-сульфидная минерализация, приуроченная к зонам позднекладчатого расщепления, им относится к типу «метаморфогенно-гидротермального оруденения». С. Д. Шер рассматривает два типа кварцевых жил — допиритовые и послепиритовые. Допиритовые жилы метаморфизованы в зоне контактовых роговиков гранитных массивов. Приводится также описание двух типов метакристов пирита — более ранних, регионального распространения, и более поздних — локального [Шер, Демченко, 1962].

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Взаимосвязь метасоматических изменений вмещающих пород и процессов оруденения в Ленском районе рассматривалась в работах многих исследователей. Так, С. Д. Шер [1966] при изучении баланса движения компонентов в полимиктовых песчаниках, сопровождающих кварцевые жилы, отмечает вынос кремнезема

(до 400 кг на кубический метр измененной породы) и натрия и привнос углекислоты и калия. В. А. Буряк рассматривает зависимость состава кварцево-жильной минерализации от состава вмещающих пород, а также изменение характера околорудных процессов в зависимости от глубины среза «гидротермальной колонны» [Буряк, 1975; Буряк и др., 1966]. А. П. Шмотов [1977] указывает, что в зонах «дислокационно-гидротермального метаморфизма» происходит перераспределение и миграция кремнезема и других компонентов в трещины и полости отслоения.

Проводились также исследования баланса движения компонентов и околорудной метасоматической зональности, сопровождающей позднеметаморфогенные кварцевые жилы в измененных песчаниках [Коновалов, 1973]. Была установлена следующая зональность околорудно-измененных пород. Внешняя зона (граница проходит на удалении около 5 м от контактов жил) представляет исходные полимиктовые песчаники, сложенные кварцем, карбонатом (доломитом, сидеритом), плагиоклазом (андезином, альбитом), серицитом, хлоритом и в меньшей мере микроклином, пистацитом и роговой обманкой. Промежуточная зона (2—5 м от контактов жил) сложена кварцем, карбонатами и серицитом; доломит здесь корродируется пистомезитом, который, в свою очередь, сечется прожилковыми образованиями более позднего перетложенного крупночешуйчатого серицита. Внутренняя зона (0—2 м от контактов жил) по составу почти не отличается от предыдущей, но характеризуется более интенсивно проявленными процессами метасоматоза. Количество доломита постепенно уменьшается по мере приближения к контактам жил; пистомезит преобразуется в более крупные грубоизометричные выделения размером 3×4 мм, окруженные по периферии каемкой анкерита; серицит группируется в виде гнездовых выделений.

Далее приводятся результаты исследования околорудно-измененных пород, сопровождающих ранне- и позднеметаморфогенные кварцевые жилы и возникших в различных зонах метаморфизма — гранатовой, биотитовой и серицитовой.

Пробы на химический и спектрозолотометрический анализы отбирались непосредственно у контакта кварцевых жил и затем через каждые 0,5—1,0 м, вплоть до слабо измененных пород. Расчет баланса движения компонентов проводился по методу Н. И. Наковника [1958].

Как уже отмечалось (см. табл. 1), кварцевые жилы разделены на две одновременные группы — ранне- и позднеметаморфогенные, в пределах последней выделены две подгруппы (табл. 2) в зависимости от расположения жил в серицитовой и биотитовой зонах метаморфизма.

Из табл. 2 видно, что для всех выделенных групп и подгрупп общий баланс привноса — выноса компонентов в околорудно-измененных породах отрицательный; содержание золота в кварцевых жилах первой группы более низкое; баланс золота и кремнезема

Баланс движения компонентов в околорудно-

№ пробы	Кварцевые жилы			Вмещающие породы					
	Группа	КИ	Au (в усл. ед.)	Баланс, г/100 см ³					
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + +FeO	MgO	CaO	
77-98-К	I	450	1,2	+2,77	-1,55	+0,64	+0,14	+0,02	
77-103-К		262	3,4	+5,76	-15,7	+9,58	-0,83	+0,08	
77-139-К		505	0,9	-0,52	-4,4	-0,30	-0,11	-3,44	
77-165-К		595	0,3	-30,77	+5,55	+1,24	+2,72	+4,69	
			1,4	-22,76	-16,10	+11,16	+1,92	+1,35	
79-29-К	a	729	13	-14,15	+0,75	+1,67	-1,57	+4,04	
79-37-К		1182	7	-2,83	+0,99	-0,65	-0,09	+0,15	
77-92-К		825	1,4	+3,57	-5,22	+0,52	-0,32	-0,19	
77-170-К		830	1,5	+7,29	-0,92	-5,02	-2,03	-3,47	
77-175-К		1060	0,8	-1,57	-2,75	-1,07	-0,68	+1,19	
77-180-К		120	0,6	-7,40	+14,20	-24,36	-3,07	+10,56	
77-135-К		II	3,5		-4,09	+0,12	+0,28	+0,74	-2,52
			4,04		-19,18	+7,17	-28,63	-7,02	+9,76
77-126-К	б	1130	1,04	-76,12	-24,61	-10,89	+3,75	+65,59	
74-235-К		2200	7,9	-97,35	-7,72	+13,02	+38,13	+29,27	
74-235-К		2200	7,9	-59,53	-3,35	-0,14	+26,63	+22,21	
74-236-К		1416	0,3	-19,28	+0,08	+0,08	+0,37	+8,37	
74-134-К		1635	1,1	-4,06	-0,43	-0,43	+0,52	+0,57	
77-158-К		2470	0,6	+0,47	+2,89	+2,89	+18,34	-29,13	
77-161-К		1510	0,4	+10,81	+2,15	+2,15	+1,16	-13,53	
				2,8	-245,06	-30,99	+6,68	+88,9	+83,35

Примечание. I — раннеметаморфогенные жилы в серицитовой зоне метаморфобититовой.

отрицательный; баланс суммы щелочей отрицательный, за исключением серицитовой зоны второй группы, где более интенсивно проявлены процессы серицитизации и альбитизации; баланс воды отрицательный, а углекислоты — положительный; отмечаются вынос серы из околорудно-измененных пород, сопровождающих раннеметаморфогенные жилы, и привнос — у позднеметаморфогенных жил; наблюдается привнос железа, магния и кальция для кварцевых жил первой и второй групп, за исключением серицитовой зоны второй группы, где железо и магний выносятся.

Таким образом, ранне- и позднеметаморфогенные кварцевые жилы отличаются по величине КИ и содержанию Au (см. табл. 2), а также по химизму и интенсивности проявления процессов околорудных изменений. Важный критерий отличия — вынос серы из зоны околорудных изменений раннеметаморфогенных жил и привнос щелочей и кальция в измененные породы позднеметаморфогенных жил. Привнос щелочей можно объяснить заимствованием этих компонентов из более глубоких горизонтов биотитовой зоны, но именно интенсивное проявление щелочного метасоматоза (се-

измененных вмещающих породах

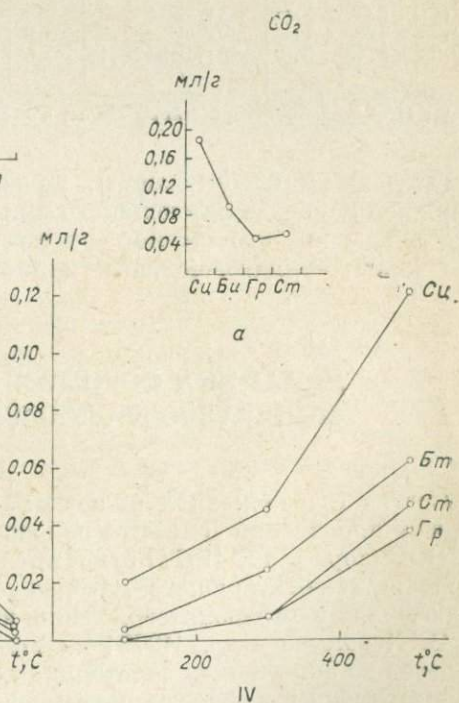
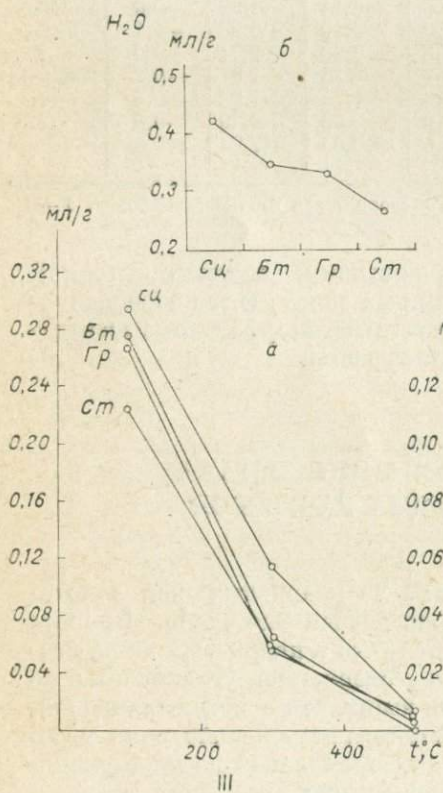
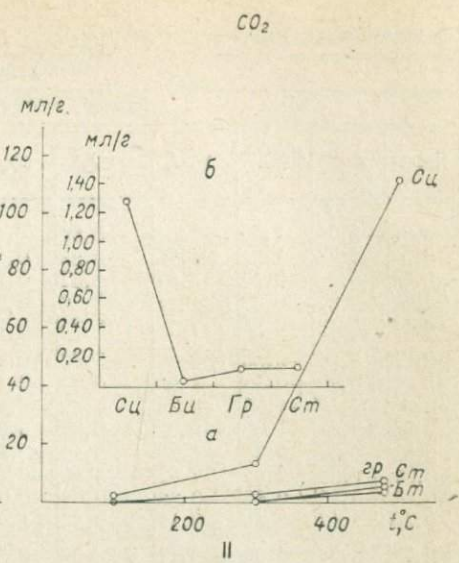
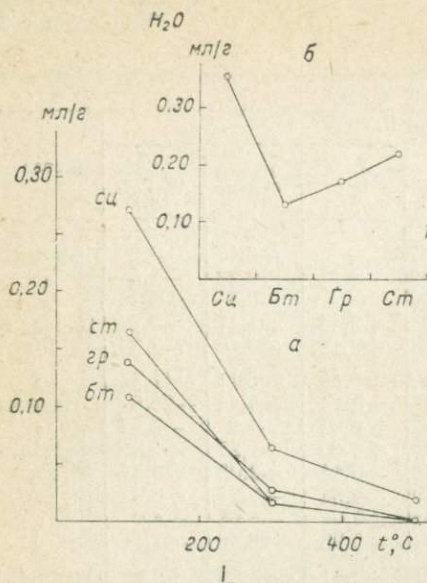
Вмещающие породы									Состав
Баланс, г/100 см ³									
Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+ K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	SO ₃	C _{орг}	Общий баланс	Au (в усл. ед.)	
-0,05	-2,00	-2,05	-7,51	+0,59	0,47	—	-9,47	-0,2	Сланцы
-0,03	-4,88	-4,91	+1,74	-0,32	+0,29	—	-9,22	-3,3	»
-0,33	+0,38	+0,05	-3,07	+2,42	-0,28	—	-9,6	+0,2	»
+0,30	+0,37	+0,67	+1,14	+12,56	+0,23	+0,13	-1,17	-0,1	Песчани-
-0,11	-6,13	-6,24	-7,7	+15,25	-0,23	+0,13	-29,46	-3,3	ки
+0,01	+0,84	+0,85	+0,40	+3,62	+0,80	-0,42	-3,16	-11,5	»
-0,01	+0,38	+0,38	-1,93	+0,04	-0,45	-0,72	-4,74	-26,5	Сланцы
-0,06	-1,17	-1,23	-0,28	-0,49	-0,02	-0,01	-4,9	-2,52	»
+0,52	+0,48	+1,00	-0,22	+0,23	+0,27	+0,60	-1,27	-1,84	Песчани-
+0,31	-0,07	+0,24	-1,28	+3,14	+0,59	-0,14	-2,03	+0,35	ки
+0,64	+1,38	+2,02	+2,82	+3,40	-0,10	-0,34	-0,25	+0,3	»
-0,16	+0,33	+0,18	+0,66	-0,08	-0,08	+0,08	-4,54	+4,0	»
+1,25	+2,17	+3,44	+0,17	+9,86	+1,01	-0,95	-20,95	-27,71	
+0,13	-6,39	-6,26	-13,11	+53,39	-0,85	-0,01	-15,38	+0,1	Сланцы
+0,93	-3,89	-2,66	+0,96	+44,88	+1,89	-6,14	+11,32	+0,6	Алевро-
-1,27	-1,41	-2,62	-3,62	+33,15	+0,06	-3,19	+6,92	-1,1	литы
-0,56	+0,02	-0,54	+1,04	+10,62	-0,65	-9,26	-9,71	+0,9	»
+0,01	-0,08	-0,08	-0,01	-3,52	-0,63	+0,23	-7,91	-0,2	Песчани-
+0,27	+1,48	+1,75	+1,09	-4,00	+0,62	+1,74	-1,59	-0,4	ки
+0,26	+0,85	+1,11	-0,06	-5,86	+0,09	-0,02	-0,89	-0,8	»
-0,23	-9,42	-9,3	-13,71	+128,16	+0,53	-16,65	-17,24	-0,8	

физма; II — позднеметаморфогенные жилы; а — серицитовая зона метаморфизма, б —

рицитизация и альбитизация), по-видимому, явилось основной причиной наиболее интенсивного выноса золота и его перераспределения из вмещающих пород в позднеметаморфогенные кварцевые жилы серицитовой зоны метаморфизма.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Состав газовой-жидких включений из кварцевых жил золоторудных проявлений Ленского района изучен еще слабо. В работе Н. В. Вилора и др. [1977] отмечается, что в кварцевых жилах севера Байкало-Патомского нагорья содержание углекислоты во включениях в амфиболитовой фации выше, чем в зеленосланцевой. В. В. Левицкий и др. [1979] подчеркивают усиление роли углекислоты во включениях золоторудных проявлений по мере уменьшения глубины образования кварцевых жил.



Нами изучался состав флюидной фазы главным образом в кварцевых жилах Байкало-Патомского нагорья в различных зонах метаморфизма — от серицитовой до ставролитовой, в кварц-сульфидных образованиях, а также в кварцевых жилах, связанных с посторогенными гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса. Определение состава флюидной фазы проводилось Л. К. Волковой по методике, разработанной в лаборатории экспериментальной петрологии Института земной коры [Летников, Шкарупа, 1977], с трехступенчатым забором анализируемого материала на интервалах нагрева проб 20—200, 200—400 и 400—600°C.

Было установлено, что наибольшее содержание воды в газожидких включениях в раннеметаморфогенных кварцевых жилах наблюдается в интервале нагрева проб до 200°C, меньше — в интервале 200—400°C и незначительное — в интервале 400—600°C (табл. 3; рис. 3). Такая закономерность характерна для всех кварцевых жил, находящихся соответственно в серицитовой, биотитовой, гранатовой и ставролитовой зонах (см. рис. 3, Ia). Общее валовое содержание воды в газожидких включениях в кварце в интервале нагрева 20—600°C наибольшее в серицитовой зоне, затем резко уменьшается в биотитовой и снова несколько увеличивается в гранатовой и ставролитовой зонах (см. рис. 3, Ib).

Содержание углекислоты, наоборот, увеличивается в более высокотемпературных газожидких включениях по сравнению с относительно низкотемпературными; особенно это свойственно кварцевым жилам серицитовой зоны (см. рис. 3, IIa). Валовое содержание углекислоты максимально в серицитовой зоне, минимально в биотитовой и незначительно увеличивается в гранатовой и ставролитовой зонах (см. рис. 3, IIб).

В позднеметаморфогенных кварцевых жилах сохраняется общая тенденция уменьшения воды по мере увеличения температурных интервалов определения состава и соответственно температур образования газожидких включений для всех зон метаморфизма (табл. 4; см. рис. 3, IIIa). Валовое содержание воды в кварцевых жилах в различных зонах метаморфизма уменьшается от серицитовой зоны к ставролитовой (см. рис. 3, IIIб).

Количество углекислоты увеличивается в более высокотемпературных газожидких включениях, это проявляется более отчетливо, чем для раннеметаморфогенных кварцевых жил (см. рис. 3, IVa). В то же время общее содержание углекислоты в кварце уменьшается от серицитовой зоны до гранатовой, а в ставролитовой остается почти на уровне гранатовой зоны (см. рис. 3, IVб).

Рис. 3. Изменение содержания воды и углекислоты в газожидких включениях в кварцевых жилах различных зон метаморфизма.

I—IV кварцевые жилы; I, II — раннеметаморфогенные, III, IV — позднеметаморфогенные. а — единичные графики содержания компонентов в различных зонах метаморфизма (Сц — серицитовая, Бт — биотитовая, Гр — гранатовая, Ст — ставролитовая зоны) в интервалах нагрева 20—200; 200—400; 400—600°C; б — обобщенные графики содержания компонентов в интервале нагрева 20—600°C.

Состав флюидной фазы газовой-жидких включений раннеметаморфогенных (I) и позднеметаморфогенных (II) кварцевых жил серицитовой зоны

Элемент	R								Интервал нагрева, °C	\bar{X}	S	$\pm \lambda$	Тип жил	Кол-во проб		
	CO ₂ ¹	H ₂ O ¹	N ₂ ²	CO ₂ ²	H ₂ O ²	N ₂ ³	CO ₂ ³	H ₂ O ³								
N ₂ ¹	-0,36	-0,13	0,69	-0,17	0,13	0,51	-0,11	-0,32	20—200	0,041	0,034	0,024	I	11		
CO ₂ ¹		-0,89	-0,91	0,80	-0,32	-0,20	0,48	-0,17		0,048	0,077	0,053				
H ₂ O ¹			-0,14	0,10	0,73	-0,22	-0,84	0,57	200—400	0,233	0,162	0,1				
N ₂ ²				-0,75	-0,13	0,85	-0,15	-0,31		0,058	0,066	0,041				
CO ₂ ²					-0,24	-0,16	0,43	-0,18	400—600	0,167	0,274	0,17				
H ₂ O ²						-0,18	-0,34	0,48		0,076	0,062	0,038				
N ₂ ³							-0,26	-0,48		1,473	2,51	1,55				
CO ₂ ³								-0,10		0,029	0,067	0,049				
H ₂ O ³									20—200	0,023	0,028	0,015			II	18
N ₂ ¹	0,65	0,41	0,57	-0,10	-0,92	0,80	-0,37	0,89	200—400	0,051	0,106	0,079				
CO ₂ ¹		0,69	0,81	0,86	0,23	-0,52	0,87	0,49		0,273	0,15	0,069				
H ₂ O ¹			0,49	0,27	0,37	0,51	0,31	0,70	200—400	0,059	0,055	0,027				
N ₂ ²				0,63	0,18	0,58	0,64	0,38		0,054	0,08	0,038				
CO ₂ ²					-0,16	-0,11	0,88	0,38	400—600	0,123	0,073	0,035				
H ₂ O ²						0,15	0,10	0,49		0,076	0,06	0,028				
N ₂ ³							-0,74	0,11		0,122	0,237	0,11				
CO ₂ ³								0,43		0,026	0,017	0,011				
H ₂ O ³																

Примечание. R — коэффициент корреляции; подчеркнуты: одной чертой — значимые коэффициенты при надежности 0,95, двумя — при надежности 0,99; \bar{X} — среднееарифметическое и S — среднеквадратическое отклонения; $\pm \lambda$ — доверительный интервал.

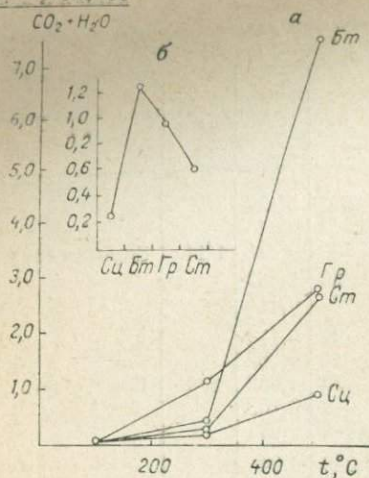
Состав флюидной фазы газовой-жидких включений кварцевых жил различных зон метаморфизма в интервале нагрева проб 20—600°C

Элемент	R				\bar{X}	S	$\pm\lambda$	Группа/п	Зона метаморфизма
	H ₂	CO	CO ₂	H ₂ O					
N ₂	-0,30	0,20	-0,09	-0,33	0,186	0,205	0,127	1/11	Серицитовая
H ₂		-0,10	-0,12	-0,04	0,093	0,062	0,05		
CO			0,82	-0,08	0,27	0,55	0,341		
CO ₂				-0,08	1,5	2,626	1,552		
H ₂ O					0,267	0,194	0,115		
N ₂	0,50	0,43	0,67	0,61	0,154	0,136	0,154	3/3	Гранатовая
H ₂		0,50	0,50	0,50	0,087	0,045	0,062		
CO			0,45	0,18	0,049	0,034	0,038		
CO ₂				0,60	0,105	0,091	0,103		
H ₂ O					0,171	0,061	0,07		
N ₂	-0,67	0,42	-0,77	-0,16	0,078	0,046	0,04	4/5	Ставролитовая
H ₂		-0,37	0,67	0,33	0,092	0,036	0,06		
CO			-0,42	-0,38	0,036	0,016	0,014		
CO ₂				0,32	0,066	0,056	0,049		
H ₂ O					0,155	0,131	0,115		
N ₂	-0,29	-0,86	0,90	0,31	0,256	0,52	0,24	5/18	Серицитовая
H ₂		0,11	-0,12	-0,12	0,077	0,022	0,016		
CO			0,46	-0,19	0,019	0,009	0,004		
CO ₂				0,24	0,188	0,381	0,176		
H ₂ O					0,424	0,22	0,102		
N ₂	0,28	-0,22	-0,53	0,24	0,099	0,022	0,022	7/4	Гранатовая
H ₂		-0,63	-0,24	-0,42	0,049	0,047	0,047		
CO			-0,25	-0,35	0,026	0,009	0,009		
CO ₂				0,66	0,046	0,047	0,046		
H ₂ O					0,336	0,293	0,287		
N ₂	-0,32	0,95	-0,70	0,26	0,044	0,051	0,049	8/4	Ставролитовая
H ₂		0,50	0,29	0,63	0,094	0,056	0,063		
CO			-0,88	0,15	0,047	0,024	0,024		
CO ₂				-0,27	0,057	0,038	0,037		
H ₂ O					0,263	0,123	0,121		

Примечание. 1, 3, 4 — группы ранне- и 5, 7, 8 — позднеметаморфогенных кварцевых жил различных зон метаморфизма; R — коэффициент корреляции; \bar{X} — среднее арифметическое и S — среднеквадратическое отклонения; $\pm\lambda$ — доверительный интервал; n — количество проб. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции.

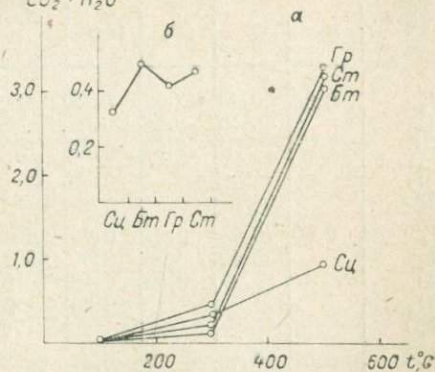
Величина отношения восстановленных газов к окисленным возрастает по мере увеличения температуры образования газовой-жидких включений в ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жилах (рис. 4, Ia, IIa). Однако отношения валовых содержаний восстановленных газов к окисленным в кварцевых жилах различных зон метаморфизма отличаются для ранне- и позднеметаморфогенных жил. Так, на рис. 4, Ib видно, что состав флюидной фазы зоны биотита значительно более восстановленный по сравнению с зоной серицита и граната; на рис. 4, IIb величины отношений остаются почти на одном уровне.

$$\frac{N_2 + H_2 + CH_4 + CO}{CO_2 + H_2O}$$

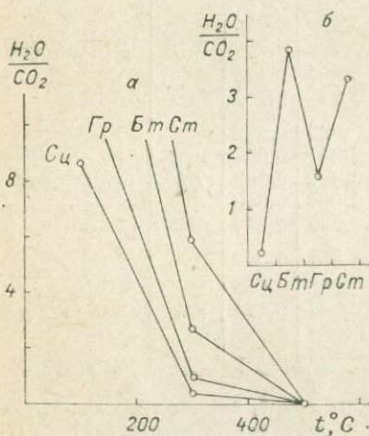


I

$$\frac{N_2 + H_2 + CH_4 + CO}{CO_2 + H_2O}$$

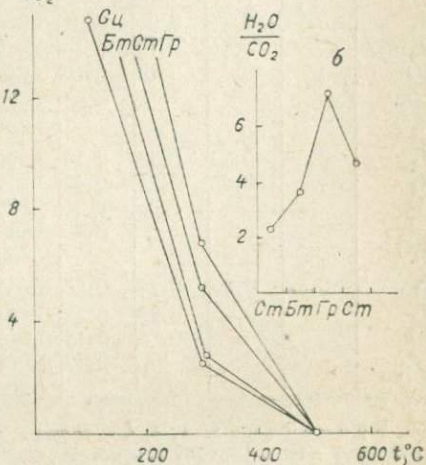


II



III

$$\frac{H_2O}{CO_2}$$



IV

Рис. 4. Изменение состава флюидной фазы газожидких включений в кварцевых жилах различных зон метаморфизма.

I—IV — кварцевые жилы: I, III — раннеметаморфогенные, II, IV — позднеметаморфогенные. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

Отношение H_2O/CO_2 уменьшается в высокотемпературных газожидких включениях в кварце ранне- и позднеметаморфогенных жил, но отношения валового содержания воды и углекислоты неодинаковы для различных типов кварцевых жил (см. рис. 4, IIIб, IV).

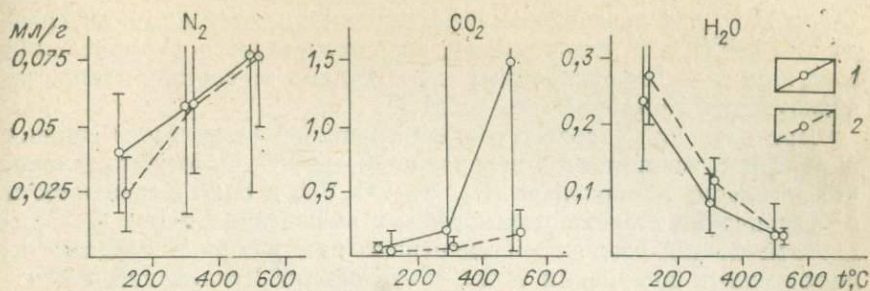


Рис. 5. Изменение флюидного состава газожидких включений ранне- (1) и позднеметаморфогенных (2) кварцевых жил серицитовой зоны в интервале нагрева 20—200; 200—400 и 400—600°C.

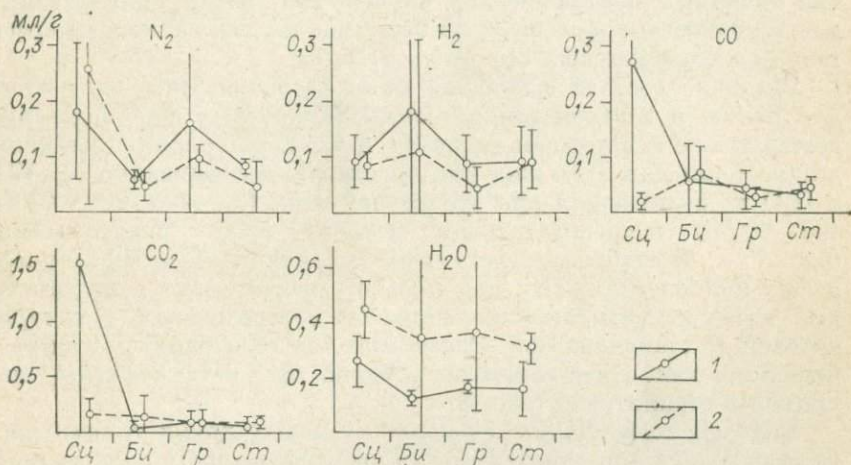


Рис. 6. Изменение флюидного состава газожидких включений ранне- (1) и позднеметаморфогенных (2) кварцевых жил в различных зонах метаморфизма в интервале нагрева 20—600°C.

Расчеты на БЭСМ-6 по программе «Статистика» показали статистически значимые различия состава флюидной фазы газожидких включений для ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил, расположенных как в одинаковых, так и в разных зонах метаморфизма.

Было установлено, что состав флюидной фазы для ранне- и позднеметаморфогенных жил серицитовой зоны меняется в зависимости от температуры образования газожидких включений. Количество азота и углекислоты увеличивается от низкотемпературных включений к более высокотемпературным, количество воды, наоборот, уменьшается (рис. 5). Различия двух типов жил, кроме увеличения углекислоты в раннеметаморфогенных жилах в интервале 400—600°C, подчеркивается также наличием более значимых коэффициентов корреляции между компонентами (N₂,

CO_2 и H_2O) для позднеметаморфогенных жил, особенно в интервале $20-200^\circ\text{C}$, что, по-видимому, свидетельствует о формировании этих жил из более однородных и устойчивых по составу минералообразующих растворов (см. табл. 3).

При изучении валового состава флюидной фазы газовой-жидких включений, возникших в интервале $20-600^\circ\text{C}$, было установлено, что поведение компонентов (N_2 , H_2 , CO , CO_2 и H_2O) в зависимости от увеличения степени метаморфизма вмещающих пород от серицитовой до амфиболитовой однотипно для ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил; значительные отклонения наблюдаются только для CO_2 и CO в зоне серицита (рис. 6). Тем не менее количественные соотношения компонентов почти во всех зонах метаморфизма различны, иногда эти различия значимые, особенно для H_2O . Отличительная особенность состава включений — наличие значимых коэффициентов корреляции между компонентами для позднеметаморфогенных и отсутствие их для раннеметаморфогенных кварцевых жил (см. табл. 4).

Различие состава флюидной фазы газовой-жидких включений для ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил подтверждается также кластерным анализом *R*-типа. Выявляются два вида дендрограмм для этих жил при определении содержания N_2 , CO_2 и H_2O во включениях при трехступенчатом ($20-200$, $200-400$ и $400-600^\circ\text{C}$) последовательном нагреве проб. Дендрограммы (рис. 7, *a*, *b*) отображают сложную корреляционную зависимость между компонентами (N_2 , CO_2 и H_2O) для кварцевых жил различных типов и учитывают их положение во всех зонах — от серицитовой до ставролитовой. Различаются дендрограммы и для разнотипных жил, расположенных в одной зоне метаморфизма; например в серицитовой (рис. 8, *a*, *b*).

Большая информация о различиях между двумя типами жил была получена при определении валового флюидного состава газовой-жидких включений в интервале нагрева проб от 20 до 600°C . Отмечается отсутствие корреляционной связи между водой и углекислотой для раннеметаморфогенных жил и наличие этой связи для позднеметаморфогенных (рис. 9, *a*, *z*). Уровень отрицательной связи между H_2O и CO_2 по мере увеличения степени метаморфизма от серицитовой зоны к ставролитовой для раннеметаморфогенных жил увеличивается значительнее, чем для позднеметаморфогенных. Наличие отрицательной связи между восстановленными (H_2 и CO) и окисленными (CO_2 и H_2O) компонентами для позднеметаморфогенных жил прослеживается более отчетливо.

Изучение анионно-катионного состава газовой-жидких включений кварц-сульфидных и кварцево-жильных минеральных ассоциаций только начинается. Для одного из проявлений Л. П. Видулова и др. [1977] отмечают, что минералообразующие растворы на рудном горизонте были натриево-гидрокарбонатно-калиевыми с кальцием и магнием, на подрудном — гидрокарбонатно-кальций-натриевыми с магнием; в целом натрий преобладает над калием, а кальций — над магнием.

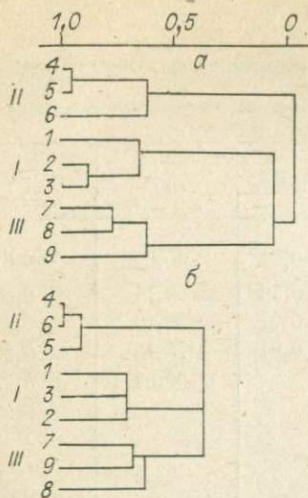


Рис. 7. Различие усредненного флюидного состава газовой-жидких включений ранне- (а, 21 проба) и позднеметаморфогенных (б, 28 проб) кварцевых жил от серицитовой до ставролитовой зон метаморфизма.

1—9 — центры групп средних содержаний в газовой-жидких включениях: 1, 4, 7 — N_2 , 2, 5, 8 — CO_2 , 3, 6, 9 — H_2O . Температура нагрева: I — 20—200, II — 200—400, III — 400—600°C.

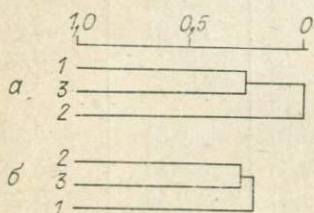


Рис. 8. Различие флюидного состава газовой-жидких включений ранне- (а) и позднеметаморфогенных (б) кварцевых жил серицитовой зоны в интервале нагрева проб 20—200°C.

1—3 — центры групп средних содержаний: 1 — N_2 , 2 — CO_2 , 3 — H_2O .

5), а также из постмагматических жил, сопровождающих Константиновский массив (табл. 6).

Растворы в газовой-жидких включениях всех отмеченных выше минеральных ассоциаций преимущественно бикарбонатные. Сумма щелочей почти во всех зонах метаморфизма для раннеметаморфо-

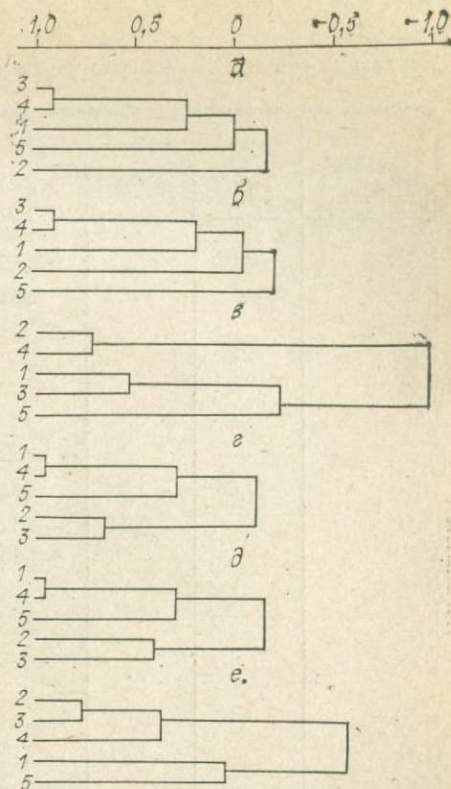


Рис. 9. Различие валового флюидного состава газовой-жидких включений раннеметаморфогенных (а — все зоны метаморфизма, б — серицитовая, в — ставролитовая) и позднеметаморфогенных (г — все зоны, д — серицитовая, е — ставролитовая) кварцевых жил в интервале нагрева проб 20—600°C.

1—5 — центры групп средних содержаний: 1 — N_2 , 2 — H_2 , 3 — CO , 4 — CO_2 , 5 — H_2O .

Нами получены новые данные по результатам изучения состава газовой-жидких включений из кварцевых жил различных зон метаморфизма и частично из кварц-сульфидных образований некоторых рудопроявлений (табл.

Изменение анионно-катионного состава газово-жидких включений раннеме (2—5

Элемент	R					
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	F ⁻
HCO ₃ ⁻	-0,62	-0,59	-0,58	-0,69	-0,55	-0,61
Ca ²⁺		0,20	0,24	0,58	0,74	0,50
Mg ²⁺			-0,31	-0,21	0,16	-0,36
Na ⁺				0,61	0,15	0,60
K ⁺					0,54	0,73
Cl ⁻						0,48
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	-0,66	-0,66	0,64	-0,66	-0,65	-0,60
Ca ²⁺		0,64	-0,62	-0,67	0,63	0,63
Mg ²⁺			-0,66	-0,64	0,67	0,54
Na ⁺				0,61	-0,67	-0,50
K ⁺					-0,63	-0,63
Cl ⁻						0,53
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,48	0,66	-0,66	-0,63	-0,64	0,40
Ca ²⁺		0,44	-0,42	-0,60	0,32	-0,79
Mg ²⁺			-0,67	-0,61	0,65	0,45
Na ⁺				0,60	-0,66	-0,47
K ⁺					-0,54	-0,21
Cl ⁻						0,54
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	-0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Ca ²⁺		-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	-0,50
Mg ²⁺			0,50	0,50	0,50	0,50
Na ⁺				0,50	0,50	0,50
K ⁺					0,50	0,50
Cl ⁻						0,50
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,40	-0,64	-0,67	-0,54	-0,63	-0,56
Ca ²⁺		-0,23	-0,40	-0,63	-0,21	-0,39
Mg ²⁺			0,64	0,41	0,67	0,64
Na ⁺				0,55	0,63	0,55
K ⁺					0,39	0,24
Cl ⁻						0,64
F ⁻						

Примечание. \bar{X} — среднее содержание компонентов по зонам (экв. %); коэффициент корреляции; n — количество проб.

Таблица 5

таморфогенных кварц-сульфидных прожилков (1 группа) и кварцевых жил (группы)

\bar{x}	s	$\pm \lambda$	Группа/п	Зона метаморфизма
56,48	7,26	7,11	1/4	Серицитовая
19,82	3,49	3,42		
7,49	4,72	4,62		
6,76	1,57	1,54		
6,49	1,36	1,33		
0,46	0,28	0,28		
0,42	0,19	0,18		
58,24	2,51	2,84	2/3	»
2,44	2,0	2,27		
5,73	3,74	4,23		
17,06	1,56	1,77		
11,99	3,18	3,59		
2,85	2,08	2,36		
1,09	0,165	0,19		
64,08	0,306	0,34	3/3	Биотитовая
1,44	1,323	1,50		
2,52	1,65	1,87		
16,95	3,23	3,65		
11,9	0,89	1,0		
1,57	1,05	1,19		
1,09	0,23	0,27		
62,49	25,39	3,52	4/2	Гранатовая
9,36	10,83	15,01		
3,54	0,007	0,01		
11,89	4,37	6,06		
10,94	4,92	6,82		
2,1	0,74	1,02		
1,21	0,42	0,58		
64,59	2,72	3,07	5/3	Ставролитовая
1,54	0,2	0,22		
3,32	0,35	0,39		
15,29	0,51	0,58		
11,97	0,27	0,3		
1,50	1,03	1,17		
1,22	0,35	0,4		

 s — среднеквадратическое отклонение; $\pm \lambda$ — доверительный интервал; R — коэф-

Изменение анионно-катионного состава газовой-жидких включений позднеме

Элемент	R					
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	F ⁻
HCO ₃ ⁻	-0,67	-0,23	-0,36	-0,25	0,38	-0,77
Ca ²⁺		0,28	-0,96	-0,26	-0,12	0,53
Mg ²⁺			-0,43	-0,37	-0,34	0,40
Na ⁺				0,78	-0,28	0,45
K ⁺					-0,36	0,34
Cl ⁻						-0,22
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,19	0,62	-0,60	0,34	0,66	0,30
Ca ²⁺		0,41	-0,45	-0,46	0,23	-0,49
Mg ²⁺			-0,66	0,10	0,64	0,60
Na ⁺				-0,45	-0,62	-0,84
K ⁺					0,29	0,67
Cl ⁻						0,25
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,37	0,23	-0,64	-0,42	0,39	-0,23
Ca ²⁺		0,73	-0,64	-0,66	0,64	0,48
Mg ²⁺			-0,56	-0,67	0,66	0,45
Na ⁺				0,67	-0,65	0,19
K ⁺					-0,75	-0,16
Cl ⁻						0,13
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,46	-0,25	-0,46	-0,53	-0,33	0,62
Ca ²⁺		0,27	-0,67	-0,76	0,20	0,61
Mg ²⁺			-0,27	0,57	0,66	0,14
Na ⁺				0,82	-0,19	-0,61
K ⁺					0,61	-0,34
Cl ⁻						-0,79
F ⁻						
HCO ₃ ⁻	0,50	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50
Ca ²⁺		-0,50	0,50	-0,50	-0,50	0,50
Mg ²⁺			-0,50	0,50	0,50	0,50
Na ⁺				-0,50	-0,50	-0,50
K ⁺					0,50	0,50
Cl ⁻						0,50
F ⁻						

Примечание. \bar{X} — среднее содержание компонентов по зонам; S — средние реляции; n — количество проб. Пробы отобраны под бинокляром, величина навески 34

таморфогенных (6—9 группы) и постмагматических (10 группа)
кварцевых жил

\bar{X}	S	$\pm\lambda$	Группа/п	Зона метаморфизма
58,34	8,31	6,16	6/7	Серицитовая
6,19	6,59	4,88		
4,36	3,35	2,48		
16,58	2,44	1,8		
10,82	3,69	2,73		
2,3	1,14	0,85		
1,34	0,72	0,53		
59,18	1,03	1,16	7/3	Биотитовая
2,98	3,07	3,47		
3,01	2,0	2,27		
18,95	5,63	6,37		
11,55	0,53	0,60		
2,77	0,61	0,69		
1,04	0,29	0,33		
62,8	2,44	2,39	8/4	Гранатовая
0,97	0,53	0,52		
2,25	1,2	1,18		
18,09	3,59	3,52		
11,52	1,04	1,02		
2,52	1,93	1,69		
1,03	0,22	0,21		
57,99	3,39	3,83	9/3	Ставролитовая
1,42	1,12	1,26		
3,16	1,08	1,22		
20,23	3,09	3,5		
13,3	0,94	1,07		
1,68	0,69	0,79		
1,11	0,12	0,14		
63,82	2,23	3,09	10/2	Серицитовая
0,90	0,04	0,06		
1,22	0,4	0,56		
18,97	2,11	2,92		
11,3	0,88	1,23		
2,51	2,55	3,53		
1,23	0,61	0,84		

квадратическое отклонение; $\pm\lambda$ — доверительный интервал; R — коэффициент корр-
50 г. Анализы выполнены в ВостСибНИИГТнМСе, аналитик Г. С. Качельсон.

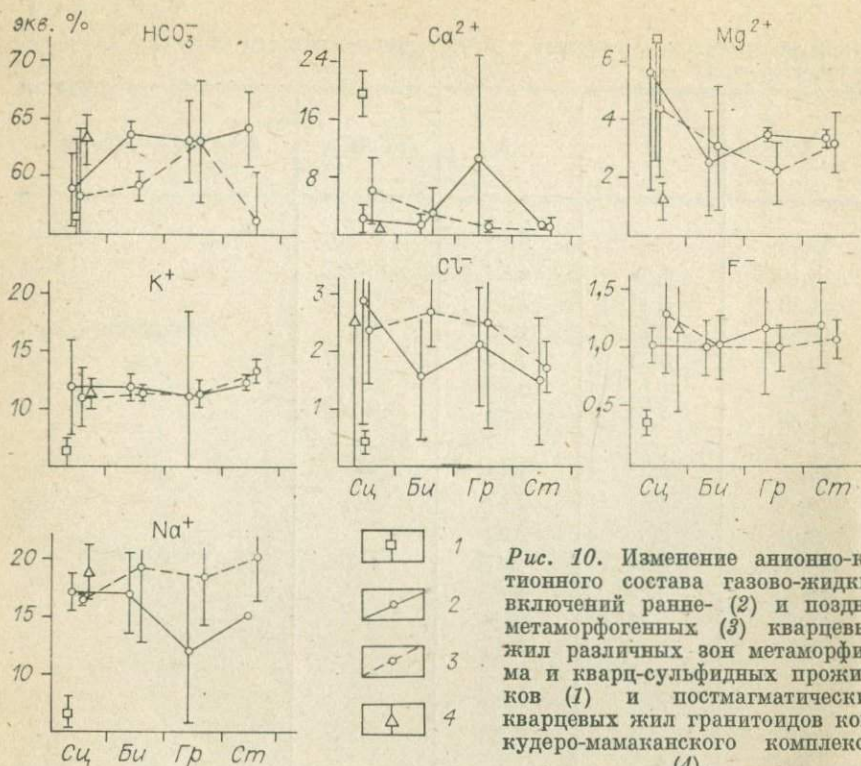


Рис. 10. Изменение анионно-катионного состава газовой-жидких включений ранне- (2) и поздне-метаморфогенных (3) кварцевых жил различных зон метаморфизма и кварц-сульфидных прожилков (1) и постмагматических кварцевых жил гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (4).

генных кварцевых жил меньше, чем для позднеметаморфогенных. Сумма щелочей во включениях постмагматических кварцевых жил больше, а для кварц-сульфидных образований меньше, чем для кварцевых жил серицитовой зоны. Величина суммы щелочей для раннеметаморфогенных жил уменьшается от серицитовой зоны до гранатовой включительно, а в ставролитовой снова поднимается до уровня биотитовой зоны. Для позднеметаморфогенных жил сумма щелочей минимальна в серицитовой зоне, максимальна — в ставролитовой, промежуточное ее значение отмечается в биотитовой и гранатовой зонах.

Отчетливо выявляется неодинаковое поведение компонентов для ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил в разных зонах метаморфизма, особенно для HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ и Cl^- , в меньшей мере для Mg^{2+} , F^- и K^+ . В свою очередь, состав растворов во включениях кварц-сульфидных образований и постмагматических кварцевых жил отличается от состава растворов ранне- и позднеметаморфогенных жил серицитовой зоны метаморфизма (рис. 10, см. табл. 5, 6).

Кластерный анализ R-типа позволил выявить еще более существенные различия в характеристике анионно-катионного состава газовой-жидких включений рассматриваемых минеральных ас-

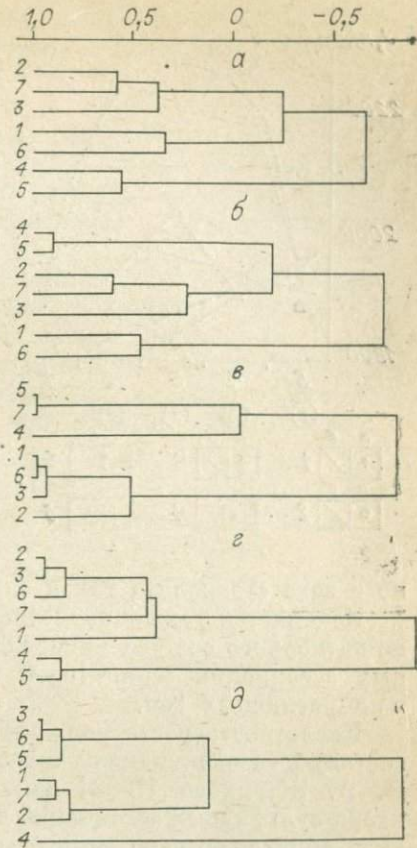
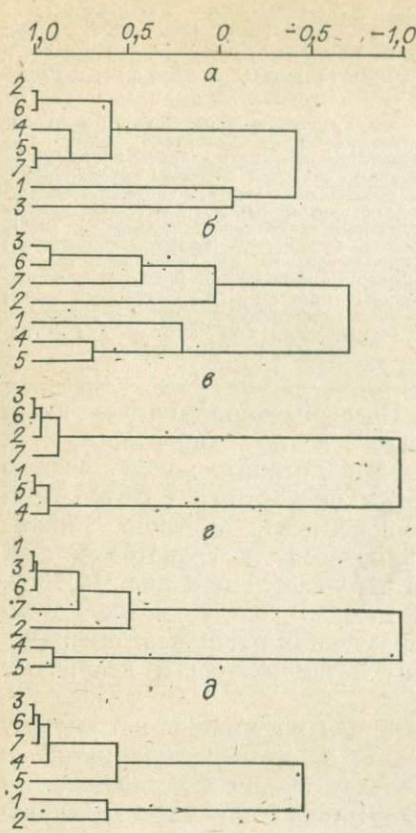


Рис. 11. Изменение анионно-катионного состава газожидких включений кварц-сульфидных прожилков (а) и раннеметаморфогенных кварцевых жил; б — все зоны метаморфизма, в — серицитовая, г — биотитовая, д — ставролитовая зоны.

1—7 — центры групп средних содержания: 1 — HCO_3^- , 2 — Ca^{2+} , 3 — Mg^{2+} , 4 — Na^+ , 5 — K^+ , 6 — Cl^- , 7 — F^- ,

Рис. 12. Изменение анионно-катионного состава газожидких включений позднеметаморфогенных кварцевых жил.

а — все зоны метаморфизма, б — серицитовая, в — биотитовая, г — гранатовая, д — ставролитовая зоны. Ост. усл. обозн. см. на рис. 11.

социаций, что в первую очередь подчеркивается различными типами дендрограмм (рис. 11, 12).

Для кварц-сульфидных минеральных ассоциаций наблюдаются сильные корреляционные связи между кальцием и хлором и между щелочами и фтором. Для включений раннеметаморфогенных кварцевых жил выявляется прямая корреляционная связь между магнием и хлором и обратная — между щелочами и кальцием и магнием. Такой тип дендрограмм особенно свойствен жилам серицитовой зоны (см. рис. 11, в).

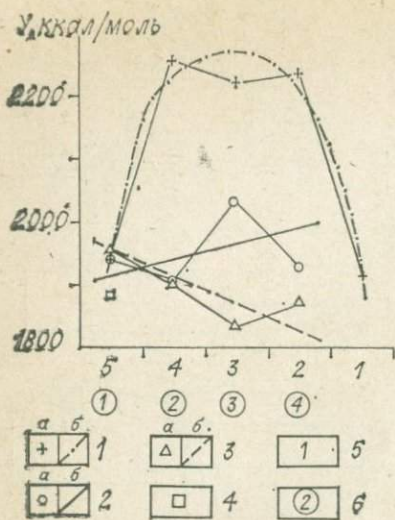


Рис. 13. Изменение условного потенциала ионизации (U) кварц-сульфидных минеральных ассоциаций и кварцевых жил.

1 — кварц-сульфидные ассоциации; 2 — раннеметаморфогенные кварцевые жилы; 3 — позднеметаморфогенные кварцевые жилы; а — единичные значения по зонам метаморфизма, б — обобщенная линия; 4 — постмагматические кварцевые жилы; 5 — последовательность образования кварц-сульфидных минеральных ассоциаций (цифры на рисунке): 1 — линзы пирита, 2 — метакристы пирита, 3 — кварц-пиритовые прожилки, 4 — пирит-кварцевые прожилки, 5 — кварцевые жилы; 6 — зоны метаморфизма (цифры в кружках): 1 — серицитовая, 2 — биотитовая, 3 — гранатовая, 4 — ставролитовая.

Позднеметаморфогенные кварцевые жилы характеризуются сильной отрицательной связью между щелочами и остальными компонентами, особенно — жилы серицитовой и гранатовой зон,

но в зоне ставролита такая связь нарушается (см. рис. 12).

Изменяется также кислотно-щелочная характеристика анионно-катионного состава минералообразующих растворов минеральных ассоциаций серицитовой зоны метаморфизма и кварцевых жил различных зон.

Кислотность растворов, рассчитанная по анионно-катионному составу газовой-жидких включений в кварце по методике В. А. Жарикова [1982] для последовательно формирующихся кварц-сульфидных ассоциаций в ряду: линзы пирита — метакристы пирита — кварц-пиритовые прожилки — пирит-кварцевые прожилки — раннеметаморфогенные кварцевые жилы, сначала увеличивается, затем уменьшается (рис. 13). Наибольшие значения U — условного потенциала ионизации (и соответственно кислотности) — наблюдаются для метакристов пирита и кварц-пиритовых и пирит-кварцевых прожилков.

Кислотность растворов для раннеметаморфогенных кварцевых жил возрастает по мере увеличения степени метаморфизма вмещающих пород от серицитовой зоны к ставролитовой, для позднеметаморфогенных жил наблюдаются обратные соотношения. Кислотность растворов газовой-жидких включений постмагматических кварцевых жил характеризуется более низкими значениями, чем кислотность ранне- и позднеметаморфогенных жил (см. рис. 13).

Таким образом, результаты комплексного анализа анионно-катионного состава газовой-жидких включений показали, что существовали различные физико-химические условия формирования кварц-сульфидных образований, ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил и постмагматических кварцевых жил.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА НА СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Этот вопрос изучался на примере кварца ранне- и позднеметаморфогенных минеральных ассоциаций и пирита раннеметаморфогенных кварц-сульфидных образований. Исследовались параметры элементарной ячейки кварца и пирита и распределение в них элементов-примесей.

Съемка образцов кварца для определения параметров элементарной ячейки проводилась на медном излучении в камере РКЭ, позволяющей одновременно сфокусировать несколько нужных рефлексов в небольшом интервале углов отражения. Использовалась методика двух эталонов. Один из них — кварц с Приполярного Урала, чистый от примесей, с известными параметрами $a = 4,91265 \text{ \AA}$ и $c = 5,40441 \text{ \AA}$. Другой эталон — германий. Параметры кварца определялись по линиям $234 \alpha_1$ и $216 \alpha_1$. Расстояние образец — пленка 60 мм. Продолжительность экспозиции 1 ч при диафрагме 1 мм. На одну пленку, закладываемую в кассету, делается один снимок эталонного кварца с германием и четыре снимка исследуемого кварца с германием. Измерение рентгенограммы осуществлялось на компараторе ИЗА-2 с точностью $\pm 0,01$ мм. Определение параметров проводилось графически по сетчатым номограммам $a = f_1(\Delta b_1, \Delta b_2)$ и $c = f_2(\Delta b_1, \Delta b_2)$. Точность определения составила $2 \cdot 10^{-4} \text{ \AA}$ [Коновалов, Ущиповская, 1979].

Изменение параметров элементарной ячейки кварца подтверждает намеченную выше последовательность образования минеральных ассоциаций в зависимости от температуры их образования. Некоторые исследователи отрицают такую зависимость [Белковский, 1964], другие находят ее только по отношению к параметру c [Каменцев, 1965; Летников, Ущиповская, 1969].

Было изучено 44 пробы кварца, отобранных из различных минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации метаморфизма и кварцевых жил (ранне- и позднеметаморфогенных) различных зон метаморфизма. Выявлены общая тенденция уменьшения параметра a и увеличения параметра c в зависимости от уменьшения температуры образования последовательно сменяющихся во времени кварц-сульфидных минеральных ассоциаций в пределах зеленосланцевой фации (табл. 7, рис. 14) и обратная зависимость для кварцевых жил по мере увеличения степени метаморфизма вмещающих пород от зеленосланцевой фации до амфиболитовой (табл. 8, рис. 15). Кварц золотосодержащих жил характеризуется изменениями параметров a и c в интервалах $4,9131-4,9133$, $5,4046-5,4049 \text{ \AA}$ соответственно. Величины параметров элементарной ячейки постмагматического кварца выходят за пределы выделенных интервалов. Параметры a и c для кварца раннеметаморфогенных жил в зонах серицита и биотита находятся в пределах этих оптимальных для оруденения интервалов. Выделенные

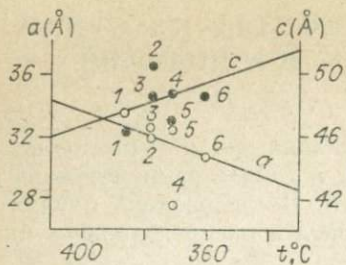


Рис. 14. Изменение параметров элементарной ячейки кварца в зависимости от понижения температуры и смены минеральных ассоциаций.

1 — оторочки, сопровождающие линзы пирита; 2 — оторочки, сопровождающие метакристы пирита; 3 — кварц-пиритовые прожилки; 4 — пирит-кварцевые прожилки; 5 — раннеметаморфогенные жилы; 6 — позднеметаморфогенные жилы. Светлые кружочки — параметр a , темные — c .

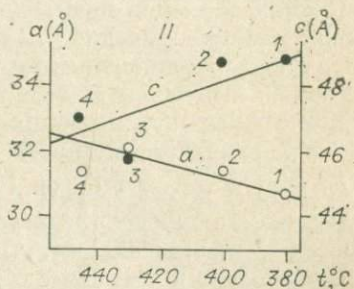
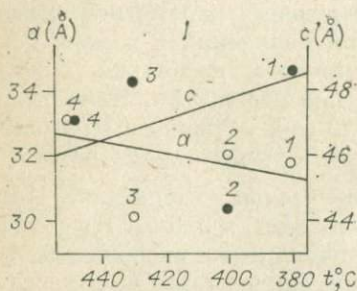


Рис. 15. Изменение параметров элементарной ячейки кварца ранне- (I) и позднеметаморфогенных (II) кварцевых жил в различных зонах метаморфизма.

1—4 — зоны метаморфизма: 1 — серицита, 2 — биотита, 3 — граната, 4 — ставролита. Светлые кружочки — параметр a , темные — c .

«рудные» интервалы параметров ячейки для кварца позднеметаморфогенных жил полностью охватывают все зоны от серицита до ставролита включительно. Однако за зоной биотита эти жилы практически не рудоносны, так как их температура начала кристаллизации кварца превышает 400°C и, по-видимому, оказывается неблагоприятной для рудоотложения. Следует отметить, что для раннеметаморфогенного кварца наблюдается более значительный разброс параметров a и c от зоны к зоне, что, вероятно, объясняется температурным влиянием наложенного полизонального метаморфизма на раннеметаморфогенные кварцевые жилы (см. рис. 15, а). Для позднеметаморфогенного кварца отмечается четкая тенденция изменения этих параметров от зоны к зоне (см. рис. 15, б).

Содержание элементов-примесей (никеля и кобальта) и золота в мономинеральных пробах кварца, отобранных из кварцевых жил в различных зонах метаморфизма, также свидетельствует о различных условиях образования ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил.

Из табл. 9 видно, что содержание никеля в кварцевых жилах всегда преобладает над кобальтом, а отношение никеля к кобальту колеблется от 2 до 6. Определенной закономерности изменения этого отношения по зонам метаморфизма не наблюдается. Содержание золота в кварце позднеметаморфогенных кварцевых жил последовательно уменьшается по мере увеличения степени мета-

Температура гомогенизации и параметры элементарной ячейки кварца минеральных ассоциаций

Минеральные ассоциации	$T_{\text{гом}}^{\text{max}}, ^\circ\text{C}$	$a, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	Число наблюдений
Оторочки у линз пирита	420	4,9135	5,4046	2
Оторочки у метакристаллов пирита	410	4,9132	5,4050	2
Кварц-пиритовые прожилки	400	4,9132	5,4048	2
Пирит-кварцевые прожилки	390	4,9127	5,4048	2
Раннеметаморфогенные жилы	390	4,9132	5,4047	7
Позднеметаморфогенные жилы	400	4,9131	5,4049	7

Примечание. Приводятся усредненные максимальные температуры для одного из рудопроявлений.

морфизма вмещающих пород от 8,5 в серицитовой зоне до 3,7 усл. ед. в гранатовой. Следует подчеркнуть также, что в серицитовой зоне содержание золота в кварце раннеметаморфогенных кварцевых жил значительно ниже, чем в позднеметаморфогенных жилах. Коэффициент корреляции между никелем и кобальтом в позднеметаморфогенных жилах последовательно возрастает от биотитовой зоны к ставролитовой от 0,42 до 0,98 (связь значимая во всех зонах, кроме биотита). Значимый коэффициент корреляции наблюдается также и для постмагматических кварцевых жил.

Таким образом, изучение параметров элементарной ячейки кварца и распределение элементов-примесей в этом минерале подтверждают выделение ранне- и позднеметаморфогенных минеральных ассоциаций и их зависимость от влияния процессов полизонного метаморфизма.

Температура гомогенизации и параметры элементарной ячейки кварца в разных зонах метаморфизма

Зона метаморфизма	Возраст жил	$T_{\text{гом}}^{\text{max}}, ^\circ\text{C}$	$a, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	Число наблюдений
Серицитовая	Ранние	380	4,9132	5,4048	13
	Поздние	400	4,9131	5,4049	7
Биотитовая	Ранние	—	4,9132	5,4044	3
	Поздние	420	4,9131	5,4049	3
Гранатовая	Ранние	—	4,9130	5,4048	3
	Поздние	430	4,9132	5,4046	3
Ставролитовая	Ранние	—	4,9133	5,4047	3
	Поздние	450	4,9131	5,4047	5

Примечание. Приводятся усредненные максимальные температуры по зонам метаморфизма.

Содержание элементов-примесей и Au в кварцевых жилах

Кол-во проб	$\bar{X}_{\text{Co}_2\text{O}_3}$	$\bar{Y}_{\text{Ni}_2\text{O}_3}$	S_x	S_y	$R_{\text{(Co-Ni)}}$	Ni/Co	Au, усл. ед.	Зона метаморфизма
<i>Раннеметаморфогенные жилы</i>								
104	0,00034	0,00166	0,5413	0,3435	<u>0,48</u>	4,90	1,4/26	Серпичитовая
<i>Позднеметаморфогенные жилы</i>								
322	0,00031	0,00149	0,6496	0,3109	<u>0,62</u>	5,89	8,5/76	»
12	0,00073	0,0015	0,1682	0,1170	<u>0,42</u>	2,05	4,7/22	Биотитовая
21	0,0003	0,0018	0,1100	0,1974	<u>0,53</u>	6,00	3,7/11	Гранатовая
10	0,00034	0,0015	0,0640	0,1364	<u>0,98</u>	4,41	—	Ставролитовая
<i>Постмагматические жилы</i>								
10	0,00021	0,0011	0,4642	0,4806	<u>0,84</u>	5,27	—	

Примечание. В числителе — содержание Au, в знаменателе — количество определений; \bar{X} , \bar{Y} — среднее содержание (в %); S_x , S_y — среднеквадратические отклонения; R — коэффициент корреляции, подчеркнуты — значимые коэффициенты. Анализы выполнены в Институте земной коры, аналитики Т. П. Вольнец и Р. М. Клячина.

Значительный объем генетической информации об условиях формирования метаморфогенно-гидротермальных ассоциаций кроме кварца содержит также пирит кварц-сульфидных образований, сравнительно широко распространенных на площади Бодайбинского синклиория.

Нами рассматриваются пять разновидностей последовательно развивающихся раннеметаморфогенных кварц-сульфидных минеральных ассоциаций: 1 — линзы пирита; 2 — метакристы пирита; 3 — метакристы пирита зонального строения и пиритовые прожилки; 4 — кварц-пиритовые прожилки; 5 — пирит-кварцевые прожилки. Для выявления сходства и различия их условий образования изучалось изменение содержания элементов-примесей (Co, Ni и Cu) и золота в пиритах в зависимости от параметров a_0 элементарной ячейки пиритов. Расчет средних содержаний элементов и параметров a_0 по группам, соответствующим рассмотренным выше кварц-сульфидным ассоциациям, и корреляционных зависимостей производился на БЭСМ-6 по программе «Статистика» (табл. 10, 11).

Табл. 10 показывает наличие корреляционной связи между элементами-примесями и параметром a_0 . Значимая корреляционная связь между рассматриваемыми параметрами наблюдается в первой, второй и третьей группах, представленных соответственно линзами, метакристами и прожилками пирита. Такая связь ослабевает в четвертой и пятой группах, где соответственно преобладают кварц-пиритовые и пирит-кварцевые прожилки. Видно, что средние содержания элементов-примесей и параметров a_0 в

Изменение содержания элементов-примесей и размеров a_0 в пиритах различных минеральных ассоциаций

Элемент	R				\bar{X}	S	$\pm\lambda$	f	Co/Ni	Группа/n
	Ni, %	Au, усл. ед.	Cu, %	$a_0, \text{Å}$						
Co	0,65	0,18	0,58	0,11	0,022	0,008	0,005	0,36	0,67	1/9
Ni		0,22	0,49	0,14	0,033	0,023	0,015	0,70		
Au			0,40	0,19	80,65	19,24	12,57	0,12		
Cu				0,47	0,014	0,008	0,005	0,58		
a_0					5,4186	0,003	0,002	0,001		
Co	0,52	-0,55	0,27	0,23	0,01	0,005	0,003	0,48	1	2/9
Ni		0,63	0,44	0,59	0,010	0,006	0,004	0,58		
Au			0,64	0,63	1,17	3,03	1,98	1,29		
Cu				0,77	0,008	0,010	0,006	1,29		
a_0					5,4184	0,003	0,002	0,001		
Co	0,85	0,49	0,70	0,13	0,022	0,004	0,003	0,20	0,42	3/6
Ni		0,20	0,79	0,48	0,052	0,013	0,010	0,25		
Au			0,14	-0,10	11,9	11,4	9,18	0,48		
Cu				0,20	0,016	0,009	0,008	0,58		
a_0					5,4185	0,002	0,002	0,001		
Co	-0,20	0,36	-0,59	-0,20	0,019	0,009	0,009	0,47	0,73	4/4
Ni		-0,29	0,31	0,14	0,026	0,020	0,020	0,78		
Au			-0,09	0,48	0,99	0,65	0,64	0,33		
Cu				-0,24	0,041	0,028	0,028	0,70		
a_0					5,4186	0,004	0,004	0,001		
Co	-0,66	-0,66	-0,28	-0,47	0,031	0,009	0,011	0,30	0,49	5/3
Ni		0,67	0,22	0,51	0,063	0,038	0,043	0,59		
Au			0,23	0,50	25,6	24,14	27,32	0,47		
Cu				-0,24	0,085	0,015	0,017	0,18		
a_0					5,4189	0,002	0,002	0,001		

Примечание. Сплошной чертой подчеркнуты значимые [Плохинский, 1970] коэффициенты корреляции, штриховой — приближающиеся (в пределах 0—0,07) к значимым. R — коэффициент корреляции; \bar{X} — среднееарифметическое отклонение; S — среднеквадратическое отклонение; $\pm\lambda$ — доверительный интервал; f — коэффициент вариации; n — количество наблюдений в группе; a_0 — размер элементарной ячейки пирита. Анализы выполнены в Институте земной коры СО АН СССР.

пиритах выделенных групп варьируют в значительных пределах. Недостаточный объем выборок по группам не всегда позволяет получить значимые различия рассматриваемых параметров между группами, тем не менее можно отметить общую тенденцию увеличения содержания элементов-примесей и размеров a_0 от второй группы — метакристов пирита — к пятой — пирит-кварцевым прожилкам (рис. 16). Значимые различия наблюдаются для Co между первой и второй, второй и третьей группами; для Ni — первой и второй, второй и третьей, третьей и четвертой группами; для Cu — четвертой и пятой группами. Изменение средних содержаний золота в пиритах значимо для всех пяти выделенных групп

Значимость различий средних содержаний элементов-примесей и a_0 между группами

Группа	Элемент	Группы							
		2		3		4		5	
		t_p	$t_{ст}$	t_p	$t_{ст}$	t_p	$t_{ст}$	t_p	$t_{ст}$
1	Co	4,0	2,12						
	Ni	<u>2,91</u>	2,12						
	Au	12,25	2,12						
	Cu	1,4	2,12						
	a_0	0,2	2,12						
2	Co			5,12	2,16				
	Ni			<u>5,25</u>	2,16				
	Au			<u>2,24</u>	2,16				
	Cu			<u>1,60</u>	2,16				
	a_0			0,08	2,16				
3	Co					0,60	2,31		
	Ni					<u>2,36</u>	2,31		
	Au					<u>2,33</u>	2,31		
	Cu					<u>1,71</u>	2,31		
	a_0					0,05	2,31		
4	Co							1,75	2,57
	Ni							<u>1,54</u>	2,57
	Au							12,12	2,57
	Cu							<u>2,75</u>	2,57
	a_0							0,13	2,57

Примечание. $t_{ст}$ — коэффициент Стьюдента, t_p — рассчитанный коэффициент

коэффициент $\left(t_p = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2}} \right)$, \bar{X}_1 и \bar{X}_2 — средние значения параметров в соседних группах, S_1^2 и S_2^2 — дисперсии этих параметров, n_1 и n_2 — количество наблюдений в соседних группах).

(см. табл. 11). На графиках корреляционной зависимости между рассматриваемыми параметрами видно, что корреляционная связь между ними в основном положительная, особенно для Ni и Au (рис. 17).

Кластерный анализ Q-типа подтверждает достоверность выделения групп, соответствующих определенным кварц-сульфидным минеральным ассоциациям. Уровень связи между группами постепенно уменьшается от второй группы к пятой (рис. 18, а). Необычное на первый взгляд положение занимает первая группа — линзы пирита, — что связано, по-видимому, с наложенным характером золоторудной минерализации, усложнившим порядок связей между группами.

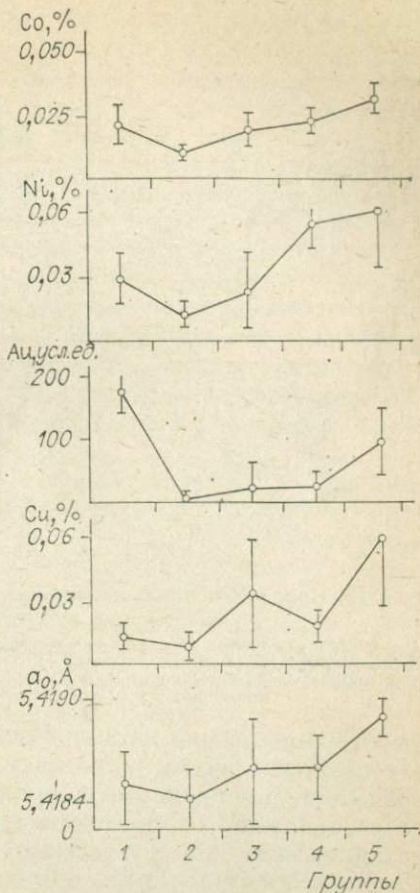
Рис. 16. Изменение содержания элементов-примесей и параметров a_0 в пиритах различных групп.

1 — линзы пирита; 2 — метакристы пирита; 3 — метакристы пирита зонального строения и пиритовые прожилки; 4 — кварц-пиритовые прожилки; 5 — пирит-кварцевые прожилки.

Кластерный анализ R -типа также показывает различные уровни связей в группах между рассматриваемыми параметрами (см. рис. 18, б). В первой группе парная корреляция Au и a_0 имеет слабую связь с Co, Ni и Cu. Во второй — корреляционная связь постепенно уменьшается в ряду Cu, a_0 , Au, Ni и Co. В третьей наблюдается сравнительно слабая связь между Au и остальными параметрами. В четвертой — обратная корреляционная связь между Au, a_0 и Co, с одной стороны, и Ni и Cu — с другой. В пятой тесная связь Au с Ni последовательно уменьшается с a_0 и Cu, а с Co эти параметры имеют сильную отрицательную связь. Обобщенный график R -типа для всех групп показывает слабую связь Au с Co, Ni, Cu и a_0 .

Изложенный фактический материал позволяет по-иному подойти к вопросу о последовательности образования кварц-сульфидных минеральных ассоциаций, а значит, и с других позиций рассмотреть генетические особенности условий их образования и и связанное с ними золотое оруденение.

Основные факторы, оказавшие главное, по нашему мнению, влияние на развитие кварц-сульфидных минеральных ассоциаций, — проявления однородного метаморфизма регрессивного этапа и процессов складкообразования. Взаимосвязь метаморфизма, складчатости и кварц-сульфидной минерализации доказывается, с одной стороны, последовательным формированием минеральных ассоциаций в ряду: линзы пирита — метакристы пирита зонального строения и прожилки пирита — кварц-пиритовые прожилки — пирит-кварцевые прожилки на фоне снижающейся температуры метаморфогенно-гидротермальных растворов, с другой — развитием гребенчатых структур второго рода, возникающих в условиях затрудненной кристаллизации минералов [Коновалов, 1981]. Л. И. Салоп [1967] показал, что вкрапленники пирита по мере



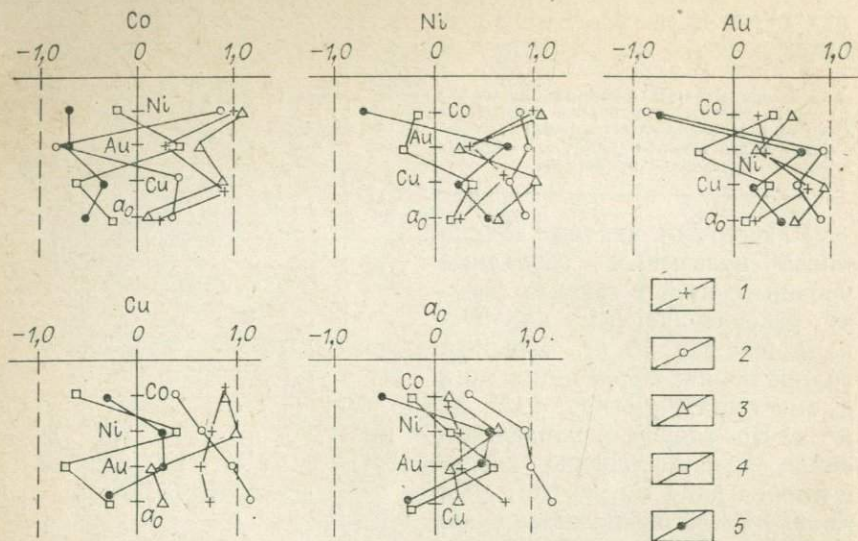


Рис. 17. Корреляционная зависимость между элементами-примесями и параметром a_0 в пиритах различных групп.

1 — график отношения рассчитанных коэффициентов корреляции (см. табл. 10) к табличным значениям (по Н. А. Плохинскому [1970]) для линз пирита; 2 — то же, для метакристов пирита; 3 — для метакристов и пиритовых прожилков; 4 — для кварц-пиритовых прожилков; 5 — для пирит-кварцевых прожилков.

увеличения степени метаморфизма вмещающих пород постепенно замещаются сначала пирротинном, а затем магнетитом. Такие превращения, по-видимому, испытывают вкрапленники более раннего осадочно-диагенетического и раннеметаморфогенного пирита, возникающего до проявления полизонального метаморфизма. Позднеметаморфогенный пирит, имеющий незначительное распространение в позднеметаморфогенных кварцевых жилах, кроме



Рис. 18. Кластерный анализ Q-типа (а) и R-типа (б).

Цифрами в кружках обозначены группы пирита: 1 — линзы, 2 — метакристы, 3 — метакристы и пиритовые прожилки, 4 — кварц-пиритовые прожилки, 5 — пирит-кварцевые прожилки. а — корреляционная связь между группами пирита, сближенные линии определяют уровень связи между компонентами в группах; б — корреляционная связь между центрами параметров: 1 — Co, 2 — Ni, 3 — Au, 4 — Cu, 5 — a_0 ; 0 — сводный график для всех групп пирита.

зоны серицита может находиться и в более высокотемпературных зонах метаморфизма.

Принадлежность последовательно развивающихся кварц-сульфидных минеральных ассоциаций к единому процессу минералообразования подтверждается также наличием слабозначимых отклонений средних содержаний элементов-примесей и размеров a_0 элементарной ячейки пирита между соседними группами и равномерно-последовательным уменьшением силы корреляционных связей между группами, за исключением группы линз пирита.

Одновременное увеличение содержания элементов-примесей (Со и Ni) и параметров a_0 в последовательно развивающихся группах пирита также свидетельствует о принадлежности этих групп к единому процессу минералообразования. Такое увеличение параметров a_0 возможно в случае вхождения элементов-примесей непосредственно в решетку кристаллов пирита [Джафаров, 1963; Прохоров, 1970].

Сложная и последовательная история развития кварц-сульфидных минеральных ассоциаций прослеживается и при изучении метакристов зонального строения. Центральная часть метакристов имеет дырочный тип проводимости и значительный разброс величин δS^{34} — от $-6,5$ до $+20,0\%$ [Заири и др., 1977], что характерно для пиритов осадочно-диагенетического происхождения [Прохоров, 1970]. У внешних оторочек метакристов электронный тип проводимости и ограниченный разброс значений δS^{34} (от $+6,0$ до $+11,5\%$), что объясняется формированием их из нагретых (метаморфогенных) растворов, а утяжеленный изотопный состав серы — заимствованием утяжеленной серы из сульфатов захороненных поровых растворов вмещающих пород.

Большое значение для изучения последовательности образования кварц-сульфидных минеральных ассоциаций имеют линзы пирита зонального строения двух типов, рассмотренные ранее. Отмечается наложенный характер золотого оруденения на линзы пирита первого типа, что доказывается, кроме их повышенной золотоносности на участках совместного распространения с линзами второго типа, отсутствием сильной корреляционной связи в пиритах Au с Со, Ni, Cu и a_0 . Последующее усиление корреляционной связи золота с элементами-примесями и размерами a_0 элементарной решетки пиритов может свидетельствовать о совместной миграции и перераспределении рудных компонентов метаморфогенно-гидротермальными растворами в процессе развития регрессивного этапа однородного метаморфизма и последовательного формирования кварц-сульфидных минеральных ассоциаций.

Таким образом, изучение параметров элементарной ячейки кварца и пирита и количественно-корреляционной связи элементов-примесей в этих минералах позволяет выделить ранне- и позднеметаморфогенные образования, выявить влияние процессов метаморфизма на состав и внутреннюю структуру минералов и установить принадлежность последовательно развивающихся кварц-сульфидных минеральных ассоциаций к единому раннеметаморфогенному процессу минералообразования.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Температурная зональность кварцево-жильных полей Бодайбинского синклиория изучалась нами ранее [Коновалов, 1977; Шаров и др., 1978]. Полученные новые результаты позволяют выделить два типа зональности для ранне- и позднеметаморфогенных минеральных ассоциаций, формировавшихся при различных P - T -условиях метаморфизма и различающихся по температурам начала кристаллизации кварца ($T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$) и насыщенности кварца газожидкими включениями, характеризующейся коэффициентом КИ (количеством импульсов на грамм пробы). Наиболее детально изучены минерализованные зоны в северо-восточной части синклиория, условно названные нами «Первая» и «Вторая», и одна — в юго-восточной.

В пределах «Первой» минерализованной зоны с поверхности выделяются пять участков, оконтуренных изолиниями КИ 1500 для позднеметаморфогенных кварцевых жил. В контурах трех участков выделяются площади с изолиниями КИ 2000 и более. При составлении карты использовались результаты только тех проб, величина КИ которых превышала 700. Пробы со значениями КИ 700 и менее при построении карты исключались, так как они представляли раннеметаморфогенные кварцевые жилы, сложенные кварцем шестоватой структуры и секущиеся позднеметаморфогенными жилами. Такое разделение на ранне- и позднеметаморфогенные жилы с учетом геологической обстановки позволяет, по нашему мнению, более полноценно производить разбраковку кварцевых жил на рудные и безрудные. На схематической карте изолиний максимальных температур гомогенизации газожидких включений ($T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$) в кварце позднеметаморфогенных кварцевых жил интенсивно минерализованные участки почти полностью находятся в контурах изолиний 360°C и выше, за исключением небольшого участка западного фланга, где отмечаются сравнительно пониженные температуры (менее 360°C) начала кристаллизации кварца. В центре и на восточном фланге зоны максимальные температуры гомогенизации достигают 400° . Большая часть обогащенных рудных участков кварц-сульфидной минерализации находится в контурах изолиний 370 — 390°C (рис. 19).

Разрезы, построенные в центральной части минерализованной зоны, подтверждают предположение о приуроченности обогащенных участков к площадям, оконтуренным изолиниями $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ в интервале 370 — 390° .

В пределах «Второй» минерализованной зоны, расположенной восточнее «Первой», по результатам изучения газожидких включений в позднеметаморфогенных кварцевых жилах выделяются три участка с оптимальными значениями КИ 1500, для одного из них составлена детальная схема изолиний КИ. По аналогии с

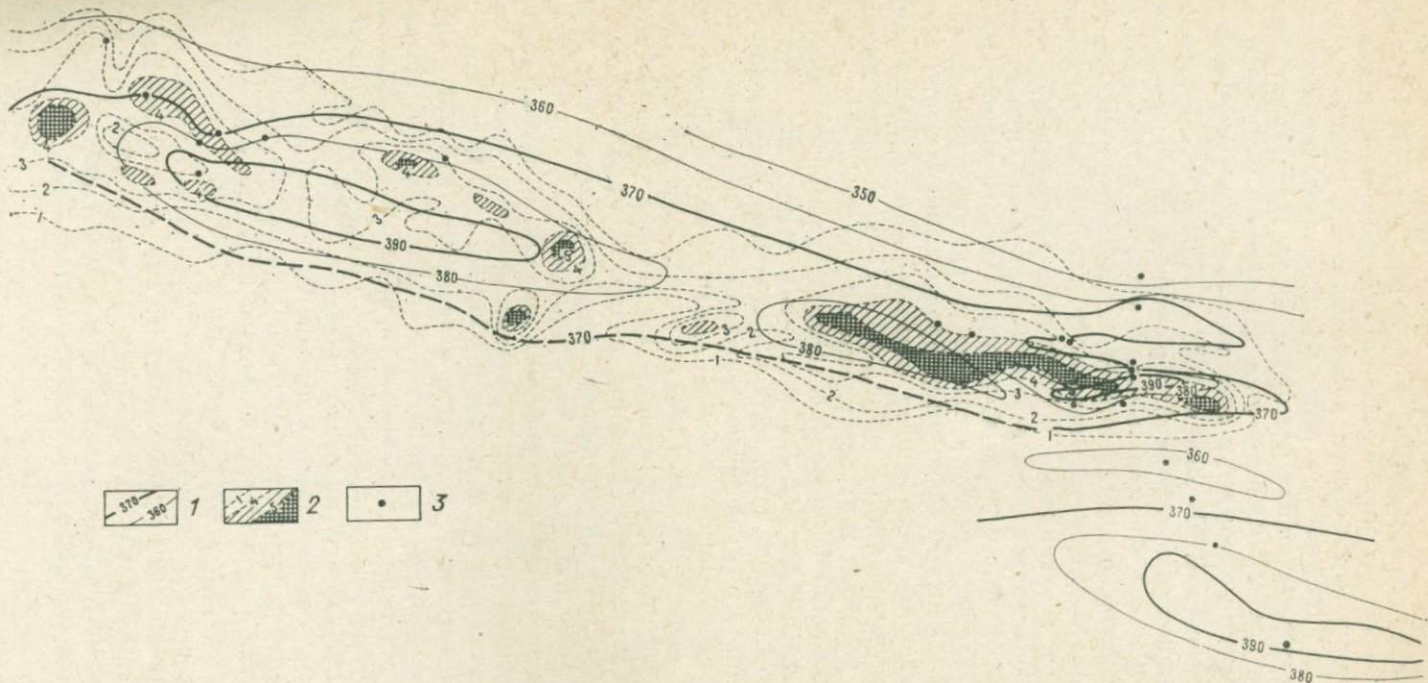


Рис. 19. Распределение участков кварц-сульфидной минерализации и $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ -позднеметаморфогенных кварцевых жил «Первой» минерализованной зоны (план).

1 — изолинии максимальных температур гомогенизации газовой-жидких включений; 2 — изолинии содержания Au (в усл. ед.); 3, — место взятия проб.

отмеченным выше проявлением предполагается, что перспективные участки будут находиться в контурах изолиний КИ 1500—2000 как в пределах прожилково-вкрапленного оруденения, так и на площадях наибольшего распространения кварцевых жил. Максимальные температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварцевых жилах достигают 400°C. Наибольшая интенсивность оруденения кварцево-жильного типа намечается в контурах наложения площадей с оптимальными для рудной минерализации значениями КИ 2000 и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ — 370—390°C. Наблюдается такая же последовательность образования минеральных ассоциаций, как и для «Первой» зоны, отмечается только необычно богатая вкрапленность арсенопирита, встречающегося в виде мелко- и крупногнездовой вкрапленности. Скопления отдельных кристаллов и прожилковые обособления арсенопирита обычно ориентированы вкост сланцеватости вмещающих пород, секут линзы тонкозернистого осадочно-диагенетического пирита, имеют оторочки давления, ориентированные по сланцеватости вмещающих пород, и секутся кварцевыми прожилками. Изредка встречаются кристаллы арсенопирита овальной формы, окруженные оторочками давления и имеющие кристаллики пирита также с оторочками давления в их центральных частях.

В юго-восточной части Бодайбинского синклиория минерализованная зона приурочена к антиклинальной складке. Она сложена главным образом позднеметаморфогенными кварцевыми жилами и вытянута в субширотном направлении. Зона имеет в разрезе седловидное строение, северное крыло ее пологое (угол падения 30—50°), южное — почти вертикальное. Большая часть жил залегает согласно с напластованием вмещающих пород. Жилы с несогласным залеганием являются раннеметаморфогенными, их мощность достигает 10 см, падение северо-восточное под углом 70°, коэффициент КИ для них не превышает 700, секутся с небольшими смещениями более поздними жилами. В продольном сечении позднеметаморфогенных кварцевых жил изолинии КИ располагаются согласно их контактам. Участки с повышенным содержанием золота часто находятся в интервале КИ 1300—1500. На разрезе конфигурация изолиний довольно сложная. На продолжении этого разреза с поверхности произведено опробование одной из кварцевых жил, производившееся по профилям, расстояние между которыми 2 м, между пробами — 0,2—0,5 м. Было установлено, что максимальные значения КИ тяготеют главным образом к центральным участкам жилы, где проходит слабо выраженная зона нарушения и сосредоточены реликты интенсивно рассланцованных вмещающих пород (рис. 20, а).

Максимальные значения изолиний $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ не всегда строго соответствуют максимальным значениям КИ. Так, на рис. 20 расположение изолиний КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ позволяет выделить участки с различными температурными условиями и интенсивностью формирования газовой-жидких включений для одной и той же кварце-

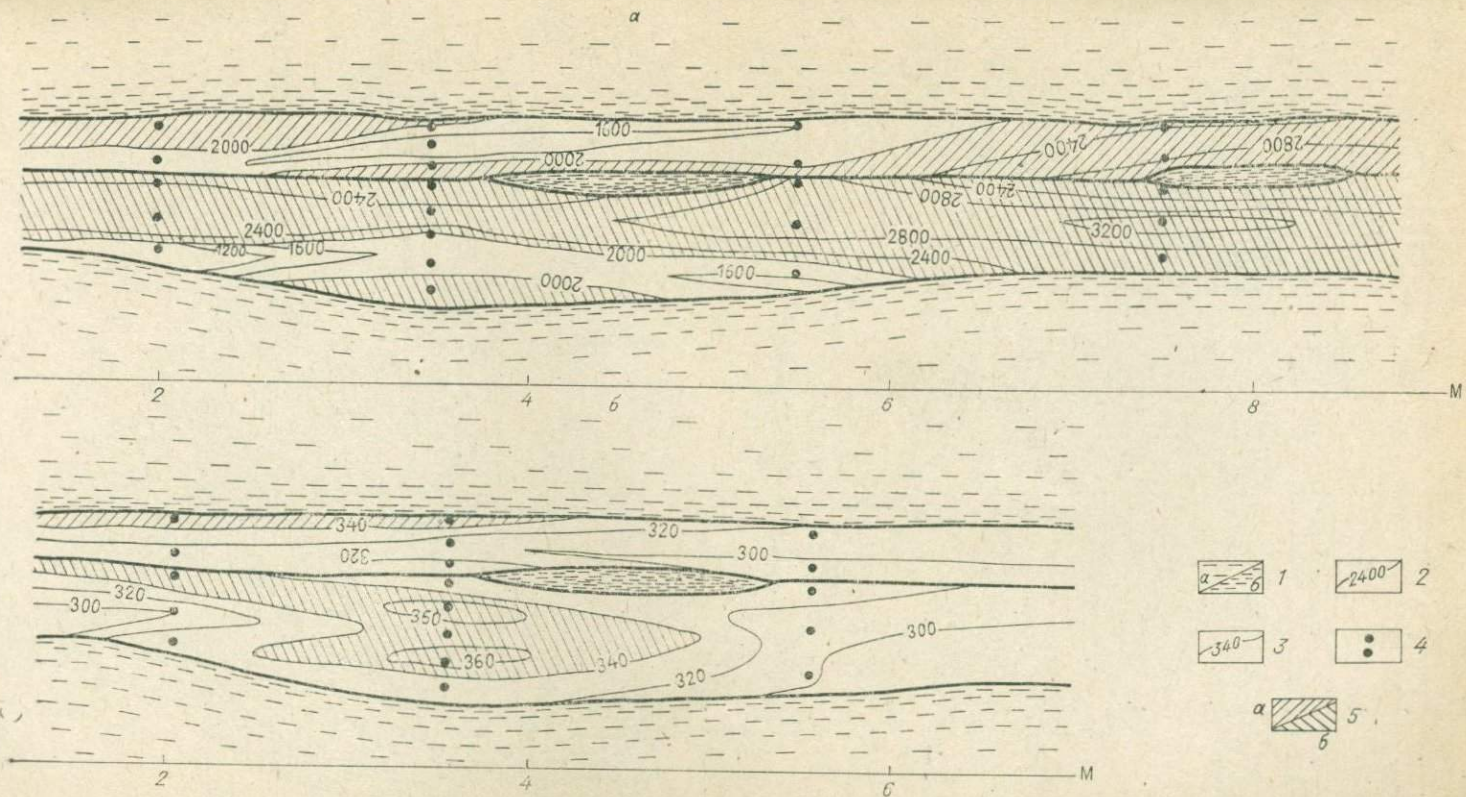


Рис. 20. Изолинии значений КИ (а) и максимальных температур гомогенизации (б) в кварцевой жиле.

1 - рассланцованные алевролиты (а - слабо, б - интенсивно); 2 - изолинии КИ; 3 - изолинии температур начала кристаллизации кварца; 4 - место взятия проб; 5 - части жилы: а - верхняя, б - нижняя.

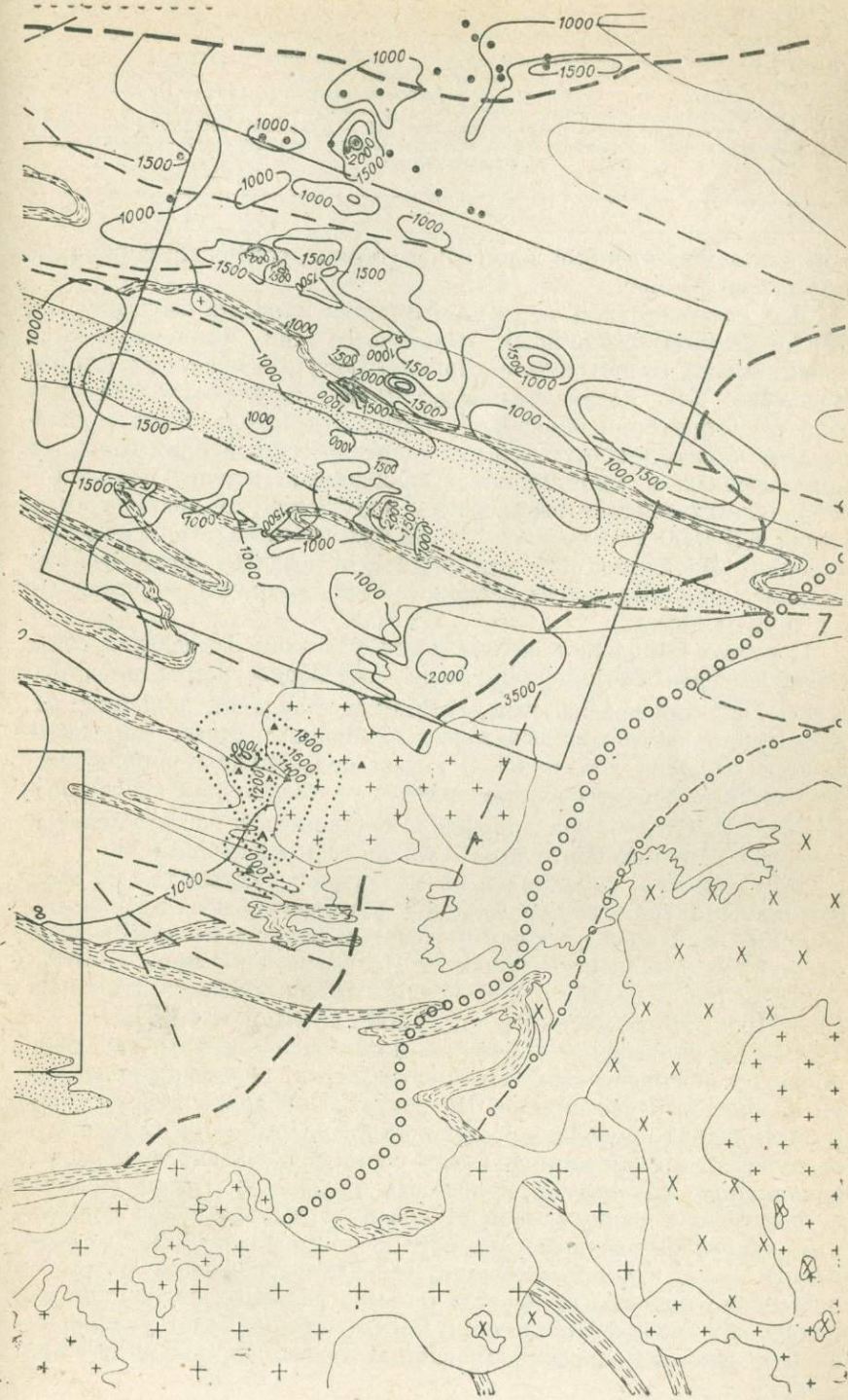
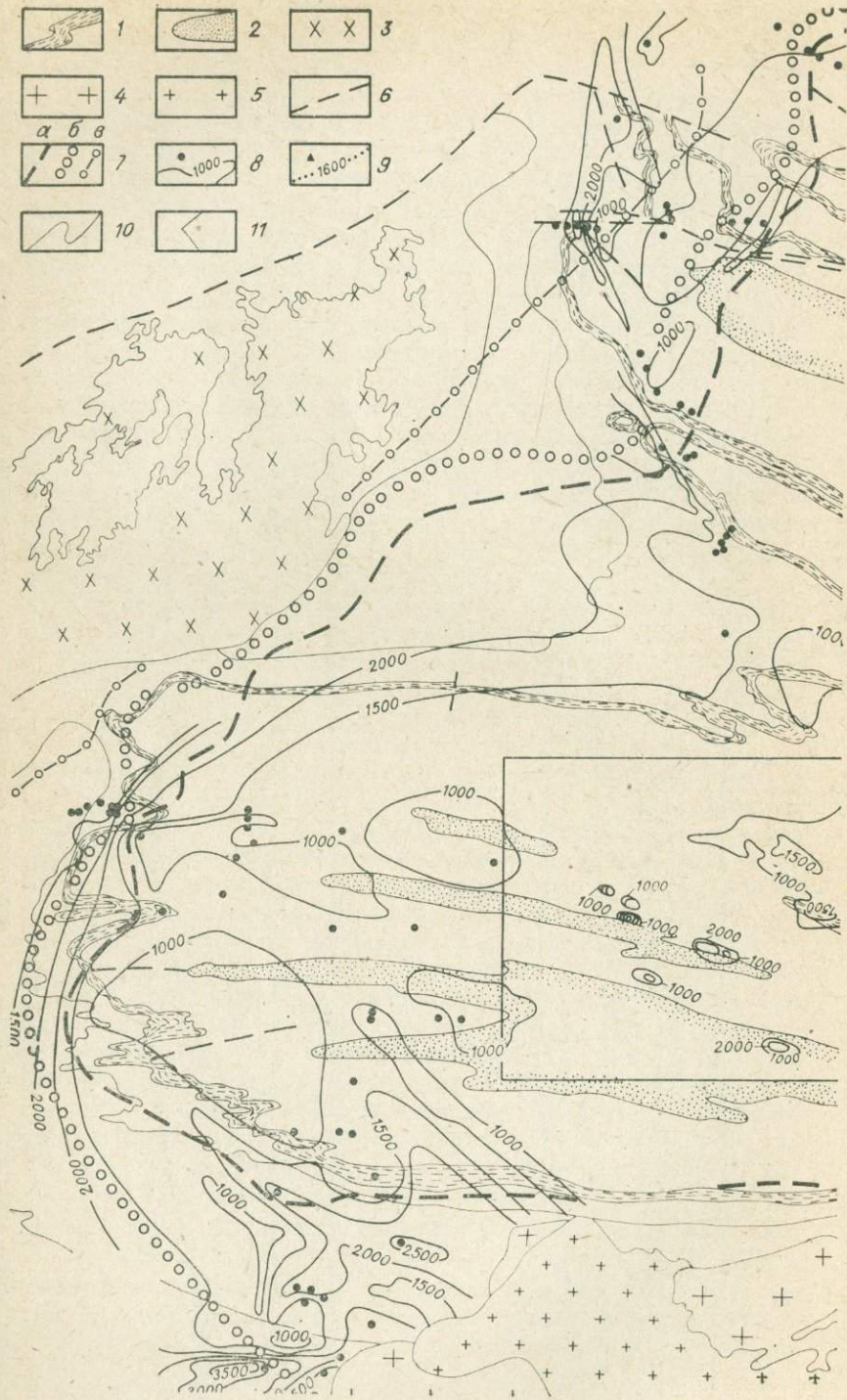
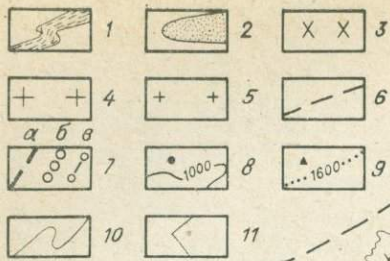


Рис. 21. Схематическая геологическая карта с изолиниями КИ для позднеметаморфогенных кварцевых жил Бодайбинского синклинория.

1, 2 — патомская серия верхнего протерозоя: 1 — кремнисто-углеродистые отложения, 2 — известковистые песчаники; 3—5 — интрузивные комплексы: 3 — мамско-оронский (PR₃), 4 — тельмамский (PR₂), 5 — конкудеро-мамаканский (PZ₁ — ?); 6 — тектонические нарушения; 7 — изограды метаморфизма: а — биотита, б — граната, в — ставролита; 8, 9 — изолинии КИ и место взятия проб: 8 — позднеметаморфогенного кварца, 9 — постмагматического кварца; 10 — контакты между породами; 11 — детально изученные участки.

вой жилы, разделенные зонкой нарушения, содержащей реликты вмещающих пород.

Для юго-восточной части синклинория на карте изолиний КИ для раннеметаморфогенных кварцевых жил вырисовываются сравнительно изометричные «брахиструктуры» овальной формы. Изолинии КИ позднеметаморфогенных кварцевых жил для этой же территории образуют в плане относительно более уплощенные линзы, вытянутые в субширотном направлении и обычно приуроченные к антиклинальным складкам мелкого порядка и ослабленным зонам тектонических нарушений. В контурах изолиний КИ 1500 и более почти всегда находятся золоторудные проявления. Изолинии КИ для ранне- и позднеметаморфогенных кварцево-жильных полей располагаются сравнительно независимо друг от друга.

С целью выявления оптимальных участков в пределах всего Бодайбинского синклинория были составлены карты изолиний КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ для позднеметаморфогенных кварцевых жил (рис. 21, 22). Кроме рассмотренных ранее минерализованных зон, выделяются площади для поисков новых золоторудных проявлений на участках перекрытия площадей с оптимальными значениями КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$. Следует более подробно остановиться на методике составления карт подобного типа и их целевом назначении.

Как известно, существует метод поисков рудных тел по ореолам пропаривания, заключающийся в отборе проб из вмещающих пород на изучаемой площади по сетке, плотность которой зависит от степени детальности поисков. После нагрева проб до 700°C строится карта изолиний интенсивности взрываемости [Ермаков, 1966, 1968; Польшковский и др., 1968; Грошенко, 1968].

Однако данный метод поисков можно использовать только на площадях распространения кварцевых жил, расположенных среди кварцитов и песчаников. По результатам декрептофонической съемки нельзя проводить разделение кварцевых жил на рудные и безрудные, так как интенсивность взрываемости, определяющая в большинстве случаев интенсивность оруденения, будет зависеть от расстояния между местом отбора проб и кварцевыми жилами, а не характеризовать степень рудоносности последних. Это обусловлено тем, что просачивание минералообразующих растворов постепенно приостанавливается по мере удаления от трещин, вышлененных кварцевыми жилами. Соответственно будет уменьшаться и количество законсервированных газовой-жидких включений.

PT-условия образования кварцевых жил

№ пробы	Температура, °С				Давление, атм	Метаморфизм	
	$T_{\text{ГОМ}}^1$	$T_{\text{ГОМ}}^2$	$T_{\text{н. д}}$	$T_{\text{ГОМ}}^2 + \Delta T_{\text{ГОМ}}^P$		Тип	Зона
74-139-К	22	227	200	305	980	Однородный	Серицитовая
74-214-К	28	312	220	402	1250		
74-214-К	28	325	220	415	1300		
74-213-К	28	214	220	289	850		
74-215-К	22	250	200	335	1100		
74-217-К	31	238	200	318	950		
74-217-К	22	232	200	312	1000		
72-186-К	28	290	240	370	1050		
ТН-72-86	30	300	220	385	1100		
74-110-К	29	157	200	227	650		
74-128-К	28	302	220	392	1220	Поллизональный	»
74-130-К	26	238	180	323	1170		
74-140-К	26	238	180	323	1170		
74-202-К	31	260	180	350	1310		
74-213-К	30	284	220	369	1140		
74-70-К	20	239	180	239	1170		
74-76-К	22	274	200	364	1200		
74-108-К	26	227	150	322	1380		
74-108-К	20	248	150	348	1500		
74-108-К	22	286	150	396	1760		
74-238-К	26	238	318	318	1040	Поллизональный	Биотитовая
71-305-К	25	200	180	280	960		
74-37-К	26	196	180	276	940		
74-37-К	30	205	180	286	1000		
74-37-К	30	210	180	290	1030		
73-32-8	30	195	180	275	940		
74-31-К	24	215	180	295	1040		
74-31-К	22	255	180	345	1260		
74-88-К	20	265	200	350	1160		
74-88-К	20	260	200	345	1130		

Примечание. $T_{\text{ГОМ}}^1$ — температура исчезновения газообразной углекислоты; $T_{\text{ГОМ}}^2$ — температура исчезновения жидкой углекислоты; $T_{\text{ГОМ}}^2 + \Delta T_{\text{ГОМ}}^P$ — то же, с поправкой на давление; $T_{\text{н. д}}$ — температура начала декрепитации.

Сущность предлагаемого метода в том, что после обработки результатов опробования по определенной сетке в зависимости от детальности изучения объекта строится карта интенсивности взрываемости включений. Пробы отбираются из кварцевых жил в коренных обнажениях и из обломков кварца из свалов. После декрептофонического изучения проб строится карта изолиний количества импульсов (КИ) на грамм пробы кварца. Из тех же точек наблюдения одновременно отбираются пробы для определе-

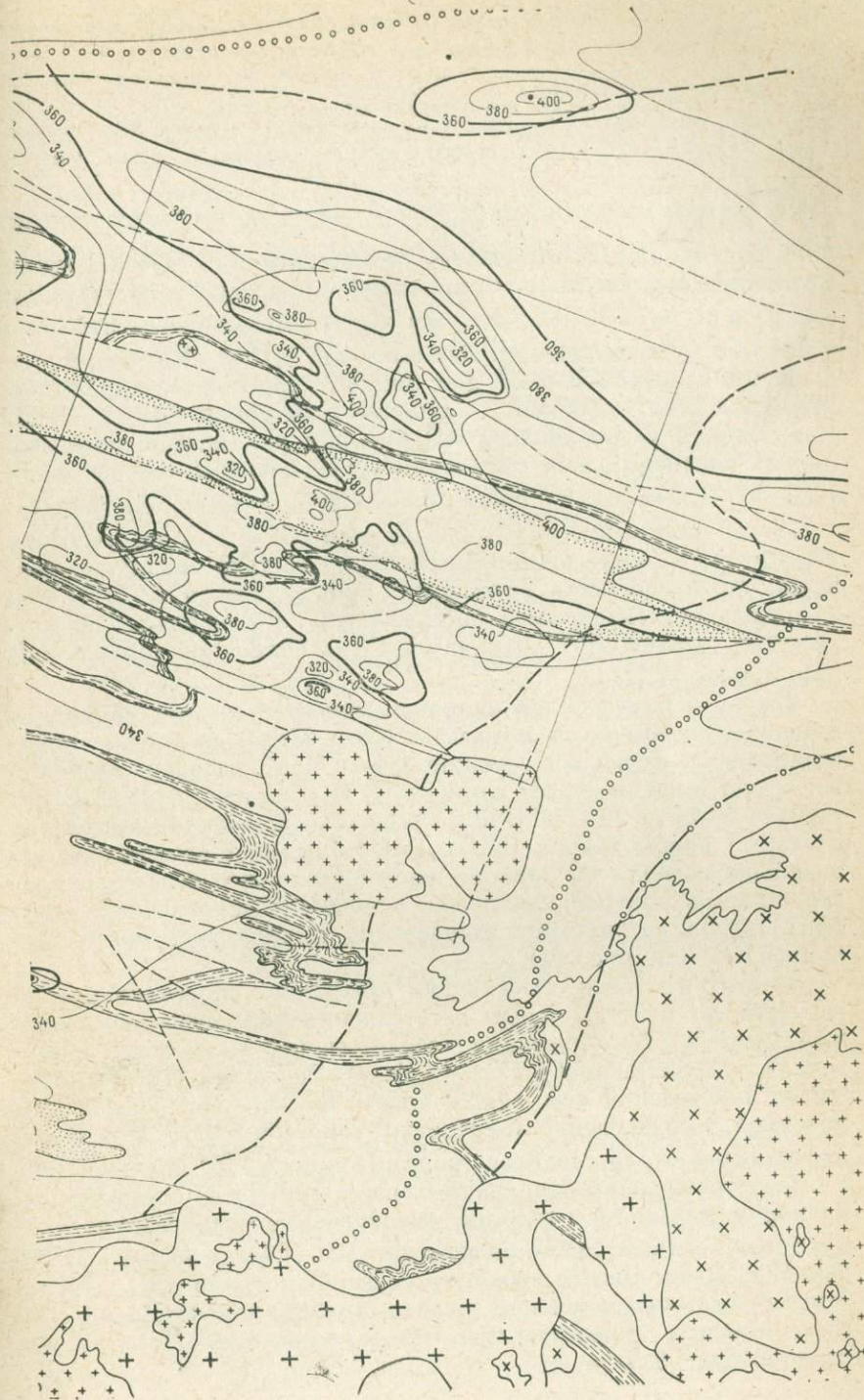
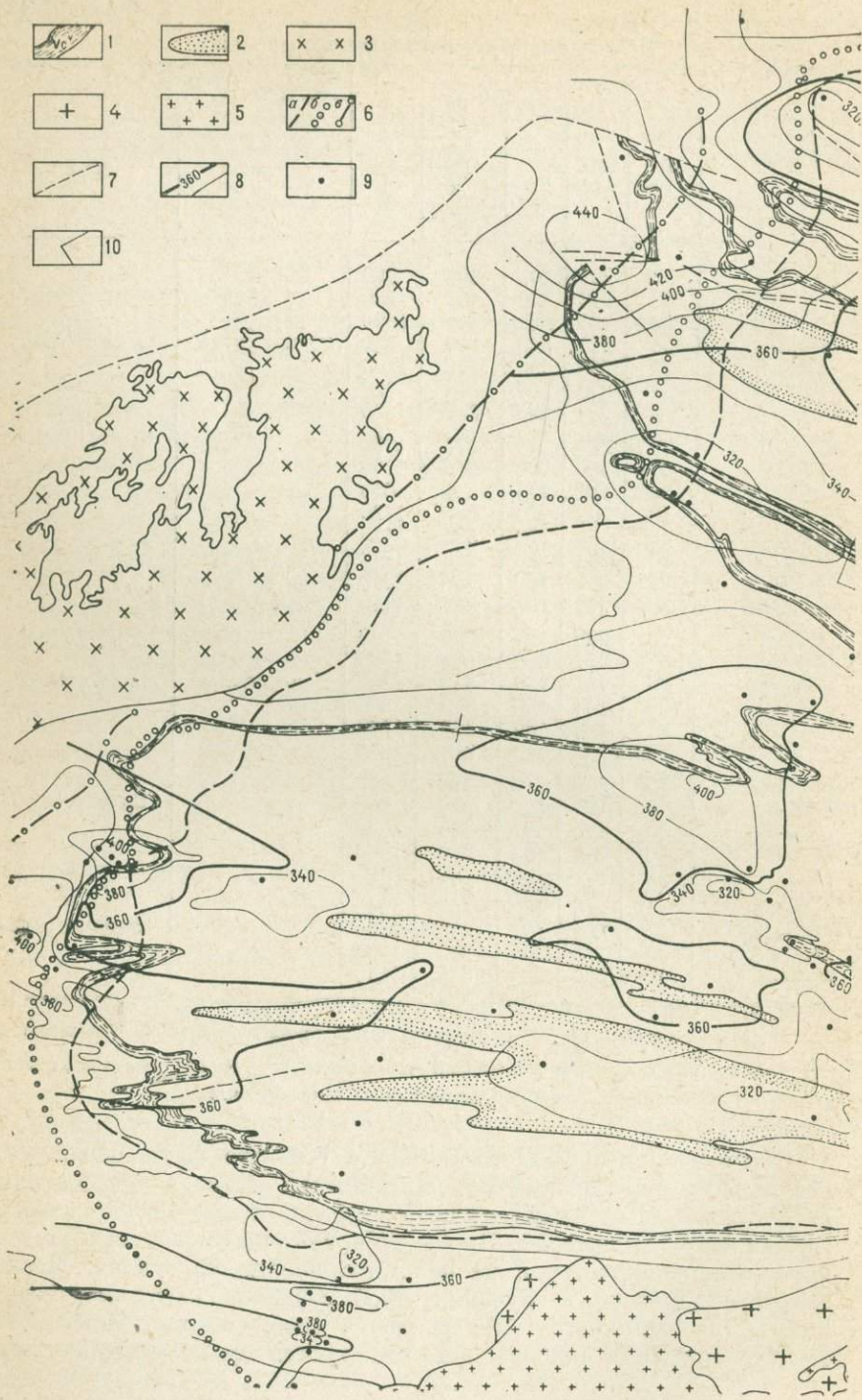
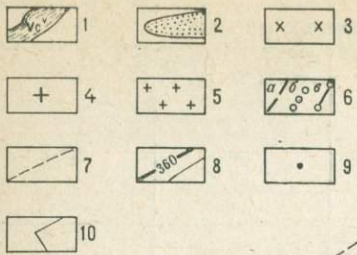


Рис. 22. Схематическая геологическая карта с изолиниями $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ для позднеметаморфогенных кварцевых жил Бодайбинского синклиория.

1, 2 — патомская серия верхнего протерозоя: 1 — кремнисто-углеродистые отложения 2 — известнякостые песчаники; 3—5 — интрузивные комплексы: 3 — мамско-оронский (PR₃), 4 — тельмакский (PR₂), 5 — конкудеро-мамаканский (PZ₁ — ?); 6 — изограды метаморфизма: а — биотита, б — граната, в — ставролита; 7 — тектонические нарушения; 8 — изолинии $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$; 9 — место взятия проб; 10 — детально изученные участки.

ния максимальных температур гомогенизации газовой-жидких включений и строится карта изолиний температур гомогенизации ($T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$) для той же площади, где часто располагаются заведомо известные рудопоявления. Эти значения КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ будут эталонными и оптимальными для данной территории, характеризующейся определенной геолого-структурной обстановкой. Например, в Бодайбинском синклиории для позднеметаморфогенных кварцевых жил оптимальное значение КИ 1500 и выше, $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ 360°C и более, но только в контурах до изограды граната.

После совмещения карт с изолиниями КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ на участках перекрытия их оптимальных значений выделяются локальные площади, где вероятность нахождения минерализованных участков значительно увеличивается по сравнению с площадями, околонтурными изолиниями оптимальных значений или только КИ, или только $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$.

Вес проб определялся наличием примесей других минералов в кварце, но обычно не превышал 100 г. После дробления пробы отбиралась навеска 2 г фракции 1,0—0,5 мм, которая обрабатывалась на декрепитографе системы Н. П. Ермакова [1950]. В интервале нагрева 20—600°C было выявлено количество импульсов на грамм пробы кварца (КИ). Для соблюдения одинаковых условий наблюдения на приборе периодически, раз в неделю, прослушивалась контрольная проба и вводился поправочный коэффициент. По результатам опробования составлялась карта изолиний КИ (см. рис. 21).

Из этих же точек опробования отбирались образчики кварца размером до 1×3×4 см для изготовления прозрачно-полированных шлифов. Гомогенизация газовой-жидких включений производилась в термокамере системы А. Р. Грошенко [1968], количество наблюдений для одной пробы 20—30. По результатам максимальных значений температур гомогенизации, как более информативных, составлялась карта изолиний $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ (см. рис. 22).

После наложения одноименных площадей Бодайбинского синклиория выделялись участки, околонтурные одновременно изолиниями с оптимальными значениями КИ (1500 и более) и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ (360°C и выше). Карты подобного типа можно составлять для отдельных месторождений или рудных столбов, для которых будут соответственно выделяться участки с наибольшей интенсивностью оруденения.

Использование предлагаемого метода поисков рудных кварцевых жил обеспечивает по сравнению с существующими методами следующие преимущества:

возможность разделения кварцевых жил на рудные и безрудные; опережение стадий детальности геологического картирования и поисково-разведочных работ; достижение значительного эффекта экономии в стадии предварительных поисков кварцево-жильных полей без применения горных и буровых работ; поиски рудных кварцево-жильных полей различного генетического типа (метаморфогенных и магматогенных), имеющих различные оптимальные значения KH и $T_{ГОМ}^{max}$.

Рассмотренный метод можно использовать только для кварцево-жильного типа оруденения, требующего также учета и других геолого-структурных факторов. Поиски кварц-сульфидного типа оруденения должны базироваться на получении новой информации об условиях осадконакопления в бассейне, процессах складкообразования и формирования структур, создающих благоприятные условия для локализации переотложенных кварц-сульфидных образований и золота.

Давление, при котором формировались метаморфогенно-гидротермальные образования, определялось по методу В. Б. Паумова и С. Д. Малинина [1968]. Из табл. 12 видно, что наблюдается некоторая слабо выраженная тенденция уменьшения температуры и давления в момент возникновения углекислотных газожидких включений в кварцевых жилах, расположенных в различных зонах метаморфизма — от ставролитовой до серицитовой.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о различных PT -условиях образования ранне- и позднеметаморфогенных кварцевых жил.

ВЛИЯНИЕ МАГМАТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОРУДЕНЕНИЕ

Вопросы о роли интрузивной деятельности и ее влиянии на процессы оруденения в рассматриваемом районе пока еще во многом дискуссионны.

В. А. Обручев [1907] считал, что источником россышного золота являются «бурошпатизированные» и пиритизированные метаморфизованные сланцы и песчаники, обогащенные золотом в результате пневматолитовых процессов в связи с внедрением гранитов и воздействием магматогенных растворов. В. С. Малых [1970] увязывает золоторудную минерализацию с проявлением мезозойской активизации. С. Д. Шер [Заири и др., 1977] рассматривает вопрос о генетической связи оруденения с коровыми интрузиями. В. Н. Шаров относит золоторудную минерализацию

кварц-сульфидного типа, проявившуюся до внедрения гранитов конкудеро-мамаканского комплекса, к догранитовой, а кварцево-жильного типа — к послегранитовой [Шаров и др., 1978]. А. Л. Александров и др. [1978] находят признаки связи оруденения в районе с гранитными куполами, фиксируемыми геофизическими методами исследования. В. А. Буряк [1973] основную роль отводит процессам регионального метаморфизма, обусловившего перераспределение золота из зон высокого метаморфизма в зеленосланцевую зону. Позднеорогенные граниты, по его мнению, являются послерудными. А. К. Кондратенко [1977] рассматривает генетическую связь оруденения с тельмамским и аглан-янским магматическими комплексами.

Полученные новые данные позволяют более уверенно говорить о том, что кварц-сульфидная и кварцево-жильная золоторудная минерализации района сформировались значительно раньше периода становления позднеорогенных гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса.

Как уже отмечалось, зоны кварц-сульфидной минерализации и кварцево-жильные поля «срезаются» гранитными массивами конкудеро-мамаканского комплекса, а постмагматические жилы и прожилки секут жилы и прожилки метаморфогенно-гидротермального типа [Коновалов, 1975]. Кроме того, температурная зональность постмагматических образований занимает секущее положение по отношению к температурной зональности метаморфогенно-гидротермальных кварцево-жильных полей [Шаров и др. 1978].

Самостоятельность постмагматических кварцевых жил, как группы, подтверждается также при изучении результатов анионно-катионного состава водной вытяжки, размеров элементарной ячейки кварца, содержания элементов-примесей и температур гомогенизации газово-жидких включений.

Анионно-катионный состав газово-жидких включений в кварце постмагматических жил отличается от состава включений в кварце ранне- и позднеметаморфогенных жил и кварц-сульфидных образований (см. табл. 5, 6). Постмагматические гидротермальные растворы более щелочные (с большим содержанием суммы щелочей) и гидрокарбонатные, но менее кальциевые. Размер элементарной ячейки кварца постмагматических жил также отличается от размера ячейки ранних метаморфогенных жил (см. табл. 7). Постмагматическому кварцу свойственны более высокие значения отношения никеля к кобальту и коэффициента корреляции между этими элементами (см. табл. 9). Максимальные температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце постмагматических жил значительно превышают $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ включений в кварце метаморфогенных образований серицитовой зоны (см. табл. 7).

Вскрытые эрозией гранитоидные массивы конкудеро-мамаканского комплекса располагаются независимо от температурной зональности и зональности изолиний КИ метаморфогенно-гидро-

термальных образований. Более того, эти массивы тяготеют к температурным минимумам позднеметаморфогенных кварцевых жил (см. рис. 22). Отсутствует также какая-либо закономерность в расположении гранитных куполов, выделяемых на основании геофизических данных [Александров, Львова, 1973; Александров и др., 1978], по отношению к поведению изолиний КИ и $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ позднеметаморфогенных жил. В частности, для постмагматических жил одного из массивов выявляется максимум КИ более 1700, тяготеющий к зоне эндоконтакта, изолинии КИ кварцевых жил этого массива секут изолинии КИ позднеметаморфогенных кварцевых жил (см. рис. 21). Постмагматические жилы отличаются и по типу кривых декрепитации от кварцевых жил, широко распространенных в районе.

Таким образом, дискордантное положение гранитоидов относительно кварцево-жилных полей района, различие анионно-катионного состава газовой-жидких включений и размера элементарной ячейки кварца, секущее положение изолиний КИ и $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ постмагматических жил подтверждают, что становление посторогенных гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса происходило позднее формирования кварц-сульфидной и кварцево-жилной минерализации Бодайбинского синклиория.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФОГЕННО-ДЕФОРМАЦИОННОГО ЦИКЛА И СОПУТСТВУЮЩЕЙ ИМ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В процессе развития подвижных складчатых поясов проявляются несколько этапов деформации и метаморфизма [Read, 1952; Николаев, 1957; Хорева, 1966; Винклер, 1969; Глебовицкий, 1973; Миллер, 1973; Казаков, 1976; Казаков и др., 1977; и др.]. На территории Бодайбинского синклиория можно выделить три деформационных этапа, каждому из которых соответствуют свои этапы метаморфизма и определенные минеральные парагенезисы [Коновалов, 1981].

Началу первого деформационного этапа — складчатого — соответствует период общего погружения Бодайбинского внутреннего прогиба миогеосинклинального внешнего пояса байкалид [Салоп, 1967] и действия радиальных напряжений (табл. 13). Прогрессивный метаморфизм складчатого этапа, по-видимому, не поднимался выше зеленосланцевой ступени, так как более высокотемпературные минеральные парагенезисы в рассматриваемом районе вне сферы влияния полизонального метаморфизма отсутствуют. Проявление прогрессивного метаморфизма периода погружения затрудняет обнаружение более ранних осадочно-диагенетических образований. Складкообразование протекало в

Этапы развития метаморфизма и сопутствующей им минерализации

Этапы развития геосинклинали	Метаморфизм		Состав, условия образования и метаморфизм минеральных ассоциаций
	Этапы (типы)	Стадии	
Складчатый	Раннеметаморфогенный (однородный)	Прогрессивная	Метаморфизм осадочно-диагенетических линз пирита
		Регрессивная	Формирование кварц-сульфидных ассоциаций и раннеметаморфогенных кварцевых жил
Инверсионный	Позднеметаморфогенный (полизональный)	Прогрессивная	Метаморфизм раннеметаморфогенных образований
		Регрессивная	Формирование позднеметаморфогенных кварцевых жил
Посторогенный	Постметаморфогенный (контактовый)	Прогрессивная	Метаморфизм ранних образований в зонах контактовых роговиков конкудеро-мамаканских гранитов
		Регрессивная	Формирование постмагматических кварцевых жил

условиях общего тангенциального сжатия. В это время формировалась система субширотных линейных изоклинальных, наклонных и косых складок с размахом крыльев до 3 км и размером по простиранию до 30 км, часто осложненных складчатостью более мелкого порядка. Процессы складкообразования сопровождался проявлением однородного метаморфизма зеленосланцевой ступени, который, судя по смене более высокотемпературных метаморфогенно-гидротермальных минеральных парагенезисов менее высокотемпературными, носил регрессивный характер. Начало регрессивной стадии первого этапа фиксируется наибольшими (около 420°C) температурами гомогенизации газово-жидких включений в кварце из оторочек давления, сопровождающих линзы и метакристы пирита. Температурно-деформационные условия этой стадии метаморфизма способствовали перекристаллизации осадочно-диагенетических сульфидов в более крупнозернистые линзовидные образования и укрупненные отдельные метакристы. Это же явилось причиной миграции кремнезема и золота из вмещающих пород в трещины и «затененные» от давления участки на периферии линз и метакристов пирита. Укрупнение зерен пирита и рост сопровождающей их кварцевой оторочки, а также образо-

вание более поздних маломощных кварц-пиритовых прожилков протекали одновременно с процессом одностороннего давления, о чем свидетельствует наличие в оторочках и прожилках гребенчатых структур второго рода. Отложение кварца в оторочках давления, формирование маломощных кварц-сульфидных прожилков и более поздних кварцевых жил (раннеметаморфогенных) осуществлялись на фоне понижающейся температуры и одновременно с увеличением интенсивности отложения кварца в ряду линзы пирита — кварц-пиритовые прожилки — пирит-кварцевые прожилки — кварцевые жилы. Кварцевые жилы секут метакристы пирита и кварц-пиритовые прожилки, кроме того, они сминаются в сложные птигматитовые обособления и секутся более поздними кварцевыми жилами второго этапа деформации.

Второй (инверсионный) этап деформации проявлялся в инверсионную стадию развития геосинклинали, когда активизировались зоны глубинных разломов по периферии Бодайбинского синклиория и структуры, сопряженные с ними на остальной его территории.

В это же время проявился прогрессивный региональный высокоградиентный метаморфизм от зеленосланцевой фации в центральной части синклиория до амфиболитовой в зонах Абчадского и Сьюльбанского глубинных разломов. Площади интенсивного развития процессов гранитизации и зоны ультраметаморфизма тяготеют к термоаномалиям. Метаморфизм раннеметаморфогенных образований от серицитовой до амфиболитовой зоны детально изучен Л. И. Салопом [1967] на примере пирита. Появление мигматитов и гранитов мамско-оронского комплекса в начале натрового, затем калиевого ряда совпадает с переходом к регрессивному этапу высокоградиентного метаморфизма [Маракушев, 1978]. Консолидация гранитоидов и регрессивный метаморфизм обусловили проявление трех стадий метасоматоза — раннещелочной, кислотного выщелачивания и позднещелочной [Глебовицкий, 1973]. Тепловой поток и минералообразующие растворы поступали по зонам ультраметаморфизма на периферии Бодайбинского синклиория и с более глубоких горизонтов по сопряженным разломам и другим ослабленным зонам в центральных участках. Более интенсивно проявилась стадия кислотного выщелачивания, обусловившая развитие кварцево-жильных полей, широко распространенных в районе и приуроченных обычно к зонам расщепления и трещиноватости в замковых участках антиклинальных складок. Температурные условия (около 400°C) благоприятствовали миграции кремнезема и переотложению золота из вмещающих пород при формировании позднеметаморфогенных кварцевых жил, что подтверждается расчетом баланса кремнезема и золота в околорудно-измененных породах. В позднещелочную стадию с понижением температуры в этих жилах происходило отложение карбонатов, сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и др.) и золота.

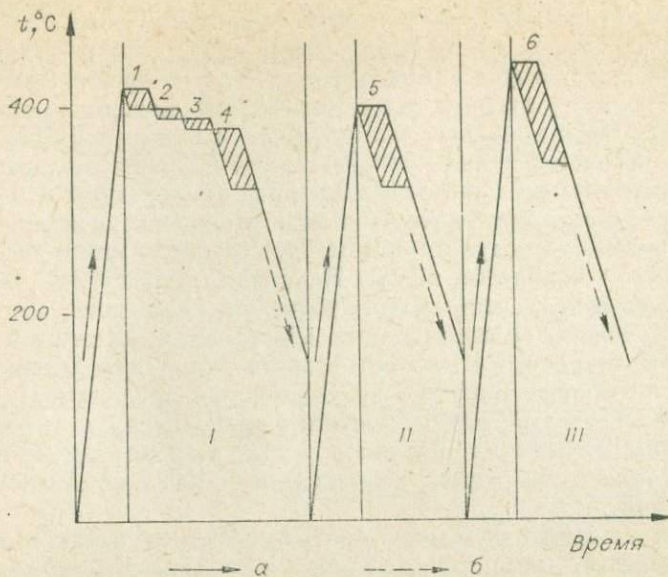


Рис. 23. Этапы и стадии минералообразования.

I—III этапы: I — раннеметаморфогенный, II — позднеметаморфогенный, III — постметаморфогенный (постмагматический); 1—6 — стадии: 1 — сульфидная (линзы и метакристы пирита), 2 — кварц-сульфидная (кварц-пиритовые прожилки), 3 — сульфидно-кварцевая (пирит-кварцевые прожилки); 4—6 — кварцево-жильная (кварцевые жилы: 4 — ранне-, 5 — позднеметаморфогенные, 6 — постмагматические); стрелками показана направленность процессов минералообразования: а — прогрессивного этапа, б — регрессивного.

Третий (посторогенный) этап деформации протекал в посторогенный период развития геосинклинали, когда полностью завершилась консолидация территории. Становление посторогенных гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса сопровождалось образованием зон контактовых роговиков и формированием постмагматических кварцевых жил, отличающихся от более ранних метаморфогенно-гидротермальных кварцевых жил минеральными парагенезисами, температурами начала кристаллизации кварца, составом газовой-жидких включений и размером элементарной ячейки кварца. Зоны контактовых роговиков и температурная зональность постмагматических кварцевых жил занимают секующее положение по отношению к температурной зональности позднеметаморфогенных кварцево-жильных полей. Газово-жидкие включения в кварце позднеметаморфогенных жил вблизи гранитоидных массивов метаморфизованны [Коновалов, 1975]. Третий этап не оказывал существенного влияния на золоторудную минерализацию рассматриваемого района, кроме незначительного перераспределения золота в зонах контактовых роговиков [Шаров и др., 1978].

Таким образом, последовательность развития этапов деформационного цикла и сопровождающих их типов метаморфизма обусловили соответствующую последовательность развития ми-

неральных парагенезисов. В первый этап, в стадию погружения, сформировались линзы пирита и железисто-магнезиальных карбонатов; в стадию тангенциального сжатия и однородного метаморфизма возникли метакристы пирита с оторочками давления, кварц-пиритовые и пирит-кварцевые прожилки и раннеметаморфогенные кварцевые жилы. Этот период был наиболее благоприятным для локализации золотосульфидной минерализации прожилково-вкрапленного типа в процессе местного переотложения первично-осадочных сульфидов и золота. Во второй этап — инверсии и полизонального метаморфизма — сформировались позднеметаморфогенные кварцевые жилы с кварцево-жильным типом оруденения обычно в местах наложения на участки с прожилково-вкрапленной минерализацией. В третий, посторогенный, этап были образованы постмагматические пострудные кварцевые жилы, генетически связанные с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса (см. табл. 13; рис. 23.)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

С целью сравнительной характеристики условий образования золоторудных минеральных ассоциаций Бодайбинского синклинория изучались другие золоторудные проявления в относительно сходной геологической обстановке, но в различных по возрасту черносланцевых толщах.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Наличие золоторудных проявлений в разновозрастных черносланцевых отложениях привлекает внимание многих исследователей [Викулова и др., 1977; и др.].

На участке, расположенном севернее Бодайбинского синклинория, наиболее древними породами являются нижнепротерозойские терригенные отложения, сложенные биотит-серицит-хлоритовыми и углеродистыми биотит-мусковитовыми сланцами и прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Они прорываются биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами чуйско-кодарского комплекса. Кварцитовидные песчаники, гравелиты, хлоритовидно-дистеновые и хлорит-биотит-амфиболовые сланцы теоторгинской серии среднего протерозоя несогласно залегают на породах нижнего протерозоя и прорываются лейкократовыми гранитами амандракского комплекса [Салоп, 1967; Головенко, 1967]. Песчано-сланцевые отложения патомской серии верхнего протерозоя несогласно перекрывают перечисленные образования нижнего и среднего протерозоя.

В пределах рассматриваемого участка (рис. 24) выделяются три яруса — нижне-, средне- и верхнепротерозойский. Складки первого яруса имеют пологий наклон крыльев — 20—30°. Отложения второго также деформированы в пологие складки. Структуры верхнего протерозоя ориентированы под углом 30—40° к простиранию осей складок нижнего и среднего протерозоя.

Разрывные нарушения имеют большей частью северо-восточное направление. Четко выражена зона тектонического нарушения, проходящая к северу и северо-западу от амандраковского массива (см. рис. 24).

Выделяются четыре группы кварцевых жил с различной генетической природой: раннеметаморфогенные; постмагматические, связанные с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса; постмагматические, связанные с гранитоидами амандраковского комплекса; позднеметаморфогенные (табл. 14).

Раннеметаморфогенные жилы маломощные, их состав в большей мере зависит от состава вмещающих пород. Кварц обычно мелкозернистой структуры и очень слабо насыщен газовой жидкостью.

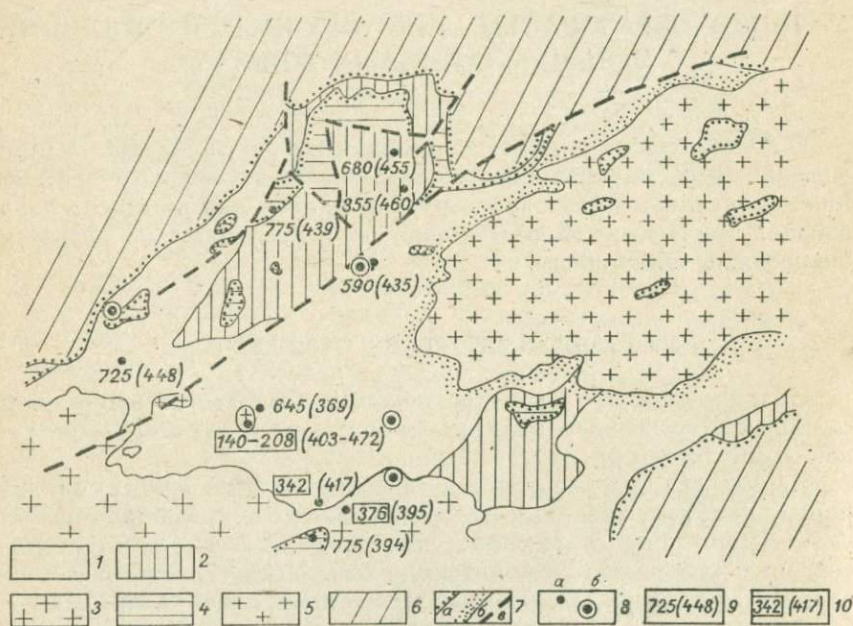


Рис. 24. Количество импульсов на грамм пробы кварца в раннеметаморфогенных и постмагматических кварцевых жилах.

1—3 — нижний протерозой: 1 — биотит-серичит-хлоритовые сланцы, 2 — углеродистые сланцы и алеволиты, 3 — граниты чуйско-кодарского комплекса; 4, 5 — средний протерозой: 4 — теплогинская серия, 5 — граниты амандраковского комплекса; 6 — верхний протерозой; 7а — угловое и стратиграфическое несогласие, 7б — контактные рогины, 7в — тектонические нарушения; 8 — место отбора проб: а — единичных, б — групповых; 9, 10 — количество импульсов на грамм пробы кварца в жилах: 9 — раннеметаморфогенных, 10 — постмагматических. В скобках указаны наибольшие температуры гомогенизации газовой жидкости в кварце раннеметаморфогенных и постмагматических кварцевых жил.

Характеристика кварцево-жильных полей

№ пробы	КИ	Характеристика кварца	Типы кварцевых жил	Возраст и состав вмещающих пород		
8074	685	Мелкозернистый, сахаровидный	Раннеметаморфогенные	Нижний протерозой; песчаники и сланцы		
666	432	То же				
К-665-5	574	Серый, мелкозернистый				
6733а	576	То же				
6683	490	»				
5190	325	Полупрозрачный, гранулированный				
5204	380	То же				
6609	510	»				
5664	1060	Белый, гранулированный			Постмагматические	Граниты чуйско-коддарского комплекса
8165	1165	Молочно-белый, сливочной				
8024а	1105	То же				
8265	901	»				
8024	892	»				
8234	1513	Серый, мелкозернистый				
К-661-16	1146	Белый, крупнозернистый	Позднеметаморфогенные	Нижний протерозой; песчаники и сланцы		
К-660-2	1125	Белый, массивный, золотосносный				
К-661-3	1037	«Брекчиевидный»				
К-661-4	1001	Белый, с вкрапленностью сульфидов				
К-665-4	875	Массивный, крупнозернистый				
К-661-15	810	Белый, с вкрапленностью сульфидов				
К-925-4	809	«Брекчиевидный»				
К-660-3	700	Массивный, с гнездами галенита				
6517а	1107	Светло-серый, негранулированный			Позднеметаморфогенные	Верхний протерозой; песчано-сланцевые отложения
6716б	1008	То же				
6517в	945	»				

ми включениями. Преобладают мелкие (2—3 мкм) включения, более крупные (10×10 мкм), по-видимому, взорваны, так как они полностью выполнены газовой фазой и окружены ореолом мельчайших включений. Последние равномерно рассеяны в кварце, имеют форму негативных кристаллов кварца; коэффициент заполнения жидкой фазой (КЗ) колеблется в пределах 0,4—0,6, редко 0,8. Включения двухфазные, гомогенизируются в жидкую и га-

зовую фазу, значения максимальных температур гомогенизации 369—460°C (без поправок на давление и концентрацию растворов).

Постмагматические жилы чуйско-кодарского комплекса залегают или непосредственно в гранитных массивах, или вблизи их. Сложены они крупнокристаллическим кварцем темно-серого и белого цвета. В темно-сером кварце нередко наблюдаются просечки белого кварца, в которых количество газовой-жидких включений возрастает.

Отмечается очень слабая насыщенность кварца включениями, имеющими форму негативных кристаллов, размер их 5×8 мкм, КЗ 0,4—0,6, реже 0,8. Включения, в том числе и двухфазные, гомогенизируются обычно в газовую фазу при максимальных значениях температур 403—472°C.

Постмагматические кварцевые жилы амандракского комплекса расположены в пределах массива или вблизи него. Они более насыщены газовой-жидкими включениями по сравнению с кварцевыми жилами чуйско-кодарского комплекса. Максимальные температуры гомогенизации включений 392—462°C, гомогенизируются они чаще в жидкую фазу.

Позднеметаморфогенные жилы распространены преимущественно в породах нижне- и верхнепротерозойского возраста и обычно тяготеют к зонам тектонических нарушений. Сложены они главным образом среднекрупнозернистым кварцем молочно-белого цвета с редкой вкрапленностью сульфидов и золота. Кварц наиболее обогащен газовой-жидкими включениями размером от 2×3 до 3×14 мкм. Они имеют удлиненную форму, часто ориентированы в одном направлении, располагаются равномерно или группируются в виде цепочек по плоскостям залеченных трещин, КЗ колеблется в пределах 0,6—0,8. Включения двухфазные, редко трехфазные с жидкой углекислотой, гомогенизируются в жидкую и газовую фазу при максимальных температурах 392—500°C (обычно 340—490°C).

С целью выявления палеотемпературной зональности кварцево-жильных полей и разделения их на перечисленные генетические группы, а также определения участков для поисков золоторудных проявлений были построены карты изолиний количества импульсов на грамм пробы (КИ) и максимальных температур гомогенизации (рис. 25, 26)*. Аналогичные результаты в виде отдельных точек наблюдения существуют и для постмагматических и раннеметаморфогенных кварцевых жил (см. рис. 24).

Для раннеметаморфогенных жил не намечается какой-либо температурной зональности как по отношению к массивам гранитоидов, так и по отношению к зонам тектонических нарушений. Нет также пространственной закономерности и в расположении точек наблюдения по результатам КИ. Тем не менее наличие узких интервалов максимальных значений температур гомогениза-

* При построении карт изолиний КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ использовались материалы А. П. Шмотова, М. А. Шибасва, А. А. Карпова, В. Н. Шарова.

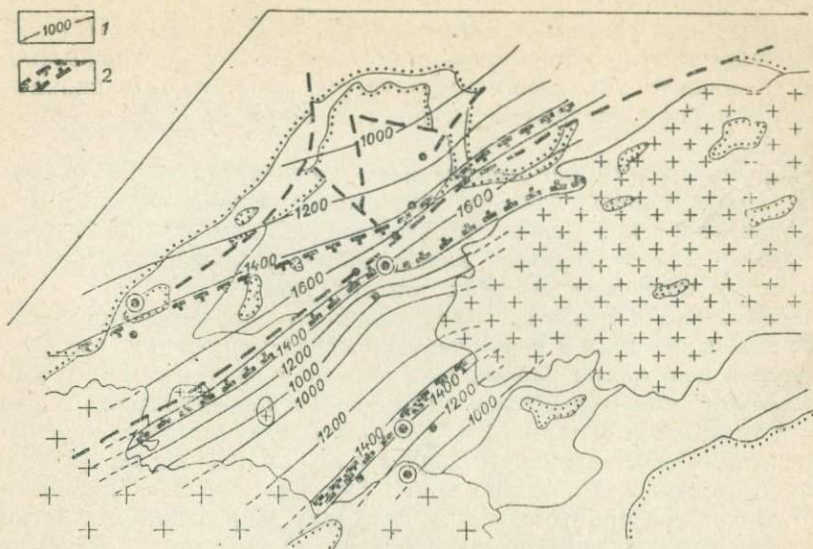


Рис. 25. Изолинии количества импульсов на грамм пробы кварца для поздне-метаморфогенных жил.

1 — изолинии КИ; 2 — зоны оптимальных значений КИ. Геологическая обстановка при-ведена на рис. 24.

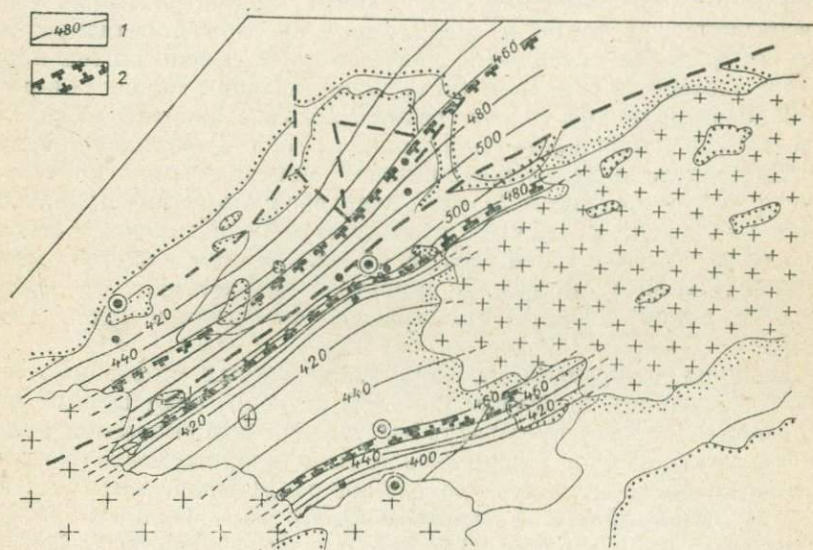


Рис. 26. Изолинии одинаковых значений температур начала кристаллизации кварца позднеметаморфогенных кварцевых жил.

1 — изолинии начала кристаллизации; 2 — зоны оптимальных температур. Геологическая обстановка приведена на рис. 24.

ции (главным образом в интервале 380—440°) и КИ (675—775) свидетельствует, по-видимому, о близких условиях образования жил подобного типа, формировавшихся на обширных территориях в период складкообразования и проявления однородного метаморфизма.

Палеотемпературная зональность постмагматических кварцевых жил, сопровождающих гранитоиды чуйско-кодарского и амандракского комплексов, не выявлена. Жилы эти очень слабо насыщены газовой-жидкими включениями, которые, однако, гомогенизируются при высоких температурах.

Отчетливо намечается приуроченность позднеметаморфогенных кварцевых жил к зонам тектонических нарушений, что отражается в положении наибольших значений изолиний КИ и максимальных температур гомогенизации в непосредственной близости к этим зонам (см. рис. 24). Градиенты максимальных температур начала кристаллизации кварца у зон нарушения по горизонтали составляют 30°, а на удалении от них — 3°С на километр.

Следует подчеркнуть, что на графиках декрепитации отчетливо фиксируются высокотемпературные максимумы в интервале 400—600°С. Некоторые кривые имеют по два максимума — 200 и 500°С, т. е. «двухгорбовый» график декрепитации. На кривых золотоносного кварца также отмечаются по два максимума, но в высокотемпературном интервале — 440 и 500°С.

Золоторудная минерализация, представленная прожилково-вкрапленным и кварцево-жилным типами оруденения, приурочена к песчано-сланцевым отложениям, метаморфизованным до зеленосланцевой фации и содержащим прослойки пиритизированных углеродистых сланцев и алевролитов, и к зоне повышенной трещиноватости в замковой части синклинали складки широтного простирания на участке сочленения ее с поперечной складкой субмеридионального простирания. Зона прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации погружается к западу под углом 30—50°; кварцево-сульфидные прожилки вблизи зальбандов содержат реликты вмещающих пород и основную массу рудных минералов. Наиболее ранним является арсенопирит, позднее отлагались пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит и золото, выполняющее трещинки в рудных минералах.

Наличие черносланцевых пиритизированных отложений, метаморфизованных до зеленосланцевой ступени, аналогичный минеральный состав и температурные условия возникновения кварцевых жил, как и в Бодайбинском синклинории, позволяют относить кварцево-жилные проявления рассматриваемого участка к типу метаморфогенно-гидротермальных образований — ранне- и позднеметаморфогенных. Отличительная особенность их формирования — высокая температура начала кристаллизации кварца (более 400°С).

Черносланцевые отложения и пространственно связанные с ними золоторудные проявления находятся несколько южнее Бодайбинского синклинария и тяготеют к зоне влияния глубинного разлома. В пределах рассматриваемого участка выделяются верхнепротерозойские карбонатно-терригенные отложения патомской серии кадаликанской подсерии и нижнепротерозойские вулканогенные образования муйской серии киянской подсерии, разделенные зоной разлома. Изверженные породы представлены небольшими массивами плагиогранитов и габброидов муйского комплекса.

Карбонатно-терригенные отложения в нижней части сложены серыми и темно-серыми мелкозернистыми и пелитоморфными известняками с прослоями углеродсодержащих сланцев мусковит-карбонат-кварцевого состава и углеродистых филлитовидных сланцев. В верхней части преобладают зеленовато-серые биотит-хлорит-кварцевые сланцы и черные филлитовидные сланцы с вкрапленностью пирита и магнетита, встречаются прослои кварцитовидных песчаников и полосчатых мелкокристаллических известняков.

Киянская толща сложена эффузивами кислого и основного состава. Породы интенсивно рассланцованы, плоскости сланцеватости падают на юго-запад под углом $65-80^\circ$. Имеется зона интенсивно карбонатизированных пород с густой сетью кварцевых жилков.

В зависимости от состава вмещающих пород, температур начала кристаллизации кварца и облика кривых декрепитации в пределах одного из проявлений выделяются три группы кварцевожильных образований.

Первая группа — кварцевые жилы, залегающие в известково-песчано-сланцевых отложениях. Они часто приурочены к полостям отслоения и залегают согласно с напластованием вмещающих пород. Газово-жидкие включения мелкие — 2×5 мкм, иногда до 10×15 мкм, КЗ 0,6—0,8. Включения обычно двухфазные, иногда трехфазные с жидкой углекислотой. Максимальная температура гомогенизации не превышает 320°C . Наибольшая интенсивность растрескивания наблюдается в интервале $120-300^\circ$, максимум — при 180° (рис. 27, а). Наибольшие значения КИ (1500) для одной из жил отмечаются в всячем боку. Залегающая она в известково-сланцевых отложениях на крыльях и сводовой части антиклинальной складки, запрокинутой на северо-восток, и приурочена к полости отслоения между темно-серыми мелкокристаллическими известняками и филлитовидными сланцами. Западное крыло жилы падает на юго-запад под углом $45-70^\circ$, восточное — под углом $70-75^\circ$. Во вмещающих породах отмечается вкрапленность пирита и железисто-магнезиальных карбонатов. Рудная минерализация развивается вблизи зальбандов жилы; текстуры

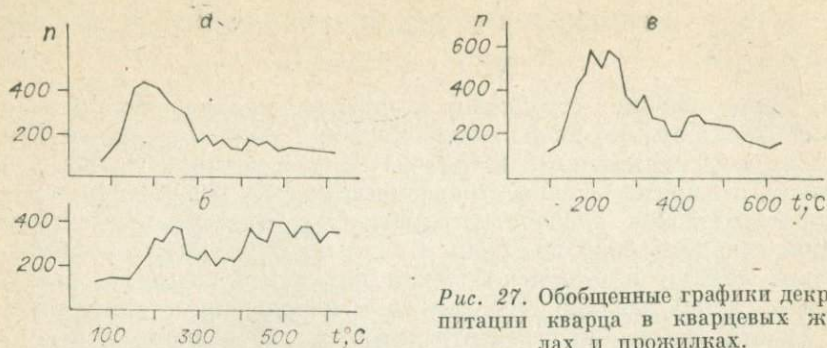


Рис. 27. Обобщенные графики декрепитации кварца в кварцевых жилах и прожилках.

а — песчано-сланцевые отложения (6 проб); б — вулканогенные породы (4 пробы); в — зоны карбонатизации (6 проб).

руд гнездовые, вкрапленные и полосчатые. Более ранний минерал — пирит, позднее отлагались халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, золото и серебро.

Вторая группа — кварцевые жилы, залегающие в вулканогенных породах основного состава килианской толщи. Сложены они молочно-белым кварцем, содержащим прожилки серого полупрозрачно-золотоносного кварца с вкрапленностью галенита. Безрудные прожилки кварц-кальцитового состава более поздние. Газово-жидкие включения в кварце молочно-белого цвета мелкие (до 3×4 мкм), удлиненные, КЗ 0,6—0,8, двухфазные. Максимальные температуры гомогенизации достигают 357° . Наибольшая интенсивность растрескивания наблюдается в интервале 140 — 280° , максимум — при 240° ; высокотемпературные максимумы обусловлены декрепитацией мелких перегретых включений (см. рис. 27, б).

Третья группа — кварцевые прожилки в зоне окварцевания и карбонатизации. Кварц содержит вкрапленность пирита, халькопирита, галенита, блеклых руд, сфалерита, золота и серебра. Газово-жидкие включения в кварце мелкие (2×3 мкм), КЗ 0,6—0,8, двухфазные, редко трехфазные с жидкой углекислотой. Наибольшая температура гомогенизации 310° . Максимумы декрепитации наблюдаются при температуре 200 и 240° (см. рис. 27, в).

Касаясь сравнительной характеристики золоторудных проявлений рассматриваемого участка и Бодайбинского синклиория, следует отметить, что вмещающими породами их значительной части являются терригенные отложения патомской серии. Они метаморфизованы до зеленосланцевой фации, обогащены углеродистым веществом, а также содержат вкрапленность пирита и железисто-магнезиальных карбонатов. Кроме того, форма кривых декрепитации кварцевых жил первой группы аналогична кривым ранее рассмотренных позднеметаморфогенных кварцевых жил Бодайбинского синклиория [Коновалов, 1977]. Отличительной чертой рассматриваемых проявлений является их сложный минеральный состав, а также присутствие в жилах блеклых руд и

серебра, наличие более выраженной стадийности процессов минералообразования и низкие температуры начала кристаллизации кварца.

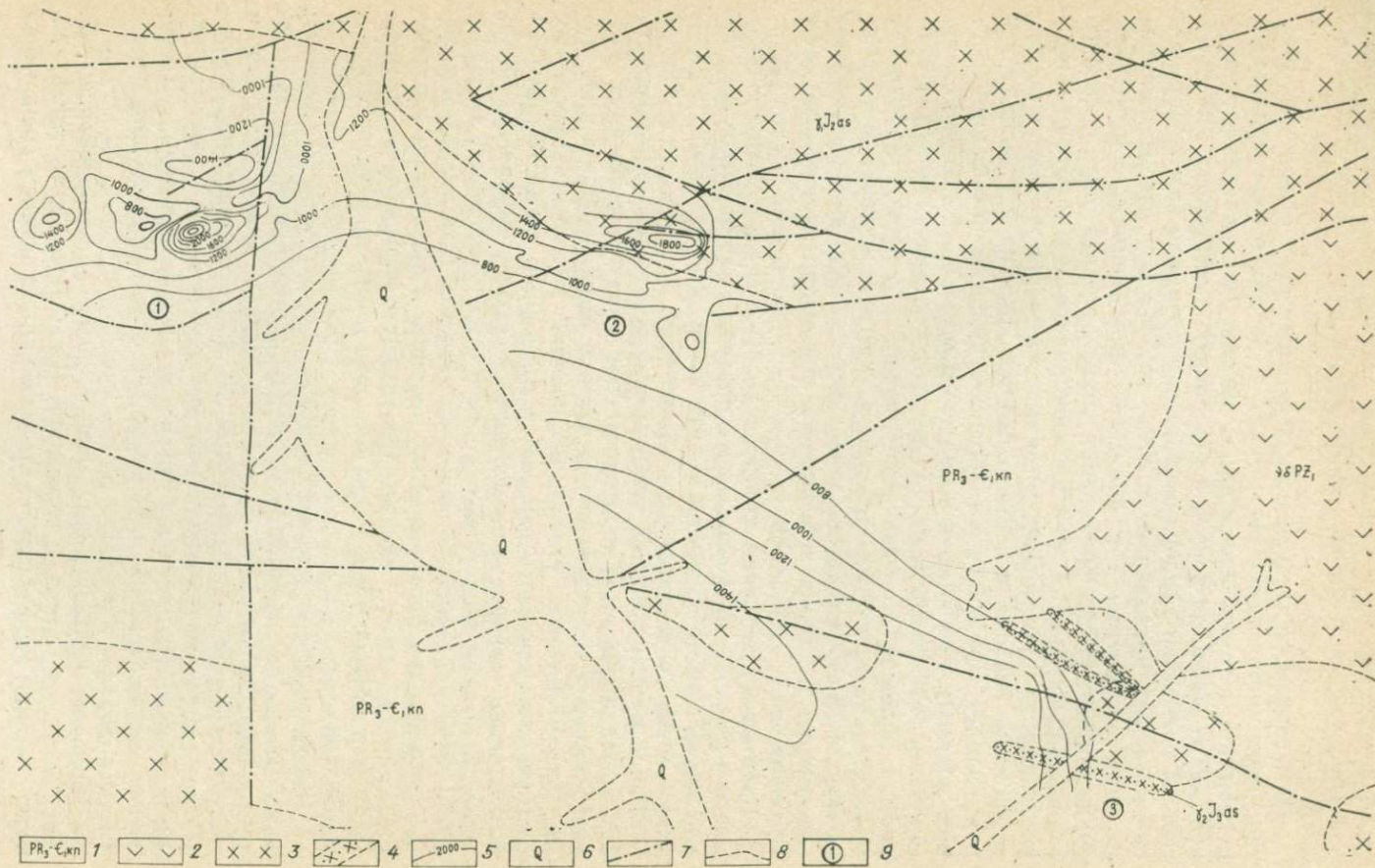
Повышенная золотоносность черносланцевых отложений, обогащенных вкрапленностью пирита и железисто-магнезиальных карбонатов, а также относительно высокие (по сравнению с кларковыми) содержания золота в габброидах и эффузивах основного состава позволяют предположить, что источником золота для рассматриваемых проявлений участка, как и для кварцево-жильного типа оруденения Бодайбинского синклиория, могли быть вмещающие породы. Проявления также, по-видимому, формировались в регрессивный этап полизонального метаморфизма в процессе циркуляции метаморфогенных растворов в зоне влияния глубинного разлома и заимствования золота из вмещающих пород: сланцев, эффузивов и габброидов. Более сложный минеральный состав кварцевых жил, по сравнению с «бодайбинскими», вероятно, объясняется разнообразным составом элементов-примесей в исходных породах — габброидах и основных эффузивах. Относительно низкие температуры начала кристаллизации кварца, скорее всего, обусловлены меньшими глубинами формирования золоторудных проявлений района, чем кварцево-жильные поля Бодайбинского синклиория.

Золоторудные проявления другого участка находятся в Забайкалье в пределах синклинального прогиба в терригенных верхнепротерозойских отложениях вблизи контакта с юрскими гранитоидами асакан-шумиловского комплекса.

Район рудопроявлений имеет двухъярусное строение [Кудрин, 1978]. Нижний, верхнепротерозойский, структурный ярус сложен крупно- и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями филлитовидных углеродсодержащих и пиритизированных сланцев (нижняя часть разреза) и прослоями глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, туфов, туффигов и кварцевых порфиров (более высокие горизонты) [Алексеев, Стрелов, 1977]. Эти отложения прорываются юрскими гранитами и с угловым несогласием перекрываются юрскими отложениями верхнего структурного яруса, сложенного глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов.

Породы смяты в складки с амплитудами до 2 км и расстоянием между осями около 3 км, осложненными складками более высокого порядка, простирание их северо-восточное, осевые поверхности падают на северо-запад под углом 75—85°. Разрывные нарушения также имеют преимущественно северо-восточное простирание. Широко развиты кливаж, будинаж и складки волочения. Преобладает кливаж осевой плоскости, часто затушевывающий слоистость пород.

Кварцево-жильные образования довольно разнообразны по морфологии и условиям залегания. Выделяются пять типов жил и прожилков; залегающие согласно с напластованием вмещающих



пород (часто будинированы); приуроченные к плоскостям осевого кливажа (нередко будинированы); тяготеющие к замковым участкам складок волочения; приуроченные к межбудинному пространству; выполняющие трещины отрыва, ориентированные вдоль осей складок [Кудрин, 1978].

Отмечаются два типа золоторудных минеральных ассоциаций: золото-сульфидно-кварцевый — осадочно-диагенетический и золото-кварцевый — метаморфогенный [Алексеев, Стрелов, 1977]. Кварцево-жилые поля сосредоточены главным образом на трех проявлениях, условно названных нами «Первое», «Второе», «Третье» (рис. 28).

«Первое» проявление представляет систему четковидных кварцевых жил, залегающих в сланцах и алевролитах. Жилы имеют крутое северо-западное падение. Кварц образует три генерации [Кудрин, 1978; Алексеев, Стрелов, 1977]. Кварц I — дымчатый, слабозолотоносный, крупнокристаллический, водяно-прозрачный; кварц II — молочно-белый, золотоносный, наиболее распространенный на рудопроявлении и содержащий вкрапленность магнетита, ильменита, халькопирита, арсенопирита, галенита и сфалерита; кварц III — белый, сахаровидный, наиболее золотоносный, встречается реже, содержит вкрапленность арсенопирита, халькопирита и галенита.

Результаты декрептометрического анализа кварца подтверждают выделение рассмотренных выше генераций. Так, на кривых декрепитации для дымчатого кварца наиболее часты максимумы при температурах 580, 500 и 260°C, а для молочно-белого — при температурах 540, 500 и 240°C. Максимальные значения КИ различны для кварца первой и второй генераций. Кварц этих генераций встречается как раздельно, в разных жилах, так и совместно, в одной жиле, когда кварц II образует прожилковые выделения в кварце I.

Характеристика газово-жидких включений также различна для кварца первой и второй генераций. Размер включений в дымчатом кварце примерно 4×5 мкм, встречаются они сравнительно редко, обычно в виде негативных кристаллов. КЗ колеблется от 0,4 до 0,6, гомогенизация происходит большей частью в жидкую фазу, максимальные температуры гомогенизации не превышают 390°C (без поправок на давление). На карте изолиний $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ выделяются два температурных максимума в контурах изолиний 380°C — в центральной и западной частях рудопроявления. Размер газово-жидких включений в кварце молочно-белого цвета

Рис. 28. Изолинии количества импульсов кварцевых жил золоторудных проявлений.

1 — верхнепротерозойские отложения; 2 — нижнепалеозойские габбро-диориты; 3 — среднеюрские граниты асакан-шумиловского комплекса; 4 — верхнеюрские мелкозернистые граниты; 5 — изолинии КИ; 6 — четвертичные отложения; 7 — разрывные нарушения; 8 — контакты между породами; *9 — изученные участки.

примерно 4×6 мкм. Включения имеют вид негативных кристаллов и неправильных образований, тяготеющих к залеченным трещинкам, гомогенизируются они чаще в жидкую, иногда в газообразную фазу. КЗ колеблется от 0,4 до 0,8. Максимальные температуры гомогенизации достигают 430°C . Высокотемпературные аномалии на карте изолиний $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ тяготеют к главной жильной зоне рудопроявления и не совпадают с температурными аномалиями $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ для дымчатого кварца. Следует отметить, что значения $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ для кварца второй генерации уменьшаются по направлению к контакту гранитоидного массива асакан-шумиловского комплекса.

Изолинии КИ и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$, построенные для жил и прожилков молочно-белого кварца, показывают увеличение значений КИ от 700 до 1800 и $T_{\text{ГОМ}}^{\text{max}}$ от 390 до 430°C по мере приближения к основной жильной зоне. Для жил и прожилков дымчатого кварца такой тенденции не наблюдается.

Для изучения направленности движения компонентов производился расчет их баланса в зонах околорудно-измененных пород по методу Н. И. Наковника [1958], золото определялось спектрохимическим методом. На основании анализа трех разрезов, построенных вкрест простирания жил, сложенных кварцем дымчатого и молочно-белого цвета, можно предполагать, что кремнезем заимствовался из вмещающих пород — до 100 кг на кубический метр измененных песчаников и до 60 кг измененных сланцев. В околорудно-измененных песчаниках на расстоянии метра со стороны висячего и лежащего боков одной из жил наблюдается постепенное увеличение содержания золота от 2 до 12 усл. ед. по мере приближения к ее контактам. Соответственно увеличивается и сумма щелочей. В измененных сланцах количество калия, как и содержание золота, также возрастает по направлению к контакту жилы.

Таким образом, в околорудно-измененных породах, сопровождающих жилы дымчатого и молочно-белого кварца, намечается тенденция к уменьшению количества кремнезема и увеличению суммы щелочей для песчаников и калия для сланцев с одновременным увеличением содержания золота по мере приближения к контактам кварцевых жил.

«Второе» проявление приурочено к зоне эндоконтакта гранитоидного массива асакан-шумиловского комплекса, прорывающего кристаллические сланцы куналейской свиты. Здесь встречаются жилы дымчатого кварца, нередко с гнездовой вкрапленностью турмалина. Они секутся более поздними жилами молочно-белого кварца.

Изолинии КИ для жил, сложенных дымчатым и белым кварцем, имеют в основном северо-восточную ориентировку, как и направление контакта гранитоидов с вмещающими породами. Площади, оконтуренные изолиниями с максимальными значениями КИ для дымчатого и белого кварца, тяготеют к зоне эндоконтакта и почти совпадают. Интенсивно минерализованные участки

находятся большей частью в контурах изолиний КИ 1000 для дымчатого кварца и 1200 — для молочно-белого.

Максимальные температуры гомогенизации газовой-жидких включений в дымчатом кварце не превышают 330°C. Включения имеют форму негативных кристаллов размером до 3×5 мкм, КЗ 0,4—0,6.

Изолинии $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ для жил, сложенных молочно-белым кварцем, вытянуты в субгоризонтальном направлении, их наибольшие значения (до 390°C) находятся в зоне экзоконтакта. Минерализованные кварцевые жилы ограничены изолиниями $T_{\text{гом}}^{\text{max}}$ 300—350°C. Преобладают включения в виде негативных кристаллов размером 2×4 мкм, КЗ 0,4—0,6, изредка встречаются трехфазные включения с кристалликами галита.

«Третье» проявление находится в сланцах биотит-цоизит-кварцевого состава, прорванных гранитоидами асакан-шумиловского комплекса, и приурочено к зоне нарушения северо-западного простирания. Кварцевые жилы залегают в сланцах, частично в гранитах. Кварц, как и на «Первом» проявлении, присутствует в виде трех разновидностей и содержит почти такой же набор рудных минералов.

Наибольшие значения изолиний КИ, построенных для молочно-белого кварца, тяготеют к центральной части кварцево-жилной зоны, максимальные температуры гомогенизации — к юго-восточному флангу рудопроявления и достигают 370°C. Такие же температуры характерны для дымчатого кварца.

Таким образом, однотипность разновидностей кварца и близость параметров его элементарной ячейки (табл. 15), а также наличие общей температурной зональности ($T_{\text{гом}}^{\text{max}}$) и зональности изолиний КИ дают возможность предположить наличие общих причин и близких *PT*-условий образования рассмотренных выше рудопроявлений. Однако пока трудно объяснить все имеющиеся к настоящему времени факты о развитии процессов оруденения с позиций одной только точки зрения — магматогенной или метаморфогенной.

В пользу метаморфогенного проявления золоторудной минерализации свидетельствуют наличие прослоев углеродсодержащих пиритизированных сланцев, интенсивная складчатость и расщепление вмещающих пород, более низкие температуры образования раннего дымчатого кварца, по сравнению с поздним молочно-белым кварцем, отсутствие температурной зональности кварцево-жилной минерализации по отношению к соседним гранитоидам асакан-шумиловского комплекса, интенсивный будинач кварцевых жил.

Постмагматический генезис оруденения подтверждают наличие золотоносных кварцевых жил в гранитоидах, сходство параметров элементарной ячейки кварца в кварцевых жилах как в гранитах, так и во вмещающих их породах, уменьшение содержания золота в околорудно-измененных породах по мере удаления от контактов кварцевых жил.

Параметры элементарной ячейки кварца

№ пробы	$a(\text{Å})$	$c(\text{Å})$	Характеристика кварца	Рудопроявление	Вмещающие породы
72-266-К	4,9130	5,4047	Дымчатый	«Первое»	Сланцы
79-227-К	4,9134	5,4050	Молочно-белый	»	»
79-242-К	4,9135	5,4048	»	»	»
79-291-К	4,9131	5,4048	Сахаровидный	»	»
79-264-К	4,9134	5,4047	Дымчатый	«Второе»	Граниты
79-265-К	4,9135	5,4045	Молочно-белый	»	»

Примечание. Анализы выполнены в Институте земной коры СО АН СССР аналитик Э. Ф. Ушаповская.

Упомянутые противоречия можно объяснить с позиций проявления сложных метаморфогенно-магматогенных процессов. Первичное накопление золота, по-видимому, осуществлялось осадочным путем совместно с накоплением углеродистого вещества и образованием пирита в отложениях куналейской свиты [Алексеев, Стрелов, 1977]. В процессе складкообразования в полостях отслоения формировались слабозолотоносные кварцевые жилы, сложенные большей частью дымчатым кварцем, за счет миграции кремнезема из вмещающих пород. В последующем, в период становления среднеюрских гранитоидов асакан-шумиловского комплекса и миграции метаморфогенно-магматогенных растворов, перераспределение кремнезема и золота было более интенсивным. В это время формировалась основная масса жил молочно-белого кварца, а золото мигрировало из более глубоких горизонтов и отлагалось в жилах и частично во вмещающих околорудно-измененных породах с постепенным уменьшением интенсивности отложения по мере удаления от контактов жил. Одновременно происходили будинаж кварцевых жил, грануляция ранее отложенного кварца (дымчатого и молочно-белого) и образование наиболее золотоносного сахаровидного кварца, формирование кварцевых жил в гранитах происходило в постмагматический этап, золото в этих жилах, возможно, заимствовалось гранитами из вмещающих пород.

По имеющимся данным, наибольшие значения КИ наблюдаются на «Первом» проявлении, особенно в его центральной части, наименьшие — на «Втором», что, по-видимому, отражает и интенсивность проявления процессов минералообразования (см. рис. 28).

Рассматриваемое проявление (Приамурье) приурочено к южному крылу антиклинальной складки, ориентированной в субширотном направлении и осложненной поперечными изгибами и постскладчатыми разрывными нарушениями. Складка образована аргиллито-песчаниковыми отложениями средневерхнепалеозойского возраста, представленными нижней и верхней аргиллитово-песчаниковыми толщами. В пределах проявления встречаются также пострудные дайки и штоки кислого, среднего и основного составов и штоки кварцевых диоритов [Эйриш, 1967; Моисеенко, Неронский, 1968; Моисеенко, 1976].

Кварцевые жилы тяготеют к верхам нижней песчаниковой и низам верхней аргиллитовой толщ и выполняют полости трещин, ориентированные почти согласно с напластованием вмещающих пород. Жилы сложены кварцем трех генераций, встречающихся большей частью раздельно. Кварц первой генерации сливной, слабозолотоносный, серый; кварц второй — белый, иногда с друзовыми пустотками, золотоносный, наиболее распространен на месторождении; кварц третьей — водяно-прозрачный, незолотоносный. Слабозолотоносный кварц содержит вкрапленность крупнозернистого арсенопирита, золотоносный на отдельных участках обогащен пиритом и мелкозернистым арсенопиритом и в виде незначительной примеси содержит шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, станнин, касситерит, мельниковит, антимонит и кюстелит. Из нерудных минералов наблюдаются кальцит, серицит, адуляр, реже апатит, хлорит, биотит, цеолит, анкерит, турмалин, циркон и рутил. Текстуры руд массивные, полосчатые и брекчиевидные.

Проявление формировалось сложным путем [Моисеенко, Неронский, 1968; Эйриш, 1974]. В среднепозднепалеозойское время в районе месторождения происходило накопление песчано-

Таблица 16

Параметры элементарной ячейки кварца

№ пробы	$a(\text{Å})$	$c(\text{Å})$	Характеристика кварца	КИ
79-93-К	4,9144	5,4053	Серовато-белый	225
79-141-К	4,9136	5,4046	»	1570
79-171-К	4,9146	5,4053	Обохренный, золотоносный	500
79-165-К	4,9146	5,4054	Серовато-белый	570
79-212-К	4,9160	5,4058	Обохренный, золотоносный	500

Примечание. Анализы выполнены в Институте земной коры СО АН СССР, аналитик З. Ф. Ушаповская.

Состав флюидной фазы газово-жидких включений

№ пробы	Компонент, мл/г пробы				
	N ₂	H ₂	CO	CO ₂	H ₂ O
79-93-K	0,135	0,132	0,034	0,104	1,68
79-141-K	0,228	0,132	0,827	10,66	0,11
79-165-K	0,078	0,066	0,042	1,05	1,275

Примечание. Анализы выполнены в Институте земной коры СО АН СССР, аналитик Л. К. Волкова.

глинистых отложений с примесью марказита, углеродистого вещества, кремнезема и туфогенного материала. В позднепалеозойское — раннемезозойское время породы были смяты в складки, интродированы массивами габброидов и гранитоидов и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. В это же время возникли более ранние кварцевые жилы. Следующий, юрский, до-дайковый этап деформации обусловил образование поперечных изгибов складчатых структур, смещение кварцевых жил, перераспределение кремнезема, сульфидов и золота из вмещающих пород и формирование более поздних золотоносных кварцевых жил. Возможность заимствования золота из вмещающих пород рассматривалась также в работе В. Д. Мельникова и Т. В. Сверкуновой [1976].

Термобарогеохимические исследования показали, что газово-жидкие включения в кварце из жил, преобладающих на месторождении, очень мелкие, размер их редко превышает 2—3 мкм, КЗ колеблется в пределах 0,8—0,9. Включения декрепитируют в интервале 150—350°C. Наибольшее количество газово-жидких включений в пробах золота наблюдается при температуре 220°C.

Максимальные температуры гомогенизации газово-жидких включений отмечаются при 210, 260 и 290°C. По В. Г. Моисенко [1976], включения в кварце из слабозолотоносных кварцевых жил с арсенопиритом и пиритом гомогенизируются в интервале 350—250°C, из более золотоносных — в интервале 250—180°C.

Расчет баланса движения компонентов в околорудно-измененных породах по методу Н. И. Наковника [1958] позволяет наметить слабо выраженную тенденцию уменьшения кремнезема и золота и увеличение суммы щелочей по мере приближения к контактам кварцевых жил. Алевролиты и песчаники вблизи (до 1 м) контактов интенсивно серицитизированы и хлоритизированы.

На основании изучения параметров элементарной ячейки кварца и состава флюидной фазы газово-жидких включений пока еще не выявлены какие-либо особенности в характеристике кварца в зависимости от коэффициента КИ (табл. 16, 17).

Итак, слабое проявление в районе процессов метаморфизма, не превышающих начальных ступеней зеленосланцевых фаций,

обусловило слабую подвижность вещества и развитие ранних жил и прожилков в позднем палеозое. Последующие этапы тектономагматической активизации в юрское время, по-видимому, способствовали существенному перераспределению кремнезема и золота и формированию золоторудных кварцевых жил.

ГЕНЕЗИС ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Для многих золоторудных проявлений давно подмечена пространственная связь оруденения с черносланцевыми отложениями, обогащенными углеродистым веществом.

В. Г. Моисеенко и др. [1974] отмечают повышенные содержания золота в осадочных углеродистых толщах Приамурья (мг/т): песчаники — 8,3 (66)*, алевролиты — 2,4 (28), глинистые породы — 3,4 (56).

На возможность накопления золота осадочным путем (для докембрийских отложений Енисейского кряжа) указывает также В. Г. Петров [1974, 1977]. Большую роль в этом он отводит, ссылаясь на Б. И. Пищевицкого и др. [1965], золотоорганическим соединениям, заимствовавшим золото, находящееся в виде ионов $AuCl_2^-$ и $AuCl_4^-$, из морской воды.

На месторождении Карлин золото находится в осадочных пиритизированных углеродисто-глинисто-карбонатных отложениях. Более 50% его входит в состав органических соединений [Radtke, Scheinert, 1970]. Накопление золота в осадочных углеродистых отложениях в виде золотоорганических соединений допускается и другими исследованиями [Виноградов, 1967; Поликарпочкин и др., 1969]. В черносланцевых толщах золото может фиксироваться также и в виде дисперсных частиц совместно с осадочно-диагенетическими сульфидами [Нифонтов, 1960; Мармо, 1964; Буряк, 1973]. Наличие прямой корреляционной связи между Au , $S_{орг}$ и S отмечается и в породах рифея северо-западной части Восточного Саяна [Ярошевич, 1983].

В Ленском золотоносном районе и на более обширной территории Байкальской горной области в верхнем протерозое происходило формирование терригенных и терригенно-карбонатных толщ, содержащих прослой пиритизированных, зараженных золотом углеродистых сланцев [Салоп, 1967]. На площади Бодайбинского синклинория золото, по-видимому, накапливалось совместно с $S_{орг}$ и сульфидами в прибрежно-морских и лагунных условиях [Гапон, Гапеева, 1969; Коткин, 1973; Шергин, 1973; Станников, 1976]. Наблюдается повсеместная зараженность золотом

* В скобках указано количество анализов.

черносланцевых отложений всех рассмотренных выше проявлений.

Накопление золота и сульфидизация черносланцевых отложений могли осуществляться не только осадочным путем, но и в процессе вулканогенно-осадочной деятельности. В частности, прослойки туфов и туфопесчаников отмечаются в отдельных свитах Бодайбинского синклиория и его ближайшего окружения. Гидротермально-осадочные сульфиды описаны В. А. Буряком [1976] для некоторых районов синклиория.

Линзы пирита зонального строения (см. рис. 1) нами также относятся к типу вулканогенно-осадочных образований, возникших в условиях резкой изменчивости физико-химической обстановки среды минералообразования. Им свойственны высокая степень золотоносности и повышенное содержание меди (до 0,2%). Кроме того, для вулканогенных золотоносных флюидов мощным геохимическим барьером могли быть и большие скопления линз пирита осадочно-диагенетического происхождения в черносланцевых отложениях. Наложенный характер золотого оруденения на линзы подобного типа доказывается, кроме повышенной их золотоносности, также отсутствием сильной корреляционной связи Au с Co, Ni, Cu и параметрами элементарной ячейки пирита на участках совместного распространения с линзами зонального строения. Там, где они встречаются раздельно, осадочно-диагенетические линзы обычно слабозолотоносны. Последующее усиление корреляционной связи золота с элементами-примесями и размерами элементарной ячейки пиритов в последовательно формирующихся кварц-сульфидных минеральных ассоциациях может свидетельствовать о совместной миграции и перераспределении рудных компонентов (осадочно-диагенетических и вулканогенно-осадочных) метаморфогенно-гидротермальными растворами на фоне длительной истории геосинклиального развития территории.

Однако черносланцевые отложения с повышенной золотоносностью должны пройти сложный путь развития, в процессе которого возникли бы благоприятные условия для формирования золоторудных месторождений.

Первый этап на этом длительном пути, например для черносланцевых отложений Бодайбинского синклиория, — этап погружения. Золото, возможно, находилось в виде металлоорганических соединений в органическом веществе и в самородном состоянии в линзах вулканогенно-осадочного пирита и при относительно низких температурах и давлении, и при отсутствии путей миграции, по-видимому, не мигрировало.

В период проявления главной фазы складчатости (по В. В. Белоусову [1962]) карбонатно-терригенные отложения патомской серии Бодайбинского синклиория были смяты в складки субширотного простирания [Шер, 1961]. В антиклинальных складках интенсивно развивался кливаж осевой поверхности, а в их замковых участках — зоны интенсивного расщепления пород.

Эти структуры повышенной проницаемости, прослеженные на многие десятки километров и вмещающие мощные зоны метасоматически измененных пород [Шер, 1966; Шмотов, 1977], выполняли роль дренирующих структур, в которые мигрировали компоненты вмещающих пород и формировались кварц-сульфидные и кварцево-жильные раннеметаморфогенные минеральные ассоциации.

Возникновение кварц-сульфидных прожилков в процессе складкообразования, по нашему мнению, является одним из главных факторов, обуславливающих формирование золоторудных проявлений метаморфогенно-гидротермального типа [Коновалов, 1979, 1981]. Максимальные температуры гомогенизации газожидких включений гребенчатого кварца в оторочках давления (около 420°C у линз и метакристов пирита) знаменуют собой начало регрессивного этапа однородного регионального метаморфизма. При последующем понижении температур (410—390°C) формируются кварц-пиритовые и пирит-кварцевые прожилки, при температуре 380—360°C — раннеметаморфогенные кварцевые жилы. При повышенных температурах (420—380°C) происходит разрушение золотоорганических соединений, и золото, по-видимому, в виде тиокомплексов совместно с кремнеземом переносится метаморфогенными растворами из вмещающих пород в трещины и «затененные» от давления участки, где образуются золотоносные кварц-пиритовые прожилки по мере падения температуры. Максимальная растворимость и наиболее интенсивное перераспределение золота минералообразующими растворами, вероятно, находились в прямой зависимости от суммарного содержания серы в этих растворах [Летников, Вилор, 1981]. Кроме того, максимальная золотоносность кварц-сульфидных образований соответствует максимальным значениям кислотности растворов, формировавших эти ассоциации в ряду: линзы пирита — метакристы пирита — кварц-пиритовые прожилки — пирит-кварцевые прожилки — кварцевые жилы (см. рис. 13). Пониженная кислотность и слабая золотоносность крайних членов этого ряда, по-видимому, обусловлены с одной стороны, развитием только процессов перекристаллизации осадочно-диагенетических слабозолотоносных линз пирита, с другой — формированием практически незолотоносных раннеметаморфогенных кварцевых жил, когда лимит серы в метаморфогенных растворах уже был исчерпан. Возникновение локальных максимумов кислотности, возможно, имеет общую закономерность для длительного развития процессов минералообразования [Наумов, 1980]. В последующем, в период складкообразования, кварц-сульфидные прожилки и раннеметаморфогенные кварцевые жилы были смяты в мелкие складки и будинированы. Участие золотоносных кварц-сульфидных прожилков и кварцевых жил в складкообразовании отмечал также А. В. Синцов [1980]. Н. В. Вилор и В. А. Макрыгина считают, что ранние жилы предшествуют пегматитам в северной части Бодайбинского синклинария [Флюидный режим..., 1980]. В околорудно-измененных породах, сопровождающих кварц-сульфидные прожилки, наблюда-

Сравнительная характеристика золоторудных

Вмещающие породы			Околорудные изменения	Стадийность	T _{max} гом, °C	КП	Рудные формации
Состав	Пиритизация	Углеродистость					
1	2	3	4	5	6	7	8
Терригенные и терригенно-карбонатные песчано-сланцевые отложения, иногда с прослоями вулканомитовых песчаников	Развитие на отдельных участках осадочно-диагенетической минерализации	До 3% Сорг	Баланс кремнезема, суммы щелочей и золота отрицательный	Оторочки давления	410	600	Золото-сульфидная
			Баланс золота и кремнезема отрицательный, суммы щелочей — положительный (в серицитовой зоне метаморфизма)	Кварц-пиритовые прожилки	400	500	
Граниты	Развита слабо	Отсутствует	Не изучались	Шпирит-кварцевые прожилки	390	500—1000	Золото-кварцевая
				Раннеметаморфогенные кварцевые жилы	380	300—700	
Граниты	Развита слабо	Отсутствует	Не изучались	Позднеметаморфогенные кварцевые жилы	До 400	1000—2500	Отсутствуют
				Постмагматические кварцевые жилы (PR ₁)	470	140—370	
Граниты	Развита слабо	Отсутствует	Не изучались	Постмагматические кварцевые жилы (PR ₂)	460	1000—1200	Отсутствуют

проявлений в черносланцевых толщах

Этапы развития геосинклинали	Метаморфизм (типы и этапы)	Магматизм	Местоположение	Проявления	
				Типы	Классы
9	10	11	12	13	14
Складчатый	Однородный, раннеметаморфогенный	Отсутствует	Бодайбинский синклиорий	Раннеметаморфогенные	Метаморфогенно-гидротермальные
Инверсионный	Полизоновый, позднеметаморфогенный	Автохтонный		Позднеметаморфогенные	
Постороженный		Аллохтонный		Постмагматические	Магматогенно-гидротермальные
Инверсионный		Автохтонный	Северное Бодайбинского синклиория	Отсутствуют	Отсутствуют
Постороженный		Аллохтонный			

1	2	3	4	5	6	7	8
Терригенные песчано-сланцевые отложения	Пиритизация на отдельных участках	Наличие углеродистого вещества в отдельных участках	Проявлены слабо Серицитизация, хлоритизация	Раннеметаморфогенные кварцевые жилы (PR ₃) Позднеметаморфогенные кварцевые жилы (PR ₃)	460 400	600—700 700—1200	Отсутствуют Золото-пирит-арсенипирит-кварцевая
Карбонатно-терригенные отложения	Отдельные прослои сланцев пиритизированы	Встречаются прослои углеродистых сланцев	Не изучались	Кварцевые жилы в терригенных отложениях	300	1500	Золото-пирит-блеклорудно-кварцевая
Вулканические образования	Развита слабо	Отсутствуют	Хлоритизация, серицитизация	Кварцевые жилы в вулканических породах Кварцевые жилы в зонах карбонатизации	360 310	2000 2500	Золото-пирит-блеклорудно-кварцевая
Терригенные песчано-сланцевые отложения	Прослой пиритизированных сланцев	Наблюдается незначительная примесь углеродистого вещества в прослоях сланцев	Баланс суммы щелочей и золота положительный, кремнезема — отрицательный	Жилы дымчатого кварца Жилы молочного-белого кварца	390 430	700—1100 700—1800	Золото-кварцевая Золото-кварцевая

9	10	11	12	13	14
Складчатый	Однородный, раннеметаморфогенный	Отсутствует			
Инверсионный	Полизоновый, позднеметаморфогенный	Автохтонный		Позднеметаморфогенные	Метафорфогенно-гидротермальные
Инверсионный	Полизоновый, позднеметаморфогенный	Автохтонный	Южнее Бодайбинского синклинория	Позднеметаморфогенные	Метаморфогенно-гидротермальные
Инверсионный	Полизоновый, позднеметаморфогенный	Отсутствует		Позднеметаморфогенные	Метаморфогенно-гидротермальные
Постороженный		Аллохтонный	Забайкалье	Постмагматические	Магматогенно-гидротермальные

1	2	3	4	5	6	7	8
Территории аргиллитопесчанников отложения	Отмечается слабая пиритизация	Отмечается незначительная примесь углеродистого вещества	Не изучались	Жилы слабо-золотоносного кварца	290	600	Золото-кварцевая
			Баланс сумм щелочей положительный, кремнезема — отрицательный	Жилы золотоносного кварца	260	700	Золото-кварцевая

ются вынос кремнезема и воды и привнос щелочей в связи с развитием зонки серицита у контактов прожилков. Для раннеметаморфогенных кварцевых жил отмечается отрицательный баланс кремнезема суммы щелочей и золота.

В конце инверсионного периода развития геосинклинали по зонам глубинных разломов поступал интенсивный поток тепла и растворов, обусловивший проявление полизонального регионального метаморфизма [Салоп, 1967]. Полизональный метаморфизм накладывался на складчатые структуры, возникшие в период проявления более раннего однородного метаморфизма, о чем свидетельствуют секущее положение изоград полизонального метаморфизма по отношению к ранним складкам и наложение кристаллизационной сланцеватости позднего метаморфизма на кливаж осевой поверхности этих складок [Флаас, 1971]. Секущее положение изограды занимают также и по отношению к мощным зонам околорудно-измененных пород, так как в зависимости от увеличения степени метаморфизма в этих зонах пирит замещается пирротинном, затем магнетитом, гранатом и биотитом [Салоп, 1967].

Как уже отмечалось ранее [Коновалов, 1978, 1979], мы выделяем позднеметаморфогенные кварцевые жилы, широко распространенные на территории Бодайбинского синклинория, и относим их к регрессивному этапу полизонального метаморфизма, что подтверждается следующими доказательствами.

Поля, сложенные позднеметаморфогенными кварцевыми жилами, приурочены обычно к ядерным участкам антиклинальных складок и зонам повышенной трещиноватости. Кварцевые жилы часто секут слоистость и сланцеватость осевой плоскости антиклинальных складок раннего дислокационного этапа, а также линзы пирита, кварц-сульфидные прожилки и раннеметаморфогенные кварцевые жилы и прожилки. Позднеметаморфогенные кварцевые жилы в отличие от раннеметаморфогенных часто имеют более высокие температуры начала кристаллизации кварца (соответственно 400 и 380°C) на участках пересечения жил. Они отличаются

9	10	11	12	13	14
Инверсионный	Полизональный, позднеметаморфогенный	Отсутствует	Приамурье	Позднеметаморфогенные	Метаморфогенно-гидротермальные
Посторогенный		Аллохтонный		Постмагматические	Магматогенно-гидротермальные

также насыщенностью газовой-жидкими включениями (КИ до 2500) и их флюидным и анионно-катионным составом. Для позднеметаморфогенного этапа, как и для раннеметаморфогенного, также характерен максимум кислотности, когда период интенсивного отложения кварца и формирования позднеметаморфогенных кварцевых жил сменяется позднещелочной стадией, фиксируемой отложением поздних карбонатов, сульфидов и золота кварцево-жилыного типа. В зоне околорудно-измененных пород этих жил отмечается положительный баланс суммы щелочей. Баланс золота отрицательный. Следует подчеркнуть, что в позднеметаморфогенных кварцевых жилах, расположенных в различных зонах метаморфизма — от серицитовой до амфиболитовой, — наблюдаются общая тенденция увеличения температур начала кристаллизации кварца ($T_{гом}^{max}$), последовательное уменьшение содержания золота и увеличение коэффициента корреляции между никелем и кобальтом в мономинеральных пробах кварца, а также увеличение параметра a и уменьшение параметра c элементарной ячейки кварца. Последовательное уменьшение содержания золота в кварцевых жилах по мере увеличения степени метаморфизма, по-видимому, отражает степень золотоносности вмещающих пород в различных зонах метаморфизма и согласуется с основным положением гипотезы В. А. Буряка [1973] о метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании Ленского района, но только для кварцево-жилыного типа оруденения. Возможность заимствования золота из вмещающих пород метаморфогенными растворами впервые была рассмотрена Р. В. Бойлом для золоторудных месторождений супракрустального пояса Абитибии в Канаде [Boyle, 1961, 1979].

В посторогенный этап развития геосинклинали внедрились интрузии конкудеро-мамаканского комплекса. Гранитоиды этого комплекса занимают секущее положение как по отношению к зонам кварц-сульфидной минерализации, так и по отношению к кварцево-жилыным полям. В зонах контактовых роговиков на-

блюдаются замещение пирита пирротином и исчезновение кливажа осевой плоскости линейных складок. Температурная зональность постмагматических кварцево-жильных полей, сопровождающих гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, также занимает секущее положение по отношению к температурной зональности метаморфогенно-гидротермальных кварцево-жильных полей, генетически связанных с проявлением полизонального метаморфизма.

На участке, расположенном севернее Бодайбинского синклиория, кварцевые жилы, возникшие в процессе проявления полизонального метаморфизма и поступления тепла и растворов по зонам довольно крупных разломов, обуславливают «свою» температурную зональность по отношению к этим разломам.

На участке южнее синклиория преобладает кварцево-жильный тип оруденения, золоторудная минерализация тяготеет к зоне глубинного разлома, но, судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений и составу минеральных ассоциаций, является более низкотемпературной.

На площади рассмотренного синклиналичного прогиба в Забайкалье образование золоторудных проявлений в большей мере было обусловлено деятельностью магматогенных процессов, о чем свидетельствует наличие золотоносных кварцевых жил непосредственно среди гранитов. На «Первом» проявлении жилы дымчатого кварца формировались в процессе складкообразования; жилы молочно-белого кварца — в более позднее время, в период становления гранитоидов и интенсивной циркуляции магматогенных растворов по ослабленным зонам трещиноватости, по отношению к которым отмечается температурная зональность в расположении кварцевых жил. В окологрудно-измененных зонах, сопровождающих жилы молочно-белого кварца, намечается положительный баланс суммы щелочей и золота и отрицательный — кремнезема. По-видимому, золото заимствовалось из вмещающих пород не только непосредственно на месте, но и привносилось из более глубоких горизонтов.

На одном из проявлений Приамурья, расположенном на крыльях антиклинали в углеродсодержащих аргиллито-песчаниковых толщах, золоторудная минерализация сосредоточена исключительно в кварцевых жилах — раннеметаморфогенных слабозолотоносных и поздних, более золотоносных.

Сравнительная характеристика рассмотренных выше рудопроявлений, приуроченных к черносланцевым толщам, приводится в табл. 18.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного материала можно предположить, что золоторудные проявления в черносланцевых толщах формировались в сложных условиях развития процессов осадконакопления, метаморфизма и магматизма.

В процессе осадконакопления породы обогащались углеродистым веществом, сульфидами и золотом. Последнее накапливалось в виде золотоорганических соединений и в самородном состоянии как осадочным путем на локальных прибрежно-морских и лагуновых участках, так и вулканогенно-осадочным путем в пределах седиментационных бассейнов.

В последующем развитии геосинклинали черносланцевые толщи испытали два этапа метаморфизма — однородный и полизональный, сопровождавшиеся соответственно двумя этапами минералообразования — ранне- и позднеметаморфогенным.

В раннеметаморфогенный этап на участках интенсивного первичного обогащения золотом вмещающих пород в регрессивную стадию возникали кварц-сульфидные золоторудные проявления прожилково-вкрапленного типа и раннеметаморфогенные кварцевые жилы. В позднеметаморфогенный этап формировались кварцево-жилные проявления в результате заимствования золота метаморфогенными растворами из вмещающих пород как вблизи кварцевых жил, так и на более глубоких горизонтах. Последовательное уменьшение степени золотоносности позднеметаморфогенных кварцевых жил в зависимости от их расположения в различных зонах метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой ступени свидетельствует о понижении интенсивности исходной золотоносности вмещающих пород в зависимости от увеличения степени их метаморфизма. Именно выносом золота из вмещающих пород в процессе наложения прогрессивного этапа полизонального метаморфизма объясняется отсутствие метаморфогенно-гидротермальных золоторудных проявлений кварцево-жилного типа регрессивного этапа в зонах повышенных ступеней метаморфизма.

Методы термобарогеохимии позволяют проводить разделение кварцево-жилных полей на ранне- и позднеметаморфогенные, а в пределах последних путем наложения площадей с оптимальными значениями KI и $T_{ГОМ}^{max}$ выделять участки для поисков новых золоторудных проявлений кварцево-жилного типа. Дальнейшие успехи поисков кварц-сульфидных проявлений прожилково-вкрапленного типа в большей мере будут зависеть от выявления палеогеографических условий формирования локальных участков, благоприятных для накопления золота осадочным и вулканогенно-осадочным путем, и установления оптимальных физико-химических условий перераспределения золота.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. Л., Львова Н. А. Бодайбинская впадина как магмоконтролирующая структура. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6, с. 1387—1389.
- Александров А. Л., Иньшин Е. Д., Яблоновский Б. В. О связи золотого оруденения с постскладчатými гранитоидами. — В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: изд. Иркутского политехн. ин-та, 1978, с. 93—98.
- Алексеев Д. Н., Стрелов А. М. Структурно-литологические особенности локализации золотого оруденения Воскресенского рудного района. Чита: изд. ЗабНИИ, 1977, с. 5—15.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 276.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Белковский А. И. Прецизионные определения параметров элементарной ячейки и температуры α \rightarrow β -превращения кварцев из некоторых месторождений Среднего и Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1, с. 111—113.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 457—478.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 500 с.
- Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, с. 184—189.
- Буряк В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1973.
- Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1975. 144 с.
- Буряк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения чернослапцевых («углистых») толщ. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4.
- Буряк В. А., Кащеева Т. В., Хмелевская Н. М. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье). — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2, с. 405—408.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Викулова Л. П., Коткин В. В., Тищенко Е. И., Хренов П. М. О золотоносности раннего докембрия в Ленском районе. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 120—121.
- Вилор Н. В., Гантимурова Т. П., Коновалов И. В. и др. Состав газов в кварцевых жилах севера Байкало-Патомского нагорья. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1175—1178.
- Винклер Г. Генезис метаморфогенных пород. М.: Мир, 1969. 248 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Гавриленко В. В. Роль метаморфизма в концентрировании золота. — В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1978, с. 80—92.
- Ганон А. Е. Классификация пирита догалдынской свиты и ее значение при поисках рудного золота. — В кн.: Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969, с. 171—187.
- Ганон А. Е., Ганцева М. М. К проблеме золотоносности центральной части Ленского района. — В кн.: Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969, с. 154—164.

- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 123 с.
- Головенко В. К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области.— Сов. геология, 1967, № 12, с. 40—53.
- Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов.— Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 3, с. 543—545.
- Грошенко А. Р. Развитие техники исследования включений минералообразующих сред методом гомогенизации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М.: Наука, 1968, с. 95—98.
- Дембо Т. М. О двух периодах тектонических движений, метаморфизма и гидротермальной деятельности в южной части Патомского нагорья.— Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 5, с. 909—910.
- Джафаров Ч. Д. Влияние примесей на параметры решетки и форму кристаллов.— В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Гостеолтехиздат, 1963, с. 105—109.
- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1967, № 4, с. 6—17.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: изд. гос. ун-та, 1950. 109 с.
- Ермаков Н. П. Методы использования газовой-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел.— Сов. геология, 1966, № 9, с. 77—90.
- Ермаков Н. П. Проблема развития физико-геохимических методов поисков скрытых и закрытых пневматолито-гидротермальных месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М.: Наука, 1968, с. 189—199.
- Жабин А. Г. Оптогенез минералов. М.: Наука, 1979. 276 с.
- Жариков В. А. Критерии кислотности процессов минералообразования. В кн.: Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982, с. 63—91.
- Запри Н. М., Шер С. Д., Стрижев В. П. и др. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной крапленности.— Сов. геология, 1977, № 1.
- Злобин В. А., Гаськов И. В., Вьюшкова Л. В. Условия формирования золоторудной минерализации в терригенных толщах.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 117—139.
- Казаков А. Н. Деформационная и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 240 с.
- Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Дук В. Л., Харитонов А. Г. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. 170 с.
- Каменцев И. Е. О влиянии температуры кристаллизации на включение примеси алюминия в структуру природного кварца.— Геохимия, 1965, № 3, с. 366—368.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды Юго-Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 144 с.
- Кондратенко А. К. Магматические комплексы центральной части Ленской провинции и их металлогеническая специализация. М.: Недра, 1977.
- Коновалов И. В. Особенности околорудного изменения пород одного золоторудного месторождения в Ленском районе.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 245.
- Коновалов И. В. О стадийности минералообразования на месторождении Ленского золотоносного района (по газовой-жидким включениям).— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 3, с. 674—676.
- Коновалов И. В. Околорудная зональность одного золоторудного месторождения.— Геол. и геофиз., 1973, № 1, с. 123—125.
- Коновалов И. В. Контактный метаморфизм конклюдеро-мамаканских гранитов и золоторудная минерализация (Ленский район).— Геол. и геофиз., 1975, № 5, с. 48—53.
- Коновалов И. В. Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 164—173.

- Коновалов П. В. Метаморфогенная палеотемпературная зональность кварцево-жильных полей золоторудных проявлений.— В кн.: Термобарогеохимия и рудогеоносность. Т. II. Владивосток, 1978, с. 33—34.
- Коновалов П. В. Этапы развития метаморфогенно-деформационных циклов и сопутствующей им минерализации.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 5, с. 1172—1174.
- Коновалов П. В., Уцаповская З. Ф. Кварц метаморфогенно-гидротермальных золоторудных образований в черносланцевых толщах.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 933—935.
- Коткин В. В. Влияние вмещающих пород на размещение золоторудных проявлений в центральной части Ленского района.— В кн.: Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969, с. 165—170.
- Коткин В. В. Геохимические особенности распределения золота в породах Ленского золотоносного района.— Зап. Забайкальск. фил. геогр. о-ва. Чита, 1973, вып. 87, с. 80—92.
- Кудрин С. Н. Некоторые внутренние деформации слоистых толщ и связанные с ними кварцевые жилы Воскресенского рудного поля (Центральное Забайкалье).— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: изд. Иркутского политех. ин-та, 1978, с. 144—160.
- Левицкий В. В., Демин Б. Г. Газовый состав включений — индикатор эрозийного среза гидротермальных месторождений.— Сов. геология, 1981, № 3, с. 104—112.
- Левицкий В. В., Демин Б. Г., Барышев А. С., Хренов П. М. Определение рудных и подрудных горизонтов кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных зон Ленской провинции по физико-химическим данным.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1442—1447.
- Ленский золотоносный район. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. Т. 1. М.: Недра, 1971. 163 с.
- Летников Ф. А., Уцаповская З. Ф. Об изменении параметров элементарной ячейки кварца пород Кокчетавской глыбы в зависимости от их генезиса.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 4, с. 495—498.
- Летников Ф. А., Шкарупа Т. А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск, 1977. 25 с.
- Летников Ф. А., Вилор Н. В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.
- Малых В. С. О мезозойской активизации Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 1, с. 175—178.
- Маракушев А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978.
- Мармо В. О возможной генетической связи оруденения с сульфидоносными сланцами.— В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгресса. Вып. III. М.: Мир, 1964, с. 408—412.
- Мельников В. Д., Сверкунова Т. В. Мобилизация золота из вмещающих пород при формировании золото-кварцевых жил Токурского рудного поля.— В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 31—36.
- Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
- Моисеенко В. Г. Условия образования золоторудных месторождений юга Дальнего Востока.— В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 3—19.
- Моисеенко В. Г., Неронский Г. П. Связь золотоносности с региональным метаморфизмом.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Сахно В. Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.

- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 4, с. 401—417.
- Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газово-жидким включениям. — Геохимия, 1968, № 4, с. 432—441.
- Наумов Г. Б. Химическая эволюция минералообразующих сред и локализация руд на геохимических барьерах. — В кн.: Геохимия, минералогия. М.: Наука, 1980, с. 53—61.
- Николаев В. А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. — В кн.: Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 202—229.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых районов. — В кн.: Методы исследования минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 90—97.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 58—62.
- Обручев В. А. Геологическая карта Ленского золотоносного района (Описание листов IV — 1 и IV — 2). Спб., 1907. 312 с.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 71—83.
- Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
- Петров В. Г. Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977.
- Петровская Н. В. Переотложение золота и кварца при процессах формирования золоторудных месторождений. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970, с. 133—139.
- Пищевицкий Б. И., Аношин Г. Н., Еренбург А. М. О химических формах золота в морской воде. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4, с. 915—917.
- Плохинский Н. А. Биометрия. М.: Изд-во МГУ, 1970. 368 с.
- Поликарпочкин В. В., Коротаева И. Я., Гапон А. Е. Концентрирование хомолхинского золота в осадкообразовании. — В кн.: Ежегодник-1968, СибГЕОХИ, Иркутск, 1969, с. 240—245.
- Поликарпочкин В. В., Гапон А. Е., Шергин Б. В. Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 153—162.
- Польковский В. С., Меркулов Э. Л., Божко М. Т. Минералогическая и геохимическая характеристика ореолов пропаривания, выделенных декрепитацией пород около хрусталоносной жилы на Памире. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М.: Наука, 1968.
- Попов Н. П., Антонов С. Г., Черепанов В. К. Некоторые структурные особенности одного из золоторудных месторождений Ленского района. — В кн.: Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 3. Иркутск, 1974, с. 96—101.
- Постельников К. С. Байкальский орогенез. М.: Наука, 1973. 128 с.
- Прохоров В. Г. Пирит. Красноярск, 1970. 188 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967.
- Сапрыкин Е. П. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Синцов А. В. О структурах, контролирующих золотое оруденение Ленского района. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования (тезисы). Киев: Наукова думка, 1974, с. 103—104.
- Синцов А. В. Деформации, метаморфизм, оруденение верхнепротерозойской толщи Мамско-Бодайбинского синклинория. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980, с. 108—120.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.

- Станников В. А. Роль горизонтальных тектонических движений и тангенциальных деформаций в формировании золоторудного месторождения. В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск: изд. Иркутского ун-та, 1976, с. 85—93.
- Страхов П. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Судовников Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. — Сов. геология, 1965, № 1, с. 105—119.
- Флаас А. С. Некоторые особенности структурного развития Мамско-Бодайбинской серии. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 58—64.
- Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. 193 с.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 64—83.
- Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканогенно-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 224 с.
- Шаров В. Н., Шмотов А. П., Коновалов И. В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения (Байкало-Патомское нагорье). Новосибирск: Наука, 1978. 104 с.
- Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.
- Шер С. Д. К вопросу о тектонике Бодайбинского синклинального погружения и влиянии некоторых элементов на локализацию золотоносности. М., 1961, с. 30—49.
- Шер С. Д. Окислительные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 282—291.
- Шер С. Д., Кондратенко А. К. О метаморфических преобразованиях пород южной части Ленского золотоносного района. М., 1962, с. 75—101.
- Шер С. Д., Демченко А. В. О значении исследований формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе. — Геол. рудных месторожд., 1962, № 4, с. 94—96.
- Шер С. Д., Гурейкин И. Я., Дорофеев Д. А., Брагин И. К. Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах. — В кн.: Геохимические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 188—199.
- Шергин Б. В. Золото в осадочных породах Ленского золотоносного района. — В кн.: Ежегодник-1972, СибГЕОХИ, Иркутск, 1973, с. 261—265.
- Шило Н. А., Сидоров А. А. Минералогические и генетические особенности золоторудных месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1978, с. 3—14.
- Шмотов А. П. О перераспределении и мобилизации компонентов и рудных элементов в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.
- Эйриш Л. В. Золотоносные купола Селемджино-Кербинского выступа с позиций гипотезы подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений. — В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1967.
- Ярошевич В. М. Золото, сера и S_{org} в породах рифея северо-западной части Восточного Саяна. — Геохимия, 1983, № 2, с. 306—310.
- Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition (1). Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition. — Econ. Geol., 1970, v. 65, N 2, p. 87—102.
- Read H. H. Metamorphism and migmatization in the Ithan Valley, Aberdeen-shire. — Trans. Edinb. Geol. Soc., 1952, v. 15, N 3, p. 265.
- Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. — Geol. Surv. Canada, 1961, Mem., p. 310.
- Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits? — Geol. Surv. Canada Bull., 1979, p. 280.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Краткий геологический очерк	4
Состав и последовательность образования минеральных ассоциаций	10
Околорудные изменения вмещающих пород	20
Динамика формирования состава минералообразующих растворов	23
Влияние процессов метаморфизма на состав и структурные особенности минералов	39
Температурная зональность метаморфогенно-гидротермальных образований	48
Влияние магматогенных процессов на оруденение	59
Этапы развития метаморфогенно-деформационного цикла и сопутствующей им минерализации	61
Условия образования золоторудных проявлений в черносланцевых толщах	65
Раннепротерозойские проявления	—
Позднепротерозойские проявления	71
Мезозойские проявления	79
Генезис золоторудной минерализации в черносланцевых толщах	84
Заключение	91
Литература	92

Илья Васильевич Коновалов

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ Восточная Сибирь

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *Е. И. Тимофеева*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*.
Художник *Б. А. Васильев*. Технический редактор *С. А. Смородинова*. Корректоры
Л. Л. Михайлова, Г. Д. Смоляк

ИБ № 23646

Сдано в набор 30.03.84. Подписано к печати 09.01.85. МП-01503. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 6. Усл. кр.-отт. 6,4. Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 104. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Стамиславского, 25.

1 р. 10 к.

4309